Ф. И. ВОЛЬФСОН, А. В. ДРУЖИНИН

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ф. И. ВОЛЬФСОН, А. В. ДРУЖИНИН

553.3/4

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1282



МОСКВА «НЕДРА» 1975



УДК 553.3 + 553.4

Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. М., «Недра», 1975, 392 с.

Рассматривается геология месторождений черных, цветных, благородных, радиоактивных, малых, редких металлов и рассеянных элементов.

По каждому металлу излагаются геологические условия формирования, характеризуются генетические группы, классы, рудные формации и промышленные типы месторождений. С учетом новейших материалов приводится описание наиболее типичных, хорошо изученных конкретных примеров месторождений СССР и зарубежных стран.

Книга предназначена для широкого круга геологов, принимающих участие в поисках, разведках и изучении рудных месторождений. Она может быть использована также студентами геологических специальностей высших учебных заведений.

Таблиц 22, иллюстраций 156, общий список главнейшей литературы — 57 назв.

В $\frac{20803-247}{043(01)-75}$ БЗ № 58—1974

© Издательство «Недра», 1975

ВВЕДЕНИЕ

Отечественная геологическая литература за последнее десятилетие обогатилась не только многочисленными научными статьями, но и многими обобщающими трудами по учению о рудных месторождениях. Однако подавляющее большинство опубликованных крупных изданий посвящено общим вопросам рудообразования. Среди них прежде всего могут быть упомянуты «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» (1955) под редакцией А. Г. Бетехтина, «Генезис эндогенных рудных месторождений» (1968) под редакцией В. И. Смирнова, работы П. М. Татаринова (1955, 1963), С. А. Вахромеева (1961), В. И. Смирнова (1969), В. Н. Котляра (1970), Ф. И. Вольфсона (1962) и некоторые другие. Во всех этих изданиях суммированы современные представления по различным теоретическим вопросам рудообразования, которые широко используются в практической деятельности не только геологами-производственниками и научными работниками, но также аспирантами и студентами геологоразведочных вузов, так как ряд упомянутых изданий заменяет им учебные пособия.

Немало опубликовано в рассматриваемый период важных книг, посвященных геологии и геохимии месторождений отдельных металлов и их групп. Могут быть упомянуты следующие работы: «Основные черты геохимии урана» (Изд-во АН СССР, 1963), «Геология гидротермальных урановых месторождений» («Наука», 1966), «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», тт. 1, 2 и 3 («Наука», 1964, 1965, 1966), «Металлы в осадочных толщах» («Наука», 1964, 1965, 1966), «Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений» (Изд-во АН СССР, 1960), «Геология бокситов» («Недра», 1971) и многие другие. Однако обобщающей работы по геологии месторождений всех металлов в целом в последнее десятилетие не публиковалось.

Единственным, относительно полным изданием в этом направлении остается лишь книга И. Г. Магакьяна (1961). Однако она уже давно является библиографической редкостью и, естественно, в ней не учтены многие новые данные, полученные за последнее десятилетие. По геологии рудных месторождений были еще опубликованы краткие учебные пособия («Курс месторождений полезных ископаемых», «Недра», 1964; «Краткий курс месторождений полезных ископаемых», «Высшая школа», 1967; и др.). Однако все эти пособия, предназначенные для негеологических специальностей, запросы геологов по рудным месторождениям, естественно, удовлетворить не могут. Вместе с тем отдельные ученые и коллективы преподавателей вузов и научно-исследовательских институтов владеют исключительно ценным материалом по геологии разнообразных месторождений, который требует обобщения. Значительная информация по геологии и геохимии месторождений всех металлов опубликована в многочисленных отечественных и зарубежных периодических изданиях и разного рода сборниках; она также ждет обобщения.

Ценным материалом владеют и авторы предлагаемой книги. Они накопили его прежде всего в результате сорокапятилетней (Ф. И. Вольфсон) и

тридцатипятилетней (А. В. Дружинин) научно-производственной деятельности в районах Средней Азии, Казахстана, Алтая, Забайкалья, Якутии, Украины, Кавказа, а также в ряде социалистических стран (НРБ, ЧССР, ВНР и ГДР). Эти материалы с учетом многочисленных литературных источников авторы в обобщенном виде излагали в своих лекциях по курсу «Промышленные типы рудных месторождений» в Московском институте цветных металлов и золота им. М. И. Калинина (1935—1963 гг.), во Всесоюзном заочном политехническом институте (1951—1961 гг., а также 1969—1972 гг.), в Университете Дружбы народов им. П. Лумумбы (1961—1973 гг.) и в некоторых других вузах страны. В обобщенном виде весь этот материал приводится и в предлагаемой книге.

Учитывая потребности геологов-производственников и научных работников, которые ожидают опубликование обобщений, содержащих новейший познавательный материал по геологии главнейших типов месторождений всех основных металлов, а также интересы студентов геологоразведочных вузов, изучающих курс «Промышленные типы месторождений полезных ископаемых», авторы изложили основные данные по геологии месторождений 41 металла (черные металлы и их сплавы, цветные, благородные, радиоактивные и редкие). По каждому металлу рассмотрены характерные для него генетические группы, классы и промышленные типы месторождений и приведена их краткая обобщенная характеристика. Для большей части месторождений разных металлов в сжатом виде изложены основные вопросы их экономики, геохимии и минералогии, а также геологические условия формирования. По подавляющему большинству выделенных типов месторождений (за исключением некоторых эндокриптных элементов) приведено описание геологии типичных примеров месторождений и проанализированы вопросы их генезиса. В книге в сжатом виде характеризуется современное состояние учения о главнейших промышленных типах рудных месторождений и приведено краткое описание геологии более 180 месторождений различных металлов СССР и зарубежных стран.

При рассмотрении геологических и геохимических условий формирования месторождений отдельных металлов и характеристике геологии конкретных месторождений попутно излагаются материалы, в обобщенном виде характеризующие поисковые критерии на различные промышленные типы месторождений.

Колоссальное количество имеющейся информации по геологии месторождений различных металлов, характерной для современного периода, естественно, обусловило значительную трудность ее краткого обобщения в объеме, допустимом для опубликования лишь в одной книге. Эта трудность в некоторой степени была преодолена при помощи П. А. Шехтмана, В. В. Иванова и В. А. Невского, а также А. П. Наседкина и Г. Н. Старцева, сделавших ряд ценных замечаний, за которые авторы выражают им свою искреннюю признательность. Однако и после дополнительной работы над предлагаемой книгой многообразность и сложность предмета не могли не отразиться на глубине разработки отдельных вопросов. Поэтому публикуемая книга, очевидно, не лишена недостатков, в том числе, возможно, и относительно существенных. Для устранения их в будущих изданиях авторы крайне заинтересованы в замечаниях как по всей книге в целом, так и по отдельным ее разделам. Они с благодарностью примут такие замечания и просят читателей направлять их по адресу: Москва, 109017, Старомонетный пер., 35, ИГЕМ АН СССР и 107302, ул. Орджоникидзе, 3, Университет Дружбы народов им. П. Лумумбы, кафедра полезных ископаемых.

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОТДЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

При изложении материала по геологии месторождений отдельных металлов все они будут разделены на определенные группы в зависимости от геологических условий их образования. Такое деление является крайне важным для всех месторождений металлов, поскольку все они сформировались в связи с процессами, обусловившими развитие земной коры в целом. В соответствии с этим при рассмотрении месторождений каждого металла будет сделана попытка объединить их в следующие основные генетические группы: собственно магматическую, пегматитовую, контактово-метасоматическую, гидротермальную всех трех классов (высокотемпературного, среднетемпературного и низкотемпературного) *, остаточную, инфильтрационную, осадочную и метаморфогенную. Для месторождений некоторых металлов такое деление представляется вполне достаточным. Это относится к тем месторождениям металлов, для которых выделенные генетические группы представляют собой одновременно и главнейшие промышленные типы месторождений. Однако для многих металлов разделение на основные генетические группы и классы недостаточно, так как каждая из них объединяет по нескольку промышленных типов месторождений (от двух до пяти и более). Причем каждый из выделенных типов по экономическому значению может оказаться крайне неравноценным. Поэтому для выделения главнейших промышленных типов месторождений ряда металлов, помимо разделения на генетические группы и классы, должны быть использованы и другие важные геологические признаки. Учитывая это, в последнее время для группировки главнейших промышленных типов месторождений отдельных металлов многими авторами предложены различные геологические классификации. Однако использованные для них признаки оказались существенно неодинаковыми для месторождений разных металлов. В целом же главными из подобных признаков являются: состав вмещающих пород, морфология

---

* Деление гидротермальных месторождений строится на учете температур формирования продуктивных минеральных ассоциаций. Низкотемпературные формируются при температуре 75—200° С, среднетемпературные — 200—300° С и высокотемпературные — 300—450° С. Такое деление не всегда отвечает новым публикуемым данным по температурам кристаллизации минералов, установленным методом декрепитации для рудных и декрепитации и гомогенизации для жильных. По этим данным максимально распространены в группе гидротермальных месторождений среднетемпературные минеральные образования. Однако в результате публикуемых в ряде случаев противоречивых данных по температуре кристаллизации многих минералов не всегда удается их использовать. В связи с этим в предлагаемой книге в большинстве случаев деление гидротермальных месторождений по температурам формирования на три класса производится на основании общепринятых установок, преимущественно строящихся на косвенных данных: изменении вмещающих пород, температуре распада твердых растворов различных пар минералов, температуре плавления некоторых минералов, температуре формирования жильных минералов и т. д. В дальнейшем методы термометрии будут давать более однозначные результаты, что потребует внести в рассматриваемый вопрос необходимые уточнения.

рудных тел, либо оба отмеченных признака совместно, а также минеральный состав руд.

В некоторых наиболее детально разработанных классификациях, кроме того, принимаются во внимание и такие признаки, как структурные условия локализации оруденения, состав зон гидротермально измененных пород, сопровождающих оруденение, текстуры руд и условия их нахождения, отношение оруденения к интрузивным образованиям, возраст руд и др. Как уже отмечалось, для месторождений многих металлов ведущими оказываются существенно различные признаки. Поэтому мы приходим к заключению, что при выделении главнейших промышленных типов месторождений ряда металлов единые признаки пока не могут быть предложены и группировки месторождений многих металлов будут между собой различаться. Единственно,что целесообразно в сложившихся условиях сделать, — это постараться использовать относительно небольшое число признаков при классификации месторождений каждого металла. К таким главнейшим классификационным признакам вслед за В. М. Крейтером мы отнесли состав вмещающих пород, минеральный состав руд и их текстурные особенности, а также морфологию рудных тел. Важным дополнительным признаком следует также считать геотектонические условия размещения месторождений.

Выделение среди месторождений металлов главнейших промышленных типов по упомянутым признакам не исключает возможности, а в некоторых случаях и необходимости внутри них выделять еще различные рудные формации *. Однако при этом мы считаем правильным рассматривать рудные формации в соответствии с представлением С. С. Смирнова «как близкие ассоциации минералов, возникшие в сходных геологических условиях независимо от времени их формирования», подчиняя эти формации генетическим классам месторождений, которые их и объединяют. Само же выделение главнейших промышленных типов месторождений не только следует базировать на упомянутых важнейших признаках, но оно должно обязательно учитывать уже сложившиеся в нашей стране названия ряда промышленных типов месторождений, широко используемые в практике. Например, среди медных, сурьмяных и ртутных гидротермальных месторождений наряду с другими типами выделяются жильные месторождения, но этот тип не учитывается для большинства других металлов.

Переходя к характеристике главнейших типов и геологии месторождений отдельных металлов, мы считаем целесообразным в соответствии со сложившейся в СССР традицией начать описание с месторождений черных металлов и их сплавов, затем цветных, благородных, радиоактивных и редких металлов, нашедших широкое применение в современной технике и в значительной степени определяющих развитие научно-технического прогресса.

В книге значительно больше внимания уделено геологии месторождений железа, меди, свинца, цинка, золота и урана, чем геологии других металлов. Это вызвано тем, что именно месторождения указанных металлов наиболее многочисленны, образуются в разнообразной геологической обстановке и включают максимальное количество генетических групп и промышленных типов. Они встречаются в различных районах мира (в том числе и крупные), а по

---

* Единая трактовка понятия рудная формация отсутствует. Одни исследователи отождествляют его с генетической группой месторождений, другие считают, что рудные формации объединяют несколько типов месторождений и отождествляют их с генетическим классом месторождений. И, наконец, третьи подчиняют рудные формации генетическим классам или промышленным типам. Таким образом, понятие рудная формация является пока дискуссионным. В предлагаемой книге принимается третье из упомянутых определений.

условиям их формирования имеются многочисленные публикации и дискуссионные статьи. Изучение геологии месторождений именно этих металлов должно выработать у студентов и молодых геологов общий подход к выяснению сложных вопросов геологии и генезиса рудных месторождений. Несмотря на сжатое описание главнейших типов месторождений остальных металлов, оно включает основную информацию, необходимую для познания их геологии на современном этапе развития учения о рудных месторождениях.

Описание месторождений по каждому металлу заканчивается списком литературы, а в конце книги, кроме того, приведен общий список литературы, в котором помещены учебники и учебные пособия по рудным месторождениям и обобщающие капитальные труды в этой области знаний.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

Первые упоминания о железе установлены в египетских надписях на папирусе примерно за 4000 лет до н. э. В то время железо ценилось очень высоко и, по-видимому, было известно лишь в метеоритах. Изделия из железа появились во втором тысячелетии до н. э. в Египте, Ассирии и несколько позднее в Индии и Китае. Начиная с VIII—IX вв. до н. э. железо уже применялось достаточно широко во многих странах, в том числе в России. В V—VIII вв., по всей вероятности, было положено начало выплавки в небольших количествах стали. Однако в течение длительного времени из легкоплавких железных руд люди умели выплавлять только железо.

Лишь в XIV в. задымили первые еще примитивные домны и чугун и железо начали выплавлять в значительных количествах. Искусные мастера уже тогда умели получать и сталь. В конце XVII в., особенно в начале XVIII в., при Петре I были созданы сравнительно мощные металлургические заводы в России на базе карельских, тульских и уральских железных руд, и на протяжении всего XVIII столетия Россия занимала первое место в мире по выплавке чугуна и стали.

Начиная с XVIII в. плавку железной руды начали производить на каменном угле, точнее на коксе (до этого использовался древесный уголь), что способствовало дальнейшему развитию железоделательной промышленности. Особенно большое развитие черная металлургия получила в XX в., когда для изготовления специальных сталей начали широко использовать редкие металлы (Co, Ni, V, Mo, W, Nb, редкие земли и др.), получившие название легирующих добавок. Последние значительно повысили качество и позволили получать стали разных марок, широко применяемые в настоящее время. Железо, чугун и сталь различаются между собой содержанием углерода: железо содержит его 0,04—0,2%, сталь — 0,2—1,5% и чугун — 2,5—4% и более. Вредными примесями является сера, количество которой в сталях не должно превышать 0,25%, мышьяк (не более 0,05—0,1%); полезными примесями — Mn, Ni, Ti, Cr, Mo, V. Наличие фосфора в настоящее время не считается вредной примесью.

Требования к железным рудам зависят от их минерального состава. Для магнетит-гематитовых руд промышленное содержание Fe составляет 55—57%. Магнетитовые руды могут разрабатываться и с более низким содержанием металла, но тогда они требуют предварительного обогащения электромагнитной сепарацией с получением концентратов. Лимонитовые руды разрабатываются при содержании 38—40% Fe, а сидеритовые — 30—38%. В случае нахождения в рудах повышенного содержания сульфидов они подвергаются предварительному обжигу.

Запасы, рост добычи железных руд, производство чугуна и стали в некоторых странах можно видеть из табл. 1 * и 2.

Таблица 1

Запасы и добыча железных руд в некоторых странах

Страны	Запасы на 1/I 1972 г., млн. т		Добыча по годам, млн. т			
	общие	в том числе достоверные	1913	1937	1957	1971
Всего	232 000	65 000	169,2	187,7	308,7	495,0
В том числе:						
США	10 000	5 500	63,0	73,2	107,1	81,5
Франция	7 060	4 500	21,9	37,8	57,8	56,0
Канада	33 630	8 500	0,3	—	20,2	44,0
Индия	22 000	10 000	0,4	2,9	4,7	33,7
Бразилия	80 000	10 000	0,2	0,2	3,3	30,0
Австралия	21 370	7 027	0,2	1,9	3,5	62,0
Остальные страны	57 940	19 473	83,2	71,7	112,1	187,8

Таблица 2

Производство чугуна и стали в некоторых странах

Страны	*Производство по годам, млн. т*				
	1913		1938		1958
	чугун	сталь	чугун	сталь	чугун
Всего	77,8	74,7	80,5	107,0	270
В том числе:					
США	31,0	31,3	19,2	28,7	78
Англия	10,3	7,7	6,8	10,4	19,5
Франция	5,1	4,6	6,0	6,1	10
Германия *	19,0	18,6	18,2	22,9	25
Япония					
Остальные страны	12,4	12,5	30,5	38,9	137,5

* С 1958 г. учитывается выплавка чугуна в ФРГ.

Мировое производство стали в 1971 г. составило 391 млн. т, чугуна — 285 млн. т.

В СССР выплавка стали непрерывно растет (в млн. т): 1913 г. 4,2, 1940 г. 18,3, 1963 г. 80,2. В 1972 г. Советский Союз вышел на первое место в мире по производству стали, выплавка которой достигла 126 млн. т. США в 1972 г. произвели 120,5 млн. т. В 2000 г. в США по долгосрочному прогнозу планируется выплавлять 172 млн. т стали.

* В этой таблице и подобных таблицах по другим металлам приводятся сведения без учета данных СССР и других социалистических стран.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗА

Железо является одним из распространенных элементов земной коры. *Его весовой кларк 5,10% (или 0,43% по объему). Содержание железа значительно повышается в изверженных породах основного состава, где оно связано с пироксенами, оливином, амфиболом или биотитом. В промышленных концентрациях железо накапливается в течение почти всех эндогенных и экзогенных процессов, происходящих в земной коре. В морской воде железо содержится в очень малых количествах — 0,002—0,02 частей на 1 млн., т. е. меньше, чем Br, Rb, J, P, As, не говоря уже о Na, Cl, Mg, K. В речной воде содержание железа несколько выше — 2 части на 1 млн.*

Имея много общего в строении атома, в химических и геохимических свойствах, железо вместе с Ti, V, Mn, Cr, Ni и Co образует одно геохимическое семейство. В гипогенных условиях железо обычно ассоциирует с Ti и V в основных и с Cr, Ni (и Co) в ультраосновных изверженных породах. В зоне гипергенеза типична ассоциация железа с Al, Mn, реже Cr, Ni, Co и V. Из четырех устойчивых изотопов Fe^{54}, Fe^{56}, Fe^{57} и Fe^{58} наиболее распространен Fe^{56} (91,68%), затем следуют Fe^{54} (5,84%), Fe^{57} (2,17%) и Fe^{58} (0,31%). Самородное железо в природе встречается редко, обычная форма двух- и трехвалентная. Валентность железа довольно легко изменяется, что обусловливает различия в путях его миграции. Железо (как и Mn) является в основном литофильным и халькофильным элементом, но проявляет также сидерофильные тенденции. Fe^{3+} устойчиво в растворе лишь при очень низком pH; при повышении pH. резко возрастает гидролиз солей с образованием нерастворимого осадка $Fe(OH)_3$. При наличии в растворе электролитов (солей Ca, Mg, щелочных металлов) Fe^{3+} быстро осаждается. Коллоиды SiO_2 и гумусовых веществ предохраняют Fe^{3+} от коагуляции. Fe^{2+} менее чувствительно к электролитам, но устойчиво *также только в кислой или нейтральной среде. В присутствии свободного* кислорода легко окисляется и выпадает в осадок. При низком кислородном потенциале Fe^{2+} мигрирует в растворе в виде бикарбоната. Растворимость Fe^{2+} в несколько раз превышает растворимость Fe^{3+}.

Из многих десятков минералов железа промышленное значение имеют лишь немногие: 1) магнетит — Fe_3O_4 (72,4% Fe), 2) гематит — Fe_2O_3 (70% Fe), 3) мартит — Fe_2O_3 (70% Fe), 4) бурый железняк — $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (48—63% Fe), 5) *сидерит* — $FeCO_3$ (48,3% Fe), 6) *шамозит* — $4FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$, 7) тюрингит — $7FeO \cdot 3(Al, Fe)_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$ (27—38% Fe), 8) лептохлорит — $(Fe, Mg)_{n-p}(Fe, Al)_{2p} \cdot Si_{4-p}O_{10}(OH)_{2(n-2)} \cdot H_2O$.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Железо образует промышленные концентрации в следующих генетических группах месторождений: 1) собственно магматические, 2) контактово-метасоматические, 3) гидротермальные, 4) остаточные, связанные с корой выветривания, 5) инфильтрационные, 6) осадочные, 7) метаморфогенные.

Среди упомянутых генетических групп наиболее важное промышленное значение имеют метаморфогенные (на их долю приходится более половины запасов руд капиталистических стран), контактово-метасоматические и осадочные месторождения. Однако и среди других генетических групп месторождений встречаются промышленные месторождения, которые в некоторых странах приобретают важное промышленное значение: собственно магматические в Швеции, инфильтрационные в Англии, гидротермальные в Венгрии и Болгарии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Железорудные месторождения возникают в самых различных геологических и геохимических условиях как на поверхности земной коры, так и в период проявления всех эндогенных процессов, начиная от магматических и кончая гидротермальными (за исключением пегматитовых). Они образуются во все эпохи, начиная от раннего протерозоя и кончая миоценом и плиоценом. Железные руды в виде скоплений магнетита и титаномагнетита начинают формироваться в период становления массивов основных и ультраосновных пород на достаточно большой глубине, по-видимому, не менее 3—5 км. Собственно магматические (титаномагнетитовые) месторождения, связанные с ультраосновными и основными породами, обнаруживают связь с гипербазитовыми поясами, приуроченными к зонам глубинных разломов складчатых областей. Значительные массы магнетита накапливаются при явлениях контактового метаморфизма, протекающего на глубинах 1,5—3 км и редко более. В складчатых областях магнетитовые месторождения формируются в зонах известковых скарнов, возникших на контакте гранитоидов с карбонатными породами, либо на контакте последних с порфиритами и другими алюмосиликатными породами. На активизированных платформах месторождения образуются в связи с траповым магматизмом. В этом случае они возникают не только в скарнах, но иногда и в карбонатных породах на некотором удалении от контакта с траппами. Важными особенностями таких месторождений являются небольшая глубина (500—1000 м) их формирования и широкое распространение в составе руд наряду с магнетитом также титаномагнетита (Павлов, 1961).

С проявлением преимущественно среднетемпературных гидротермальных процессов связано накопление пирита и сидерита. При производстве железа и его сплавов используются только сидеритовые руды. Сидеритовые месторождения развиты среди карбонатных пород, нередко переслаивающихся со сланцами и кварцитами в складчатых областях. Они могут возникать также на активизированных платформах (месторождения Венгрии, Югославии и Болгарии).

Экзогенные железорудные месторождения начали формироваться еще в протерозойскую эпоху, когда условия переноса железа, поступавшего с континента в водные бассейны, существенно отличались от последующих периодов. В то время, согласно А. А. Саукову, в атмосфере резко преобладал углекислый газ над кислородом, что способствовало широкому развитию бикарбонатов. По-видимому, в этой форме железо переносилось в глубь океана, где осаждалось в виде гидроокислов и частью карбонатов совместно с кремнистыми образованиями. Не исключена возможность, что воды океана обогащались железом, поступавшим по рифтовым зонам и из более глубоких горизонтов земной коры. Многие исследователи предполагают, что последующий интенсивный метаморфизм этих образований привел к формированию железистых кварцитов, концентрирующих огромные запасы железных руд.

Осадочные месторождения железных руд, возникавшие в более поздние эры — палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую, формировались в основном в зоне шельфа за счет соединений железа, поступавших с участков суши, предварительно подвергавшихся интенсивному латеритовому выветриванию. Перенос железа осуществлялся в виде коллоидных растворов, предохраненных гумусовыми кислотами от коагуляции. Эти растворы переносились в морские бассейны мелкими ручьями либо высачивались вблизи береговой линии в море (Страхов, 1947). В зависимости от изменения окислительно-восстановительного

потенциала в области накопления осадков возникали бурожелезняковые либо силикатные железные руды. В особых условиях паралических бассейнов шло накопление сидеритовых руд.

Океаническими исследованиями последних лет в зоне рифтов на дне Тихого океана установлены современные осадки железистых илов в обезвоженном состоянии, содержащие 80% Fe и 6% Ni + Co.

В формировании железорудных месторождений в различные эпохи, и особенно в палеозойское время, имели большое значение инфильтрационные процессы. Соединения железа, просачиваясь в область циркуляции подземных вод, затем осаждались преимущественно в форме гидроокислов и частично карбонатов на некоторой глубине от поверхности земли. В образовании крупных соединений богатых гидрогематитовых и бурожелезняковых руд особо важную роль играли процессы выветривания, проявлявшиеся на выходах ранее сформировавшихся железистых кварцитов. Эти процессы наиболее интенсивно протекали в верхнем протерозое. В более поздние эпохи (в течение палеозоя и мезозоя) также возникали остаточные месторождения бурожелезняковых руд в связи с выветриванием основных пород.

Размещение железорудных провинций и прежде всего тех из них, в которых получили развитие метаморфогенные и контактово-метасоматические месторождения, подчиняется некоторым определенным закономерностям. Геолого-структурное положение определяется их приуроченностью:

1) к окраинным частям щитов (на южной окраине Канадского щита располагаются месторождения Верхнего озера);

2) к внутренним прогибам. Например, месторождения железистых кварцитов района Лабрадор-Квебек приурочены к Лабрадорскому прогибу, выполненному осадочно-вулканогенными образованиями протерозоя, развившимися на архейских гнейсах. Такое же положение занимают месторождения железистых кварцитов КНР и Западной Австралии (железорудные районы Пилсбари и Хамерсли);

3) к узким прогибам на щитах. Примером служит Украинская железорудная провинция, где железорудные месторождения тяготеют к локальному прогибу, развившемуся вдоль глубинного разлома. Мезо-кайнозойские осадочные железные руды на юго-востоке Украины развиты в молодых прогибах, сложенных породами осадочного чехла на участке, прилегающем к Украинскому кристаллическому щиту.

Контактово-метасоматические месторождения Урала образуют узкие (8—10 км) меридиональные пояса, вытянутые на сотни километров по разрывным нарушениям вдоль западной и восточной границ Тагильско-Магнитогорского погружения. Многочисленные месторождения Тургая тяготеют к Тургайскому прогибу, расположенному в области сочленения разновозрастных складчатых сооружений — герцинид Урала и каледонид Казахстана.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В группе собственно магматических месторождений железных руд выделяются два класса месторождений, связанные: 1) с кислыми изверженными породами и 2) с основными и ультраосновными изверженными породами.

Типичным примером месторождений первого класса является *Кирунавара* в Швеции. Разработка его началась в XIX в. после изобретения томасовского способа плавки стали, когда стало возможным промышленное использование фосфористых руд. Месторождение представлено плитообразным рудным телом близмеридионального простирания с падением на восток под углом 50—60°

и залегающим по контакту кератофиров в лежачем боку и кварцевых порфиров в висячем (рис. 1). Протяженность его достигает 4,75 км, мощность колеблется от 28 до 145 м и в среднем составляет 100 м. На глубину по падению рудное тело разведано на 600 м. Геофизическими методами его вертикальный размах определяется в 2 км. Сложено рудное тело магнетитом и тесно ассоциирующим с ним апатитом. Последний развивается неравномерно в виде полос, вытянутых по простиранию рудного тела. Пространственное обособление апатита позволяет производить раздельную добычу магнетитовых и апатитовых руд. С рудными минералами в незначительном количестве ассоциируют авгит, роговая обманка, биотит, турмалин и циркон. Руды массивные, плотные, реже с флюидальной и брекчиевидной текстурами. От главного рудного тела в сторону висячего бока отходят апофизы руды, а с лежачего бока местами развиты брекчии, представленные обломками сиенит-порфиров, сцементированных рудной массой. Рудные тела совместно с вмещающими породами участвовали в дислокациях и характеризуются развитием план-параллельных и полосчатых текстур. Они пересекаются дайками аплитов, сиенит-порфиров и гранитов. Содержание железа 55—70%, фосфора 3,5—6—10%. Грейер и другие ученые считают, что месторождение возникло в результате инъекции рудного расплава, обогащенного железом и летучими (F, P), по ослабленному контакту вдоль кератофиров и кварцевых порфиров. Однако некоторые исследователи относят это месторождение к постмагматическим метасоматическим образованиям. В частности, Батингтон высказал предположение, что месторождение Кирунавара является ксенотермальным (высокотемпературным близповерхностным).

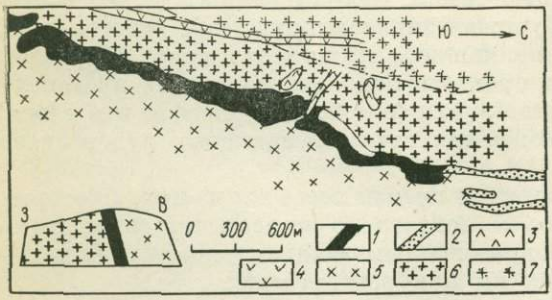


Рис. 1. Схематический план и поперечный разрез вкрест простирания месторождения магнетита Кирунавара в Швеции.

1 — руды; *2* — руда под наносами; *3* — дайки аплита; *4* — дайки кварцевого порфира; *5* — кварцевые порфиры; *6* — сиенит-порфиры; *7* — сиениты

В Швеции имеются и другие месторождения рассматриваемого типа. В северной части страны находятся месторождения Люоссавара и Гелливара, а в центральной — Гренгсберг. Такие же месторождения известны в Норвегии, Финляндии, Мексике, СССР (Лебяжинский рудник на Урале, Холзунское на Алтае) и в других странах.

Запасы магнетитовых руд Северной Швеции достигают 5 млрд. т. Руды Кирунавара (Кируна) и других месторождений этого типа интенсивно разрабатываются и поступают на металлургические заводы не только Швеции, но также ФРГ и Англии. Удельный вес месторождений данного типа в мировой добыче превышает 5% и в основном приходится на Швецию.

Магматические месторождения второго класса включают титаномагнетитовые руды, которые будут рассмотрены при характеристике месторождений титана. Здесь отметим лишь, что эти руды состоят из магнетита и ильменита, которые часто образуют структуры распада твердых растворов. Содержание железа в рудах 50—55%, титана 8—12% и, кроме того, в их составе находится ванадий в форме ванадийсодержащего магнетита — кулсонита $Fe(Fe, V)_2O_4$. Содержание ванадия в титаномагнетитовых рудах 0,5—1%, реже выше.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контактово-метасоматические скарновые железорудные месторождения возникают не только на контакте известняков с гранитоидами, но и с любыми другими алюмосиликатными породами (чаще всего порфиритами). Из минералов железа во всех этих месторождениях наиболее широко распространен магнетит, местами развит также гематит. В близповерхностных месторождениях, связанных с трапповой формацией, широко развит магномагнетит.

Минералы железа ассоциируют с гранат пироксен-эпидот-скаполит-везувиановыми скарнами. Очень часто под действием высокотемпературных гидротермальных растворов эти скарны оказываются разложенными и частично замещенными хлоритом, тремолитом и другими минералами, содержащими гидроксильную группу. Более высокотемпературными являются скарново-магнетитовые месторождения, не содержащие флюидоводных минералов. В обеих группах месторождений развито некоторое количество сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.), которые обусловливают наличие в рудах вредной примеси — серы.

Магнетитовые рудные тела, связанные со скарнами, имеют преимущественно пластообразную и линзообразную форму и сложены сплошными или вкрапленными рудами. Реже отмечаются гнездообразные и секущие рудные тела. Содержание железа в этих месторождениях 25—70% (обычно 45—55%), серы (в основном за счет пирита) 1—2% и более. В некоторых месторождениях пирит оказывается кобальтоносным. Контактово-метасоматические месторождения железных руд распространены достаточно широко. К ним относятся Соколовское и Сарбайское в Кустанайской области Казахской ССР, горы Благодать на Урале, Темиртау, Тельбес и другие в Западной Сибири, Коршуновское и другие в Восточной Сибири. Из зарубежных месторождений могут быть отмечены: Банат в Румынии, месторождение р. Христиания в Швеции и др. По масштабу это преимущественно мелкие и средние месторождения с запасами, не превышающими 100—200 млн. т. Однако известны и более крупные месторождения с запасами в первые миллиарды тонн (Кустанайская группа).

Тургайский железорудный район занимает территорию 400 тыс. км². Здесь, согласно А. М. Дымкину (1966), выявлено и разведано более 70 магнетитовых месторождений и рудопроявлений. В тектоническом отношении они расположены в пределах Тургайского прогиба, развившегося в зоне глубинных разломов, по которому приведены в контакт нижнепалеозойские и среднепалеозойские отложения. Исключительно широко и разнообразно проявились вулканизм и интрузивный магматизм (от ультраосновного до кислого и щелочного состава) различного возраста (от докембрия до триаса). В строении прогиба участвуют два комплекса пород. Нижний, образующий складчатый фундамент, сложен метаморфизованными и смятыми в складки породами докембрия и палеозоя. Верхний комплекс слагает платформенный чехол и включает горизонтально лежащие, либо слабо дислоцированные, почти не метаморфизованные отложения мезозоя и кайнозоя.

Магнетитовые месторождения залегают в породах фундамента и приурочены к узкой субмеридиональной полосе (главному железорудному поясу Тургая), совпадающей пространственно с Валерьяновской структурно-фациальной синклинорной зоной, ограниченной с востока и запада региональными глубинными разломами. Протяженность Тургайского магнетитового пояса 650 км, ширина 30—80 км. Основная часть месторождений сконцентрирована в осевой и центральной частях синклинорной зоны. Они в основном тяготеют к областям

перехода горст-антиклинальных поднятий к грабен-синклиналям, располагаясь в узлах пересечения разломов с нарушениями другого направления. Участки пересечения разрывных нарушений явились центром вулканизма и внедрения гипабиссальных интрузий габбро-диоритов (C_2 — C_3), с которыми и ассоциирует магнетитовое оруденение. Особенно большое промышленное значение в районе имеют малофосфористые руды контактово-метасоматических магнетитовых месторождений (Соколовское, Сарбайское, Качарское и др.). В качестве примера приведем краткую характеристику Соколовского месторождения.

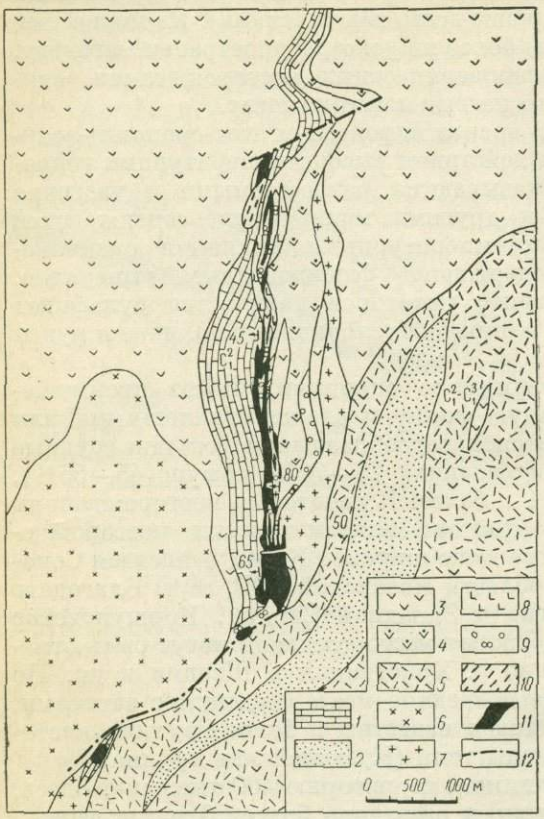


Рис. 2. Геологическая карта палеозойского фундамента Соколовского месторождения (по В. К. Пятунину и И. А. Кочергину).

Осадочные породы: *1* — мраморизованные известняки; *2* — туффиты; эффузивные породы: *3* — пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; *4* — диабазовые порфириты; *5* — альбитизированные и гематитизированные плагиоклазовые порфириты и их туфы; интрузивные породы: *6* — диориты и диорит-порфириты; *7* — метадиорит-порфириты альбитизированные; метаморфические и метасоматические породы: *8* — роговики; *9* — скарны и скаполитовые породы; руды: *10* — валунчатые; *11* — магнетитовые; *12* — разрывные нарушения

Соколовское месторождение (40 км от г. Кустаная) сформировалось в пределах синклинальной зоны, входящей в состав Тургайского прогиба. Месторождение приурочено к зоне гранат-пироксен-скаполитовых скарнов, развившихся в качестве биметасоматических образований вдоль зоны разрыва по контакту палеозойских известняков с диоритами и порфиритами (рис. 2, 3). В скарновой зоне, вытянутой в меридиональном направлении на 5,6 км, залегает достаточно выдержанное магнетитовое рудное тело, падающее на запад под углом 70—80°. Наиболее высокие концентрации магнетита наблюдаются в южной части рудного тела протяженностью 1,2 км. Здесь на верхних горизонтах мощность рудного тела достигает 250—270 м, на глубине 350—500 м она уменьшается до 50—100 м и рудное тело расщепляется на три ветви. В остальной части месторождения мощность не превышает 100—110 м. По падению рудное тело прослежено до 1100 м. Руды магнетитовые массивные, реже вкрапленные. На верхних горизонтах месторождения до глубины 70—75 м магнетиты подвергнуты мартитизации. Содержание железа в богатых рудах 57—58%, серы 1,34—2,57%, фосфора 0,07—0,09%. Среди вкрапленных руд, требующих обогащения, различают два сорта: с содержанием железа 30—50 и 20—30%. Руды характеризуются высоким содержанием кальция и магния, что улучшает условия их плавки. Генетической особенностью Соколовского месторождения является то, что в скарнах широко развит наложенный на них

хлорит, с которым ассоциируют магнетит и сульфиды (преимущественно пирит). Месторождение перекрыто мощным чехлом песчано-глинистых отложений третичного возраста, включающих глины, кварцевые и глауконитовые пески.

Как уже упоминалось, магнетитовые месторождения ассоциируют не только с гранитоидами, но также и с траппами. Типичными примерами их являются *месторождения Ангаро-Илимской группы*, находящиеся в южной части Сибирской платформы. В районе широко развиты (по Н. В. Павлову) отложения кембрия, ордовика и силура, представленные известняками (внизу) и песчаниками (вверху). С размывом и угловым несогласием на них залегает продуктивная свита нижнепермского возраста — песчаники, аргиллиты с прослоями конгломератов и углей. Нижнепермские отложения перекрываются туфогенной толщей (агломераты, туфы, туфобрекчии), а последняя — косослоистыми песчаниками юры. Большое распространение получили интрузии траппов, представленные долеритами, габбро-долеритами, долеритовыми порфиритами, залегающими в форме пластообразных залежей, даек и штоков. Породы смяты в пологие складки широтного, северо-западного и северо-восточного простирания, осложненные разрывами.

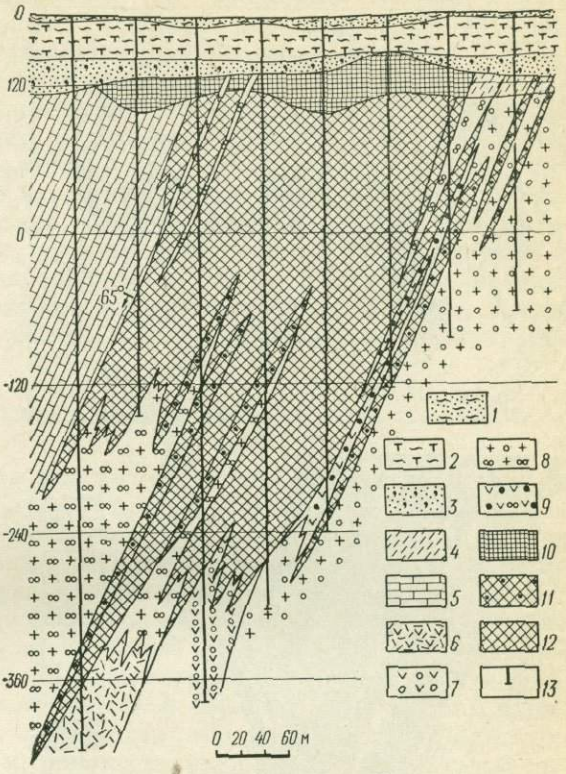


Рис. 3. Геологический разрез Соколовского месторождения (по В. К. Пятунину и И. А. Кочергину).

1 — четвертичные отложения; *2* — третичные отложения; *3* — меловые отложения; *4* — кора выветривания палеозойских пород; *5* — мраморизованные известняки; *6* — альбитизированные и гематитизированные плагиоклазовые порфириты и их туфы; *7* — пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы эпидотизированные; *8* — метадиорит-порфириты альбитизированные и эпидотизированные; *9* — оруденелые породы с содержанием железа 10—20%; *10* — мартитовые руды; *11* — руды вкрапленные забалансовые с содержанием железа 20—30%; *12* — руды массивные и вкрапленные балансовые с содержанием железа 30% и выше; *13* — скважины

Магнетитовые месторождения пространственно и генетически тесно связаны с траппами и залегают в туфогенных породах, выполняющих древние вулканические постройки, и частично в осадочных породах нижнего силура и перми. Рудные тела имеют преимущественно жильную форму, но изредка отмечаются штокообразные и более сложные в морфологическом отношении тела. Протяжение рудных тел достигает 2—3 км, а мощность колеблется от первых метров до 20—30 м, изредка достигая 60 м.

Известны рудные штоки мощностью до 100 м. Оруденение в вулканических сооружениях, именуемых трубками, прослеживается по падению на 200—700 м, в то время как сами трубки распространяются до глубины 1,5—2 км, а ниже переходят в дайки. Рудные тела сложены гранатом, диопсидом, воллостанитом и другими минералами, замещенными на 90—95% магнетитом,

с которым в небольших количествах ассоциируют гематит, кальцит, хлорит, кварц, хлорапатит, пирит, халькопирит и др. Ряд рудных тел сопровождается ореолом вкрапленного оруденения мощностью до 40 м.

Типичным примером может служить *Краснояровское месторождение* (рис. 4). Осадочные породы ордовика и силура (песчаники и аргиллиты) и туфы траппов (верхняя пермь — триас), залегающие горизонтально и согласно, прорываются дайкой габбро-долеритов близширотного простирания. Месторождение располагается на восточном окончании этого дайкообразного тела и приурочено к вулканическому трубчатому телу — некку, заполненному туфогенными породами. Трубчатое тело с вертикально падающими стенками в плане имеет овальную форму, несколько вытянутую в близмеридиональном направлении. Размеры его 1200 × 800 м. Рудные тела залегают почти исключительно в туфобрекчиях, превращенных в гранат-хлорит-кальцитовую породу, содержащих обломки менее измененных аргиллитов, песчаников, габбро-долеритов, реже известняков.

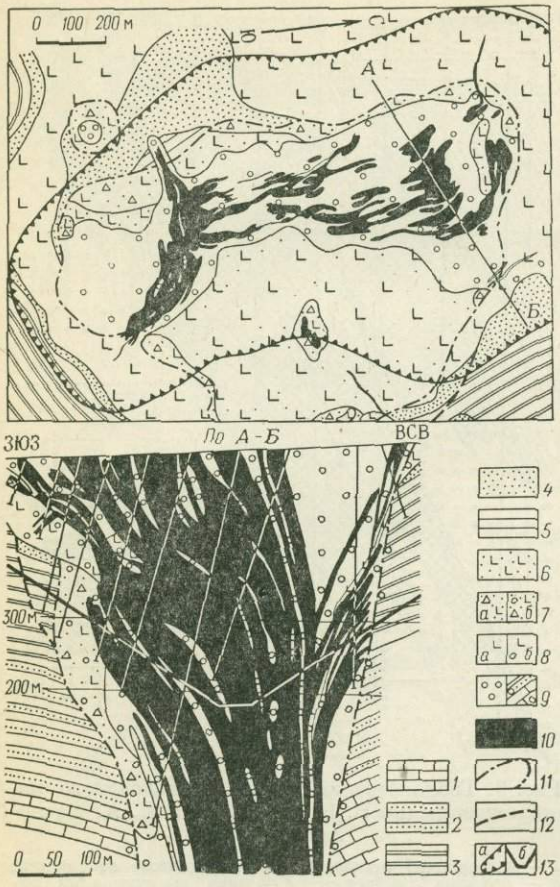


Рис. 4. Краснояровское месторождение. Геологический план и разрез (по Г. В. Рослякову, П. М. Ширяеву и др.).

1—4 — ордовик: *1* — известняки, *2* — песчаники, известняки, *3* — аргиллиты, *4* — песчаники; *5* — силур, аргиллиты, алевролиты; *6—8* — верхняя пермь — триас: *6* — туфы траппов, *7* — туфы с блоками осадочных (*а*) и скарнированных (*б*) пород, *8* — габбро-долериты, долериты (*а*), то же скарнированные (*б*); *9* — скарны (*а*) и скарнированные осадочные породы (*б*); *10* — руда магнетитовая с содержанием железа более 15%; *11* — контакт эруптивный; *12* — дизъюнктивные нарушения; *13* — проектный карьер; *а* — на карте, *б* — на разрезе

Рудные тела на Краснояровском месторождении представлены жилами, группирующимися в две жильные зоны: южную близширотную и северную северо-западного направления. Каждая из этих зон представляет собой серию субпараллельных крутопадающих жилоподобных тел массивных руд, сопровождаемых вкрапленными брекчиевидными рудами. Ширина зон 30—250 м, мощность отдельных жил в зонах 0,5—15 м, протяженность до 600 м.

По текстурным особенностям выделяют массивные полосчатые, магнетитовые и брекчиевидные крустификационно-полосчатые, оолитовые руды.

Магнетит выделялся после граната и диопсида. Он характеризуется различными формами: удлиненной, волокнистой, игольчатой — в массивных телах (жилах), изометрической — во вкрапленных. В составе руд химическими

анализами установлены (в %): TiO_2 0,16—0,70, V_2O_5 0—0,5, MnO 0,12, P_2O_5 0,85. Суммарные запасы руд по категории $B + C_1 + C_2$ до глубины 400 м составляют около 172 млн. т. История формирования месторождения, по Н. В. Павлову, представляется следующей: 1) образование вулканического трубчатого тела; 2) внедрение дайковых и пластовых тел траппов; 3) дробление и метасоматические процессы с образованием рудных тел.

На некоторых месторождениях развит магномагнетит $(Fe, Mg)Fe_2O_4$ с содержанием MgO до 7% и более, количество которого находится в обратной зависимости от глубины формирования месторождений. С. С. Смирнов высказал предположение, что железо приносилось в зону рудоотложения в виде хлористых соединений. Источником же хлора явились соленосные пласты, залегающие в низах кембрийских отложений. Хлор выносил железо из магматического расплава траппов в том случае, если этот расплав внедрялся в соленосные отложения. Это представление поддерживается Н. В. Павловым и находит подтверждение экспериментальными исследованиями В. В. Лапина. Хлору и другим летучим придается также большая роль и при формировании трубок взрыва.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения железа относятся к среднетемпературным образованиям. Руды их сложены сидеритом, реже гематитом. Данные месторождения достаточно широко распространены. К ним относятся Зигерлянд в ФРГ, Эрцберг в Австрии, Бильбао в Испании, Рудобания в ВНР, Кремиковцы в НРБ, Яворик в Югославии, Уенца в Алжире, Джебель-Джарисса в Тунисе, Бакальское и Абаильское в СССР и др. В морфологическом отношении они представлены жилами или пластообразными метасоматическими рудными телами преимущественно в карбонатных породах. Масштабы месторождений различны, но отдельные из них имеют запасы в сотни миллионов тонн руды. Руды в общем высококачественные, особенно если сидерит содержит марганец либо ассоциирует с манганкальцитом. Однако в ряде случаев в этих рудах выявляется повышенное количество серы за счет развитых в них сульфидов. В связи с этим особенно ценятся руды зоны окисления сидеритовых месторождений. В качестве примера сидеритовых месторождений рассмотрим *Бакальское и Зигерлянд.*

Бакальское месторождение находится на Южном Урале в 65 км к юго-западу от г. Златоуста. Детально было изучено А. Н. Заварицким. По последним данным Ю. А. Давыденко (1962), рудное поле сложено дислоцированными породами бакальской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит кембрийского возраста, прорванных массивами основных пород. Наиболее древняя бакальская свита, состоящая из чередующихся пластов (горизонтов) карбонатных пород и сланцев, с угловым несогласием перекрывается кварцитами и кварцитовидными песчаниками (зигальгинская свита) и согласно залегающими на них сланцами (зигальгино-комаровская свита) (рис. 5). Сидеритовые руды известны во всех свитах, но промышленные залежи установлены лишь в бакальской. Здесь они залегают во всех карбонатных горизонтах и слоях и формировались после складчатости, разрывных нарушений и внедрения интрузивных тел.

Сидеритовые руды нередко замещают карбонатные горизонты на всю мощность, следуя напластованию, либо распространяются по разрывам. Руда примыкает к подошве кварцитов, т. е. к поверхности несогласия, которая

1282

играла роль экрана для поднимавшихся снизу растворов. От этой поверхности оруденение распространяется по падению на глубину 100—200 м. Вблизи поверхности несогласия как в породах бакальской свиты, так и в перекрывающих кварцитах развиваются серицит, турмалин, карбонаты, сидерит и пирит. С глубиной сидериты постепенно переходят в доломиты, а последние в неизмененные известняки. Таким образом, ниже поверхности несогласия развиваются три зоны (сверху вниз): измененных пиритизированных пород, рудная сидеритовая (100—200 м) и доломитовая, обогащенная магнием. В верхней части руды окислены и сложены лимонитом и турьитом. Первичные сидеритовые руды содержат кварц, пирит, халькопирит, галенит, барит и гематит. Содержание железа в сидеритовых рудах колеблется в пределах 20—40% (среднее 33—35%), фосфора — 0,05—0,1%, серы 0,21—7%, марганца — 1—3%. Основную ценность многие годы представляли окисленные руды и особенно их турьитовые разности, содержащие 30—60% железа, 3—5% марганца и характеризующиеся полным отсутствием вредных примесей (в частности, содержание серы составляет сотые доли процента).

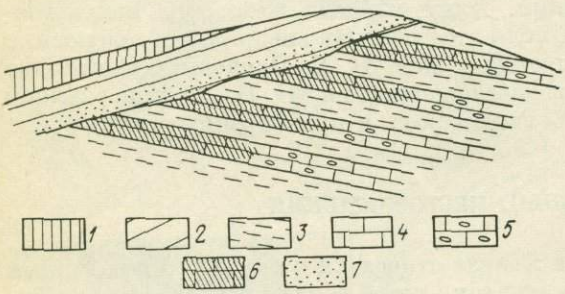


Рис. 5. Схематический разрез через Бакальское месторождение (по Ю. А. Давыденко с некоторыми упрощениями).

1 — зигазино-комаровская свита, сланцы с прослоями доломитов; *2* — зигальгинская свита, кварциты, кварцитовидные песчаники; *3—4* — бакальская свита: *3* — сланцы, *4* — известняки; *5* — доломитизированные известняки; *6* — рудные тела; *7* — сидеритизация и пиритизация пород

По вопросу о генезисе руд Бакала в течение длительного времени проводятся острые дискуссии. По мнению А. Н. Заварицкого (1939), Бакальское месторождение является гидротермальным, метасоматическим и возникло в среднетемпературных условиях в четыре последовательные стадии: 1) сидеритовую, 2) кварц-анкерит-сульфидную, 3) барит-гематитовую и 4) арагонитовую. Рудоносные растворы поднимались из глубинного магматического очага по секущим разрывным нарушениям, проникали в раздробленные пласты карбонатных пород, где под малопроницаемыми кварцитами и сланцами и происходило рудоотложение.

Д. В. Наливкин высказал гипотезу об осадочном происхождении Бакальского месторождения. По его представлениям, накопление сидеритовых руд происходило в кембрии на дне Бакальской лагуны в виде химических морских осадков, либо имело место изменение состава известкового ила под влиянием железистых соединений морской воды. Образование прожилков кварца и сульфидов, по мнению Д. В. Наливкина, связано с протекавшими позднее метаморфическими процессами. Развитие не только пластовых, но и секущих рудных тел, несомненно, дорудный возраст диабазовых даек, проникновение оруденения в породы висячего бока, а также сохранение в рудах текстур пород, замещенных сидеритом, и т. д. скорее свидетельствует о гидротермальном генезисе руд Бакала, что подтверждается исследованиями Ю. А. Давыденко.

Месторождение Зигерлянд находится в ФРГ (Южная Вестфалия) и разрабатывается более 2000 лет. В районе месторождения обнажаются песчаники и сланцы нижнего девона и перекрывающие их кератофиры и диабазы нижнего и среднего девона. Все эти породы смяты в складки, разбиты разрывными нару-

шениями и пересечены многочисленными диабазовыми дайками верхнедевонского возраста (рис. 6). Рудные тела представлены сложными по внутреннему строению крутопадающими жилами, развитыми преимущественно в сланцах нижнего девона. Вблизи секущих дорудных нарушений жилы резко меняют мощность от 1—2 до 20—30 м (см. рис. 6). Вдоль жил в узлах пересечения разрывов возникли рудные столбы размером до 30 × 100 м. Протяжение жил достигает 2 км, по падению они вскрыты горными выработками на глубине 800—1000 м.

Главным рудным минералом является сидерит несколько необычного состава: 85% $FeCO_3$, 8—9% $MnCO_3$, 6—7% [(Mg, Ca)CO_3]. С этим главным по распространению минералом ассоциируют кварц, «красный сидерит» (сидерит, пронизанный тонкодисперсным Fe_2O_3), гематит и сульфиды. В местах пересечения рудных тел дайками диабазов верхнедевонского возраста сидерит переходит в магнетит. Этот факт указывает на то, что дайки являются послерудными и возраст оруденения устанавливается определенно как доверхнедевонский. На отдельных участках жил на них наложена более поздняя послениженекарбоновая минерализация, содержащая арсениды кобальта и никеля, галенит, сфалерит, борнит, стибнит и марказит. За пределами месторождения жилы, сложенные этими минералами, рассекают нижнекаменноугольные отложения. Руды месторождения Зигерлянд содержат железа 30—37%, марганца 5,7—7,5%, фосфора 0,01—0,03% и серы десятые доли процента. Месторождение в значительной части выработано, и его запасы в настоящее время оцениваются в 30 млн. т руды. Годовая добыча не превышает 1—1,5 млн. т руды. Месторождение относится к среднетемпературному классу гидротермальных месторождений и генетически связывается с глубинным магматическим очагом, не вскрытым эрозией.

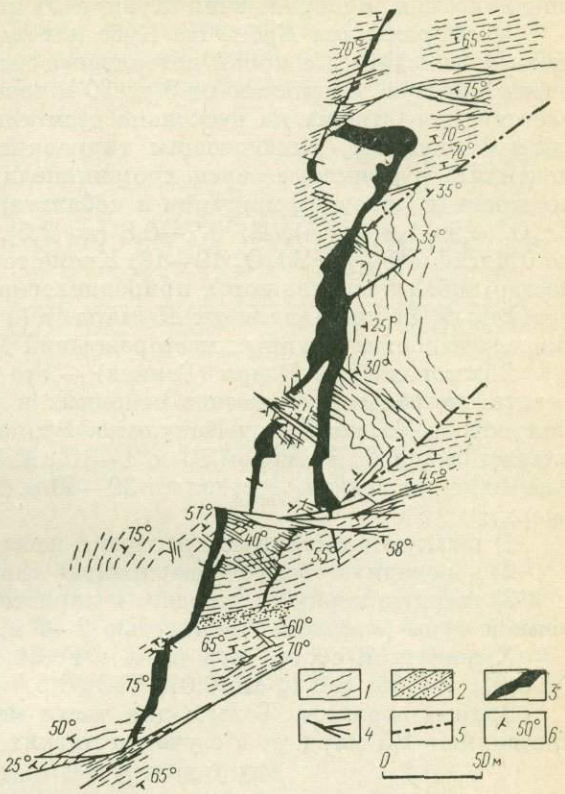


Рис. 6. План рудных жил (горизонт 900 м, шахта Пфанненбергер-Айнигкайт) месторождения Зигерлянд (по Тинхаусу).

1 — сланцы нижнего девона; *2* — песчаники нижнего девона; *3* — рудные тела; *4* — разрывные нарушения; *5* — оси синклиналей; *6* — элементы залегания

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточные месторождения железных руд возникают при латеритном выветривании основных и ультраосновных пород. В этих условиях в связи с воздействием на выветривающиеся породы слабощелочных растворов проис-

ходит вынос кремнезема и накопление полуторных окислов, прежде всего железа, а также окислов марганца, никеля и кобальта. Примером таких месторождений являются Елизаветинское на Урале, Акчоко в Мугоджарах, ряд месторождений Кубы, Гвинеи (Конакри) и Индонезии. Остановимся на кратком описании месторождений Кубы и Гвинеи.

Месторождения Кубы. На Кубе находятся крупнейшие концентрации руд железа, связанных с корой латеритного выветривания основных пород. Латеритный покров мощностью от 5 до 30 м развит на площади 150 км² и протягивается с перерывами на несколько десятков километров. Руды сложены землистым элювием, включающим гидроокислы железа, гематит, остатки серпентинита с примесью зерен хромшпинелидов, силикатов никеля и частично асболана (гидроокись марганца и кобальта). Руды содержат (в %): Fe 40—50, Cr_2O_3 1,5—1,8 (до 4), Ni 0,7—0,8 (до 2,5), Mn 0,5—2—3, P сотые доли %, S до 0,2, SiO_2 18—30, Al_2O_3 10—12. Кроме того, они содержат повышенное количество кобальта и являются природнолегированными. Возраст месторождений третичный, общие запасы их 15 млрд. т (в том числе 3 млрд. т богатых руд). Запасы наиболее крупных месторождений Моа и Майари 2 млрд. т.

Месторождение Калум (Гвинея) — это месторождение коры выветривания стратифицированного массива основных и ультраосновных пород, слагающих полуостров Калум и гору Какулима. Рудное тело имеет форму плащеобразной залежи (покрова) размером 50 × 1—10 км. Глубина зоны латеритизации достигает 100 м и в среднем составляет 30—40 м. В разрезе выделяют три зоны (снизу вверх):

1) рыхлую пластичную красную и желтую руду мощностью 5—30 м;

2) переходную зону, содержащую твердые «блоки», мощностью 2—6 м;

3) твердую корку из твердого и пористого железняка — основной промышленной руды («кирасы») мощностью 2—9 м.

Химический состав руд (в %): Fe 51,5, Al_2O_3 9,8, SiO_2 2,5, Cr_2O_3 1,25, Ni 0,02, P 0,06, S 0,1, Mn 0,07, TiO_2 0,5.

Запасы огромны. Только для части месторождения подсчитанные запасы составляют 1,5 млрд. т, а с учетом мягких руд — 5—6 млрд. т.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения данной группы образуются в результате выщелачивания железа грунтовыми водами из вмещающих пород, переноса его этими водами в растворенном виде и переотложении его в виде сидеритовых руд в зоне восстановления. К данному типу относятся месторождения Эригмонт и другие в Англии, Алапаевское на Урале и, возможно, месторождения водоразделов рек Вятки, Камы и Сысолы.

В качестве примера рассмотрим *Алапаевское месторождение*, находящееся северо-восточнее г. Свердловска. В районе месторождения обнажаются известняки нижнего карбона, поверхность размыва которых изобилует карстовыми углублениями (рис. 7). На известняках несогласно залегает толща мезозойских кластических осадков крайне непостоянного литологического состава. В нижней части эта толща представлена неслоистыми отложениями меняющегося состава от грубых конгломератов с глинистым цементом до глинистых песков и глин, часто с редкими крупными гальками и прослоями кварца, кремнистого сланца, яшмы и др. Данная толща получила название «белики». «Белики» подстилаются прерывистым горизонтом глин, которые непосредственно залегают на известняках нижнего карбона и служат лежачим боком рудных зале-

жей. Рудный горизонт залегает в нижней части горизонта «беликов», в пределах которого циркулировали грунтовые воды, обусловившие формирование железных руд.

Рудные тела имеют форму пластообразных, линзообразных залежей и гнезд, протягивающихся полосой в меридиональном направлении на протяжении до 30 км. Наиболее крупные рудные тела прослеживаются по простиранию на 1,5—2 км, мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 40 м, составляя в среднем 8—10 м. Оруденение распространяется в глины висячего бока, а также в известняки нижнего карбона, в которых встречаются небольшие гнезда, линзы и прожилки руд. Сложены руды стяжениями гидрогётита и лимонита размером от нескольких сантиметров до 0,5 м и более, а также сферосидеритом. Эти образования цементируются зелеными хлоритизированными глинами, а выше современного уровня грунтовых вод — бурыми охристыми глинами. Руды содержат (в %): Fe 32—42, S 0,03—0,07, P 0,03—0,09, Mn 0,1—0,3, SiO_2 10—25. Разведанные запасы руд превышают 200 млн. т.

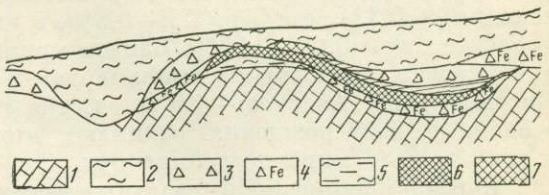


Рис. 7. Алапаевское месторождение.

1 — известняки карбона; 2 — делювиально-аллювиальные отложения; 3 — белики неожелезненные; 4 — белики ожелезненные, хлоритизированные; 5 — глины лежачего бока; 6 — руда гидрогетитовая; 7 — руда переотложенная

По геологическому строению и условиям залегания близок к Алапаевскому Синаро-Каменский район, находящийся в 100 км к юго-востоку от г. Свердловска. Относительно генезиса охарактеризованных месторождений пока единого мнения не сложилось. Одни ученые (Н. А. Успенский и др.) относят эти месторождения к инфильтрационным образованиям, другие (Б. П. Кротов и др.) считают их первичноосадочными.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последнее время благодаря исследованиям Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, Б. П. Кротова и других ученых существенно уточнились ранее имевшиеся представления об условиях формирования осадочных руд железа. Установлено, что источником железа для этих месторождений является кора выветривания, возникающая на основных, ультраосновных и других породах с повышенным содержанием железа. Железо переносилось в водные бассейны речными и подземными водами в виде тонких и грубых взвесей, коллоидных растворов, в частности железоорганических соединений (в окислительных условиях), или в форме бикарбонатов $Fe(HCO_3)_2$ и других его закисных соединений (в восстановительной обстановке). В прибрежной части морских бассейнов в условиях мелкого моря и интенсивного волнения (эта область насыщена кислородом) бикарбонаты железа переходят в гидроокислы железа, которые в результате соприкосновения с растворенными солями коагулируют. В болотах и озерах большую роль в отложении руд, кроме того, имеют железистые бактерии и растительный мир. В восстановительной или слабо окислительной обстановке в донных и иловых водах отлагаются хемогенные осадки в виде глауконита, железистых хлоритов, сидерита и сульфидов железа. Рудоотложение часто происходит при трансгрессии моря, что способствует формированию ооли-

товых структур руд. Среди осадочных железорудных месторождений по возрасту выделяются: 1) протерозойские — железорудный бассейн в низовьях Ангары, ряд месторождений Южной Африки (последние метаморфизованы) и Северной Австралии; 2) нижнесилурийские месторождения — Франция, ФРГ, Канада; 3) верхнесилурийские — Клинтон (восточные штаты США); 4) нижнекаменноугольные — Тульское, Липецкое; 5) юрские — Франция. Англия; 6) меловые — Хоперское, Аятское, Лисаковское, Локонджа в Нигерии; 7) третичные — Керчь, Тамань, Ниамей (Нигер), Канда (Дагомея).

В рудах осадочных месторождений содержание железа колеблется в пределах 20—50%, чаще 30—40%, примесь марганца до нескольких процентов, ванадия до 0,1%, фосфора 0,2—0,5%, а иногда 1,5—2%, мышьяка сотые доли процента, серы 0,01—0,35%. Запасы крупных осадочных морских месторождений железа исчисляются миллиардами тонн руды (Франция — 15 мрд. т, Лисаковское и Аятское — 16 млрд. т и т. д.). По промышленному значению осадочные месторождения занимают второе место после метаморфогенных и дают до 30% мировой добычи руд.

Перейдем к описанию осадочных железорудных месторождений (от молодых к более древним).

Месторождения Керченского полуострова находятся на восточной и северной окраинах Керченского полуострова. Вместе с продолжением железорудной полосы на Таманский полуостров площадь распространения оруденения в общей сложности составляет 150 км^2. Район сложен верхнетретичными отложениями, смятыми в пологие складки с осями, вытянутыми в широтном и северо-восточном направлениях. Антиклинали этих складок подверглись денудации, а синклинали сохранились и представляют собой рудоносные мульды. Наиболее крупными по запасам руд являются Кыза-Аульская, Эльтигенская, Камыш-Бурунская, Северная и Анманасайская мульды (рис. 8). Рудоносные площади отдельных мульд колеблются от 0,5 до 27,7 км^2. Наиболее крупная Камыш-Бурунская мульда.

Разрез верхнетретичных отложений, слагающих мульды, включает ряд пластов различных глин, переслаивающихся с песками, а в нижней части также с известняками. Ближе к нижней части разреза залегает рудный горизонт. В центральной части мульд рудный горизонт имеет горизонтальное положение, а на крыльях наклонен под углом 10—15° (рис. 9). Мощность пласта возрастает от крыльев (2—3 м) к осевой части мульд (до 25—30 м). Рудный пласт в основном сложен оолитовыми рудами. Размер рудных оолитов колеблется от долей миллиметра до 5—10 мм. Они сцементированы керченитом, вивианитом $(PO_4)_2Fe_38H_2O$, баритом, пиролюзитом, псиломеланом, карбонатами железа и марганца. В нижних горизонтах иногда отмечаются небольшие прослои сидеритовых руд мощностью 15—20 см до 1 м и маломощные слойки марганцевых руд с содержанием 18—35% Mn. Наиболее высококачественными являются так называемые «коржи», к которым относят плотные оолитовые руды, сцементированные пиролюзитом. Бо́льшая часть промышленных руд включает два минералогических типа: гидрогётитовый («коричневый») и гидрогётит-лептохлорит-нонтронитовый («табачный»). Наряду с последними развиты также сидеритовые и сидерит-лептохлорит-гидрогётитовые («серо-зеленые») и реже гидрогётит-псиломелан-вадовые («черные») руды, возникшие в окисной обстановке. В целом для месторождений выделяется определенная зональность пространственного размещения руд: закисные руды развиты в средних частях мульд, а окисные в краевых.

Содержание железа в промышленных рудах керченских месторождений

колеблется в пределах 20—51% (среднее содержание по отдельным мульдам 30—36%), марганца — 0,1—11%, фосфора — 0,4—1,5%, серы — 0,01—0,6% (за счет пирротина и сульфидов мышьяка). В рудах содержится также некоторое количество ванадия и мышьяка. В связи с наличием фосфора керченские руды считаются томасовскими. Исследователи керченских месторождений (Н. Е. Ефремов и Г. А. Кечек) пришли к выводу, что отложение руд железа происходило в опресненных лагунах в восстановительной среде, куда оно приносилось в виде коллоидных соединений водными потоками (вероятно, р. Кубанью). Первичными, возникшими при этом минералами, являлись сидерит и лептохлорит, впоследствии окислявшиеся в гидрогётит. По мнению Н. Е. Ефремова, центрами оолитообразования являлись микроорганизмы.

В заключение следует отметить, что Е. Ф. Шнюков (1964) показал важную роль глубинных процессов в образовании локальных впадин, в которых происходило накопление бобовых железных руд. Это оказались провалы над грязевыми палеовулканами, названными им «вдавленными синклиналями». Крупный масштаб месторождений и возможность отработки открытыми карьерами обусловили его большое практическое значение для металлургии южной части страны.

Аятское месторождение находится в Кустанайской области и вместе с расположенными поблизости месторождениями осадочных железных руд *Лисаковским* и магнетит-скарновыми месторождениями Соколовско-Сарбайской группы входит в состав Тургайского горнопромышленного района.

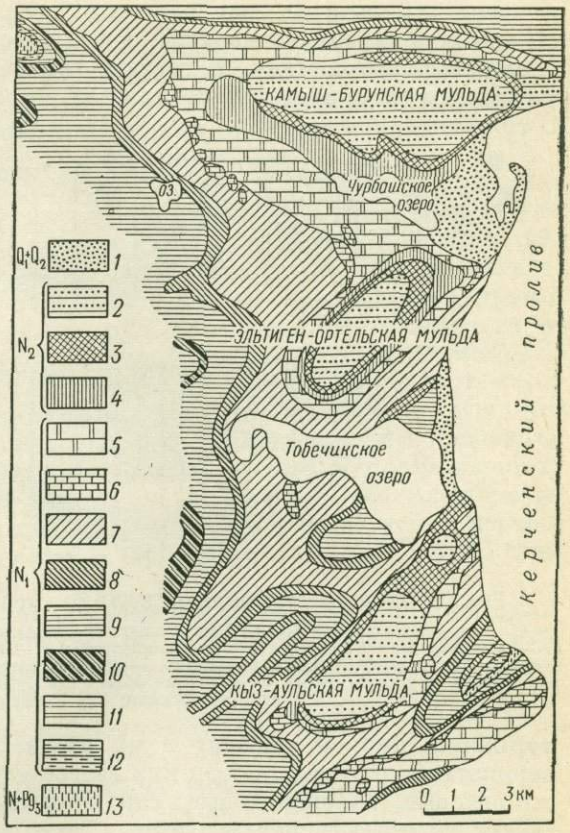


Рис. 8. Геологическая карта Керченского полуострова (по М. В. Муратову, Г. А. Лычагину и др.).

1 — пески пересыпей, кос и террас; *2* — глины песчанистые и пески; *3* — бурые железняки; *4* — ракушечники глинистые — фалены, известняки; *5* — известняки детритусовые, глины; *6* — известняки мшанковые; *7* — глины трепеловидные; *8* — глины зеленовато-серые; *9* — глины оливково-зеленые; *10* — глины слоистые с прослоями мергелей; *11* — глины с прослоями страмотолитовых известняков; *12* — глины с мергелями, известняки детритусовые; *13* — глины майкопские

Район месторождения сложен преимущественно осадочными породами морского палеогена, которые подстилаются нижнемеловыми континентальными отложениями и морскими осадками верхнего мела. Этот комплекс пород, составляя верхний структурный этаж, залегает на размытой поверхности палеозойских пород (нижний структурный этаж). Рудный пласт залегает почти горизонтально. Подстилается он морскими глауконит-кварцевыми песками, песчаниками и лигнитовыми глинами, а перекрывается прибрежно-морскими

кварцевыми песками и глинами. Площадь распространения железорудного горизонта Аятского месторождения 2500 км² (80 × 60 км). Мощность рудного тела колеблется от 2 до 9 м и в среднем составляет 4 м.

Руды оолитовые, причем в нижней части рудного пласта оолиты более крупные (от 1 до 4 мм), а в верхней более мелкие (менее 1 мм). В руде много оруденелых растительных остатков, встречаются прослои лигнитовых глин, гнезда и конкреции сидеритов. Руды довольно однообразны по минеральному и химическому составу. В составе руд гётит, гидрогётит, магнетит, сидерит, железистые хлориты, псиломелан-вад, пирит, глауконит, кварц, полевой шпат,

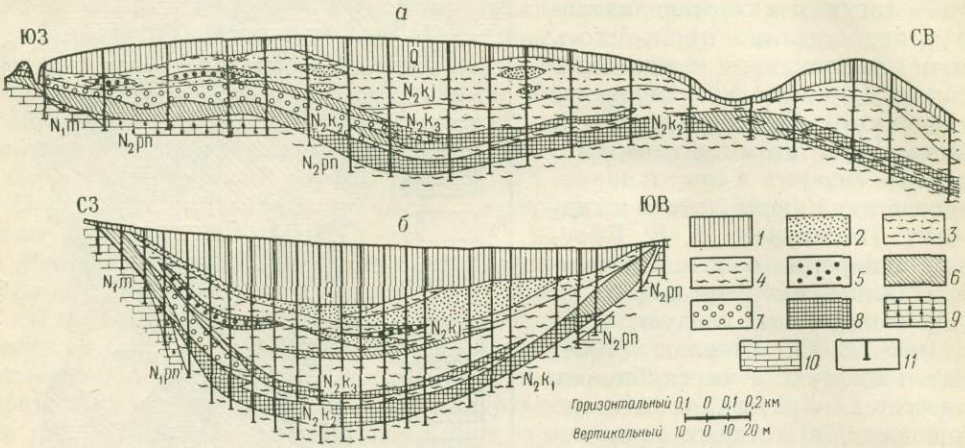


Рис. 9. Условия залегания рудоносного горизонта Керченского месторождения.

а — продольный разрез Кыз-Аульской мульды; *б* — поперечный разрез той же мульды: *1* — лёссовидные суглинки; *2* — пески и алевриты; *3* — глины песчаные; *4* — глины; *5* — песчаные глины с переотложенными рудными оолитами; *6* — коричневые оолитовые руды; *7* — икряные (обломочные и обломочно-оолитовые руды); *8*—табачные оолитовые руды; *9* — рыхлые ракушечные, часто сильно глинистые известняки; *10* — известняки; *11* — скважины

турмалин, циркон, гиббсит и др. Важнейшие разновидности руд: оолитовые, зернистые и плотные. Среди них выделяются гётит-гидрогётитовые, гидрогётит-хлоритовые, глауконитовые, глауконит-сидеритовые, сидеритовые и др.

Суммарные запасы железных руд Аятского месторождения превышают 10 млрд. т, из них балансовых около 7 млрд. т с содержанием 36% Fe и более 3 млрд. т забалансовых с содержанием 30% Fe. Содержания элементов-примесей в рудах (в %): фосфора 0,37—0,40, Mn 0,88, NiO 0,01, Cr 0,05, V_2O_5 0,16—0,18. Глубина вскрыши колеблется от 0 до 80 м. Считают, что источником железа для оолитовых руд служили кора выветривания ультраосновных и основных пород, а также скарново-магнетитовые месторождения, расположенные в окрестностях Аятского месторождения.

Месторождения Лотарингии оолитовых руд («минеттовые» руды) образуют крупную железорудную провинцию площадью 1100 км², расположенную большей частью во Франции, и лишь на восточной окраине захватывают часть территории ФРГ, Люксембурга и Бельгии. Месторождения Лотарингии представляют собой важную сырьевую базу железных руд металлургической промышленности Франции и ФРГ. Из этих месторождений Франция добывает около 95% всего количества железной руды. Здесь, так же как и на Керченском полуострове, железные руды локализуются в прогибах или мульдах и наибольшей мощности рудный пласт достигает в осевых частях прогибов.

Все рудоносные мульды вытянуты в направлении с юго-востока на северо-запад и при движении с севера на юг выделяются следующие рудные площади или даже бассейны: Лонгви, Оттанж-Ландр, Орн и Арс, Нанси. Вся рудоносная толща падает на запад и на западной окраине бассейна подсечена скважинами на глубине 900 м. Железные руды всех месторождений Лотарингии подстилаются песчаниками нижнего аалена и перекрываются мергелями верхнего аалена. Мощность рудоносного горизонта колеблется от 25 до 50 м, увеличиваясь в бассейне Оттанж-Ландр до 60 м и уменьшаясь до 10 м в бассейне Нанси, где перед отложением среднеюрской толщи имел место размыв. Для рудоносного горизонта характерно переслаивание рудных пластов мощностью от 1 до 6 м с безрудными пластами примерно той же мощности.

В отдельных рудоносных мульдах железорудные пласты выделяются по цвету, но в других мульдах они уже не прослеживаются. Только один так называемый серый пласт, который имеет важное промышленное значение, хорошо прослеживается в разных мульдах. Он сложен рудами с карбонатным цементом (легкоплавкими) в отличие от других пластов с кремнистым цементом (тугоплавкие). Оолиты, входящие в состав руд, сложены гётитом и стилвиносидеритом (гелеподобный окисел железа с непостоянным содержанием воды), к которым примешиваются железистые хлориты, сидерит, иногда гематит и магнетит. Все оолиты мелкие, их диаметр не превышает 0,25—1 мм. Цементом оолитов служат более мелкие минералы того же состава, а также карбонаты и аргиллито-детритовые образования. Содержание железа в промышленных рудах 30—50%, а в упоминавшемся сером пласте 31—36%. По содержанию фосфора (0,5—1,8%) руды месторождений Лотарингии, так же как и керченских, являются томасовскими. Содержание марганца в них 0,5—2—3%, серы 0,01—0,4% и ванадия до 0,1%.

Месторождения Лотарингии являются типичными осадочными и их условия образования были близкими таковым керченских месторождений. Разработка руд на востоке провинции производится открытым способом, а на западе с помощью шахт до глубины 200 м. Общие запасы руд месторождений Лотарингии 5 млрд. т, из них разведанных примерно $^1/_3$.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфогенные месторождения включают наиболее крупные из известных промышленных месторождений железных руд. Они обладают многомиллиардными запасами руд и известны на Канадском (Верхнее озеро), Бразильском (Минас-Жерайс), Индийском (Сингбхумские), Южно-Африканском, Балтийском (Северная Швеция) и Украинском (Кривой Рог) щитах, а также на Китайской платформе (Аньшаньское), Курско-Воронежском (КМА) массиве и в других провинциях, сложенных докембрийскими образованиями.

Для более полного представления о месторождениях железистых кварцитов кратко охарактеризуем месторождения Кривого Рога, Курской магнитной аномалии (КМА) и района Верхнего озера.

Месторождения Кривого Рога разрабатывались скифами еще в IV—V вв. до н. э. Богатые руды этих месторождений начали интенсивно отрабатываться в 70-х годах прошлого века и добыча их во все увеличивающихся масштабах продолжается. В последнее время начали с успехом отрабатываться бедные руды — железистые кварциты, которые перед плавкой подвергаются предварительному обогащению. Криворожский железорудный бассейн является частью Украинского кристаллического массива и приурочен к узкому прогибу суб-

меридионального простирания, в пределах которого развиты породы криворожской осадочно-метаморфической свиты. Прогиб развился среди древних архейских гнейсов. Общее его протяжение около 100 км. Непосредственным продолжением криворожской свиты к северу, за Днепровско-Донецкой впадиной, являются железорудные толщи Курской магнитной аномалии. Криворожская свита залегает трансгрессивно с резким угловым несогласием на породах архея и представлена тремя отделами: 1) нижним — аркозо-филлитовым или глинисто-песчаным; 2) средним — железорудным; 3) верхним — глинисто-сланцевым, надрудным.

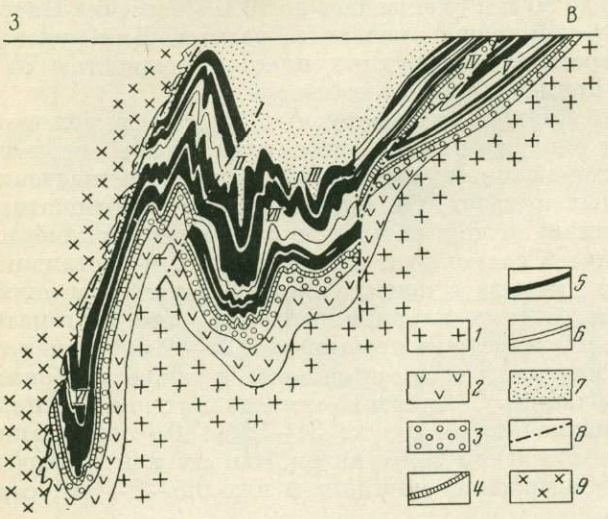


Рис. 10. Разрез Криворожского месторождения (по Я. Н. Белевцеву).

1 — саксаганские плагиограниты; *2* — амфиболиты; *3* — нижняя свита криворожской серии; *4* — тальк-карбонатный горизонт; *5* — железорудные горизонты средней свиты; *6* — сланцевые горизонты средней свиты; *7* — верхняя свита; *8* — разрывные нарушения; *9* — кировоградские микроклин-плагиоклазовые граниты; *I* — Торопако-Лихмановская антиклиналь; *II* — Западно-Ингулецкая мульда; *III* — Восточно-Ингулецкая мульда; *IV* — Саксаганская антиклиналь; *V* — Саксаганская синклиналь; *VI* — Лихмановская синклиналь; *VII* — Советская антиклиналь

Железорудный отдел включает *шесть горизонтов* железистых роговиков и кварцитов, разделенных амфиболовыми и хлоритовыми сланцами. Суммарная мощность пород, слагающих этот отдел, достигает 400 м, из них 5% приходится на железистые роговики и кварциты. Сланцы верхнего отдела залегают на различных горизонтах железорудного горизонта.

Все породы Криворожского бассейна интенсивно дислоцированы. Согласно Я. Н. Белевцеву (рис. 10), среди складчатых форм выделяются: 1) главная Саксаганская синклиналь с падением крыльев на запад под углом 30—75°, развившаяся в центре прогиба; 2) Торопако-Лихмановская антиклиналь, находящаяся в западной его части, и 3) антиклинальные и синклинальные складки вблизи восточного борта прогиба. Оси складок ундулируют. В породах широко проявлена плойчатость. Складчатые сооружения осложнены многочисленными разрывными нарушениями. Наиболее крупными из них являются Саксаганский и Западный надвиги. Первый из них проходит по южной части бассейна, отделяя Саксаганский синклинал от Торопако-Лихмановского антиклинала. В северной части бассейна широко развиты поперечные сбросы, по отдельным из которых внедрились дайки диабазовых порфиритов. Согласно Ю. Г. Гершойгу, Криворожский бассейн испытал две фазы складчатости.

Переходя к характеристике железистых горизонтов, следует отметить, что наибольшее промышленное значение имеет пятый снизу (или второй Саксаганский) пласт, к которому приурочена подавляющая часть рудных залежей.

В состав железистых пластов входят железистые роговики и джеспилиты. В железистых роговиках мощность прослоев, сложенных кварцем, и чередующихся с ними прослоев рудных минералов 2—10 мм. В джеспилитах те же

прослои имеют мощность меньше 2 мм. Рудные прослои в обеих разновидностях железистых пластов слагаются на 70% магнетитом, мартитом и гематитом и на 30% кварцем, пронизанным мельчайшими включениями гематита, которые придали кварцу красноватый оттенок. Нерудные прослои состоят на 80—90% из кварца, также пронизанного гематитом, и на 10—20% из рудных минералов тех же, что и в рудных прослоях. Размер рудных минералов 0,01—0,03 мм. Кварц обычно сливной либо представлен мелкими зернами с роговиковой структурой.

Все изложенное относится к верхним «железистым» частям горизонтов среднего отдела криворожской свиты. Нижние же части тех же горизонтов, сложенные обычно хлоритовыми, биотитовыми, актинолитовыми и другими сланцами, чередующимися с кварцевыми прослоями, также содержат в небольших количествах магнетит и железную слюдку. Некоторые горизонты по простиранию *выклиниваются или фациально изменяются. В целом в Криворожском* бассейне следует различать мартитовые и мартит-гидрогематитовые руды, связанные с железистыми кварцитами, и магнетитовые руды, получившие самостоятельное развитие. Первые в свою очередь разделяются на богатые руды (46—50 до 70% Fe), залегающие в форме рудных столбов, и собственно железистые кварциты (*не более* 30—35% Fe), *имеющие пластообразную* форму. Богатые железные руды, связанные с железистыми кварцитами, наиболее широко развиты в Саксаганском, или Центральном, рудном поле. Магнетитовые руды распространены в Северном рудном поле.

Саксаганское рудное поле размещается на Восточном борту Главного синклинала. Здесь сосредоточено не менее 90% запасов железных руд бассейна. В пределах рудного поля по минеральному составу различают три типа руд.

1. Мартитовые (синьки) руды сложены преимущественно (до 90%) мартитом, SiO_2 (6—8%) и небольшим количеством примесей других минералов. Руды рыхлые, пористые (средняя общая пористость 15—20%). Местами отмечаются очень плотные и богатые по содержанию железа (до 70%) синьки, состоящие из мартитовых зерен, сцементированных лимонитом.

2. Мартит-гидрогематитовые (краско-синьки) руды состоят преимущественно из прослоев мощностью от 2—5 до 20 см, сложенных гидрогематитом и мартитом, чередующимися между собой. Эти руды содержат заметные примеси глинистого вещества.

3. *Гидрогематитовые (краски) руды сложены гидрогематитом, сопровождающимся* заметной примесью глинистых минералов и кремнезема.

Общей особенностью руд Саксаганского рудного поля является то, что в них всегда сохраняется первичная полосчатость, причем она прослеживается из вмещающих пород в рудные залежи. Богатые руды залегают в форме столбообразных и *штокообразных залежей (рис. 11) либо в виде гнездообразных тел.* Такие залежи обычно имеют линзообразное сечение и вытягиваются по простиранию на 100—150 м, иногда до 1000 м, при мощности от первых десятков метров до 100 м и более. На глубину по падению богатые руды распространяются на 2500 м. Рудные тела обычно развиваются вдоль разрывных нарушений и зон дробления в толще джеспилитов и роговиков и их флексурообразных перегибах. Пластообразные залежи богатых руд характеризуются значительной протяженностью (несколько километров), но небольшой мощностью (первые метры, редко 10—15 м). Они локализуются обычно вдоль разрывов, проходящих по контакту железистых кварцитов с перекрывающей их толщей сланцев. По содержанию железа богатые руды разделяются на пять сортов. В первом из них

железа более 62%, а в пятом 46—50%. Содержание серы во всех сортах не превышает 0,05%, фосфора 0,09%, а марганца 0,45%. В настоящее время промышленное значение приобрели и железистые кварциты с содержанием железа 35—45%. Путем обогащения из этих руд получают высококачественные концентраты с содержанием железа 60%.

Северное рудное поле по составу руд и условиям их залегания существенно отличается от Центрального. Здесь резко преобладают два типа руд: 1) магнетитовые и 2) гематит-мартит-магнетитовые. Рудные залежи размещаются независимо от залегания вмещающих пород, секут их и частью приурочиваются к экзоконтакту молодых днепровских гранитов. Здесь появляются и иные, чем на Центральном поле, формы рудных залежей. Нередко наблюдаются трубообразные рудные тела, приуроченные к местам пересечения и сочленения разрывов, которые с глубиной переходят в линзообразные залежи, вытягивающиеся вдоль пластовых разрывных нарушений. Область распространения руд одновременно является областью широкого развития щелочного метасоматоза, характеризующегося проявлением рибекита, альбита, биотита, анкерита и доломита. Магнетитовые руды тесно связаны с магнетит-куммингтонитовыми сланцами, которые сформировались за счет железистых кварцитов и сланцев в этап так называемого железного метасоматоза, сопровождавшегося окварцеванием. Гематит-мартит-магнетитовые руды возникли позднее в связи с воздействием щелочных растворов на магнетитовые руды. В них развиты мушкетовит, маггемит, эгирин, рибекит и альбит, сохраняются реликты незамещенного куммингтонита.

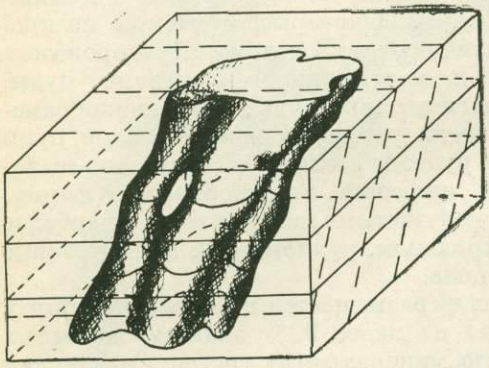


Рис. 11. Рудный столб. Блок-диаграмма (по Н. П. Семененко). Штриховая линия—полосчатость железистых кварцитов

Формирование магнетитовых руд и отложение щелочных минералов, местами сопровождаемых сульфидами, вызваны развитием метасоматических процессов в результате воздействия высокотемпературных гидротермальных растворов, генетически связанных с послекриворожскими гранитоидами. Содержание железа в магнетитовых рудах достигает 62—65%, в магнетит-амфиболовых сланцах 28—35%, а в альбититах и эгириновых породах, возникающих при интенсивном развитии щелочного метасоматоза, накладывающегося на магнетит, 16%. Эксплуатация магнетитовых руд Северного рудного поля в общей добыче железных руд в бассейне занимает небольшое место.

Месторождения района Курской магнитной аномалии (КМА). Курская магнитная аномалия была выявлена в Курской губернии еще до революции. Курское земство пыталось пробурить разведочную скважину для проверки аномалии, однако она была остановлена, не дойдя до руды. Планомерное изучение и разведка КМА были начаты по инициативе В. И. Ленина в 1918 г. и проводились в тяжелых условиях гражданской войны. В. И. Ленин оказал существенную помощь в проведении геологоразведочных работ, настояв перед Наркомфином о необходимости выделения 200 тыс. золотых рублей для покупки бурового оборудования за границей. Первые же буровые скважины вскрыли на глубине железные руды. Прогноз В. И. Ленина о невиданных богатствах

полностью оправдался, и в настоящее время перспективные запасы одних лишь богатых железных руд КМА с содержанием 48—65% Fe превышают 40 млрд. т. Однако богатые руды были выявлены только в начале 50-х годов.

Железные руды КМА имеют докембрийский возраст и перекрыты чехлом современных и более древних платформенных отложений мела, юры и девона суммарной мощностью 28—700 м. Железорудный бассейн КМА вытягивается в северо-западном направлении на 850 км при ширине около 200 км и прослеживается на территориях Воронежской, Луганской, Харьковской, Белгородской, Сумской, Курской, Орловской, Калужской, Брянской и Смоленской областей. Перспективные запасы руд КМА с учетом железистых кварцитов практически безграничны.

В этом новом громадном железорудном бассейне уже работают мощные рудники — Лебедянский, Михайловский, имени Губкина. В ближайшее время войдут в строй новые горные предприятия. Исследования М. И. Калганова, Д. П. Калугина, Н. А. Плаксенко (1966), Д. П. Сердюченко и А. В. Глебова (1964), М. С. Точилина (1963) и других геологов показывают, что метаморфические породы, слагающие железорудный бассейн КМА, расчленяются на три толщи: верхнюю — сланцево-известковую, среднюю — железистых кварцитов и нижнюю — сланцево-гнейсовую с мигматитами. Железистые кварциты совместно с подстилающими и перекрывающими их породами интенсивно смяты в крутые складки, осложненные разрывными нарушениями (рис. 12). Пласты железистых кварцитов имеют крутое падение и прослежены на значительную глубину. В составе железистых кварцитов установлены хемогенные гематит-магнетитовые, доломит-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые и другие разности. Мощность толщи магнетитовых кварцитов (вместе с прослоями магнетит-амфиболовых и магнетит-биотитовых сланцев) около 200 м.

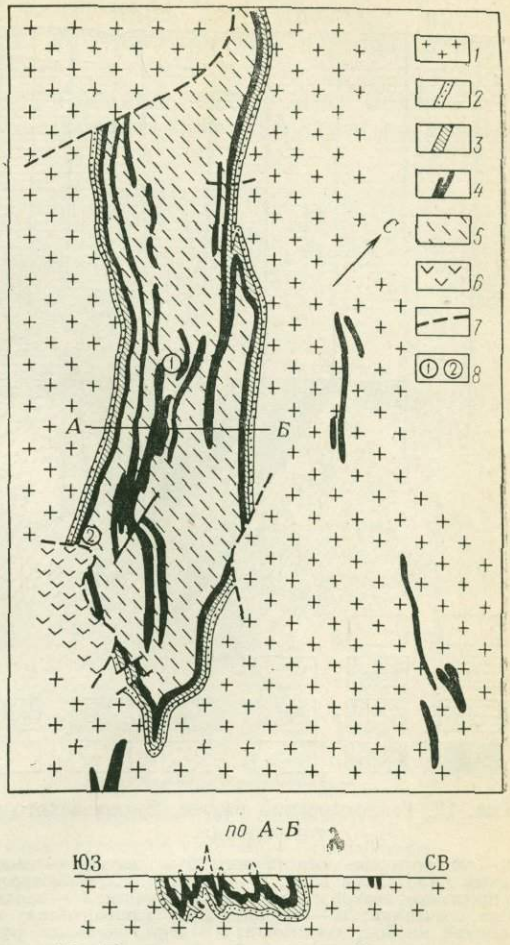


Рис. 12. Геологическая схема Белгородского железорудного бассейна (по С. И. Чайкину).

1 — гранито-гнейсовый комплекс архея; *2* — горизонт аркозовых кварцитовидных песчаников (базальный горизонт курской метаморфической серии); *3—5* — отложения курской метаморфической серии: *3* — нижняя сланцевая свита, *4* — железорудная свита, *5* — верхняя сланцевая свита; *6* — предполагаемые ультраосновные породы; *7* — зоны тектонических нарушений (надвиги, сбросы); *8* — Гостищевская (1), Яковлевская (2) и другие аномальные полосы

На железистых кварцитах в докембрийское время возникла мощная кора выветривания, приведшая к развитию богатых железных руд пластообразной формы, залегающих почти горизонтально и имеющих размеры до 500 × 800 м

(а наиболее крупные до 2,6 км² и более) при мощности в десятки метров. Наиболее крупные залежи Лебедянского месторождения прослежены по простиранию на 2,3 км при ширине 100—150 м. Руды этих залежей сложены остаточным магнетитом, мартитом, сидеритом, железистыми хлоритами, амфиболитами и слюдами. Сидерит развивается метасоматически по кварцу кремнистых прослоев; на глубине 50—60 м (нижняя граница древней зоны окисления) сидерит исчезает и богатые мартит-сидеритовые руды переходят в магнетитовые кварциты и сланцы. Выделяются следующие типы богатых руд: сидерит-мартитовые, сидерит-хлорит-мартитовые, мартитовые и гидрогематитовые. Такое же строение имеет Яковлевское месторождение (рис. 13). В некоторых районах значительное развитие имеют кластогенные железистые кварциты и обломочные богатые мартит (магнетит)-железнослюдковые руды. Богатые железные руды КМА при высоком содержании железа характеризуются также несколько повышенным (до 0,2—0,4%) содержанием серы (за счет пирита), количество фосфора колеблется от 0,03 до 0,1%.

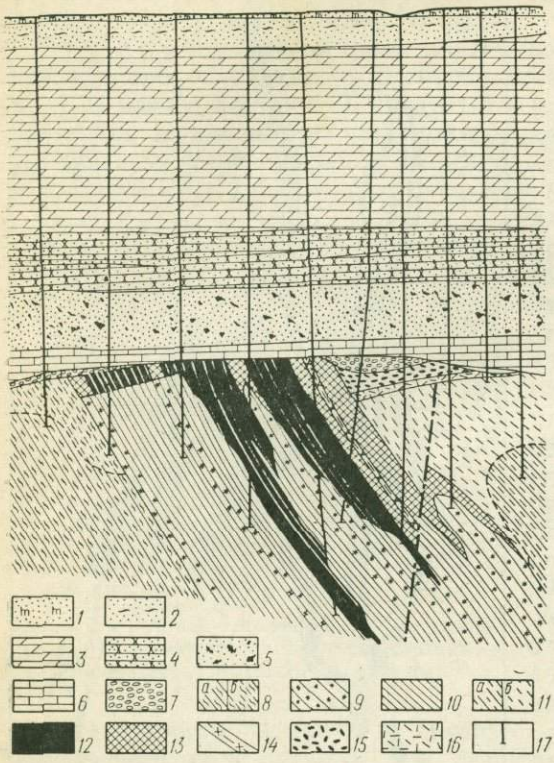


Рис. 13. Геологический разрез Яковлевского месторождения.

1 — четвертичные отложения; *2* — палеоген — неоген, пески с прослоями глин; *3* — верхний мел, мел, мергели с прослоями песков и глин в нижней части; *4* — верхняя юра, песчаники; *5* — средняя юра, глины, пески; *6* — нижний карбон, известняки; *7* — переотложенные руды; *8* — *14*—верхний протерозой: *8* — филлиты подрудной толщи (K_1): *а* — невыветрелые, *б* — выветрелые; *9* — железистые кварциты мартит-гидрогематитовые грубополосчатые (K_2^1, K_2^3, K_2^5, K_2^7); *10* — железистые кварциты железнослюдковые и железнослюдково-мартитовые тонко- и среднеполосчатые (K_2^2, K_2^4, K_2^6); *11* — филлиты надрудной толщи (K_3): *а* — невыветрелые, *б* — выветрелые; *12* — руды железнослюдково-мартитовые (синька); *13* — руды мартит-гидрогематитовые, лимонит-гидрогематитовые; *14* — межрудные гидрогематитовые сланцы; *15* — бокситы латеритного типа; *16* — аллиты; *17* — скважины

Район озера Верхнего является одним из богатейших железорудных районов мира и наиболее важным поставщиком сырья для черной металлургии США. Здесь разрабатывается много месторождений, приуроченных к докембрийским толщам железистых кварцитов, которые образуют хребты Месаби-Рейндж, Вермилион, Кайюна, Гогибик-Рейндж, Маркетт (рис. 14). 70% добытой руды (из общего количества 3,5 млрд. т) приходятся на месторождения хребта Месаби-Рейндж в пределах Канадского щита. Наиболее древними породами (ранний докембрий) являются гнейсы и кристаллические сланцы кивантинской системы и прорывающие их лаврентьевские гранитоиды. Последние перекрываются кристаллическими сланцами и амфиболитами тимискамингской системы мощностью 3300—3600 м. В районе хребта Вермилион кивантинские породы содержат линзы железистых кварцитов и джеспилитов.

Более молодыми образованиями раннего докембрия являются альгомские гранитоиды (сиениты, граниты, гранито-гнейсы, их возраст 2,5 млрд. лет), которые пересекают тимискамингские породы и перекрываются гуронскими образованиями среднего докембрия (2,5—1,7 млрд. лет). Последние представлены железистыми осадками и сланцами. Железистые отложения подстилаются кварцитами и перекрываются аргиллитами.

Гуронские и раннедокембрийские образования позднее были подвергнуты метаморфизму (довольно слабому в районе Верхнего озера) в связи с пенокской

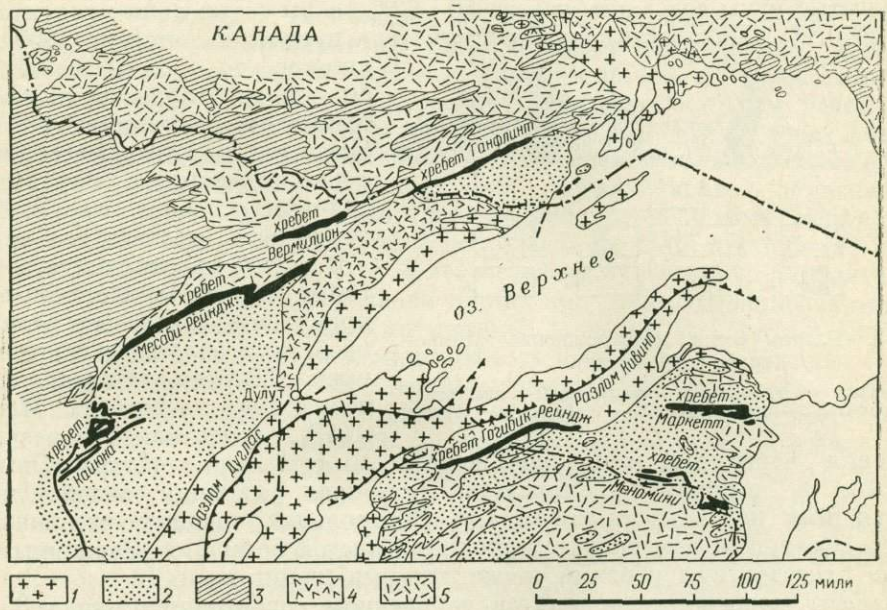


Рис. 14. Геологическая карта района озера Верхнего (по Марсдену).

1 — отложения кивинской системы; *2* — отложения гуронской системы; *3* — нерасчлененные отложения тимискамингской и киватинской систем; *4* — интрузивный комплекс габбро Дулут; *5* — граниты

орогенией и внедрением интрузий гранитов, тоналитов и основных силлов и даек. С размывом на гуронских породах залегают конгломераты, выше сменяющиеся вулканогенно-осадочными отложениями кивинской системы (мощностью около 11 тыс. м). К этому же времени относится внедрение габбро (комплекс Дулут).

Докембрийские образования в районе испытали несколько фаз орогении: лаврентьевской, альгомской, пенокской и гренвиллской. В результате проявления альгонских движений догуронские породы были смяты в складки северо-восточного простирания. Однако основные тектонические элементы железорудных хребтов сформировались в пенокскую фазу (1,7 млрд. лет). По особенностям минерализации и химического состава, структуры и условий залегания железные руды Верхнего озера подразделяются на шесть типов: 1) мягкие, 2) твердые, 3) рудные когломераты, 4) кремнистые, 5) магнетит-таконитовые, 6) яшмовидные. Наибольшее промышленное значение имеют весьма богатые мягкие руды. Они пористые и состоят из гематита и лимонита

с небольшими примесями магнетита и окислов марганца. Жильные минералы представлены кварцем и глинистыми минералами, реже карбонатами. Форма рудных тел, сложенных мягкими рудами, пластообразная, жилообразная (по трещинам). Нередко рудные залежи локализуются в грабенообразных прогибах и синклинальных складках. В хребте Месаби-Рейндж они связаны с разломами, складками и зонами трещиноватости. Мягкие руды подобно криворожским развиты местами до глубины 1200 м. Другие же прослеживаются на глубину в первые десятки метров. Мощность рудных тел достигает 100 м, обычно же не превышает первых десятков метров.

Богатые руды содержат железа 50—62%, серы сотые доли процента, фосфора до 0,1%. По простиранию рудные тела прослеживаются до 1500 м при ширине до 300 м и мощности 50—150 м. Твердые руды сложены гематитом, спекуляритом и магнетитом или мартитом, ассоциируют с джеспилитами и силлами или дайками основного состава. Протяженность рудных тел от 15 до 300 м по простиранию и более 750 м по падению. Остальные типы проявлены только на отдельных хребтах и большого значения не имеют. Мягкие руды района Верхнего озера, по мнению Марсдена (1973), образовались в результате окисления первичных минералов железа до гематита и гётита с выщелачиванием и выносом кремнистого материала, кальция, магния и SiO_2 нисходящими поверхностными водами. Образование твердых руд связывают с гидротермальным замещением пород железистой формации. Первичные руды обычно представлены убогими магнетитовыми кварцитами.

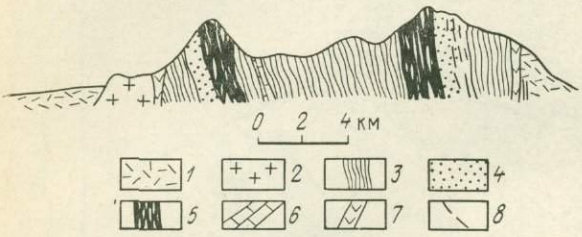


Рис. 15. Разрез через месторождение Минас-Жерайс (Бразилия).

1 — гнейсы; *2* — граниты; *3* — филлиты; *4* — кварциты; *5* — итабариты; *6* — известняки; *7* — диабазы; *8* — сбросы

Запасы железистых кварцитов со средним содержанием около 35% Fe оцениваются в 50 млрд. т, богатых руд — около 1 млрд. т.

Огромными запасами железистых кварцитов, именуемых итабаритами *, располагает *Бразилия*. Только в штате Минас-Жерайс (рис. 15) они составляют более 30 млрд. т со средним содержанием 30% Fe; общая мощность продуктивной толщи 1200 м, отдельных пластов до 100 м, а общая площадь железорудного бассейна около 7 тыс. км². В штате Пара (в районе Улукум) запасы железных руд оцениваются в 14,6 млрд. т.

Месторождения железистых кварцитов (итабаритов) архея и нижнего протерозоя, включающие пластовые и линзообразные тела богатых магнетит-гематитовых руд, известны в северо-западной части Тропической Африки — в Либерии, Сьерра-Леоне и Габоне. Они приурочены к метаморфической серии Симанду, слагающей одноименный хребет и его южное продолжение — хребет Нимба. Эти породы протягиваются в меридиональном направлении на 110 км при ширине 1—10 км. В составе серии Симанду развиты кварциты и гнейсы с прослоями амфиболитов. Породы смяты в изоклинальные складки с вертикальным падением крыльев, разбиты разломами. Богатые руды с содержа-

* Итабаритами называют железистые кварциты, содержащие в небольших количествах мусковит, а иногда тонкорассыпленное золото.

нием железа 55—69% образуют линзы мощностью 10—200 м. Прогнозные запасы хребта Симанду 500—550 млн. т.

В Австралии джеспилитовые железные руды широко распространены на западе и юге страны. В Западной Австралии известно два крупных железорудных района — Пилсбари и Хамерсли. В провинции Хамерсли железорудный бассейн занимает площадь около 80 км² при мощности джеспилитов 180—860 м.

Генезис месторождений. В течение длительного времени многие геологи (П. П. Пятницкий, Н. И. Свитальский, Н. П. Семененко, Н. А. Штрейс и др.), изучавшие месторождения железистых кварцитов, единодушно считали их первичноосадочными образованиями, подвергнутыми интенсивному метаморфизму. Накопление минералов железа и кремнезема, по их представлению, происходило в глубоководных условиях на достаточно большом расстоянии от береговой линии, что подтверждается отсутствием в рудных толщах кластического материала. Резкое преобладание в докембрийскую эпоху химических глубоководных железистых осадков над прибрежными объясняется, по Н. М. Страхову (1947), вероятно, пониженной соленостью докембрийских морей, в условиях которой железо не коагулировало в прибрежной зоне, а в значительной части уносилось в более отдаленные и глубоководные части бассейна, где и отлагалось. Чередование тонких прослоев гидроокислов железа с такими же прослоями коллоидного кремнезема, очевидно, связано с различной скоростью осаждения из воды коллоидов железа и кремнезема. В связи с тем, что поступление в морские бассейны железа и кремнезема должно было происходить периодически, процесс образования мощных толщ чередующихся прослоев железа и кремнезема, казалось, должен был найти правдоподобное объяснение. Изложенное представление о формировании железистых кварцитов признается далеко не всеми геологами. Н. И. Танатар, анализируя условия образования железистых кварцитов, связывал их формирование с магматогенными растворами. М. С. Точилин (1963) лишь часть их относит к кластогенным образованиям, основную же массу связывает с подводным вулканизмом, причем магнетит и гематит, по его данным, следует рассматривать в качестве первичных вулканогенных образований. Часть железистых кварцитов он отнес к тонкослоистым метасоматитам, образовавшимся в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма путем замещения амфиболитовых и пироксеновых прослойков магнетитом.

В. Н. Гусельников в результате изучения геохимических особенностей железисто-кремнистой формации курской метаморфической серии пришел к заключению о вулканогенно-гидротермальном происхождении основной массы железистых кварцитов.

Баддингтон, рассматривая магнетитовые руды в гнейсо-мигматитовом поясе докембрия штата Нью-Йорк, залегающие в форме пластовых и линзовидных тел, считает необоснованным представление о накоплении железа осадочным путем. Наблюдаемые структурные особенности и парагенезис руд, по его мнению, свидетельствуют о метасоматическом генезисе железистых кварцитов под воздействием гипогенных рудоносных растворов. Лайдди, описывая джеспилитовые метаморфические толщи Западной Австралии, развитые по периферии гранитных куполов в ядрах архейских массивов Пилбара и Иилгари, приходит к выводу, что джеспилиты архея испытали гипогенное обогащение железом в результате метаморфизма и гранитизации.

Изложенные данные показывают, что казавшаяся незыблемой гипотеза осадочно-метаморфогенного происхождения рассматриваемых месторождений

не может объяснить ряд наблюдаемых фактов и необходимы дополнительные исследования. Еще более сложен вопрос о генезисе богатых руд, и он уже длительное время дискутируется в литературе. Высказывались мнения об их гидротермальном происхождении. Я. Н. Белевцев предполагает, что богатые руды возникли за счет выщелачивания гидротермальными растворами кварца. Такого же мнения придерживается Грюнер для месторождений Верхнего озера. Ю. Г. Старицкий, а еще ранее А. А. Загянский пришли к заключению, что богатые руды имеют экзогенное происхождение и сформированы в несколько этапов. Эта гипотеза в дальнейшем развивалась в работах Д. С. Коржинского, И. И. Гинзбурга, А. Т. Джездалова и др. Они считают, что богатые руды Кривого Рога возникли в связи с развитием древней, протерозойской коры выветривания.

По представлениям ряда геологов возникновение богатых железных руд КМА связывается также с древним выветриванием железистых кварцитов и сланцев и деятельностью насыщенных CO_2 грунтовых вод, которые выщелачивали кварц и на его месте отлагали сидерит. Небольшая глубина проникновения богатых руд и сидерита (60—70 м) и постепенный переход этих руд в железистые кварциты подтверждают связь промышленного оруденения с поверхностными процессами. В отношении генезиса богатых руд месторождений Верхнего озера близкие взгляды высказываются Лейсом. Другие исследователи различают как гидротермальные разности руд (кряжи Вермилион, Гогибик, Маркетт), так и инфильтрационные (кряж Месаби).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бардин И. П. Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, 566 с.

Белевцев Я. Н., Бура Г. Г., Дубинкина Р. П. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1959, 308 с.

Брызгалин С. П., Кац Я. Г., Крятов Б. М. Основные железорудные месторождения Африки. — «Труды НИИзарубежгеологии», 1967, вып. 17, с. 67—82.

Геология криворожских железорудных месторождений, т. 2. Киев, Изд-во АН УССР, 1962, 566 с.

Главнейшие железорудные месторождения Сибири. — «Труды Сиб. НИИ геол., геофиз. мин. сырья», вып. 96. Новосибирск, 1970, 216 с.

Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений. М., «Мир», 1960, 286 с.

Давыденко Ю. А. Зональность гидротермальных проявлений на Бакальском рудном поле. — «Изв. высш. учеб. завед., геол., и разв.», 1962, № 2, с. 49—60.

Давыденко Ю. А. О некоторых особенностях залегания сидеритовых руд Бакала (Урал). — «Геология рудных месторождений», 1973, № 3, с. 93—101.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966, 168 с.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1959, 331 с.

Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. — «Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд.», 1939, № 2, вып. 13, 39 с.

Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск. 1964, 448 с.

Керченский железорудный бассейн. М., «Недра», 1967, 576 с.

Котляр В. Н. О генезисе железных руд Кривого Рога. — «Горный журнал», 1953, № 12, с. 5—13.

Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования. М., Изд-во АН СССР, 1958, 491 с.

Марсден Р. У. Железорудные месторождения района озера Верхнего. — В кн. Рудные месторождения США, т. 2, М., «Мир», 1973, с. 7—21.

Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М., «Недра», 1969, 179 с.

Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1970, 415 с.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 33—59.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966, 264 с.

Пронин А. А. О происхождении месторождений железных руд так называемого «алапаевского типа» на Урале. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 4, с. 376—386.

Пустовалов Л. В., Юдин Н. И. Железорудные отложения Ангаро-Питского района в Восточной Сибири. — Докл. сов. геол. на 6 Междунар. конгр. по седимент. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 67—79.

Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1946, 264 с.

Сердюченко Д. П., Глебов А. В. Железо. — В сб. «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука», 1964, с. 35—90.

Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. — В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967, с. 79—94.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории земли. — «Труды ИГН АН СССР, серия геол.», 1947, № 22, вып. 73, 276 с.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 168 с.

Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналей Керченского полуострова. Симферополь, 1964, 126 с.

Чайкин С. И. Геология Яковлевского месторождения и перспективы разведки богатых руд КМА. — «Горный журнал», 1956, № 1, с. 3—10.

Dunn I. A. The origin of the banded hematite ores in India. Econ. Geol., 1941, v. XXXVI, No. 4, p. 355—379.

Geijer Per and Magnusson Nils H. Geological history of the iron ores of Central Sweden. 18th Intern. Geol. Congress, London, 1948.

Gruner J. W. Mineralogy and geology of the Mesabi range. — St. Paul Min. Iron Range Resources and Rehabilitation Commission, 1946, 128 p.

Recursos minerals do Brasil. Rio de Janeiro, 1962, 694 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

Марганцевые руды были известны еще в глубокой древности. Однако на протяжении многих сотен лет они не находили должного применения и лишь в конце XVIII столетия их стали использовать в химической промышленности, в частности для фармацевтических нужд, в красочном деле и для некоторых других целей. Но настоящий расцвет марганцеворудной промышленности наступил в связи с развитием черной металлургии, начиная с 80-х годов прошлого столетия, особенно с момента открытия бессемеровского (1856 г.) и мартеновского (1865 г.) способов производства стали.

В настоящее время металлургическая промышленность является основным потребителем марганца и только около 5% его используется в химической и электротехнической промышленности. Широкое применение марганца в металлургии обусловлено рядом важных свойств этого металла. Его присутствие в составе чугунов и сталей резко повышает их механические качества, увеличивает твердость стали, придает ей большую упругость и прочность.

Марганец используется как раскислитель (связывает кислород в малорастворимые в расплаве соединения, которые переходят в шлак) и десульфуризатор (извлекает из расплава серу с образованием сульфида марганца, переходящего в шлак).

В цветной металлургии марганец применяется при получении разнообразных сортов марганецсодержащих бронз, латуней и других сплавов с цветными

Таблица 3

Кондиции руд, идущих на выплавку ферромарганца

Сорт	Содержание, %			
	Mn	SiO_2	Mn/Fe	P
I-A	Более 50	До 9	Не менее 6—7	До 0,17—0,20
I-B	40—60	9—15	7—10	0,14—0,17
II	35—40	15—25	3—4	0,18
III	30—35	25—35	4—5	0,15

металлами, обусловливая разнообразие их механических и антикоррозионных свойств. Марганец для раскисления, десульфуризации и легирования вводят в расплав главным образом в виде ферромарганца (табл. 3).

Для химической промышленности и электропромышленности кондиции руд другие. Запасы и добыча марганцевых руд в некоторых странах приведены в табл. 4.

Таблица 4

Запасы и добыча марганцевых руд в некоторых странах

Страна	Запасы, млн. т		Добыча по годам, тыс. т			
	общие	*в том числе* достоверные	1913	1937	1957	1971
Всего	896	409	—	3170	6393	11 047
В том числе:						
Индия	190	30	—	1068	1629	1 600
ЮАР	60	13	—	632	715	3 236
Гана	30	12	—	535	661	310
Габон	200	200	—	—	—	1 866
Бразилия	150	75	122	254	798	1 905
Остальные страны	266	79	—	681	2590	2 130

СССР обладает крупнейшими в мире запасами марганцевых руд, удовлетворяющими не только внутреннюю потребность страны, но и позволяющими в значительных количествах экспортировать эти руды. СССР по добыче марганцевых руд занимает первое место в мире.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ МАРГАНЦА

Среднее весовое содержание марганца в земной коре около 0,1%, т. е. в 50 раз меньше, чем железа; оно увеличивается от кислых ($6 \cdot 10^{-2}$%) к основным ($2{,}2 \cdot 10^{-1}$%) породам. Из осадочных пород больше всего марганцем обогащены глинистые сланцы. В морской воде его очень мало ($4 \cdot 10^{-7}$%). Значительное количество марганца находится в океанических осадках в виде корок и конкреций. В периодической системе химических элементов марганец находится рядом с железом и поэтому многие геохимические особенности этих элементов сходны. Особенно ярко это проявляется в процессах эндогенного минералообразования, при которых марганец входит в состав минералов в двух-

валентной форме, изоморфно замещая железо, магний и кальций в алюмосиликатах. В сколь-нибудь значительных количествах марганец в эндогенных условиях не накапливается и главная его масса находится в состоянии рассеяния. В пегматитах и гидротермальных месторождениях марганец отмечается в колумбитах, вольфрамитах, титанониобатах, родоните, родохрозите, манганокальцитах. В небольших количествах марганец устанавливается в скарновых месторождениях в виде гаусманита, манганита, якобсита и галаксита. В экзогенных условиях широко проявлен марганец в четырехвалентной форме, образуя двуокись и его гидрат и входя в состав солей марганцевых кислот. В экзогенных условиях происходит накопление значительных концентраций марганца. Под воздействием угольной кислоты и воды марганецсодержащие минералы разлагаются с образованием растворимого и довольно устойчивого соединения $Mn(HCO_3)_2$. Существуют и другие формы переноса марганца в виде коллоидных растворов окисных соединений, в форме взвеси тончайшего обломочного материала.

Общее число марганцевых минералов, встречающихся в природе, превышает 150. Однако широко распространенных и содержащих повышенное количество марганца минералов немного: пиролюзит (полианит) MnO_2 (55—63% Mn), браунит Mn_2O_3 (60—69% Mn), гаусманит Mn_3O_4 (65—72% Mn), манганит $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ (50—62% Mn), вернадит $MnO_2 \cdot nH_2O$ (40—45% Mn), псиломеланы (вады) $m \cdot RO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ * (35—60% Mn), родохрозит $MnCO_3$ (40—45% Mn), манганокальцит (Ca, Mn)CO_3 (7—25% Mn), олигонит (манганосидерит) (Mn, Fe)CO_3 (23—32% Mn), родонит $MnSiO_3$ (32—36% Mn), бустамит (Mn, Ca)SiO_3 (12—20% Mn), тетроит Mn_2SiO_4 (23—32% Mn), марганцовистые гранаты (Mn, Fe)$_3$ (Mn, Al, Fe)$_2(SiO_4)_3$ (15—30% Mn), алабандин MnS (63% Mn).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Марганец образует повышенные концентрации практически во всех генетических группах месторождений. Промышленные типы месторождений марганца связаны со следующими генетическими группами: 1) контактово-метасоматической, 2) гидротермальной, 3) выветривания, 4) осадочной, 5) метаморфогенной. Главное промышленное значение имеют осадочные месторождения марганца.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Марганцевые месторождения формировались в различные эпохи развития земной коры, начиная от архейской и протерозойской вплоть до кайнозойской, а конкреции марганцевых руд накапливаются на дне океана и в настоящее время. Докембрий является временем наиболее интенсивного накопления осадочных руд. Это, по-видимому, связано с высоким содержанием в то время в атмосфере CO_2, который, как известно, увеличивал кислотность поверхностных вод. В кислотных водах марганец может легко мигрировать и выноситься в морской бассейн, где и происходит осаждение в форме $MnCO_3$ часто совместно с $CaCO_3$. Впоследствии эти руды были метаморфизованы. Так возникли многочисленные метаморфизованные месторождения в Индии, Бразилии, Южной Африке и на территории СССР (Мазульское, Саган-Заба, на Малом Хингане и др.).

---

* RO — MnO, BaO, CaO, NiO, CoO, MgO, K_2O и др., обычно преобладает MnO.

Незначительные по масштабам осадочные месторождения формировались и в течение палеозоя, в кембрии (Усинское на Урале, впоследствии метаморфизованное), девоне и нижнем карбоне (месторождения Южного Урала и Центрального Казахстана, а также Ум-Богма в АРЕ, Гуэльва в Испании) и в пермский период (Улутелякское на Западном Урале). Другой еще более важной эпохой является олигоценовая, когда были образованы крупные осадочные месторождения марганца в СССР (Никопольское, Чиатурское, Аджамети-Чхари, Мангышлакское, Полуночное, Марсятское и др.), а также некоторые месторождения в Марокко (Имини), Болгарии и Турции. На долю месторождений верхнего мела и олигоцена приходится почти $^2/_3$ мировой добычи марганцевой руды.

Фациальные условия образования осадочных марганцевых руд напоминают условия отложения руд железа. В распределении марганцевых руд намечается зональность: первичноокисные руды отлагаются в прибрежных частях среди пород песчано-алевролито-глинистого состава; по удалению от берега окисные руды постепенно сменяются карбонатными (родохрозит, манганокальцит, Са-родохрозит), ассоциирующими с глинами, кремнистыми глинами и опоками. Однако марганцевые руды сдвинуты относительно железных руд в пелагическую зону.

В последнее время большой интерес вызывают марганцевые конкреции, возникающие в глубоководных океанических илах. Это современные диагенетические образования, формирующиеся за счет сноса марганца с суши, а также поступления из глубин в районах проявления современного подводного вулканизма.

Миграционная способность марганца в поверхностных условиях выше, чем у железа, что объясняется лучшей растворимостью соединений марганца и большей их устойчивостью. Соответственно железо осаждалось раньше (ближе к берегу), чем марганец, т. е. происходило отделение марганца от железа. Различия в поведении этих двух металлов намечаются уже в коре выветривания; марганец удаляется из коры выветривания еще в щелочную стадию (при pH 8,5), в то время как железо не выносилось и накапливалось. Только когда pH понижался до 7, начинался массовый вынос железа.

При формировании железо-марганцевых руд (месторождения типа Караджал в Казахстане) марганец вследствие его большей подвижности распространялся на бо́льшую площадь, чем железо, не создавая больших концентраций. Некоторое пространственное разобщение существенно марганцевых руд от железных указывает на то, что когда происходило отложение железа в окисной форме, условия для отложения марганца не были благоприятными. Это могло быть только при повышенной кислотности среды. Выпадение в осадок основной массы марганца и некоторого количества железа свидетельствует о щелочной обстановке рудоосадкообразования.

Метаморфизованные месторождения возникали в результате многоэтапного регионального метаморфизма. Так, индийские месторождения, по данным Кильпади, формировались в следующие этапы. После отложения хемогенных осадков происходила складчатость, сопровождаемая образованием изоклинальных складок и шарьяжей, а несколько позднее разломов. Вслед за этим внедрились граниты, пегматиты и формировались кварцевые жилы. Региональный метаморфизм проявлялся с различной интенсивностью — от низкой (на востоке полосы в Центральной Индии) до высокой (на севере) ступеней, но большинство марганецсодержащих пластов подвергалось метаморфизму, соответствующему условиям появления силлиманита. При низкой ступени

метаморфизма окислы и, возможно, карбонаты марганца были превращены в брауниты, а кремнистые породы — в кварциты. При средних ступенях метаморфизма возникли силикаты марганца, частично происходила перекристаллизация браунита. Индийские геологи подчеркивали, что гондиды и кодуриты являются продуктами метаморфизма «нечистых» марганецсодержащих осадков, тогда как пласты браунитовых руд являются метаморфизованными первично-осадочными окисными марганцевыми рудами. Это различие в составе первичных марганецсодержащих осадков привело к формированию двух типов метаморфизованных месторождений марганца.

Повышенные концентрации марганца накапливаются и в связи с контактово-метасоматическими и гидротермальными процессами, приводящими к формированию месторождений цветных и редких металлов. Со скарнами иногда связывается отложение родонита и мангангеденбергита. Более высокие концентрации марганца отмечаются в среднетемпературных гидротермальных месторождениях, залегающих обычно в изверженных породах, слагающих нижний ярус складчатых областей. Главным минералом здесь является родохрозит, который обычно выделяется в одну из более поздних стадий минерализации совместно с галенитом и особенно сульфосолями свинца и серебра. Родохрозит в ряде случаев образует и самостоятельные жилы, не сопровождающиеся сульфидами и сульфосолями и получившие развитие на периферии рудных полей. В отдельных из них (например, на месторождении Бьютт в штате Монтана) родохрозит имеет промышленное значение и извлекается попутно при добыче руд других металлов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Контактово-метасоматические месторождения имеют небольшое значение. Рудные тела в виде пластообразных залежей, штоков и гнезд располагаются на контакте гранитоидов с карбонатными породами, иногда среди известняков и доломитов. Минеральный состав рудных тел сложный: марганцевые гранаты, пироксены, магнетит, браунит, родонит, якобсит, гаусманит, небольшое количество сульфидов меди и цинка. К этому типу относятся месторождения Франклин (США), Лонгбан (Швеция), Сапальское, Липовая гора и Казанское (на Урале).

Гидротермальные месторождения средних и низких температур, связанные с гранитоидами и эффузивами, характерны тем, что их рудные тела имеют форму жил, метасоматических пластообразных тел и гнезд. В составе руд, кроме минералов марганца (родохрозита, браунита, гаусманита, пиролюзита и псиломелана), в значительных количествах присутствуют барит, молочно-белый кварц и карбонаты. Промышленное значение этого типа месторождений невелико. Гидротермальные месторождения марганца известны в ФРГ, США, Турции, Болгарии, на Филиппинах, в Мексике и на Кубе.

Месторождения выветривания широко распространены. По условиям образования среди них выделяют марганцевые шляпы и инфильтрационные месторождения: *марганцевые шляпы* образуются в верхней части зоны окисления месторождений марганца осадочного, метаморфогенного или гидротермального происхождения. Карбонаты и силикаты марганца сравнительно легко изменяются в зоне окисления, превращаясь в гидроокислы марганца — вернадит и псиломеланы. Гаусманит и браунит замещаются вначале

псиломеланом, который затем переходит в пиролюзит, наиболее устойчивый минерал в коре выветривания. Глубина зоны окисления определяется уровнем стояния грунтовых вод и колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Примеров месторождений марганцевых шляп очень много. Они известны в Бразилии (Морро-да-Минна), Индии (штат Мадхья-Прадеш), ЮАР (Постмасбург), Гане (Нсута-Дагвин), АРЕ (Ум-Богма), Марокко (Бу-Арфа, Имини), Пакистане (Абботтабад, Сихо-Дхора).

Инфильтрационные месторождения представляют собой скопления марганцевых руд в виде почек, гнезд, чечевиц, реже пластообразных залежей на границе между элювием и коренными породами. Они образуются при выветривании различных по составу марганецсодержащих (в десятых долях процента) горных пород, чаще всего в условиях субтропического, теплого, влажного климата. Часто скопления марганцевых руд наблюдаются под мощными наносами глинистых продуктов в карстовых углублениях карбонатных пород (известняки и пр.) обычно в тесной ассоциации с бурыми железняками. В. И. Вернадский допускает, что концентрация марганца в процессах выветривания в значительной степени вызвана различными организмами, и в том числе специфичными манганобактериями, лишайниками и др. Месторождения мелкие, широко распространены во многих районах мира (Казахстан, Урал, Америка, Индия, Австрия).

Осадочные месторождения марганца разделяются на морские и континентальные. Среди группы месторождений морского происхождения различают два главных генетических класса: 1) собственно осадочные и 2) вулканогенно-осадочные.

Собственно осадочные месторождения марганца возникали в прибрежных зонах морских бассейнов в условиях жаркого и влажного климата. Марганцевые руды чаще всего ассоциируют с кремнистыми хемогенными осадками, диатомитами, спонголитами и опоками; в небольшом количестве присутствует тонкозернистый кластический материал. К рассматриваемому классу относятся месторождения Никопольское, Чиатурское, Полуночное, Моанда (Габон), месторождения Австралии, Марокко и ВНР. Известны также скопления марганцевых руд, главным образом в виде манганокальцита, среди известковистых осадков — марганецсодержащих известняков, глинистых известняков и мергелей. Это сравнительно бедные по содержанию марганца месторождения (Улутелякское на Западном Урале, Бурштынское в Прикарпатье). Наконец, крайне редко встречаются месторождения, связанные с песчанистыми отложениями, богатыми кластическим материалом. Здесь минералы марганца (окислы, карбонаты) находятся в цементе песчаников.

Вулканогенно-осадочные месторождения возникают в подвижных участках земной коры. Осадконакопление в морских бассейнах происходило при значительном участии вулканических процессов, поэтому вмещающими породами являются кремнисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с яшмовидными породами, туффитами, туфами и пластообразными залежами эффузивных пород. Вулканогенно-осадочные месторождения, обычно характеризующиеся невысоким качеством руд, имеют небольшие масштабы. Рудные тела залегают в виде неправильных, быстро выклинивающихся линз и чечевиц, сложенных карбонатами марганца и железа. К данному генетическому типу, по-видимому, относятся месторождения Мазульское, Дуровское, Примагнитогорское, Карательское и др. Предполагается, что эти месторождения образовались в результате осаждения в морской воде соединений марганца, вынесенных из глубины газами и растворами вулканического происхождения.

В рассматриваемом классе особое место занимают марганцевые конкреции, которые, как уже отмечалось, представляют собой современные диагенетические образования сложного генезиса. Марганцевые конкреции округлой, чечевицеподобной формы размером от 1 до 20 см в диаметре образуют скопления на обширных площадях дна Мирового океана. Они встречаются на глубинах от 200 до 8000 м и имеют изменчивый состав. Кроме Mn и Fe, в них присутствуют Cu, Co и Ni. Так, тихоокеанские конкреции содержат до 50% Mn, до 26% Fe, до 2,3% Co, до 2% Ni. Количественные подсчеты показали, что, например, в восточной части Тихого океана на 1 км² дна концентрируется 11,5 тыс. т конкреций, в западной части — 9,6 тыс. т, а в центральной — до 20 тыс. т. У побережья Джорджии в Атлантическом океане на глубине 159—750 м выявлена площадь, на которой количество конкреций достигает 50 тыс. т на 1 км². Общие запасы конкреций в Тихом океане составляют $10 \cdot 10^{11}$ т. Средние запасы на 1 км² дна Мирового океана по подсчетам ученых составляют (в т): Mn 1400, Fe 500, Al 150, Mg 90, Ni 50, Cu 28.

К *континентальным осадочным месторождениям* относятся многочисленные озерные и болотные месторождения марганца, которые образуются в прибрежных зонах озер с пресной водой. Они представлены конкрециями, состоящими из смеси гидроокислов марганца и железа, развиты в самых различных соотношениях. Промышленное значение таких месторождений невелико.

В последнее время значительные скопления марганцевых конкреций обнаружены на дне бухты Грин-Бей вдоль северо-западного берега оз. Мичиган (США). Марганцевые конкреции локализуются в песчаном пласте, залегающем под водами озера на небольшой глубине, и протягиваются примерно на 80 км при ширине залежи 8—16 км. Содержание марганца в верхнем слое (30 см) составляет 40—60 тыс. т на 1 км² песчаного дна, а общая площадь залежи 460—510 км². Месторождение передано для промышленной разработки.

Перейдем к рассмотрению типичных примеров промышленных месторождений марганца осадочного морского происхождения: Никопольского, Чиатурского и Моанда (Габон).

Никопольское месторождение расположено севернее г. Никополя на правом берегу р. Днепра. Эксплуатируется с 1886 г. Месторождение располагается в северо-восточной части Причерноморской тектонической впадины вдоль ее сочленения с Украинским кристаллическим массивом. Это типичное пластовое месторождение; рудные пласты залегают на размытой и неровной поверхности докембрийских гранитов и гнейсов или на их коре выветривания, чаще же подстилаются олигоценовыми песчано-глинистыми отложениями. Сверху пластовые залежи руды перекрываются олигоценовыми глинами, на которых трансгрессивно залегают пески и глины миоцена (рис. 16). Выше по разрезу местами располагаются плиоценовые слои известняков, мергелей и глин и, наконец, четвертичные суглинки. Рудный пласт лежит почти горизонтально, местами с уклоном 5—7° к югу. Глубина залегания его от поверхности колеблется от 15—20 до 75—80 м. Мощность пласта меняется в зависимости от неровностей рельефа подстилающих пород и варьирует от 0 в местах поднятий до 3—4 и даже 5—6 м (во впадинах).

В самой южной и юго-западной частях рудного поля рудный пласт постепенно расщепляется и фациально переходит вначале в марганец-, карбонатсодержащие, а затем в безрудные глины. Кровлей рудного пласта почти повсеместно являются плотные глины. Рудоносный пласт имеет четкие границы с выше- и нижележащими породами. Он имеет сложное строение и состоит из чередующихся рудных и песчано-глинистых прослоев мощностью от

нескольких сантиметров до 0,3 м. Рудные прослои сложены рудными агрегатами *в форме оолитов, пизолитов, конкреций, желваков (кусков), натечных и землистых* образований, на долю которых приходится 40—50% объема прослоя.

Выделяются окисные (пиролюзитовые и манганитовые) и карбонатные (манганокальцитовые и кальциево-родохрозитовые) руды. Последний тип руды имеет ничтожное распространение. Окисные руды по происхождению могут быть первичные и вторичные. Первые из них образовались в прибрежных зонах морских бассейнов в процессе осадконакопления. Вторичные окисные руды являются продуктом окисления карбонатных руд марганца в поверхностных условиях. Среди первичноокисных руд выделяются следующие разновидности.

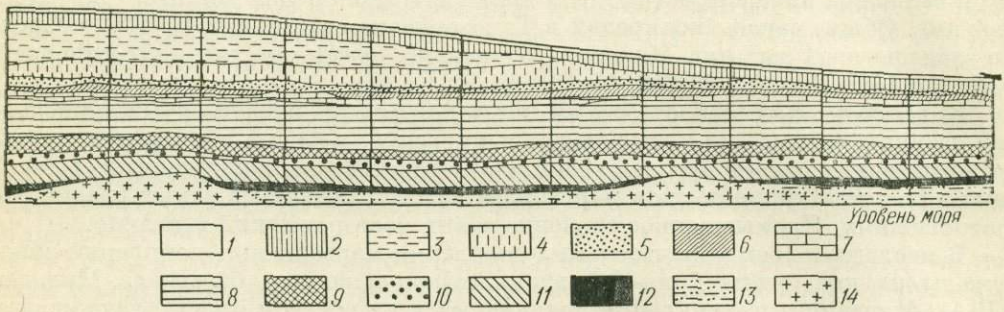


Рис. 16. Разрез через Никопольское месторождение (по Д. И. Покровскому).

1—5 — четвертичные отложения: *1* — чернозем; *2* — лёсс; *3* — глина красная; *4* — глина бурая; *5* — песок; *6—7* — плиоцен: *6* — глина серо-зеленая; *7* — известняк; *8—10* — миоцен: *8* — глина серо-белая; *9* — глина черная; *10* — песок зеленый; *11—13* — олигоцен: *11* — глина зеленая; *12* — марганцевая руда; *13* — каолин; *14* — кристаллические породы докембрия

1. Конкреционные руды в виде шарообразных стяжений в рыхлой песчано-глинистой массе. Размер конкреций колеблется от 1—2 до 30—200 мм в диаметре. В стяжениях резко преобладает пиролюзит с примесью кварца и полевых шпатов. Конкреционные руды легко обогащаются и дают концентраты с содержанием марганца 50% и более.

2. Ноздреватые пористые стяжения гидроокислов марганца с песчаниками кварца и полевого шпата. Руды твердые, рудные минералы представлены псиломеланом и манганитом с примесью пиролюзита. Этот тип руды имеет широкое распространение и дает концентраты 2 сорта с содержанием марганца 40—42%.

3. «Сажистые» руды широко распространены и представляют собой глинистые и песчано-глинистые породы, пропитанные гидроокислами марганца. Иногда последние образуют неправильные жилки, пленки или налеты на отдельных песчинках. Содержание марганца в них 10—15%. Руды обогащению не поддаются.

Непосредственным продолжением никопольских продуктивных горизонтов является Больше-Токмакское месторождение, расположенное на левобережье р. Днепра. Рудоносная площадь протягивается на 80—90 км при ширине 2—15 км. Пласт марганцевой руды залегает в нижней части песчано-глинистых отложений олигоцена и очень полого погружается от кристаллического массива в сторону Причерноморской впадины. Главная роль в сложении марганцевых руд принадлежит карбонатам; только в верхней части развиты окисные руды (землистые, ячеистые и конкреционные), сложенные гидроокислами марганца с включениями манганита. Карбонаты имеют промежуточный состав между

кальцитом и родохрозитом; отмечается также незначительная примесь сидерита и магнезита. Мощность рудоносного пласта 2,5—3 м, содержание марганца в окисных рудах 35,7%, в карбонатных 22,85—26,45%.

Месторождение имеет осадочное происхождение, что подтверждается пластовой формой залегания рудных тел, наличием в породах остатков морской фауны (зубы акул, кости китообразных и др.). Источником марганца служили докембрийские граниты и гнейсы, из которых марганец выщелачивался и выносился поверхностными водами в олигоценовое море, в прибрежной части которого и отлагались руды. Образование продуктивной толщи происходило в условиях замедленной трансгрессии с несколькими периодами стабилизации положения уровня вод в бассейне. Последние обусловили закономерное распределение осадков и смену фаций марганцевых руд по падению пласта. После рудоотложения имел место размыв, что вызвало уменьшение площадей рудных залежей.

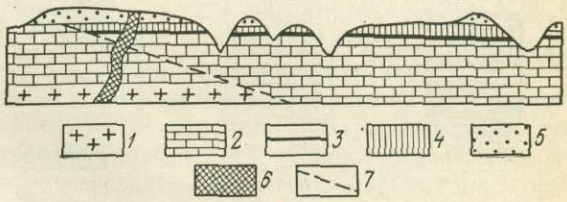


Рис. 17. Геологический разрез Чиатурского месторождения по левобережью р. Квирилы (по А. Г. Бетехтину).

1 — кварцевые порфиры и их туфы; *2* — верхнемеловые известняки; *3* — рудный пласт; *4* — песчаники олигоцена; *5* — чокракские пески и глины; *6* — порфириты байоса; *7* — сброс

Типичным представителем морских осадочных месторождений является *Чиатурское месторождение* в Грузии, имеющее мировую известность как по высокому качеству руд, так и по их запасам. Разработка руд месторождения началась с 1879 г. Местность в районе месторождения представляет собой высокое безлесное плоскогорье, изрезанное ущельями (высотой до 250 м). Примерно 50% рудоносной площади эродировано р. Квирилой и ее притоками. В основании разреза толщ, слагающих месторождение, залегают кварцевые порфиры, переслаивающиеся с их туфами и лавобрекчиями. Южнее по течению р. Квирилы обнажаются нижнепалеозойские граниты, слагающие Дзирульский срединный массив. На абрадированной поверхности кварцевых порфиров кое-где сохранились от эрозии юрские отложения, перекрытые несогласно толщей глубоководных верхнемеловых полого залегающих известняков мощностью более 250 м. Последние с небольшим угловым несогласием перекрываются мелководными третичными отложениями, в основании которых залегает рудоносный горизонт (рис. 17). В нижней части разреза третичных образований залегают кремнистые химические осадки с прослоями песчано-глинистых отложений олигоцена, которые трансгрессивно перекрываются отложениями миоцена — чокракскими песками, глинами и спаниодонтовыми известняками. Заканчивается разрез песчано-глинистыми отложениями сармата. Общая мощность третичных отложений достигает 150 м. Вся толща осадочных пород в южной части рудоносной площади прорвана оливиновыми базальтами, апофизы которого местами пересекают рудоносный горизонт.

С юго-запада месторождение срезано крупным региональным сбросом северо-западного простирания (см. рис. 17). Марганценосный горизонт в юго-западной части месторождения залегает на абрадированной поверхности меловых известняков, отделяясь от них лишь тонким прослоем грубозернистого аркозового песчаника. По направлению на восток и северо-восток этот прослой постепенно увеличивает мощность до 12 м и более. Рудоносный горизонт состоит из серии рудных прослоев, число которых меняется от 3 до 15, переслаива-

ющихся с рыхлыми кремнистыми слоями. Мощность отдельных рудных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 30—50 см, а суммарная их мощность варьирует от 2—3 до 4—5 м.

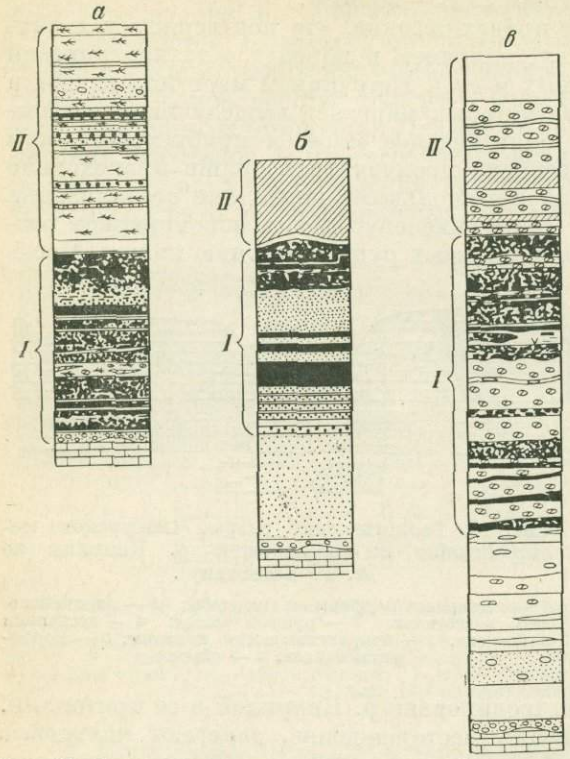


Рис. 18. Характерные разрезы рудоносной толщи на различных нагорьях.

I — нижняя серия рудоносных прослоев; *II* — верхняя серия, более бедная рудными прослоями. На границе между сериями всюду отмечается тонкий прослой железистых осадков; *а* — район нагорья Переви (участок Корохнали). Рудоносная свита залегает непосредственно на размытой поверхности известняка. Как нижняя, так и верхняя секции представлены прослоями окисных руд, за исключением редких желвакоподобных образований карбонатных руд в верхней серии. Вверх по разрезу рудоносные осадки сменяются толщей спонголитовых песчаников; *б* — район нагорья Мивимеви (южный участок). От известняка рудоносный горизонт отделяется слоем песков двухметровой мощности. Верхняя серия представлена исключительно слоистыми карбонатными рудами (косая штриховка) и залегает на слегка размытой поверхности нижней серии богатых окисных руд. Вверх по разрезу карбонатные руды сменяются слоистыми глинами с отпечатками рыбьих чешуй и лишь после этого толщей спонголитовых песчаников; *в* — район нагорья Итхвиси в северо-восточной части месторождения. Рудоносный горизонт отделяется от известняков более мощной свитой песков и песчаников. Нижняя серия сильно разубожена прослоями опоковидных пород, содержащих желвакоподобные стяжения карбонатов марганца. Верхняя серия представлена прослоями слоистых карбонатных руд (косая штриховка) и известковистыми опоковидными породами, содержащими желвакоподобные стяжения карбонатов марганца и кальция

В вертикальном разрезе рудоносного горизонта устанавливаются две серии прослоев (рис. 18), отличающихся по строению и минеральному составу. Нижняя представлена первичноокисными рудами, которые в направлении на северо-восток и восток постепенно *сменяются на карбонатные руды* (см. рис. 18). Верхняя серия более бедна промышленными окисными рудами. В северо-восточных нагорьях она сложена исключительно карбонатными рудами. От нижней серии рудоносных прослоев верхняя серия отделена тонким сильно железистым прослоем (0,5—7 см), который в северо-восточных нагорьях залегает на слаборазмытой поверхности первичноокисных руд. Перекрывается рудоносный горизонт более плотными кремнистыми породами, а в *северо-восточных нагорьях — толщей глин*. Сопоставление мощностей рудных прослоев показывает, что главная масса марганцевых соединений отлагалась в юго-западной части сохранившейся площади вблизи северо-западного сброса. В направлении к северо-востоку мощность рудоносного горизонта увеличивается за счет кремнистых пород.

Как уже отмечалось, главное промышленное значение на месторождении имеют первичноокисные руды. Среди них различают: 1) вкрапленные оолитовые, 2) «бельта» (местное название) и 3) «пласт» (местное название). Первые из них подразделяются на руды с твердыми и мягкими оолитами. Размер оолитов меняется от 1—1,5 до 5—8 мм. Каждый рудный прослой характеризуется примерно одинаковым размером оолитов. Последние цементируются опалом, обломками кварца, полевого шпата и других

минералов. Содержание марганца в рудах колеблется от нескольких процентов до 30%, реже более, а содержание фосфора не превышает 0,2%.

«Бельта», черная или бурая мягкая руда, состоит из мелких оолитов (1—1,5 мм в диаметре), сцементированных сажистым марганцевым веществом. Содержание марганца в руде 42—50%. Содержание пиролюзита в черной разности «бельты» достигает 80—90%, а в бурой не превышает 48%.

«Пласт» — массивная твердая руда, обладающая в изломе стально-серым цветом и тонкозернистым или оолитовым строением. Руды содержат марганца 50—58%, фосфора 0,1—0,18%. Содержание пиролюзита колеблется от 60 до 85%, остальная часть руд сложена преимущественно псиломеланом. В количественном отношении руды имеют относительно небольшое распространение.

Карбонатные руды также развиты в виде прослоев, но мощность их больше, чем у первичноокисных, и достигает 0,5—1,5 м. По текстурным особенностям среди них выделяются вкрапленные оолитовые и сплошные руды оолитового или массивного тонкозернистого строения. Размеры оолитов такие же, как и у первичноокисных руд. В состав руд входят манганокальцит, кальциевый родохрозит, родохрозит, кальцит и опал. Реже встречаются барит, гипс, иногда дисульфиды железа (марказит, мельниковит, пирит). Содержание марганца в рудах 6—30%, фосфора 0,2—0,3%. В результате окисления карбонатных руд, обнажающихся на дневной поверхности, возникают так называемые «окисленные карбонатные руды», сложенные в основном вернадитом, отчасти гидроокислами железа, опалом и реликтовыми составными частями первичных руд — кластическим материалом, баритом и др. Содержание марганца в этих рудах 30—35%, SiO_2 8—25%, содержание фосфора повышенное. В местах воздействия на рудный пласт базальтов в непосредственном контакте с последними марганцевые руды подвергнуты интенсивному метаморфизму, причем возникают тонкозернистые новообразования, представленные браунитом, гаусманитом, тефроитом и др. Как уже отмечалось, Чиатурское месторождение относится к типичным осадочным морского происхождения. А. Г. Бетехтин предполагает, что источником марганца являлись Дзирульский гранитный массив и перекрывающие его мощные толщи вулканогенных пород доггера.

Месторождение Моанда (Габон) располагается в Габонском прогибе и состоит из четырех участков — столообразных возвышенностей. Оруденение размещается в рудном горизонте, заключенном между карбонатизированными сланцами (снизу) и пизолитовыми образованиями (сверху) (рис. 19). Промышленное оруденение приурочивается к нижней части рудного горизонта мощностью 5 м. Этот рудный пласт распространяется на площади 19 км² и характеризуется следующими особенностями. В его основании (мощностью 0,1—0,25 м) залегают пластинчатые и ячеистые (см. рис. 19) руды, состоящие главным образом из полианита и содержащие 50—57% марганца. Выше эти руды сменяются очень слабо минерализованными пластами глин и плотных аргиллитов (мощностью 0,5—1,0 м), которые в свою очередь перекрываются снова пластинчатыми, конкреционными и ячеистыми рудами, перемешанными с красной глиной. Содержание марганца в этом слое мощностью 4 м 30—52%. Продуктивный пласт перекрывается пластом пизолитов, заключенных в пылеватую массу. Содержание марганца здесь 20%, мощность пизолитов 7 м. Основным рудным минералом является полианит; псиломелан, манганит и родохрозит встречаются реже.

Отложение марганца происходило в мелком эпиконтинентальном бассейне. В поверхностных условиях Ca^{2+} и Mg выносились, а Mn переотлагался с верхних

Минна и Серра-ду-Навиу. Последнее из них имеет следующее строение (рис. 21). На гранитном основании залегает горизонт базальных амфиболитов и ортоамфиболитов, которые выше сменяются кварц-биотит-гранатовыми сланцами с линзами мраморов, переслаивающимися с гранатовыми кварцитами, куммингтонит-биотитовыми сланцами и параамфиболитами. Породы смяты в складки и прорваны лейкократовыми гранитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Оруденение приурочено к горизонту кварц-биотит-гранатовых сланцев. В составе этого горизонта выделяются три фации: 1) графитовая (графит, биотит, кварц, мусковит) с линзами марганецсодержащих мраморов и прослойками гондида; 2) биотитовая (кварц, биотит, силлиманит); 3) кварцевая (кварц, биотит). Кварц, слюды и графит в породах образуют основную ткань, тогда как андалузит, силлиманит и альмандин находятся в порфиробластах. В составе мраморов родохрозит (30%), спессартин (13%), пироктефроит (40%), родонит (10%) и графит (6%). Состав гондидов: спессартин (6%), кварц (9%), карбонат (5%) и графит (5%). Выделяются следующие типы руд: 1) крепкая, массивная

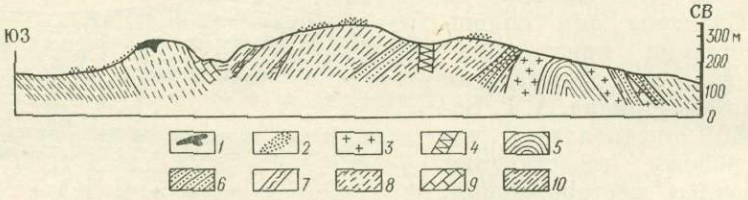


Рис. 21. Геологический разрез месторождения Серру-да-Навиу (Бразилия).

1 — рудные тела; *2* — переотложенная руда; *3* — гранит; *4* — кварцевая жила; *5* — куммингтонит-биотитовый сланец; *6* — параамфиболиты; *7* — гранатовый кварцит; *8* — кварц-биотит-гранатовый сланец; *9* — линзы мрамора; *10* — ортоамфиболит.

руда, состоящая из агрегата пиролюзита и криптомелана, содержащая 45—58% Mn; 2) гондидовая с содержанием 32—45% Mn; 3) сланцевая; 4) латеритная (пизолиты).

Месторождение образовалось в условиях расчлененного рельефа, в тропическом (35—21° С) и влажном (2000 мм/год) климате, благоприятном для развития буйной растительности. В кислой среде, создаваемой бактериями за счет разложения органического материала, марганец переходил в раствор совместно с железом. Ввиду различной устойчивости соединений марганца и железа происходило их разделение. Береговая линия не была стабильной; обстановка осадконакопления неоднократно менялась от восстановительной (графит, сульфиды, карбонат марганца) до окислительной.

Гондиды известны также в штате Минас-Жерайс в районе Поузу-Алегри. Они залегают среди сланцев и кварцитов с прослоями гнейсов и мигматитов. Марганцевое *месторождение Кареусу* представлено полосой гондидов среди пачки кварцитов, мусковитовых и биотитовых сланцев, простирающихся в северо-восточном направлении с почти вертикальным падением. Минеральный состав: спессартин, кварц, родонит, пироксен, амфибол и мусковит. Содержание марганца 32—48%.

В СССР к интенсивно метаморфизованным можно отнести марганцевые *месторождения Примагнитогорского* района, генетически связанные с девон-

скими яшмами. В настоящее время здесь известно более 150 отдельных месторождений, группирующихся в виде полос. В целом в районе выделяется несколько рудоносных горизонтов, представленных яшмами, подчиненными свитам эффузивно-осадочных пород девона. Подавляющее большинство рудных тел — это пластообразные и линзообразные залежи, обычно залегающие среди интенсивно дислоцированных вмещающих пород. Строение рудных залежей, как правило, неоднородное. Часто наблюдается серия параллельных пластов или линз. При этом слои более богатых руд сменяются пластами убогих кремнистых руд. Неоднородность строения рудных тел осложняется процессами выветривания. Первичные руды представлены силикатами марганца, главным образом родонитом, бустамитом и другими минералами. Окисленные руды марганцевых шляп сложены псиломелан-пиролюзитовыми массами, которые, видимо, возникли по вернадиту. Полностью окисленные руды богаты марганцем (35—50%) и относительно бедны кремнеземом. Содержание фосфора не превышает десятых долей процента.

Наиболее крупным среди рассматриваемой группы является *Кажаевское месторождение*, вытянутое на 600 м и на глубине расширяющееся до 6—8 м при общем крутом падении. Помимо окисленных руд, развитых в верхней части месторождения, практическое значение имеют также сравнительно богатые силикатные (родонит-бустамитовые) руды и меньшие по запасам высококачественные карбонатные руды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А. Г. Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика. — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 60, 48 с.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946, 314 с.

Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. — В кн.: Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 229—246.

Гаврилов А. А. Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М., «Недра», 1972, 216 с.

Геохимия осадочных месторождений марганца. М., Изд-во АН СССР, 1963, 182 с.

Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. — «Труды ГИН АН СССР», 1968, вып. 185, 495 с. Авт.: Н. М. Страдов, Л. Е. Штеренберг, В. В. Калиненко, Е. С. Тихомирова.

Калинин В. В. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М., «Наука», 1965, 124 с.

Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967, стр. 460.

Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых озерных руд. М., «Наука», 1964, 132 с.

Суслов А. Т. Марганец в осадочных толщах. М., «Наука», 1964, с. 100—171.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1954, № 4 с. 3—37.

Чиатурское месторождение марганца. М., «Недра», 1964, 244 с.

Geology manganese ore deposits of Central India with special reference to Balaghat mine. Indian Mining 8c Eng. J., 1969, No. 5, 130p.

Recursos minerals do Brasil. Rio de Janeiro, 1962, p. 311—317, 326—330.

Villiers J. E. The origin of the iron and manganese deposits in the Postnasburg and Thabazimbi areas. — Trans. Geol. Soc. of South Afr., 1944, v. 47, p. 123—135.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМА

Начало использования хромита в качестве огнеупорного материала относится к 1820 г. К концу XIX в. стало известно что хром является важным легирующим металлом и с этого времени его начали широко применять в металлургии. Добыча богатых хромитовых руд осуществлялась на крупных месторождениях в России, Турции, ЮАР и в некоторых других странах.

В настоящее время более 50% мировой добычи хромита находит применение в металлургии; около 40% потребляется огнеупорной промышленностью и 10% — химической. В металлургии присадка феррохрома (65—70% Cr) к сталям придает им вязкость, повышает твердость и антикоррозионные свойства (нержавеющие, жароупорные, кислотоупорные, быстрорежущие, инструментальные, рессорные стали).

Хром применяется также для получения специальных сплавов с никелем, кобальтом, алюминием, вольфрамом, молибденом и некоторыми другими металлами. Сплавы хрома с кобальтом, вольфрамом или молибденом в основном используются в качестве покрытия (хромирование). При производстве огнеупоров, идущих на футеровку печей для плавки железа и цветных металлов, используются бедные хромом руды, но с высоким содержанием окиси алюминия. Наконец, хромит служит сырьем для получения красок и дубителей кож.

Требования различных отраслей промышленности к качеству руд различны. Наиболее высокие требования предъявляет металлургическая промышленность, которой используются руды с содержанием Cr_2O_3 не ниже 48% при отношении Cr_2O_3/FeO не менее 2,5. Металлургическими рудами являются магнохромитовые (в которых отношение Cr_2O_3/FeO 3—4 и более). Что же касается хромпикотитовых руд и даже массивных их разностей и особенно алюмохромитовых, то они для металлургической промышленности непригодны, так как не отвечают второму требованию (отношение Cr_2O_3/FeO менее 1,8—2). Огнеупорная и химическая промышленность используют более низкокачественные хромитовые руды (Cr_2O_3 не менее 32—35%), в которых отношение Cr_2O_3/FeO может быть менее 2. Запасы хромитов в некоторых странах приведены в табл. 5.

Таблица 5

Запасы и добыча хромитов в некоторых странах

Страна	Общие запасы, млн. т	Добыча по годам, тыс. т			
		1913	1937	1957	1971
Всего	1451	266	1200	3535	3950
В том числе:					
Южная Родезия	550	163	275	593	350
Турция	60	26	192	913	603
ЮАР	600	—	169	655	1644
Филиппины	20	—	—	726	432
Остальные страны	221	27	564	648	921

Из табл. 5 следует, что на долю ЮАР и Южной Родезии приходится около 80% всех запасов хромитов в капиталистическом мире. По добыче хромитовых руд первое место занимает ЮАР.

Передовые капиталистические страны — США, Великобритания, Франция, ФРГ и некоторые другие — не имеют своих ресурсов хромита и вынуждены его

импортировать из других стран. СССР не только покрывает свои потребности в хромите, но и экспортирует значительные его количества в социалистические страны — ПНР, ГДР, ЧССР, ВНР, СРР, а также в США, Францию и некоторые другие страны.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ХРОМА

Среднее содержание хрома в различных изверженных породах резко непостоянно. В ультраосновных породах (перидотитах) оно составляет 0,2%, в основных породах (базальтах и др.) — 0,02%, а в гранитах тысячные доли процента. Кларк хрома в земной коре 0,0083%. Он является типичным литофильным элементом и почти весь заключен в минералах типа хромшпинелидов.

Хром вместе с железом, титаном, никелем, ванадием и марганцем составляют одно геохимическое семейство. Валентность хрома 3 и 6. Соединения трехвалентного хрома более устойчивы и более широко распространены. Соединения шестивалентного хрома образуются только в резко окислительной обстановке и при высоких значениях pH.

Различают три основных минерала хрома: магнохромит (Mg Fe)Cr_2O_4, хромпикотит (Mg Fe) (Cr, Al)$_2O_4$ и алюмохромит (Fe, Mg) (Cr, Al)$_2O_4$; по внешнему виду они неразличимы и их неточно называют «хромиты». Состав их изменчив (в %): Cr_2O_3 18—62, FeO 1—18, MgO 5—16, Al_2O_3 0,2—0,4 (до 33%), Fe_2O_3 2—30, примеси TiO_2 до 2, V_2O_5 до 0,2, ZnO до 5, MnO до 1; присутствуют также Co, Ni и др. Собственно «хромит», т. е. $FeCr_2O_4$ сравнительно редок.

Помимо различных хромитов хром входит в состав ряда других минералов — хромовой слюды (фуксита), хромового хлорита, хромвезувиана, хромдиопсида, хромтурмалина, хромового граната (уваровита) и др., которые нередко сопровождают руды, но сами промышленного значения не имеют.

В экзогенных условиях хром, как и железо, мигрирует в виде взвесей и может накапливаться в глинах. Наиболее подвижной формой в природе являются хроматы. В зоне гипергенеза известно 11 минералов хрома (хромкарбонат, хроматы и др.).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Руды хрома входят в следующие генетические группы и классы месторождений, которые соответствуют и их промышленным типам:

I. Собственно магматические:

1) раннемагматические,

2) позднемагматические.

II. Осадочные:

1) элювиально делювиальные россыпи,

2) прибрежно-морские россыпи.

Главное промышленное значение имеет группа собственно магматических месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Хромитовые месторождения возникали в различные геологические эпохи начиная от глубокого докембрия и кончая третичным временем. Образовались они в тесной связи с остыванием массивов ультраосновных пород — дунитов и перидотитов, внедрявшихся в глубинные разломы, возникшие в ранние этапы

складчатости в подвижных зонах. Часто эти разломы разделяют тектонические блоки с различной историей геологического развития. Хромитоносные ультраосновные породы прослеживаются в виде поясов: 1) на Урале на значительном протяжении (герцинские интрузии перидотитов и дунитов); 2) на Балканах через Турцию, Кавказ и далее в Индию (так называемый Средиземноморский пояс меловых и третичных интрузий гипербазитов); 3) в Южной Родезии в Южно-Африканской Республике ультраосновные породы Бушвельдского массива и Великой дайки (докембрий) приурочены к меридиональной линейно вытянутой зоне. Основные ресурсы хромитов капиталистических стран имеют докембрийский возраст и сосредоточены в месторождениях Южной Африки.

Наблюдаемые на хромитовых месторождениях формы залегания рудных тел и различные текстуры и структуры руд находятся в прямой зависимости от того, в каких геологических условиях они сформировались. Как это впервые показал Г. Г. Кравченко, условия отложения хромитовых руд и их морфология находятся в прямой зависимости от того, остывали ли материнские породы в верхнем структурном этаже среди горизонтально залегающих слоистых толщ активизированных платформ или же они формировались в процессе развития складчатых областей в условиях тектонического сжатия.

Геологическая позиция и морфология хромитоносных интрузивных массивов на платформах определяются их приуроченностью к пологозалегающим слоистым толщам, перекрывающим консолидированные кристаллические породы основания. Они представляют собой крупные межпластовые уплощенные лополиты (массивы бушвельдского комплекса в Южной Африке) либо мощные протяженные тела плитообразной формы (Великая дайка в Южной Родезии).

Хромитоносные межпластовые массивы имеют отчетливую псевдостратификацию, выраженную чередованием слоев главным образом основных и ультраосновных пород, залегающих полого или почти горизонтально. Они образовались в результате проникновения интрузивных масс в приоткрывавшуюся полость вмещающих пород совместно с хромитовым веществом.

В строгом соответствии с положением псевдослоистости пород залегают в виде пластов и хромитовые рудные тела, характеризующиеся значительной протяженностью и весьма выдержанной (устойчивой) мощностью. Выдержанное и спокойное залегание хромитовых тел, в некоторых случаях имеющих мощность не более 3—5 см, обусловлено развитием рудовмещающих интрузивов в спокойных тектонических условиях. Отчетливая слоистость по мнению исследователей подобных массивов связана с процессами дифференциации магмы. В ряду дифференциатов обособляются и пласты хромитов, занимающие определенное положение.

Наряду с отмеченным выдержанным залеганием пород и рудных тел в очень редких случаях наблюдаются складчатые формы, разрывы рудных пластов и другие усложнения, а во вмещающих рудные тела интрузивных массивах отмечаются линейно-плоскостные ориентированные текстуры.

Многие исследователи связывают ориентированное расположение минералов с конвекционными токами в магматическом расплаве в период осаждения выкристаллизовавшихся зерен породообразующих минералов. Из движущейся магмы осаждаются и зерна хромшпинелидов. Наблюдаемые в некоторых случаях явления разрыва и растаскивания хромитовых прослоев находят объяснение только в связи с тектоническими деформациями, протекавшими в то время, когда рудовмещающие интрузивные породы были еще не полностью раскристаллизованы и представляли собой подвижные массы, способные к тече-

нию. Эти тектонические условия могли быть незначительными, если учесть, что в ламинарном перемещении участвовали лишь наиболее подвижные порции силикатного расплава. Совершенно по-иному происходит формирование хромитовых месторождений в складчатых областях. Здесь хромитовые месторождения являются производными ультраосновной перидотитовой магмы, отделившейся от базальтоидного субстрата в подкоровых условиях. Формирование хромитовых руд происходило в течение всех этапов становления магматического очага и на разных уровнях. Оруденение приурочивается к зонам перехода от габбро-норитов к перидотитам и от перидотитов к дунитам. Локализация хромитовых руд обусловлена гравитационной дифференциацией и перемещениями расплава под влиянием тектонических сил, проявлявшихся на разных стадиях кристаллизации массивов. Этим объясняется появление различных морфологических типов рудных тел: уплощенных шлиров и линз, вытянутых в одном направлении и часто кулисообразно расположенных, жилоподобных тел, зон грубых брекчий. Характерны четкие, резкие контакты, развитие полосчатых текстур.

Перейдем к характеристике выделенных промышленных типов месторождений хрома.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Раннемагматические месторождения

Раннемагматические руды хрома, по мнению М. Н. Годлевского (1968), генетически связываются с базальтоидами. Они характеризуются залеганием в форме чрезвычайно выдержанных пластообразных залежей у постели стратифицированных интрузивных массивов. Массивы, несущие оруденение, отличаются правильной расслоенностью с постепенными границами от перидотитов (внизу) до габброидов и гранитоидов (вверху). Дуниты редки. Отношение Cr/Fe = 1,5 : 1, содержание Cr_2O_3 38—50%. Раннемагматические месторождения развиты в Южной Родезии и ЮАР.

Месторождения Южной Родезии и Южно-Африканской Республики связаны с бушвельдским комплексом гипербазитов и сходной с ними по составу так называемой Великой дайкой, вытянутой в меридиональном направлении более чем на 500 км при мощности 5—6 км.

Бушвельдский массив (ЮАР) основных и ультраосновных пород (рис. 22) имеет форму лополита (рис. 23), вытянутого с востока на запад на 480 км при ширине 250 км. Интересной особенностью внутреннего строения массива является его стратификация. Отдельные горизонты пород, имеющие мощность от дециметров до единиц метров, прослеживаются более чем на 100 км, не меняя при этом мощности и условий залегания. В массиве снизу вверх намечается следующая смена пород (рис. 24): нориты — габбро с тонкими прослоями пироксенита — интенсивно стратифицированная или так называемая «Критическая» зона (1200 м) — нориты и анортозиты Главной зоны (3000 м) — кислые нориты и диориты (700 м). В верхней части лополита залегают розовые граниты, прорывающие нориты и занимающие пространство между норитом и его кровлей. Мощность их около 4000 м. Хромитовое оруденение приурочивается к нижней части «Критической» зоны, состоящей из пироксенита, анортозита и перидотита. Пологопадающие прослои хромита мощностью от нескольких дециметров до 1 м (редко до 4 м) прослеживаются на протяжении многих километров. Запасы огромны, но качество руд низкое. Среднее содержание Cr_2O_3

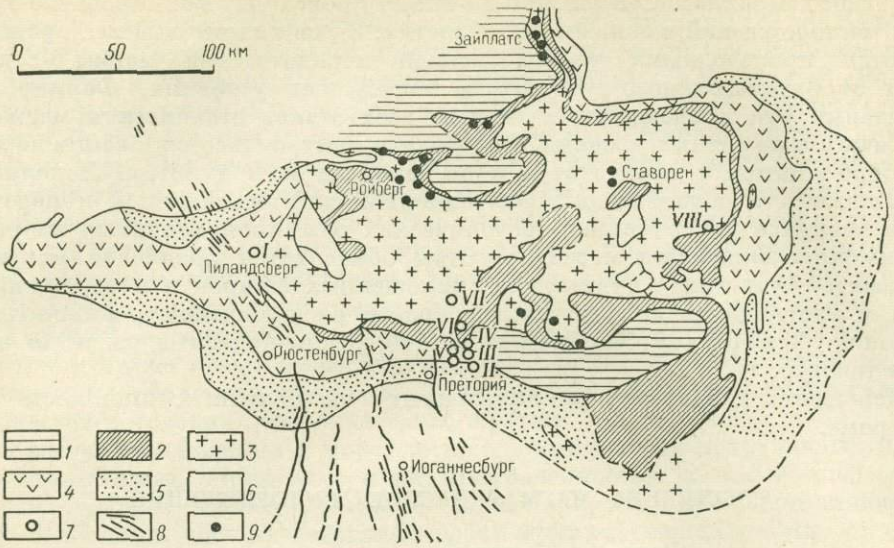


Рис. 22. Геологическая карта Бушвельдского лополита. Покров системы Карру снят.

Кровля: *1* — истема Ватерберг; *2* — «Ройбергская» группа; интрузивы: *3* — красный гранит; *4* — норит; подошва, сложенная породами Трансваальской системы: *5* — область, инъецированная диабазами; *6* — область без диабазов; послебушвельдские интрузии: *7* — сиениты и щелочные сиениты; *I* — Пиландсберг, *II* — Франспорт, *III* — Леувфонтейн, *IV* — Валмапстал, *V* — Леувкрал, *VI* — Спицкоп, *VII* — линия Додеплат — Дердепорт, *VIII* — Зекугат; *8* — дайки; *9* — оловорудные месторождения

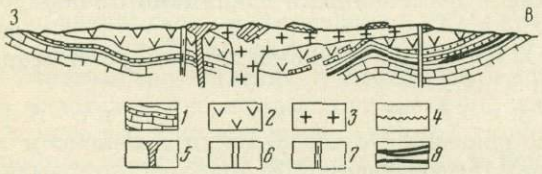


Рис. 23. Схематический разрез через Бушвельдский лополит.

1 — трансваальская система, инъецированная силлами диабазов, образующая «основание», разломанное и местами «всплывшее»; *2* — норит; *3* — красный гранит; *4* — «Ройбергская» группа, образующая разломную кровлю; *5* — Пиландсбергский вулканический центр; *6* — Спицкопское вулканическое жерло; *7* — кимберлитовая трубка; *8* — силлы диабазов

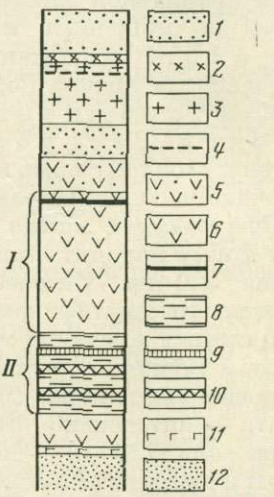


Рис. 24. Схематическая геологическая колонка Бушвельда.

1 — серия Ройберг, кварциты; *2* — гранофиры; *3* — гранит розовый; *4* — оловянное и олово-вольфрам-медное оруденение; *5* — кислые нориты, диориты; *6* — нориты, анортозиты; *7* — титаномагнетиты (район Рюстенбурга); *8* — бронзититы, нориты, габбро, анортозиты, дуниты; *9* — горизонт Меренского; *10* — хромиты; *11* — базальты; *12* — серия Претория, кварциты основания; зоны дифференциации: *I* — Главная (3000 м); *II* — «Критическая» (1200 м)

43%. Верхнюю границу «Критической» зоны образует платиноносный горизонт Меренского. Приуроченность хромитов к нижней части массива, по мнению исследователей, является доказательством гравитационного выпадения хромита в относительно раннюю стадию кристаллизации магмы.

В Южной Родезии скопления хромитов связаны с породами Великой дайки. Хромитовое оруденение отмечается почти на всем протяжении Великой дайки, пересекающей территорию Южной Родезии с юга на север по азимуту 17°. Это дайкообразное тело характеризуется полосчатым строением и сложено

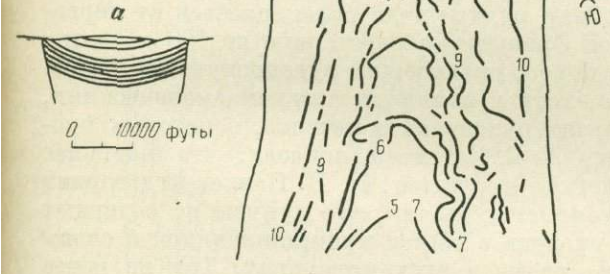


Рис. 25. Хромитовые месторождения Великой дайки (по Куну).

а — положение хромитовых пластов в разрезе; *б* — положение хромитовых пластов (цифрами обозначены их номера) в плане в северной части Великой дайки

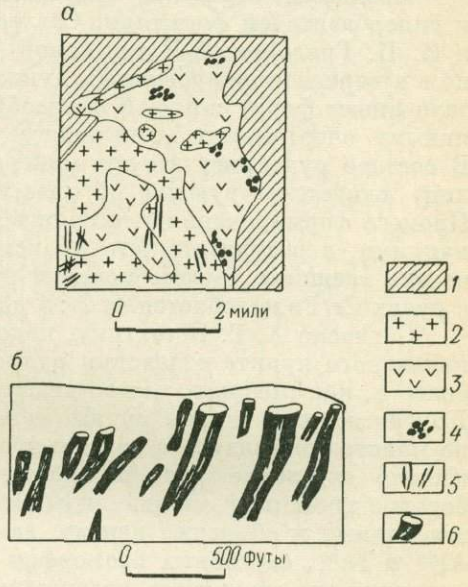


Рис. 26. Хромитовое месторождение Селукве (по Куну).

а — план; *б* — трубчатая и линзообразная форма хромитовых тел (в разрезе); *1* — метаморфические породы: *2* — граниты; *3* — серпентиниты; *4* — хромитовые тела; *5* — золотоносные кварцевые жилы; *6* — трубчатые тела хромитов (в разрезе)

(снизу вверх) серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и габбро с падением их контактов к центру интрузива под углом от 10 до 30°.

Пласты хромитов располагаются строго по «напластованию» в нижней части интрузива среди дунитов и гарцбургитов (рис. 25, *а*) и прослеживаются по простиранию на несколько километров (рис. 25, *б*).

Наибольшее значение имеют месторождения района Селукве, *расположенного* в центральной части страны вблизи западного контакта Великой дайки. Здесь ультраосновные породы, слагающие массив, прорываются во многих местах гранитами и связанными с ними золото-кварцевыми жилами (рис. 26). Хромитовые тела залегают преимущественно среди серпентинизированных гарцбургитов, *тальк-хлоритовых и тальк-карбонатных сланцев, образованных* в результате метаморфизма ультраосновных пород, а также в серпентинитах. Они обычно имеют жилообразную, линзообразную и воронкообразную форму (см. рис. 26), встречаются компактными группами в количестве от трех

до 12 тел. Рудные тела прослеживаются в близмеридиональном направлении на 150—180 м; мощность их колеблется от 3—6 до 15 м, а на глубину они протягиваются до 30—120 м. Руды высокого качества, металлургические с содержанием 48—50% Cr_2O_3 и 12% Fe_2O_3. Общие запасы Cr_2O_3 оцениваются в 300—500 млн. т.

Позднемагматические (гистеромагматические) месторождения

Позднемагматические месторождения характеризуются приуроченностью к гипербазитовой формации. Согласно А. Г. Бетехтину (1937), Н. В. Павлову и И. И. Григорьевой-Чупрыниной (1973), хромитовые руды залегают в основном в серпентинизированных дунитах, слагающих крупные массивы. Рудные тела имеют форму жило- и линзообразных тел с резкими границами и причудливыми очертаниями. Они иногда пересекаются дайками габбро и дунитов. В составе руд присутствуют минералы (хромгранат, хромхлорит и хромтурмалин) свидетельствующие об участии летучих в образовании месторождений. Процесс формирования месторождений сопровождался тектоническими деформациями, в результате чего происходило выжимание хромитов в протектонические трещины, смятие пород и руд, растаскивание рудных тел. Отношение в рудах Cr/Fe колеблется от 2 : 1 до 4 : 1; содержание Cr_2O_3 15—65%.

Согласно А. Г. Бетехтину, подобные рудные тела перемещаются от первоначального пункта отделения рудной фракции на расстояние до 100 м, редко более и, как правило, не достигают пород, вмещающих рудоносную интрузию. Другие же хромитовые рудные тела, хотя и являются позднемагматическими, но кристаллизовались в тех же пунктах рудоносного массива, в которых произошло отделение рудной фракции. А. Г. Бетехтин показал, что наиболее богатые хромом хромшпинелиды залегают в дунитах. Н. В. Павлов подтвердил эти данные и объяснил данную закономерность тем, что дуниты не содержат Al^{3+} и Fe^{3+}, способных изоморфно входить в состав хромшпинелидов и своим нахождением уменьшать содержание хрома в этих минералах. Тем не менее Н. В. Павлов показал, что в определенных разновидностях лерцолитов, пироксенитов и некоторых других ультраосновных пород также могут находиться богатые хромом хромшпинелиды. Все зависит от отношения к тому теоретическому содержанию окислов этих соединений, которые могут быть химически связаны в алюмосиликатах. Кальций и алюминий способны изоморфно входить в состав хромшпинелидов и таким образом уменьшать в них содержание хрома. Если эти элементы присутствуют в таких количествах, что они могут быть химически связаны в плагиоклазах, то хромшпинелиды, залегающие в таких породах, будут характеризоваться высоким содержанием хрома. В тех же массивах, где кальций и магний не полностью вошли в состав кальций-магниевых силикатов, в остаточном расплаве могут накапливаться хромшпинелиды, бедные хромом. Установленные взаимоотношения имеют важное практическое значение, так как по петрографическому и химическому составу вмещающих пород возможно правильно предсказать предполагаемый химический состав залегающих в них хромшпинелидов.

Позднемагматические месторождения широко развиты во многих странах: в СССР, Турции, Индии, Пакистане, Судане и др. Перейдем к описанию некоторых из этих месторождений.

Саранское месторождение находится на Северном Урале и приурочено к двум небольшим выходам ультраосновных пород Саранского гипербазитового пояса. Оба хромитоносных массива вытянуты в северо-западном близмериди-

ональном направлении на 1,5—1,9 км при ширине 150—200 м и имеют крутое падение на восток. Вмещающими породами являются кварц-слюдистые сланцы нижнего (?) палеозоя. Наибольший интерес представляет северный выход массива, сложенный перидотитами, которые на северо-востоке контактируют с габброидами (рис. 27). Вместе с хромитовыми телами этот массив пересекается

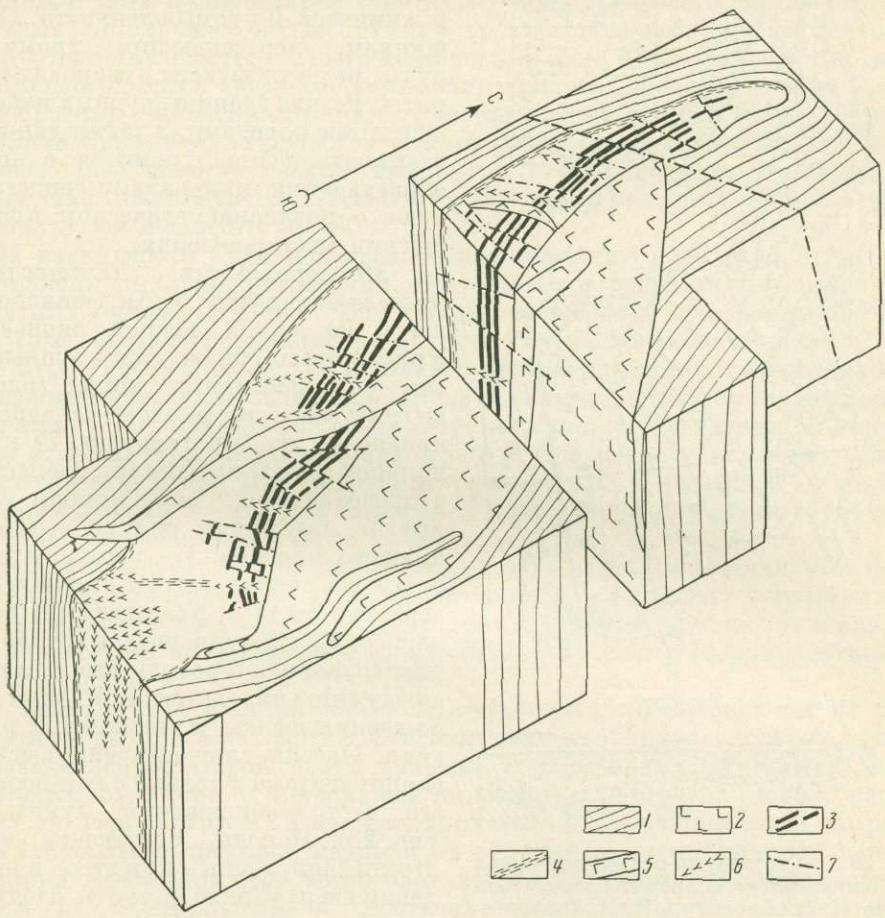


Рис. 27. Блок-диаграмма северного выхода серпентинитового массива.

1 — сланцевая толща нижнего (?) палеозоя; *2* — лейкократовое габбро, сильно метаморфизованное; *3* — перидотитовые серпентиниты с хромитовыми сплошными и вкрапленными обособлениями; *4* — зоны рассланцевания в серпентинитах; *5* — габбро-диабазы; *6* — дайки зеленокаменных пород; *7* — разрывные нарушения

дайками габбро-диабазов и многочисленными поперечными сбросами (см. рис. 27). Рудные тела имеют форму жил. В северном выходе серпентинизированных перидотитов известны три таких жилообразных тела мощностью от 2,5 до 12 м с изменчивыми и крутыми углами падения. Руды в целом массивные и представлены хромпикотитом. Оруденение неравномерное, и наиболее богатые руды массивного сложения приурочены к участку изгиба жильной зоны (от северо-западного до меридионального простирания) в центральной части месторождения, где рудные тела характеризуются максимальной мощностью.

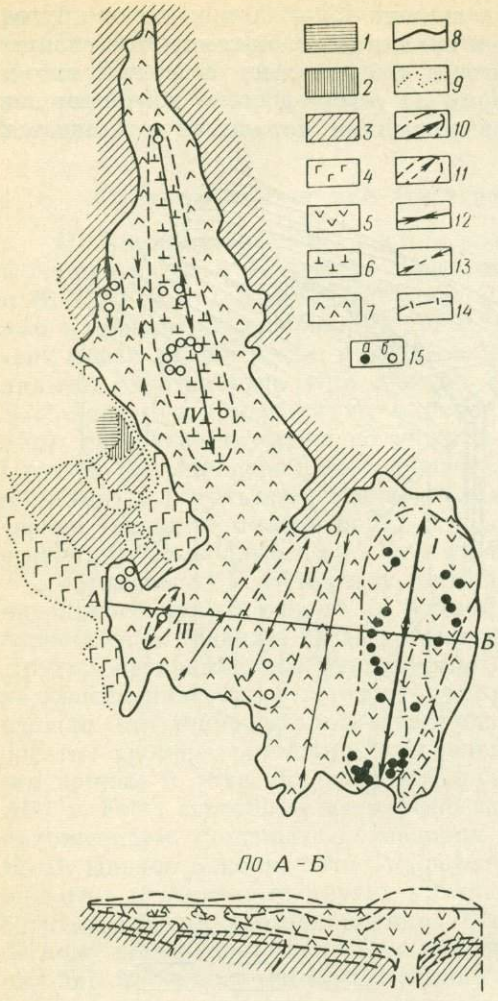


Рис. 28. Структурно-петрографическая схема Кемпирсайского хромитоносного массива (по Н. В. Павлову и И. И. Григорьевой-Чупрыниной).

Вмещающие палеозойские отложения; *1* — силурийские; *2* — ордовикские; *3* — кембрийские; интрузивные породы: *4* — габброиды; *5* — серпентинизированные перидотиты с подчиненными дунитами; *6* — серпентинизированный дунит-перидотитовый шлирово-полосчатый комплекс; *7* — серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты); *8* — контур массива ультраосновных пород; *9* — стратиграфические границы; *10* — четко выраженные сводовые поднятия в массиве и их оси; *11* — сводовые поднятия, выраженные менее четко; *12* — оси межсводовых опусканий; *13* — оси менее четко выраженных межсводовых опусканий; *14* — контур проекции подводящего канала; *15* — хромитовые месторождения и рудопроявления: *а* — высокохромистые, *б* — низкохромистые; сводовые поднятия в массиве: *I* — Юго-Восточное, *II* — Тагашасайское, *III* — Юго-Западное, *IV* — Батамшинское

Периферические части жил более бедные; они содержат включения серпентина и других нерудных минералов. Содержание Cr_2O_3 в рудах 32—41%, FeO 18—20%, SiO_2 3—6%. Руды низкого качества и используются в огнеупорной и химической промышленности. По трещинкам, пересекающим хромитовые руды, развиты фуксит, уваровит и хлориты. Резкие границы рудных тел с вмещающими породами, а также данные по взаимоотношению хромитов с породообразующими минералами свидетельствуют о позднемагматическом происхождении месторождения.

Месторождения Кемпирсайского массива находятся в Актюбинской области на самой южной оконечности Урала. Здесь обнажается крупный массив ультраосновных пород (рис. 28), вытянутый в север-северо-западном направлении на протяжении 70 км при ширине 10—20 км. Массив размещается в пределах свода антиклинали и прорывает отложения силура — девона и нижнего карбона. На размытой поверхности массива залегают опоки и пески верхнего мела и палеогена. В юрский период массив подвергался латеритному выветриванию, в результате чего в ряде его пунктов находятся остаточные месторождения железа и силикатных руд никеля. Массив сложен преимущественно гарцбургитами и только в юго-восточной его части обнажаются дуниты (см. рис. 28). Породы, слагающие массив, стратифицированы, при этом в направлении сверху вниз развиты следующие разности пород: амфиболовые перидотиты, порфировидные гарцбургиты, полосчатый дунит-перидотитовый комплекс. В юго-восточной части массива наблюдается несколько отличная стратификация. Здесь в направлении сверху вниз развиты гарцбургиты, местами с шлирами дунитов, энстатитовые дуниты, дуниты, вмещающие наиболее крупные хромитовые месторождения. Ниже имеет место параллельно-полосчатое и шлировое чередование дунитов и гарцбургитов. Полосчатость вытянута в меридио-

нальном направлении и круто падает на запад, реже на восток. Наблюдения показывают, что элементы залегания хромитовых рудных тел совпадают с залеганием полосчатости дунитов гарцбургитового комплекса.

Хромитовые месторождения Кемпирсайского массива делятся на две группы: 1) северную, вблизи селения Кемпирсай, где развиты жилообразные хромитовые тела в полосчатой зоне дунит-гарцбургитового комплекса. Руды массивные, но сложены низкосортными хромшпинелидами, имеющими алюмохромпикотитовый состав; 2) юго-восточную, или Донскую, группу вблизи *сел. Донского. Здесь среди серпентинизированных дунитов залегают* крупные линзообразные, жилообразные или пластообразные рудные тела, сложенные собственно хромитами. Рудоносен особый горизонт в дунитах, который образует несколько пологих сводов, вытянутых в меридиональном направлении. Рудные тела локализуются в осевых частях таких сводов. Отдельные рудные тела достигают мощности *40—80* м.

На поверхности руды подверглись выветриванию и до глубины 10—15 м представлены рыхлыми разностями, возникшими в результате выщелачивания силикатных составных частей. Такие руды очень богаты по содержанию Cr_2O_3. Ниже 15 м залегают первичные руды, также очень высококачественные. Отношение Cr_2O_3/FeO у этих руд особо благоприятное для металлургических целей. Проведенные детальные исследования на Кемпирсайской группе месторождений подтвердили высказанные ранее теоретические представления об отделении рудной фракции от дунитов и дунит-гарцбургитов и кристаллизации хромитов на месте их отделения. Промышленные рудные тела, залегающие в гарцбургитах, сформировались в связи с инъекцией отщепленного от дунит-гарцбургитовых частей массивов остаточного расплава.

Исследования Н. В. Павлова показали, что для локализации месторождений большое значение имеют линейные зоны и разрывные нарушения. Все промышленные концентрации хромитов размещаются вдоль этих зон и являются эпигенетическими по отношению к основной массе пород (гарцбургитов), слагающих массив.

*В тесной связи с формированием хромитовых месторождений из рудно*силикатного расплава находятся метасоматические процессы, которые приводят к образованию некоторой части дунитов, пироксеновых дунитов и убогих, хромитовых руд, жил и прожилков пиросенитов и других пород, развивающихся по гарцбургитам. Хром накапливается в хромшпинелидах на разных этапах становления плутона, начиная от собственно магматического и кончая гидротермальным. При этом четко намечается повышение относительной железистости от хромшпинелидов собственно магматического происхождения ($MgO/FeO > 2$) к хромшпинелидам, образование которых связано с процессами метасоматоза ($Mg/FeO = 1—1{,}5$).

Месторождения Турции приурочены к ультраосновным породам мелового и частично третичного возраста. Рудоносные массивы этих пород вытянуты в виде пояса через всю страну и продолжаются с одной стороны на Балканах, с другой в Белуджистане и Индии.

Хромитовые рудные тела залегают главным образом в серпентинизированных дунитах и представлены жилообразными залежами, вытянутыми на 150—170 м при мощности от 2—5 до 12 м, а также линзообразными телами, протяжение которых достигает 300 м, а мощность 25 м. Наиболее значительными месторождениями являются Даг-Арди, Хатай, Мерсина в Северо-Западной Турции и Гюлеман в Восточной Анатолии. Последнее месторождение вытянуто вдоль ослабленной зоны, проходящей среди серпентинитов и гарцбургитов и пред-

ставлено линзообразными телами северо-восточного простирания. Сложены эти тела собственно хромитом и хромпикотитом, включающими более поздние прожилки хромдиопсида, уваровита и хромхлорита. Анализы хромитов, отобранных ручной разборкой, дают содержания Cr_2O_3 51,5%, MgO 17%, Fe_2O_3 до 14% и Al_2O_3 17,5%. Руды пригодны для металлургических целей (Kovenko, 1942).

В *Индии* хромитовые руды известны в штатах Майсур, Бихар, Орисса. Они залегают в перидотитах и дунитах, слагающих массивы среди сланцев и филлитов докембрия. Форма рудных тел — линзообразные тела и зоны вкрапленников. Протяженность около 30 м, средняя мощность около 4 м, содержание Cr_2O_3 около 40%. Достоверные и вероятные запасы оцениваются приблизительно в 5 млн. т, общие запасы достигают 90 млн. т.

В *Пакистане* наиболее крупным месторождением является Хиндубаг, приуроченное к стратифицированному массиву ультраосновных — основных пород. Пластообразные тела хромитов приурочены к дунитам и гарцбургитам. Протяженность их несколько километров, мощность 1—2 м. Руды массивные, мелко-, реже крупнозернистые, нодулярные, шлировые и вкрапленные. Содержание Cr_2O_3 30—46%. Отношение Cr/Fe = 1,9—3,7. Разведанные запасы хромитов около 340 тыс. т, перспективные — 2 млн. т.

Хромитоносные тела ультраосновных пород встречены во многих районах юга Сахарской платформы. Однако сравнительно немногие из них представляют интерес. Хромитовое оруденение связано со сравнительно небольшими телами серпентинитов и дунитов, в которых отмечаются зоны вкрапленных руд, а также гнезда, линзы и жилы сплошных хромитов. Содержание Cr_2O_3 38—47%.

Наиболее изученным является месторождение *Хангха* (Сьерра-Леоне), расположенное в центральной части гипербазитового пояса, вытянутого в субмеридиональном направлении на 160 км. Хромсодержащие тела дунитов и серпентинитов, вытянутые вдоль контактов роговообманковых сланцев (с амфиболитами) и биотитовых гнейсов, содержат скопления магнохромита в виде полос мощностью от 0,75 до 5,1 м и протяженностью в несколько десятков метров. Хромитовое оруденение отмечается в крупных стратифицированных ультраосновных массивах типа Калум в Гвинее, Фритаум в Сьерра-Леоне, Калат-эн-Нахаль, Крейтер и др. в Судане.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Элювиально-делювиальные россыпи

Данные россыпи образуются в связи с разрушением коренных выходов руд магматического происхождения. Элювиальные образования (месторождения типа латеритного выветривания) представлены рассеянными кристаллами и обломками хромита среди рыхлой лимонитовой массы. Хромитовые концентраты легко получаются в процессе обогащения промывкой. Подобные месторождения известны на Кубе (Камагуэй), на Филиппинах, в Новой Каледонии. Наиболее крупные делювиальные россыпи хромита приурочены к Великой дайке (Южная Родезия) в отложениях поперечных долин и вдоль водных артерий (см. ниже), где площадь распространения делювиального хромита составляет 518 км² (60 млн. т или 10% общих запасов хромита).

Прибрежно-морские россыпи

Данные россыпи хромита известны на Тихоокеанском побережье США в штате Орегон, на Адриатическом побережье Албании и Турции. В штате Орегон хромит отмечается в составе так называемых «черных» песков современного пляжа, а также в углублениях морских террас, расположенных на трех уровнях. Протяженность рудных тел 1,5 км, ширина 300—400 м, мощность 0,3—12 м. Содержание хромита 16—53%. В «черных» песках, помимо хромита, присутствуют пироксены, ильменит, рутил, циркон, гранаты, магнетит и эпидот. Источником «черных» песков являются серпентинизированные ультраосновные породы Берегового хребта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. В кн.: Хромиты СССР, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 7—152.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1958, с. 7—83.

Зимин Н. А. Сарановское хромитоворудное месторождение. — «Труды Уральск. науч.-исслед. ин-та геол., разв. и исслед. мин. сырья», вып. 2, 1938, с. 163—188.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1969, 211 с.

Материалы по металлогении Южного Урала (железо, никель, хром). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, 152 с.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина Н. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968, 178 с.

Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина Н. И. Закономерности формирования хромистых месторождений. М., «Наука», 1973, 199 с.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. — «Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд.», 1948, № 12, вып. 97, 128 с.

Kupferbirger W. and Lombard B. V. Chromite deposits of the Bushveld igneous complex. — S. Afr. Geol. Surv., Geol. ser., Bull. 10, 1937, 48 p.

Harroy L. Gèologie et ressources mondiales de chrome. Rev. univers. de la mètallurgie. Mines, Liege, No. 6, t. XV, 1939, p. 290—304.

Helke A. Beobachtungen an turkischen Minerallagerstätten. Neues Jb. Mineral., Bd. 88, H. 1, 2, 1955, S. 55—132.

Kovenko V. Les jîtes de chromite de Guleman (Turquie). MTA, 1942, No. 3/28, p. 438—452.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНА

Титан был открыт в 1791 г. Грегорем в ильмените, а затем Клапротом в 1795 г. в рутиле (тогда титан и получил свое название), но лишь в 1910 г. Гунтер, восстановив $TiCl_4$ натрием, получил чистый металл, обладающий пластичностью. Применение металлического титана и сплавов на его основе стало возможным с 1938 г., когда Кроллем для получения титана был технологически разработан способ восстановления $TiCl_4$ магнием и была создана аппаратура, пригодная для применения этого способа в крупных масштабах.

Титан белый блестящий металл. Он хорошо поддается всем видам механической обработки. Температура плавления титана 1725° С, температура кипения 3260° С. При нагреве до 400° С титан лучше сохраняет прочность, чем сплавы алюминия. Титан нашел широкое применение. В начале XX в. двуокись титана применялась для красок и эмалей, так как титановые пигменты значительно устойчивее, чем окись цинка. В настоящее время потребность в двуокиси титана для этих целей значительно возросла.

В 1896—1898 гг. были впервые получены высококачественные титансодержащие стали. Титан в сталях играет роль дегазатора. Он присаживается в количестве до 0,8% к нержавеющим сталям как легирующий металл. Титан связывает углерод, который мог бы выделиться в чистом виде. Четыреххлористый титан еще в начале XX в. был известен как дымообразователь. Карбид титана нашел применение в сверхтвердых сплавах, куда он присаживается в количестве от 5 до 6%. Совместно с карбидом вольфрама карбид титана повышает стойкость сплавов, особенно при высоких скоростях резания. Титановые металлокерамические сплавы имеют наиболее широкое применение. Сплавы титана с небольшими добавками алюминия, хрома, марганца и других металлов сочетают высокую прочность, жаропрочность с малым удельным весом, что увеличивает интерес к ним. Титан и сплавы на его основе становятся одним из важнейших конструкционных материалов для большого числа деталей и конструкций ответственного назначения, работающих в тяжелых условиях: при высоких температурах, при очень низких температурах, в морской воде и во влажном морском воздухе. Титан и его сплавы применяются для ряда деталей самолетов, морских судов и химического оборудования. Потребность авиации в титане резко возросла. Первое место среди титановых сплавов занимают титан-ванадиевые, отличающиеся хорошей прочностью в области высоких и низких температур, ковкостью и свариваемостью. Эти сплавы используются для изготовления баллонов высокого давления, топливных систем ракет («Аполлон», «Поларис», «Сатурн»), корпусов двигателей космических кораблей и др. Титаномагнетит используется для получения гипохлорита натрия (NaClO), применяемого в ряде отраслей промышленности и в том числе для обезвреживания цианосодержащих сточных вод.

Выпуск металлического титана начался в 1946 г., сначала в количестве нескольких десятков килограммов. В дальнейшем имел место небывалый рост его производства. В период с 1963 по 1967 г. мировое потребление титана увеличивалось в среднем на 10% в год. 90% титановой продукции добывается из ильменитовых концентратов с содержанием 42—45% TiO_2 (табл. 6) и только 10% из рутиловых (содержание в них TiO_2 доходит до 95%).

Таблица 6

Запасы и добыча титановых концентратов в некоторых странах

Страна	Запасы TiO_2, млн. т	Среднее содержание TiO_2 в руде, %	Добыча титановых концентратов по годам, тыс. т					
			1937		1957		1971	
			ильменит	рутил	ильменит	рутил	ильменит	рутил
Всего	659,6		290,0	2,6			3377,2	423,5
В том числе:								
США	47,5	0,5—35,0	25,0	0,3	644,0	10,9	657,6	—
Канада	65,0	35,0	3,8	—	244,4	—	773,8	—
Индия	35,0	—	182,1	—	300,7	—	55,5	2,5
Норвегия	60,0	17,0—18,0	67,3	0,2	180,0	—	640,0	—
Испания	0,1	10,0	—	—	210,1	—	26,0	—
Австралия	5,0	0,5—10,0	0,7	1,1	—	121,9	1181,5	366,7
Танзания	166,0	—	—	—	—	—	—	—
ЮАР	200,0	—	—	—	—	—	—	—
Остальные страны	81,0		11,1	1,0			42,8	54,3

Ильменитовые россыпи разрабатываются при содержании в них ильменита более 10—20 кг/т песков. В коренных месторождениях промышленными являются руды с содержанием ильменита не менее 10—20%.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ТИТАНА

Титан — элемент IV группы периодической системы, в которой он возглавляет подгруппу переходных элементов, состоящую из титана, циркония и гафния. Титан по распространенности в земной коре занимает 9 место; его кларк равен 0,45% (в ультраосновных породах 0,03%, в основных — 0,90%, в кислых — 0,23%, в глинах и сланцах — 0,45%). В земной коре титан почти всегда четырехвалентен и присутствует только в кислородных соединениях.

Относясь к «семейству железа», титан в то же время характеризуется отчетливо литофильными свойствами. У титана довольно широко проявлена тенденция рассеиваться в магнезиально-железистых силикатах, и он концентрируется в габбро, горнблендитах и пироксенитах, а также в щелочных породах агпаитового ряда.

Титан в условиях выветривания и осаждения имеет геохимическое сродство с Al_2O_3. Он концентрируется в бокситах коры выветривания и в морских глинистых осадках. Перенос титана осуществляется в виде механических обломков минералов и в виде коллоидов. До 30% TiO_2 по весу накапливается в некоторых глинах, но технологические трудности извлечения его пока еще не позволяют эксплуатировать такие месторождения. Минералы титана устойчивы к выветриванию и образуют крупные концентрации в россыпях.

К настоящему времени известно до 70 титановых минералов. В еще большее число минералов титан входит в качестве примеси. Промышленное же извлечение титана до сих пор производится только из ильменита $FeTiO_3$ и рутила TiO_2. Промышленное значение могут в будущем еще иметь перовскит $CaTiO_3$, сфен $CaTiSiO_5$, шорломит $Ca_3(Al, Fe, Ti)_2[(Si, Ti)O_4]_3$, мурманит $Na, Ti_2[SiO_4]_2[OH]\cdot H_2O$, ферсманит $(Ca, Na)_2(Ti, Nb)(SiO_4)[OH, F]_3$, ринколит $(Ca, Na)_6(La, Ce, Ti)_3[SiO_4]_4[F, OH]_4$ и другие титансодержащие минералы. В частности, до 30% TiO_2 содержит лопарит (см. Ниобий).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Титан концентрируется в основном в следующих генетических группах месторождений: 1) в собственно магматических, 2) в остаточных (коры выветривания), 3) *в россыпях*, 4) *в метаморфогенных. Основными промышленными* типами титановых месторождений являются представители первой и третьей *генетических групп.*

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все магматические месторождения титана пространственно и генетически связаны исключительно с интрузиями основных и реже щелочных пород. В гранитоидах, а также в эффузивных породах кислого и основного состава титановые минералы промышленных скоплений не образуют. Массивы, в которых *заключено титановое оруденение, характеризуются хорошей дифференцированностью* (габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-диабазы, габбро-анортозиты, *пироксениты и др.). Они залегают в форме лополитообразных или чаще плито*образных (трещинных) тел, приуроченных к зонам глубинных разломов, раз-

вивающихся в местах перехода от древних платформ к протерозойским и нижнепалеозойским складчатым областям. Возраст этих массивов докембрийский, реже нижнепалеозойский. В более молодых по возрасту габброидных массивах богатые и крупные месторождения титана неизвестны. Формирование габброидных массивов, внедрившихся в зоны глубинных разломов, часто происходило в неспокойных тектонических условиях, что приводило к многократному внедрению магмы, образованию в позднемагматическую стадию рудных зон, струй и жилообразных тел. В спокойной тектонической обстановке рудные минералы должны распределяться равномерно в виде рассеянной вкрапленности в теле интрузива.

Для экзогенных месторождений характерно то, что они приурочены к области развития древних метаморфических комплексов (особенно амфиболитов) с развитыми в них докембрийскими габброидами. Богатые россыпи титана возникают в результате размыва кор химического выветривания и приурочены к фациям кварцевых песков и песчаников. Образование титаноносных россыпей в основном связывается со временем формирования мощных кор выветривания и последующего их размыва, т. е. в верхнем протерозое, девоне, мезо-кайнозое, а также в четвертичную эпоху.

Выделяется 11 важнейших титанорудных провинций.

1. На Кольском полуострове и Карелии известны месторождения титановых руд, приуроченные к массивам:

а) основных и ультраосновных пород (ильменит-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые месторождения Цагинское, Марьйокское, Пудожгорское, Кайракское и др.);

б) щелочных интрузий (лопаритовые, сфеновые, ловчорритовые месторождения Ловозерское и Хибиногорское);

в) ультраосновных — щелочных пород (перовскит-титаномагнетитовые месторождения Ковдозерское, Африканда и др.).

2. На Украинском кристаллическом щите известны рутиловые и ильменитовые рудопроявления в метаморфических толщах архея и протерозоя, ильменитовые, ильменит-магнетитовые руды, пространственно связанные с габбро-анортозитами и щелочными габброидами, а также остаточные (кора выветривания на габбро-анортозитах) древние и современные прибрежно-морские россыпи.

3. На Урале насчитывается несколько поясов основных и ультраосновных пород. Месторождения богатых ильменит-магнетитовых руд (Кусинское, Копанское и др.) приурочены к докембрийскому поясу габброидов. Титаномагнетитовые месторождения тяготеют к каледонскому поясу (более удаленному от Русской платформы) преимущественно пироксенитовых и частично горнблендитовых массивов (Первоуральское, Васильевское, Качканарское и др.). Кроме того, известны древние россыпи титана и циркона в Башкирском поднятии, на западном склоне Урала, в Зауралье.

4. В массивах основных и ультраосновных пород, прослеживающихся в виде прерывистых поясов и опоясывающих с юга Сибирскую древнюю платформу, также отмечаются многочисленные рудопроявления и месторождения (Кручининское, Аленгуйское, Арсентьевское и др.) ильменитовых и ильменит-магнетитовых руд.

Перспективен в отношении титана пояс габброидных массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

5. Рудная провинция, окаймляющая Канадский кристаллический щит. Здесь прослеживается дугообразно изгибающийся пояс развития массивов

габбро-анортозитов протяженностью более 3000 км. Оруденение сгруппировано в районах Святого Лаврентия (месторождения Лак-Тио, Миллз, Пуджалан и др.), Адирондакских гор (месторождения озер Онтарио, Ниписсинг и Верхнего — Санфорд-Хилл и Ор-Маунтин).

6. Район Аппалачских гор и гор Уичита с крупными месторождениями Айрон-Маунтин, Пиней-Ривер, Роузленд и Магнет-Ков (в массиве ультраосновных — щелочных пород).

7. В Южной Америке главное значение имеют прибрежно-морские россыпи вдоль Атлантического океана. В Бразилии известна крупная провинция щелочных и ультраосновных — щелочных пород, с которыми связываются ряд месторождений (Якупиранга, Ипанеме).

8. В Африке многочисленные месторождения титана приурочены к областям развития докембрия и нижнего палеозоя. Прежде всего должны быть отмечены крупнейшие месторождения Бушвельдского массива (ЮАР), Лиганга в Танзании, Мавилл в Мозамбике, Гастинге в Сьерра-Леоне, а также прибрежно-морские россыпи Сенегала, Камеруна, о. Мадагаскар и др.

9. В Индии крупные месторождения титан-ванадиевых железных руд в гнейсово-сланцевой толще широко распространены в районе Майурбхани. Индия, как и Шри Ланка, славится прибрежно-морскими россыпями.

10. В Австралии в основном развиты прибрежно-морские россыпи на восточном побережье, а также на островах Тасмания и Кинг.

11. На Европейском континенте титановые месторождения в основном сосредоточены в пределах Скандинаво-Балтийского щита и на Пиренейском полуострове. В Скандинаво-Балтийской провинции оруденение приурочивается к докембрийским массивам габбро и габбро-анортозитов и к более молодым массивам щелочных пород (группа месторождений Экерзунд-Согендаль, Таберг и др.).

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Согласно представлениям И. И. Малышева (1957), титановые месторождения по составу материнских пород делятся на два класса: 1) связанные с основными и ультраосновными массивами и 2) связанные с комплексом щелочных пород. В первом из них выделяются следующие промышленные типы месторождений: 1) в анортозитовых и габбро-анортозитовых массивах — ильменитового, гематит-ильменитового, магнетит-ильменитового и реже рутил-ильменитового состава; 2) в габбровых, габбро-норитовых и габбро-амфиболитовых массивах — ильменит-магнетитового, иногда титаномагнетитового состава (последние связаны преимущественно с малыми интрузиями габброидной магмы); 3) в ультраосновных массивах в основном титаномагнетитового состава с низким содержанием титана. Среди месторождений второго класса, связанных со щелочным комплексом пород, также выделяются три промышленных типа: 1) в ультраосновных щелочных породах — кнопит-титаномагнетитового состава; 2) месторождения в стратифицированном комплексе луяврит-фойяит-уртит-лопаритового состава; 3) в нефелиновых и щелочных сиенитах, содержащих ильменорутил, ильменит и сфен.

Во всех этих месторождениях развиты вкрапленные руды, приуроченные к определенным горизонтам стратифицированных интрузивов, а также сплошные титаномагнетитовые руды. Согласно представлениям И. И. Малышева и А. В. Пэка, сплошные титаномагнетитовые руды образуются в разрывных нарушениях, возникающих на последних этапах формирования интрузива, когда отжимается остаточный магматический расплав, обогащенный рудными

и летучими компонентами. Однако исследования последних лет показывают, что эта закономерность проявляется не повсеместно. Нередко сплошные руды возникают в пределах определенных стратифицированных горизонтов и их строение в ряде случаев связано с метаморфическими процессами. В мало метаморфизованных титаномагнетитах ильменит обычно образует решетчатую структуру распада твердых растворов и часто развивается по граням кристаллов магнетита. При воздействии метаморфических процессов, вызванных региональным метаморфизмом или внедрением более поздних гранитов, происходит собирательная перекристаллизация ильменита, который обычно образует более крупные зерна, что приводит к повышению качества руд. Среди титаномагнетитовых месторождений достаточно крупными являются те из них, которые залегают в массивах габбро, норитах, анортозитах и габбро-анортозитах.

Крупные месторождения титаномагнетитовых руд широко распространены в пределах Южно-Африканского (Бушвельд, Танзания), Канадского, Балтийского и Индостанского щитов. Типичным примером являются месторождения титаномагнетитов, залегающие в *норитах Бушвельда* (ЮАР). Здесь в стратифицированных породах согласно со стратификацией залегают пластообразные рудные тела мощностью 0,3—0,6 м, прослеживающиеся по простиранию на многие километры. Общее распространение зоны развития этих руд достигает 25 км. Руды содержат 51—60% железа и 12—20% титана. В СССР типичным титаномагнетитовым месторождением, связанным с габбро, является Кусинское, а приуроченным к пироксенитам среди габбро — Качканарское.

Кусинское месторождение, находящееся на Южном Урале, залегает в дайкообразном массиве габбро, внедрившемся по контакту мраморов (с лежачего бока) и гнейсов. Тело габбро в соответствии с падением вмещающих пород падает на восток под углом около 50°. Горизонтальная мощность этого массива колеблется в пределах 0,3—1 км. Габбро, слагающие массив, подвергнуты интенсивному рассланцеванию и частью превращены в амфиболиты. Титаномагнетитовые рудные залежи приурочены преимущественно к центральной части массива. Они имеют жилообразную форму и падают на восток. Две главные залежи были прослежены непрерывно на протяжении 2,5 км каждая. Средняя мощность их около 3 м. В составе руд установлены магнетит (60—70%), ильменит (20—30%), хлорит (2—10%), небольшое количество железного блеска и частично пирита. Размер зерен ильменита колеблется в пределах 0,1—2 мм и они расположены между кристаллами магнетита. Химический состав руд следующий (в %): Fe 50—57, P 8,1, TiO_2 11—22.

Согласно представлениям А. В. Пэка и И. И. Малышева, массив габбро внедрился в месте изгиба простирания складок с меридионального на северо-восточное. Рудные тела приурочены к сколам и возникли в связи с явлением фильтрпрессинга. Рудная жидкость, находящаяся в междузерновом пространстве, в связи с боковым стрессом была выжата в сколовые нарушения.

В. С. Мясников (1959) пересмотрел это представление. По его данным Кусинский и другие массивы габбро вытягиваются в виде полосы северо-восточного простирания на 76 км. Эти массивы основных пород древнее гранито-гнейсов, которые возникли в результате последующего внедрения гранитной магмы в толщу метаморфических сланцев свиты «М» в область восточного контакта полосы основных пород. Сами эти массивы сложены нормальным габбро с примесью ромбического пироксена, местами метаморфизованным до амфиболитов. Титан рассеян в породе и находится в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах, где содержание TiO_2 достигает 1,5%. Меньшая часть титана находится в виде вкрапленности ильменита и титаномагнетита.

Абсолютный возраст характеризуемых основных пород 1100 млн. лет, и они относятся к протерозою. Следует отметить, что рудные тела северного и южного участков месторождения различаются структурно-текстурными особенностями, что связано с различной степенью метаморфизма пород и руд на этих участках. Особенно сильно изменены руды северного участка, что выразилось в перекристаллизации титаномагнетита и образовании крупнозернистых агрегатов ильменита и магнетита. Ильменит приобрел округлую форму. Иногда в кусинских рудах можно наблюдать позднюю генерацию ильменита в форме крупных (5—7 см) пластинок, приуроченных к зальбандам и трещинам и ассоциирующих с хлоритом, кварцем, сульфидами и апатитом. Метаморфизм, видимо, изменил и условия залегания рудных залежей, которые, как выяснилось, падают не только на восток, но и на запад, образуя как бы синклинальную складку (рис. 29). Не исключена возможность, что рудные тела Кусинского месторождения к сколовым нарушениям не приурочены, а представляют собой один из горизонтов стратифицированных образований. В процессе метаморфизма перегруппировка материала происходила без привноса (отношение Fe/Ti сохранилось прежним).

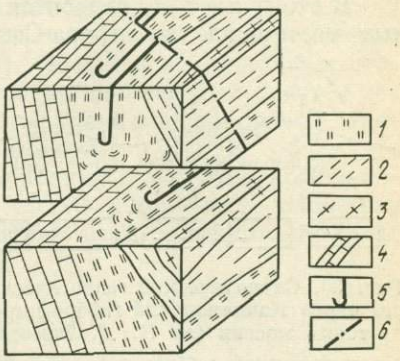


Рис. 29. Блок-диаграмма Кусинского месторождения (по А. П. Левченко).

1 — такситовое габбро; *2* — полосчатые амфиболиты; *3* — гранито-гнейсы; *4* — карбонатные породы саткинской свиты; *5* — рудные тела; *6* — разрывные нарушения

Качканарское и однотипное с ним *Гусево-горское месторождения* приурочены к двум обособленным телам пироксенитов среди габбро, слагающих единый Качканарский габбро-пироксенитовый массив, который характеризуется первичной расслоенностью (сверху вниз): габбро — диаллагиты — оливиновые пироксениты и перидотиты. Породы массива пересекаются дайками плагиоклазитов, тонкозернистого габбро и пироксенитов.

Промышленное титаномагнетитовое оруденение приурочено к диаллагитам (рис. 30). В габбро отмечаются лишь в небольших количествах сульфиды меди и апатит. Оруденение представлено протяженной (около 8 км) и мощной (до 3 км) зоной вкрапленных руд, включающих шлиры титаномагнетита. Падение рудной зоны на северо-восток под углом 25—35°. Внутри рудной зоны выделяются отдельные обогащенные участки с содержанием железа более 20%.

На месторождении наблюдается полное соответствие структур и текстур руд структурам и текстурам вмещающих оруденение пород: в мелкозернистых пироксенитах преобладает мелковкрапленное оруденение, в среднезернистых — средневкрапленное.

Основным рудным минералом является ванадистый титаномагнетит. Редко встречаются ильменит, пирит, халькопирит, борнит, пирротин, пентландит, апатит и единичные зерна самородных платины и золота. Содержание Fe в рудах 14—34%, в среднем 16,6%, V_2O_5 0,05—0,31% и TiO_2 0,8—2%. Магнетит представлен тремя генерациями: идиоморфными кристаллами, ксеноморфными выделениями в межзерновых промежутках силикатов, пылевидными выделениями и тонкими прожилками в серпентинизированных оливинах и серпентинитах. В процессе метаморфизма перегруппировка материала происходила без привноса: соотношение Fe/Ti сохранилось.

Крупные титаномагнетитовые месторождения известны в Канаде в бассейне р. Сент-Лоренс (Квебек). В этом районе известно гигантское анортозитовое тело, в котором распространены шлиры, линзы и жилы ильменита с гематитом. В массивных рудах содержание TiO_2 32%, Fe_2O_3 42%. Крупнейшим среди месторождений этого района является *Лак-Тио*. Оно представлено плитообразным рудным телом, имеющим протяжение 1300 м и горизонтальную мощность 1100 м. Достоверные запасы месторождения оцениваются в 125 млн. т. В США 50% добычи дает месторождение такого же типа *Тегавус* (штат Нью-Йорк) с запасами руды 100 млн. т и содержанием TiO_2 9—12%.

К этому же типу относятся крупные месторождения округа Санфорд-

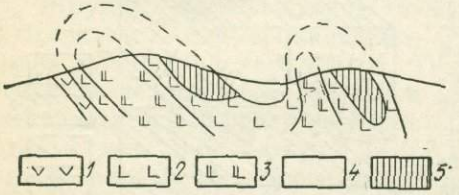


Рис. 30. Схематический геологический разрез через Качканарский габбро-пироксенитовый массив (по К. Д. Тимохову).

1 — пироксеновые габбро; *2* — диаллагиты; *3* — оливиновые пироксениты; *4* — вмещающие породы; *5* — титаномагнетитовое оруденение

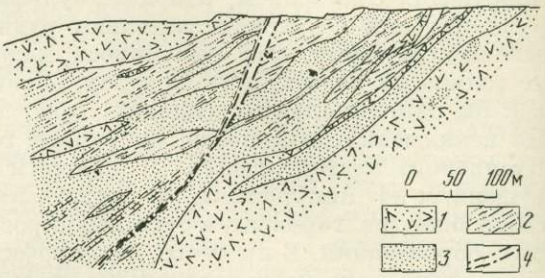


Рис. 31. Геологический разрез рудного тела месторождения Санфорд-Хилл (по Гроссу).

1 — анортозиты; *2* — габбро; *3* — руды; *4* — зона разлома

Лейк (штат Нью-Йорк), находящиеся в центре гор *Адирондак* и разрабатывающиеся с 1942 г. Месторождения приурочены к огромному анортозитовому массиву, сложенному анортозитами и габбро, образующими между собой четкие контакты. Массив во многих местах пересекается дайками пегматитов основных пород и жилами диабазов. Породы испытали неоднократный метаморфизм, выразившийся в их перекристаллизации и в развитии планпараллельных текстур. Широко проявлены разрывные нарушения в виде зон дробления (15—30 см) и повышенной трещиноватости (шириной до 15 см).

Все рудные тела пространственно тяготеют к телам габбро. Выделяют два типа руд: 1) залегающие внутри габбро в соответствии с текстурами течения породы и 2) сформированные в анортозитах на контакте с телами габбро или вблизи них. Рудные тела в габбро характеризуются более значительной мощностью (от сантиметров до 5—10 м), мелко- и среднезернистым сложением. В анортозитах рудные тела имеют линзообразную форму. Одно из месторождений, вскрытое двумя карьерами (рис. 31), представлено протяженной (более 1700 м) и мощной (около 150 м) Главной рудной залежью, залегающей среди габбро, и сопровождающими ее несколькими более короткими залежами, сформировавшимися среди анортозитов. Руды сложены ильменитом, магнетитом, пироксеном, гранатом и биотитом. Магнетит обычно содержит пластинчатые вростки ильменита. Присутствует ульвошпинель (Fe_2TiO_4). Руды, залегающие в габбро, более богаты титаном, чем ассоциирующие с анортозитами (отношение Fe/TiO_2 менее 2 : 1). В небольших количествах в рудах встречаются апатит и шпинель, более редко — халькопирит, сфалерит, молибденит, пирротин, эпидот, ортоклаз, кварц, хлорит и карбонаты. Генезис месторождений является предметом дискуссии. Одни исследователи считают, что анортозиты, габбро-

анортозиты и габбро являются производными первичной магмы, а руды — продуктами магматической сегрегации с последующей инъекцией остаточного рудного расплава. Согласно представлениям Кейса, образование руд происходило в результате регионального сжатия первичных пород — анортозитов, содержащих все необходимые компоненты для рудообразования. Одновременно при формировании зон смятия и грануляции происходил вынос из первичного лабрадора кальция и алюминия и преобразование его в более натровый (кислый) андезин. Вследствие образования области пониженного давления в эти зоны происходила миграция железа, магния и титана, которые вступали в реакции с кальцием и алюминием, высвобожденными при андезинизации. Это приводило к образованию железо-магнезиальных силикатов и граната.

Значительными запасами титана обладают магматические месторождения *Танзании* (Укинга, Уванджи, Упангве, Лиганга). Общей особенностью месторождений, связанных с габбро-анортозитами и габбро-диабазами, является то, что эти интрузивы характеризуются лополитообразной и плитообразной (трещинные интрузии) формой залегания и расслоенностью.

Месторождения, связанные со щелочными породами, являются комплексными (Ti, Nb, Zr, TR). Состав руд: перовскит ($CaTiO_3$), ильменит, магнетит, сфен, пирохлор, лопарит, апатит и циркон. Подобные месторождения известны в СССР, США (Магнет-Ков), Норвегии (Крагерс).

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения возникают в условиях жаркого и влажного климата на выходах габброидных и аналогичных им пород, содержащих повышенное количество ильменита или рутила. Типичным примером может служить *Стремигородское* и другие месторождения в коре выветривания габбро-анортозитового массива на Волыни (Украина). Кора выветривания третичного возраста здесь имеет каолиновый состав и содержит до 15% лейкоксенизированного ильменита и до 4—5% апатита.

РОССЫПИ

Обычно прибрежно-морские россыпи подразделяются на современные и древние (не претерпевшие существенного метаморфизма). Отдельную группу составляют метаморфизованные месторождения.

Современные россыпи в свою очередь делятся на пляжевые и дюнные. *Пляжевые россыпи* образуются за счет латеритной коры выветривания пород, содержащих минералы титана, на побережье вблизи устьев рек и на других его участках в результате интенсивной сортирующей деятельности моря. При активной деятельности прибоя и прибрежно-подводных течений происходит дифференциация рыхлых отложений и многостадийное обогащение песков устойчивыми минералами титана. Относительно устойчивая береговая линия создает условия для высокой концентрации полезных компонентов в прибрежных отложениях.

Огромное значение для сохранения россыпных месторождений имеют новейшие тектонические движения. Россыпи могут быть нацело уничтожены или погружены на значительную глубину.

Протяженность пляжевых россыпей обычно составляет несколько километров, ширина колеблется от первых десятков (Бразилия) до сотен метров (Индия). Они обычно вытягиваются в виде цепочек вдоль побережья на несколько десятков и даже первых сотен километров. В разрезе россыпь пред-

ставляет собой чередование прослоев черного и белого песка; мощность прослоев десятки сантиметров, а разреза в целом единицы метров.

Наиболее интересны в промышленном отношении пляжевые россыпи Австралии в центральной части восточного побережья, где они с перерывами прослеживаются более чем на 75 км. Ширина продуктивных пляжевых отложений небольшая и лишь местами достигает 800 м. Средняя мощность россыпи около 1,8 м. Содержание рутила 18—20 кг/м³, ильменита 15—16 кг/м³. Достоверные запасы только рутила оцениваются в 800 тыс. т.

Прибрежно-морские россыпи на полуострове Флорида в США прослежены в виде прерывистой полосы вдоль побережья почти на 35 км. В СССР также

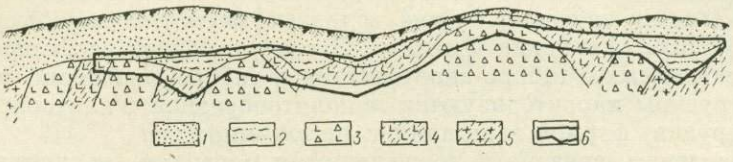


Рис. 32. Геологический разрез через ильменитовую россыпь (по С. И. Гурвичу и др., 1964).

1 — песок разнозернистый; *2* — суглинок; *3* — дресва габброидных пород; *4* — частично каолинизированные основные породы; *5* — частично каолинизированные кислые породы; *6* — контур россыпи

открыты прибрежно-морские и прибрежно-озерные россыпи мезо-кайнозойского возраста.

Дюнные россыпи представляют собой песчаные гряды, протягивающиеся вдоль берега реки, озера или моря. Они известны среди прибрежно-морских дюн, образуемых от выдувания песчаных отложений морских террас. Дюнные россыпи значительно мощнее и крупнее пляжевых, но беднее (первые единицы процентов тяжелых минералов). Распределяются рудные минералы в продуктивных пластах относительно равномерно, богатые прослои не выделяются. Пески отличаются мелкозернистостью и высокой сортированностью. Крупные дюнные рутил-циркон-ильменитовые россыпи известны в Австралии (на восточном побережье). Они характеризуются большой мощностью и сравнительно низким содержанием полезных компонентов.

Все эти месторождения приурочиваются к областям тропического климата, где широко развита мощная кора выветривания и где химическое выветривание резко преобладает над физическим. Источником современных россыпей водоемов могут быть обширные области древних щитов со значительным развитием гранитоидов и кислых гнейсов (россыпи Бразилии, Индии), а также полосы гранитизации и зеленокаменных пород (россыпи Флориды, Австралии). Совсем редки россыпи в молодых орогенных областях (россыпи Италии и Японии).

Древние прибрежно-морские россыпи представлены слабо сцементированными или уплотненными рудными песками неогенового, палеогенового, мелового и юрского возраста. Типичным примером являются Средне-Днепровские месторождения циркон-рутил-ильменитовых руд. Месторождения образовались за счет размыва мощной мезозойской коры выветривания метаморфических пород Украинского кристаллического щита, последующей сортировки и переотложения продуктов выветривания в бортах Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин в третичное время (полтавское и сарматское время). Полтавские и сарматские пески в различной степени обогащены цирконом, рутилом и ильменитом. Наиболее значительные концентрации установлены

в верхних тонкозернистых песках полтавской свиты и в мелкозернистых песках в основании сарматских отложений. На северной окраине Украинского кристаллического щита (правобережное Полесье) ильменитовые россыпи пространственно и генетически связаны с массивами габбро-лабрадоритовых пород, приуроченных к приконтактовым разломам интрузивных и метаморфических пород.

Повышенные концентрации ильменита приурочены к коре выветривания (каолины, дресва) и палеогеновым отложениям (глауконитовые пески и суглинки), сохранившимся в пониженных участках древнего рельефа (рис. 32). В покрывающих их четвертичных мелкозернистых песках ильменит отсутствует.

Вторым районом развития древних (предположительно средний олигоцен) прибрежно-морских россыпей является Зауралье с многочисленными месторождениями (Тобольское и др.), расположенными в полосе протяженностью в несколько десятков километров.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения возникли в результате метаморфизма продуктивных песков и превращения их в песчаники и кварциты. Возраст месторождений от мезо-кайнозоя до докембрия. Промышленная ценность их не очень значительна. Они известны в пестроцветных лейкоксен-кварцевых песчаниках девонских отложений Тиманского хребта. Песчаники с повышенным содержанием минералов титана и циркона обнаружены среди кембрийских и силурийских отложений Сибирской платформы. Кварцитовидные песчаники и кварциты, обогащенные минералами титана и цирконом, найдены среди докембрийских отложений Башкирского поднятия и в других районах. Из зарубежных метаморфизованных титановых месторождений следует отметить месторождения *Робинзон Коп* в штате Виргиния (США). Здесь среди песчаников нижнего кембрия встречаются линзообразные тела, обогащенные рутилом и ильменитом и составляющие в сумме до 50% объема этих тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гросс С. О. Титаномагнетитовые месторождения округа Санфорд-Лейк, штат Нью-Йорк. — В кн.: Рудные месторождения США, М., «Мир», 1973, с. 131—144.

Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В. Древние редкометально-титановые россыпи. Методы их поисков и оценки. М., «Недра», 1964, 171 с.

Еременко В. Н. Титан и его сплавы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, 500 с.

Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV, М., Госгеолтехиздат, 1960, 254 с.

Котляр В. Н. и Кристальный Б. В. Промышленные типы месторождений титана в капиталистических странах. — «Горный журнал», 1957, № 4, с. 69—73.

Лавров В. В. Тургайская титаноносная провинция. — «Вестн. АН КазССР», 1956, № 9 (138), с. 9—20.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 с.

Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 2, с. 49—62.

Юдин Б. А., Зак С. И. Титановые месторождения северо-запада СССР. — «Советская геология», 1970, № 9, с. 138—147.

Everhart John L. Titanium and titanium alloys. New York, Reinhold Publ. Corp., 1954, 184 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ

Ванадий открыт в 1801 г., впервые получил промышленное применение в 1905 г. в черной металлургии. Он используется в виде феррованадия, ванадата кальция или V_2O_5 для легирования чугуна и стали. Чугун, легированный ванадием (0,1—0,35% V), широко применяется в машиностроении, в производстве паровых цилиндров, поршней, коленчатых валов, цапф, золотников паровозов и различных других частей механизмов, испытывающих повышенное напряжение.

Легированные ванадием стали (до 1% V и более) широко применяются в самолетостроении, машиностроении, военной промышленности, для изготовления быстрорежущих инструментов (вместе с W, Cr, Mo). Добавка 1% V в специальные стали вдвое повышает эффект резания и сверления. Небольшое его количество, добавленное к любой стали, способствует удалению кислорода и азота, резко повышает ее твердость, упругость и сопротивление разрыву, уменьшает истирание стенок двигателей внутреннего сгорания. Широкое применение нашли также ванадиевые бронзы и медно-ванадиевые сплавы. Ванадиевые сплавы на основе титана используются для изготовления деталей космических кораблей, ракет-носителей, скоростных самолетов. Ванадий используется в качестве катализатора вместо платины, а также в электрической, химической, керамической, красочной, красильной и печатной промышленности.

Запасы ванадия в некоторых странах приведены в табл. 7.

Таблица 7

Запасы и добыча ванадия в некоторых странах

Страна	Запасы общие, тыс. т	Добыча V_2O_5 по годам, т		
		1937	1958	1971
Всего	6717	1947	5700	26 300
В том числе:				
США	187	493	5155	9 040
ЮАР	3265	—	—	12 800
Намибия	—	591	534	700
Австралия	2448			
Индия	409			
Остальные страны	408	863	11	3 800

Мировое потребление ванадия ежегодно возрастает. По прогнозам потребление ванадия будет увеличиваться в связи с повышением его содержания в легированных и других сортах специальных сталей, опережая по темпам мировое производство стали. Вместо 1 кг ванадия на каждые 66 т стали к 1975 г. ожидается 1 кг на 51 т стали.

Промышленное содержание ванадия колеблется от десятых до целых процентов V_2O_5. Минимальное содержание в собственно ванадиевых рудах 0,3—0,7% V_2O_5, в титаномагнетитах 0,25% V_2O_5.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ВАНАДИЯ

Кларк ванадия составляет 0,009% (Виноградов, 1962). Наиболее высокие средние содержания ванадия в магматических породах отмечаются в габбро и базальтах (2,3—2,9·10^{-2}%); в них заключено примерно 90% всего количества ванадия, связанного с эндогенными процессами. В осадочных породах значительное накопление ванадия происходит в биолитах (асфальтитах, углях, битуминозных фосфатах), битуминозных сланцах, бокситах, а также в оолитовых и кремнистых железных рудах. Например, средние содержания ванадия в асфальтитах 540·10^{-3}%, в битуминозных сланцах 100·10^{-3}%, в бокситах 60·10^{-3}%. Ванадий накапливается как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Близость ионных радиусов V^{3+} и широко распространенных в магматических породах Fe^{3+} и Ti^{4+} приводит к тому, что ванадий в гипогенных процессах целиком находится в рассеянном состоянии (Холодов, 1970) и не образует собственных минералов. Его носителями являются многочисленные минералы титана (титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит), слюды, пироксены и гранаты, обладающие повышенной изоморфной емкостью по отношению к ванадию.

По-иному ведет себя ванадий в экзогенном процессе. Он легко переносится в растворах и адсорбируется различными природными продуктами. Среднее содержание ванадия в речных водах 1·10^{-7}%. Его коэффициент водной миграции небольшой и близок к коэффициенту миграции бериллия. Исследования Г. С. Коновалова и др. (1968) показали, что в 24 крупнейших реках Советского Союза в среднем около 87% ванадия перемещается в виде взвеси и только 13% мигрирует в истинно растворенной форме. В воде морей содержание ванадия 0,001—0,003 мг/л, и он непрерывно удаляется из морской воды в осадок, причем главным осадителем, судя по экспериментальным данным, являются гидроокислы железа, алюминия и органическое вещество. Возможно, ванадий осаждается также кремнеземом. Повышенное количество ванадия встречается в некоторых видах растений и животных (например, в крови некоторых голотурий содержится до 10% V).

В зоне гипергенеза растворы, обогащенные ванадием, легко вступают в химические соединения с рядом компонентов и образуют различные ванадаты.

Из достаточно большого числа минералов ванадия только некоторые развиты в промышленных концентрациях. К ним относятся: роскоэлит $KV_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ (19—29% V_2O_5); карнотит $K_2U_2(VO_4)_2O_4 \cdot 3H_2O$ (20% V_2O_5); патронит VS_2 или V_2S_5 (до 25% V_2O_5); ванадинит Pb_5VO_4Cl (19% V_2O_5).

Из промышленных минералов можно еще указать на деклуазит (близкий к ванадиниту свинцово-цинковый ванадат), кульсонит $FeO \cdot V_2O_3$; V_2O_3 55,5—72,0%, ванадиевый магнетит $Fe(Fe, V)_2O_4$; V_2O_5 7,25%. Повышенное содержание ванадия (до 1—2% V_2O_5) нередко наблюдается в эгирине, сфене, гранате, амфиболах, биотите и в некоторых других минералах, но из них ванадий пока не извлекается.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные концентрации ванадия известны в следующих генетических группах месторождений: 1) собственно магматических, 2) контактово-метасоматических, 3) гидротермальных, 4) инфильтрационных и 5) осадочных. Контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения имеют небольшое значение.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Согласно В. Н. Холодову (1970), в каждой ванадиеносной провинции мира на дневной поверхности обнажаются докембрийские метаморфические образования, прорванные массивами основных и ультраосновных пород. Эти массивы концентрируют собственно магматические месторождения титаномагнетитов, которые не только являются самостоятельными промышленными месторождениями железа, титана и ванадия, но оказываются также источником экзогенных ванадиевых месторождений, связанных с более молодыми осадочными толщами. В эти толщи ванадий поступает не только из коренных месторождений, но и из протерозойских пород, в которых среднее содержание V_2O_5 обычно повышено. Распределение ванадийсодержащих интрузивных массивов в докембрийских толщах подчиняется следующим закономерностям.

1. На щитах платформ северного полушария (Северо-Американской, Русской, возможно Сибирской) распространены относительно небольшие, но многочисленные массивы основных и ультраосновных пород, содержащие относительно небогатую ванадием титаномагнетитовую руду. Наиболее крупные массивы упомянутых пород имеют сечение 10 × 150 км.

В южном полушарии интрузивы гипербазитов менее многочислены, но среди них встречаются очень крупные массивы, например, Бушвельдский размером 240 × 480 мкм.

2. Главнейшие ванадиеносные интрузивные массивы, особенно обнажающиеся в пределах северных платформ, образуют рудоносные зоны, вытянутые вдоль глубинных разломов. Такие рудоносные зоны часто размещаются вдоль границ древнейших платформ и протерозойских геосинклиналей. С докембрийскими образованиями, служившими источником питания для осадочных постпротерозойских бассейнов, являлись преимущественно массивы основных пород. Естественно все эти массы рудных компонентов в постпротерозойское время многократно вовлекались в процессы осадкообразования и при благоприятных условиях приводили к формированию руд осадочных месторождений.

В. Н. Холодов показывает, что по мере движения от докембрийской эпохи ко все более молодым образованиям постепенно уменьшаются суммарные запасы осадочных руд ванадия. Это обусловлено сокращением общей площади размывающихся докембрийских поднятий.

Возникновение экзогенных месторождений ванадия протекало прерывисто, благодаря чему В. Н. Холодов выделяет восемь наиболее крупных ванадиеворудных эпох, разделенных периодами относительного затухания рудогенеза: вендско-кембрийскую, ордовикскую, пермскую, юрскую, меловую, палеогеновую, миоценовую и четвертичную. В палеозойское время им отвечают периоды глобального распространения ванадиеносных углеродисто-кремнистых сланцев, а в мезо-кайнозойское — периоды резкого усиления железорудного процесса и широкого распространения морских или аллювиальных оолитовых железных руд, являющихся важными концентраторами ванадиевых руд. В составе преобладающих осадочных руд ванадия происходят весьма существенные изменения во времени; в палеозое распространены ванадийсодержащие углеродисто-кремнистые сланцы, а в мезо-кайнозое — ванадиеносные гидроокисные железные руды.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К собственно магматическим относятся титаномагнетитовые, ильменит-магнетитовые, ильменит-гематитовые и рутил-апатитовые (нельсониты) месторождения. Наиболее крупными из них являются титаномагнетитовые и ильменит-

магнетитовые месторождения, приуроченные к массивам ультраосновных и основных пород габбро-пироксенит-дунитовой и анортозитовой формаций. Эти месторождения охарактеризованы в разделе «Месторождения титана». Здесь следует лишь отметить, что в титаномагнетитовых рудах содержание V_2O_5 редко превышает 0,1—0,3%, но в некоторых случаях достигает 1—1,5%. В магнетитовом концентрате содержание V_2O_5 не менее 0,3—0,7%. Практический интерес к титаномагнетитовым рудам, представляющим собой сырье на железо, титан и ванадий, повысился после того, как в СССР был получен способ *извлечения всех этих металлов при металлургическом переделе.*

В магматических месторождениях сосредоточены главные запасы промышленных ванадийсодержащих руд. По подсчетам Л. Ф. Борисенко (1973), на их долю приходится около 95,4% всех запасов этих руд и только 4,6% запасов составляют экзогенные месторождения (без ванадийсодержащих нефтей). В настоящее время в капиталистических развитых странах около половины производимого ванадия получают из руд эндогенных месторождений.

Важнейшие провинции эндогенных месторождений ванадия в СССР: 1) восточный склон Урала, 2) западный склон Урала, 3) Тургайская, 4) Карело-Кольская, 5) Мало-Кавказская, 6) Кузнецко-Саянская, 7) Восточно-Забайкальская, 8) Сибирская траповая.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения находятся в складчатых областях и тяготеют к межформационным *интрузиям габбро-пироксенит-дунитовой формации, вытянутым* вдоль глубинных разломов. Оруденение приурочивается к участкам скарнированных пород, развитых вблизи интрузивов сиенитов, диоритов, гранодиоритов и щелочных гранитов. Основными ванадийсодержащими минералами являются магнетит и магномагнетит; встречаются также давидит (менее 1,96% V) и рутил (менее 0,67% V). Эти минералы образуют вкрапленность и сплошные тела в форме «пластов», линз, столбов, труб и гнезд.

К контактово-метасоматической группе относятся Осокино-Александровское, Евстюнминское и другие скарновые месторождения в Тагило-Кушвинском районе на Урале.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По минералогическим особенностям и составу вмещающих пород среди гидротермальных месторождений ванадия выделяются следующие типы (Борисенко, 1973): 1) магнетитовые в андезитах (Абовянское в Армении); 2) магномагнетитовые в траппах (Камышевский Байкитик, Якутия); 3) ноланит-уранинит-карбонатные в породах древних метаморфизованных комплексов (Никольсон Майн и другие в районе оз. Биверлодж, Канада). Ноланит имеет формулу $4FeO \cdot V_2O_5 \cdot 4V_2O_4$ (46,2% V).

Форма рудных тел гидротермальных ванадийсодержащих месторождений жилообразная, а также пластообразная. В СССР наиболее крупным месторождением этого типа является магномагнетитовое месторождение *Камышевский Байкитик* (трапповая формация). Здесь тело сплошных масс магномагнетита (содержание ванадия 0,6%) с апатитом и хлоритом слагает пластообразную залежь, согласную с напластованием вмещающих пород (траппов и осадочно-метаморфических пород). Возраст месторождений мезозойский.

Следует отметить, что по сравнению с магматическими месторождениями магнетитовые и магномагнетитовые руды контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений характеризуются более неустойчивыми и в среднем более низкими содержаниями ванадия.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К инфильтрационным месторождениям относятся так называемые месторождения патронитовой формации, связанные с асфальтитами, а также зоны окисления некоторых полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных и сланцевых толщах. Приведем краткое описание месторождения Минасрагра в Перу, являющегося типичным представителем месторождений патронитовой формации и в общем виде охарактеризуем инфильтрационные ванадиевые месторождения.

Месторождение Минасрагра сложено глинистыми сланцами, песчаниками и известняками мелового возраста, пересеченными дайками порфиров. Месторождение состоит из серии секущих и частью согласных трещинных жил и линз, залегающих среди глинистых сланцев. Главное рудное тело по простиранию прослеживается на 1000 м; основные запасы руд сосредоточены в рудном столбе мощностью 9—12 м и протяженностью 60 м. Руда сложена черным аморфным патронитом (VS_2?), тесно связанным с асфальтоподобным веществом, содержащим серу, примесь *браво*ита и молибденита. Руды относятся к очень богатым; содержание V_2O_5 в них путем сортировки доводится до 11%. Низкопроцентные руды подвергаются кальцинированию и пережигаются в золу, содержащую 22% V_2O_5. Предполагается, что в процессе образования асфальтоподобного вещества (при разложении животных и растительных белков без доступа воздуха) выделялись значительные количества H_2S, который в верхних зонах частично окислялся до самородной серы, частично же осаждал из грунтовых вод V, Ni и Mo, выщелоченные из вмещающих пород. Рудник Минасрагра долгое время был важным поставщиком ванадия в мире; в настоящее время месторождение практически выработано.

Обогащенная ванадием зона окисления урановых месторождений проявлена на ряде месторождений США, расположенных в пределах плато Колорадо и в штате Юта, а также на месторождениях Австралии и некоторых других стран. В зоне окисления всех этих месторождений развиты карнотит и роскоэлит. Среднее содержание UO_3 в рудах около 0,2%, а V_2O_5 0,7—1,5%. Первичные руды в основном сложены урановыми чернями, ассоциирующими с сульфидами, и содержание V_2O_5 в них резко падает. В период отработки зоны окисления упомянутых месторождений их руды представляли собой комплексное сырье на уран и ванадий. В течение ряда лет из них извлекалось более половины суммарной выплавки ванадия капиталистических стран.

Ванадиеносная зона окисления некоторых полиметаллических месторождений характеризуется развитием ванадинита. Для его образования ванадий, видимо, приносился в зону окисления грунтовыми водами, извлекавшими его из вмещающих пород. К этому типу ванадиевого сырья относятся руды зоны окисления некоторых свинцово-цинковых месторождений: Каратау (СССР), Брокен-Хилл (Замбия), Абенаб-Вест и Тсулиб (Намибия). Африканские месторождения представляют собой важный источник сырья на ванадий. Особенно большой масштаб имеет месторождение Абенаб-Вест.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Значительное количество ванадия концентрируется в ряде осадочных месторождений железа, бокситов, а также в углях и нефтях. В оолитовых бурых железняках месторождений Лотарингии, Керченского полуострова и других содержится 0,05—0,1% V_2O_5, бóльшая часть которого извлекается. Повышенное содержание ванадия установлено в бокситах Италии (до 6—7% V_2O_5 в концентратах на ванадий), в углях многих месторождений (в золе содержание V_2O_5 достигает десятых долей процента), в нефтях и мазуте (в золе иранской нефти 5,03% V_2O_5 и 2,7% NiO). В настоящее время в Канаде V_2O_5 извлекается из остаточных продуктов венесуэльской нефти и из нефтеносных песков Атабаски.

Значительные скопления ванадия находятся в мощных толщах сланцев прибалтийских районов (диктионемовые сланцы силура), Казахской ССР (*сланцы кембрия*), в США (*в пермских фосфоритоносных толщах*). Ванадий ассоциирует с углистым веществом, сульфидами молибдена, цинка и других металлов.

Типичным представителем отмеченных осадочных месторождений ванадия являются *ванадиеносные сланцы Каратау (КазССР)*. Эти месторождения представляют собой ванадиеносный сланцевый горизонт, характеризующийся чередованием пачек углисто-глинистых и кремнистых сланцев суммарной мощностью в десятки метров при мощности отдельных пачек не более 0,5—2 м. В пределах рудоносного горизонта выделяются ванадиеносные пласты, вытягивающиеся по простиранию на десятки и сотни километров. Эти пласты накапливались в зоне шельфа синхронно с фосфоритоносными фациями. Ванадий преимущественно концентрируется в углистых продуктах, где его содержание достигает 1—2%, в то время как в кремнистых прослоях оно падает в среднем до 0,2—0,3%.

В составе руд главное значение имеют углистое и глинистое вещество, с которыми ассоциируют карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), ванадаты (ванадинит, узбекит и др.), фосфат, барит, роскоэлит и небольшое количество сульфидов, представленных мелкими колломорфными выделениями либо кварц-сульфидными прожилками. В составе сульфидов установлены пирит, сфалерит, блеклые руды, молибденит, халькопирит, галенит, патронит, сульфанит (Cu_3VS_4), халькозин, ковеллин и др. В темных богатых органическим веществом прослоях содержание V_2O_5 достигает 2%. Мощные промышленные рудоносные пачки содержат в среднем около 1% V_2O_5 и 0,02% Mo. На отдельных месторождениях, кроме того, в составе руд находится около 0,5% Zn, 0,05—0,1% Pb, 0,1—0,2% Cu, а также некоторое количество Mn, As, Ni, Ag. Содержание углерода 2—5%, *редко более*.

Геологи, изучавшие месторождения ванадиеносных сланцев (Е. А. и С. Г. Анкинович, 1959), пришли к выводу, что они представляют собой осадочные образования морских бассейнов, куда с материка поступали глинистый материал и растворимые соединения ванадия, молибдена и цветных металлов. При этом высказывается мнение, что источником ванадия и части меди являлись главным образом основные, ультраосновные интрузивные и эффузивные породы, а источником молибдена и других цветных металлов, по-видимому, интрузивные и эффузивные породы кислого состава. Предполагается, что углерод накапливался в результате жизнедеятельности планктонных водорослей. Формирование руд сопровождалось извлечением металлов из разбавленных растворов бассейна планктонными организмами, которые затем погибали

и накапливались в иле. Этот механизм, по-видимому, и объясняет наблюдаемую связь повышенных концентраций ванадия и других металлов с пачками пород, обогащенных углистым веществом. Предполагается, что периоды расцвета жизнедеятельности планктонных организмов сменялись периодами затухания жизнедеятельности, в связи с чем пачки сланцев, обогащенные органическим веществом и металлами, чередуются с кремнистыми и более бедными металлами пачками.

Заслуживают внимания также морские береговые россыпи, содержащие ильменит и рутил, в которых всегда присутствует ванадий (0,02—0,16% V).

В Канаде основным источником ванадия являются остаточные продукты нефти, содержащие до 4% V. Предполагается также извлекать ванадий из битуминозных песчаников Атабаски, содержащих 0,024% V_2O_5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анкинович Е. А., Анкинович С. Г. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау. Сб. науч. трудов Казах. геол.-мет. ин-та, 1959, № 8, с. 49—68.

Борисенко Л. Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М., «Недра», 1973, с. 191.

Данчев В. И., Шиловский П. П. Ванадий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Недра», 1965, с. 345—360.

Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР. — В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

Людоговский Г. И. Ванадий. — В кн.: Требования промышленности к качеству сырья, вып. 63. М., Госгеолиздат, 1948, 36 с.

Малаховский В. Ф. Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. — «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956, с. 190—202.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 с.

Терентьева К. Ф. Редкие элементы в бокситах. — «Геология месторождений редких элементов», 1959, вып. 6, 48 с.

Фишер Р. П. Ванадиевые месторождения Колорадо и Юта. — В сб.: Карнотитовые месторождения Западных Штатов США. М., Госгеолиздат, 1946, с. 140—170.

Холодов В. Н. Ванадий. М., «Наука», 1970, 246 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИКЕЛЯ

Никель был известен еще в глубокой древности. Он входил в состав сплава, из которого чеканили монеты в Бактрийском царстве (200 лет до н. э.). Из сплава никеля, меди и цинка в древнем Китае изготовлялись различные металлические изделия, попадавшие затем в другие страны Востока. В настоящее время никель применяется для получения различных нержавеющих сталей, сверхтвердых сплавов, конструкционных сталей, чугунного и стального литья, медно-никелевых сплавов, никелирования и в других целях.

Запасы никеля в некоторых странах приведены в табл. 8.

Содержание никеля в сульфидных рудах должно составлять не менее 0,5—1%, в силикатных — 1,3% и более.

Цена на рафинированный никель (99,5%) увеличилась с 1632 долл. за 1 т в 1960 г. до 2900 долл. за 1 т в 1970 г.

Таблица 8

Запасы и производство никеля в некоторых странах

Страна	Запасы, тыс. т		Добыча по годам, тыс. т			
	Общие	в том числе достоверные	1913	1938	1957	1971
Всего	72 160	33 620	31,8	112,0	239,0	505,4
В том числе:						
Канада	—	—	22,5	95,5	170,7	267,3
Новая Каледония	—	—	8,1	11,7	29,9	198,9 *
Австралия	—	—	—	—	—	31,0
Остальные страны			1,2	4,8	38,4	8,2

* Включая никель, извлекаемый из экспортированных руд.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ НИКЕЛЯ

Кларк никеля 0,0058%. Содержание его в ультраосновных породах примерно в 200 раз выше, чем в кислых ($1{,}2 \cdot 10^{-1}$ и $8 \cdot 10^{-4}$%). В ультраосновных породах преобладающее количество никеля связано с оливинами, содержащими 0,13—0,41% Ni. Он изоморфно замещает железо и магний. Небольшая часть никеля присутствует в виде сульфидов. Никель проявляет сидерофильные и халькофильные свойства. При повышенном содержании в магме серы возникают сульфиды никеля совместно с медью, кобальтом, железом и платиноидами. В гидротермальном процессе совместно с кобальтом, мышьяком, серой и иногда с висмутом, ураном и серебром никель образует повышенные концентрации в виде арсенидов и сульфидов никеля. В экзогенных процессах никель способен выщелачиваться из серпентинитов, переходить в раствор и мигрировать (при наличии в воде избыточной CO_2) в виде бикарбоната $Ni(HCO_3)_2$. Осаждение никеля происходит в связи с повышением pH растворов (при удалении избыточной CO_2) несколько позднее железа, но раньше кальция и магния. В коре выветривания, в зоне, где происходит коагуляция кремнезема, создаются условия для захвата ими закиси никеля и образования водных силикатов, а также содержащих никель ферри- и алюмосиликатов.

Главнейшими минералами никеля являются: пентландит $(Fe, Ni)_9 S_8$(22—42% Ni, 1—3% Co, Pd), никелин NiAs (40—44% Ni), хлоантит $NiAs_{3-2}$ (14,5—21,2% Ni), полидимит Ni_3S_4 (40—54% Ni, Co до 4%), герсдорфит NiAsS (26—40% Ni), аннабергит $Ni_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (37% NiO), гарниерит $(Ni, Mg)_4(Si_4O_{10})(OH)_4 \cdot 4H_2O$ (46% NiO), ревдинскит $(Ni, Mg)_6(Si_4O_{10})(OH)_8$ (51% NiO), шухардит $(Ni, FeAl)_6 [Si_3 (Si, Al)_4O_{10}) (OH)_8]$ (5—6% Ni).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения никеля возникают в связи с развитием магматических, гидротермальных и гипергенных процессов. С месторождениями никеля обычно ассоциирует то или иное количество кобальта. Никель концентрируется в трех генетических группах месторождений: 1) в собственно магматических, 2) в гидротермальных, 3) в месторождениях коры выветривания. При этом характерно, что все упомянутые генетические группы никелевых месторождений одновременно являются и его промышленными типами.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения никеля возникали в различные геологические эпохи. В протерозое и, возможно, в палеозое сформировались медно-никелевые месторождения Канадского (район Сёдбери и оз. Линн) и Скандинавского (Петсамо, Мончегорск в СССР, месторождения Норвегии и Финляндии) щитов. В протерозое образовались также гидротермальные кобальт-никелевые месторождения в Канаде (Кобальт в Онтарио). В палеозое получили развитие гидротермальные кобальт-никелевые месторождения (Ховуаксы в Тувинской АССР), а в нижнемезозойское время образовались месторождения медно-никелевых руд в Норильском районе и в Африке. Формирование силикатных никелевых руд, связанных с корой выветривания ультраосновных массивов, также происходило в различные эпохи: нижнепалеозойскую (месторождения Бразилии), верхнепалеозойскую и мезозойскую (месторождения Урала), мезозойскую и кайнозойскую (месторождения Греции, Новой Каледонии, Кубы и Индонезии).

В структурном отношении собственно магматические медно-никелевые месторождения занимают строго определенное место: они возникают на щитах либо на краях активизированных платформ и тяготеют к наиболее мобильным участкам. Отличительной особенностью платформенных месторождений является сближенность всех процессов формирования месторождений во времени. Этот вывод, в частности для Норильска, подтверждается тем, что габбродолериты вместе с заключенными в них сульфидными жилами пересекаются диабазовыми дайками и силлами. Для месторождений, расположенных на щитах (Сёдбери в Канаде), последовательность событий была иной и эпоха внедрения материнского интрузива отделена очень большим промежутком времени от эпохи непосредственного образования массивных руд.

Основной путь образования месторождений — это ликвация, которая может происходить по-разному в зависимости от содержания в кристаллизующейся магме прежде всего железа, серы, окислов кремния и алюминия. По экспериментальным данным Я. И. Ольшанского, присутствие железа и серы в силикатном расплаве повышает растворимость сульфидов, а добавка в расплав SiO_2 и Al_2O_3, наоборот, уменьшает их растворимость и способствуют ликвации. М. Н. Годлевский намечает две возможные схемы кристаллизационной дифференциации траповой (базальтовой) магмы:

1) по мере кристаллизации расплав все более обогащается железом, препятствующим ликвации. Образуются породы типа феррогаббро;

2) при кристаллизации содержание железа в расплаве непрерывно падает, а за счет вплавления сланцев происходит обогащение его Al и SiO_2, что ведет к ликвации расплава с образованием скоплений сульфидов.

Образовавшиеся в результате ликвации магмы сульфидный и силикатный расплавы в дальнейшем кристаллизуются независимо друг от друга, причем силикаты опережают кристаллизацию сульфидов на 200—300° С (М. Н. Годлевский и др.).

В зависимости от глубины магматического очага и места ликвации, а также от насыщенности сульфидного расплава летучими компонентами, внутреннего и внешнего давления и ряда других факторов выделение сульфидов могло происходить следующими путями:

1. Сульфиды выделялись в нижнем (глубинном) резервуаре. В дальнейшем в зависимости от геологической и тектонической обстановки они могли оставаться на месте или интрудировать в верхние горизонты.

2. Сульфиды выделялись в верхнем резервуаре в условиях медленного охлаждения и спокойного застывания интрузии (внутрикамерная дифференциация). Выделившиеся сульфиды кристаллизовались в промежутках между силикатными минералами (сидеронитовая структура) или чаще всего в виде капель опускались вниз с образованием донных (у контакта с подстилающими породами) и висячих (на некотором расстоянии от дна интрузии) залежей. Сульфиды могли быть отжаты и инъецированы с образованием сплошных руд (чаще по контакту массива с вмещающими породами). Я. И. Ольшанский показал, что сульфидный расплав обладает исключительно большой текучестью, значительно превышающей текучесть воды.

Таким образом, медно-никелевые месторождения образуются в результате как ликвационно-магматических, так и инъекционных процессов. К инъекционным относятся брекчиевидные руды краевых залежей месторождения Фруд (район Сёдбери), жильные тела месторождений Томпсон (Канада), Мончегорска и др.

Формирование сульфидных медно-никелевых руд при обоих процессах протекало при температуре 600—700° С (температура распада титаномагнетита) в последовательности: никельсодержащий пирротин — пентландит — халькопирит. Более поздними минералами являются борнит и миллерит. Таким образом, к концу процесса происходило обогащение расплава, а затем раствора медью и уменьшение концентраций железа и серы.

На щитах рудоносные массивы основных и ультраосновных пород внедрились в участки пересечения разрывных нарушений и в период становления подверглись стратификации. В этих массивах получили развитие горизонты пород с вкрапленным оруденением, а также секущие «расслоенность» пород крутопадающие рудные жилы. В зоне брекчированных пород, развитых по контакту массивов с вмещающими породами, образуются богатые брекчиевые руды.

Месторождения, возникшие на краях активизированных платформ, приурочиваются к наиболее поздним дериватам расслоенных основных интрузивов. Оруденение локализуется в нижних горизонтах дифференцированных интрузий или в подстилающих их породах. Отдельные месторождения контролируются зонами разрывов и нарушений на крыльях и бортах положительных и отрицательных пликативных структур различных порядков типа мульд, валов и куполов (на платформах), а также синклинальных складок и куполов (на щитах).

Геологические условия формирования гидротермальных никель-кобальтовых месторождений пока в деталях не установлены. Тем не менее одна общая особенность у этих месторождений выявляется достаточно отчетливо. Она выражается в том, что среди пород, слагающих рудоносные площади, на той или иной глубине залегают основные или ультраосновные массивы. В связи с этим предполагается, что источником никеля и кобальта, видимо, служили гипербазиты, из которых эти металлы извлекались просачивающимися гидротермальными растворами и обогащались ими.

Месторождения, связанные с корой выветривания, возникают в условиях латеритного выветривания ультраосновных пород. В зависимости от геологического строения рудоносных площадей, наличия или отсутствия карбонатных пород и особенностей строения рельефа, в пределах которого происходит выветривание, возникают рудные залежи различной формы: плащеобразные, жилообразные и более сложные, приуроченные к карстовым полостям.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ ЛИКВАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Медно-никелевые магматические месторождения являются комплексными и содержат кроме основных элементов Ni и Cu также Co, Pt, Au, Ag, Se и Te в количествах, обеспечивающих их рентабельное попутное извлечение. Эти *месторождения являются основным источником получения никеля* (более 70% всего производства). Они генетически связаны с интрузивными породами основного и ультраосновного состава (нориты, габбро, габбро-долериты, перидотиты, пироксениты), которые в большинстве случаев являются вмещающими породами. Интрузивные массивы, сложенные такими породами, обычно расслоены, слабо серпентинизированы, отличаются повышенным содержанием магния и серы. В составе руд основное значение имеют пирротин, пентландит, халькопирит с подчиненным развитием магнетита, реже диарсенидов никеля и кобальта. В рудах многих месторождений находятся также минералы платины — сперрилит, куперит и др.

Не все исследователи придерживаются взгляда о ликвационно-магматическом генезисе медно-никелевых руд. Американский ученый Етс и вслед за ним Н. А. Елисеев и другие считают, что эти месторождения образуются из пост*магматических гидротермальных растворов как путем непосредственного от*ложения рудных минералов, так и путем замещения силикатов, претерпевших гидротермальные изменения. Развитие в рудах пирит-бравоит-халькопирит-борнитовой ассоциации, а также кварца, хлорита, кальцита свидетельствует об участии гидротермальной фазы в рудообразовании. М. Н. Годлевский предполагает, *что в конце магматического процесса сухой сульфидный расплав непрерывно* переходил в водно-сульфидный и водный остаточные растворы, обогащенные летучими и щелочами, из которых и происходило отложение поздних сульфидов.

Перейдем к описанию типичных примеров медно-никелевых месторождений: Сёдбери в Канаде, Мончетундра и Норильское в СССР.

Месторождение Сёдбери — это типичное месторождение медно-никелевых руд, находящееся около оз. Онтарио. В геологическом строении месторождения *основное значение имеет массив основных пород, сложенный преимущественно* норитами, относительно резко переходящими в верхней части в породы гранитного состава, именуемые гранофирами. Массив, имеющий форму лакколита, совместно с осадочными породами верхнего гурона — конгломератами, туфами, сланцами, песчаниками и др., залегающими в его кровле, образует синклиналь *протяженностью 64 км и шириной* 27 км (*рис.* 33). *Общая мощность лакколита* несколько сот метров. На границе между основными и кислыми породами залегает горизонт гибридного происхождения (кварцевое габбро). Лакколит подстилается породами серии Сёдбери предположительно среднегуронского возраста, представленными граувакками, песчаниками, кварцитами, амфиболитами и др. Апофизы более молодых гранитов секут норитовый массив. Рудные тела залегают в виде относительно крупных залежей линзообразной формы, размещающихся в самых нижних горизонтах лакколита на границе между норитами и породами серии Сёдбери. Местами апофизы сульфидных залежей проникают и в подстилающие породы. Наиболее крупная и богатая (5—6% Ni) залежь Грейтон имеет протяжение около 300 м, горизонтальную мощность 55 м; на глубину она прослеживается более чем на 2000 м. Это рудное тело залегает вдоль южного края лакколита. В лежачем боку залежи развиты в основном *богатые массивные и брекчиевые руды. В висячем боку они сменяются* более бедными вкрапленными рудами (рис. 34). В южной оконечности лакко-

лита размещается и ряд других крупных рудных тел: Фруд, Гарсон и др. На северном крае лакколита среди подстилающих гранитов разместилось крупное рудное тело Левак.

Большинство рудных тел пространственно связано с кварцевыми диоритами или кварц-сульфидными брекчиями. Многие из рудных тел локализуются вдоль сбросов, зон скалывания или брекчий. Руда состоит из скоплений сульфидов во вмещающей породе и цементирует обломки последней либо сложена

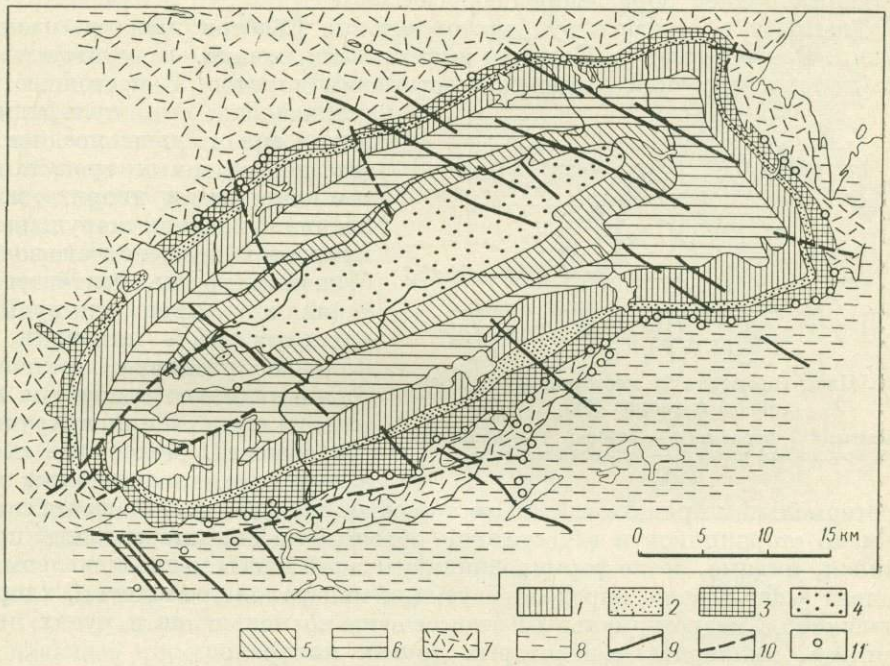


Рис. 33. Геологическая схема массива Сёдбери.

1 — гранофиры; *2* — кварцевые габбро; *3* — нориты; *4* — песчаники; *5* — сланцы; *6* — туфы, кварциты; *7* — архейские гранито-гнейсы; *8* — вулканогенные и осадочные породы (гуронские); *9* — диабазовые дайки; *10* — разломы; *11* — главнейшие месторождения

массивными сульфидами. Общее содержание сульфидов в руде варьирует в пределах 40—60% и более. Руды сложены пирротином, пентландитом и халькопиритом. Подчиненное значение имеют магнетит, кубанит, миллерит NiS, полидимит Ni_3S_4, никелин NiAs и кобальтин CoAsS. В качестве незначительной примеси отмечаются молибденит, сфалерит и галенит. Из платиновых минералов развит сперрилит. Руда содержит 4,44% никеля, 1,56% меди и 0,4 г/т платины. Наблюдается корреляция между содержанием в рудах меди и платины. В этом отношении наиболее богатым оказался рудник Фруд. Развитие структуры и магматизма на месторождении Сёдбери происходило в следующей последовательности:

1) интрузии дифференцированного норита;

2) интрузии гранита Крейтон, Муррей и сходных с ними гранитов в норит и в гранофир; обычно по контактам этой интрузии сопутствует брекчирование и изменение пород;

3) *интрузия кварцевого диорита с образованием рудоносных оффсетов* и плитообразных тел по контакту с норитом;

4) формирование сульфидных руд (видимо, вкрапленных);

5) интрузия мелких трапповых и аплитовых даек;

6) образование сбросов;

7) развитие рудоносных брекчий Фруд и аналогичных ей брекчий;

8) интрузия крупных трапповых даек;

9) *интрузия даек оливинового базальта*;

10) послерудное образование сбросов.

По вопросу о генезисе руд месторождения Сёдбери имеются различные суждения. Ранее Берлоу и Колеман высказывали мнение, что сульфиды накопились путем сегрегации в процессе остывания норитов. В настоящее время установлено, что сульфиды возникли значительно позднее норитов, пересеченных гранитами, затем кварцевыми диоритами. Последние оказались нарушены сколами и только после этого возникли брекчиевые руды. Фактический материал показывает, что руды представляют собой инъекции сульфидного расплава, сохранявшегося на глубине в жидком виде в течение становления интрузивных образований. Некоторые исследователи высказывали также мнение о гидротермальном происхождении месторождения Сёдбери. Однако эта гипотеза имеет мало сторонников и недостаточно обоснована. Гидротермальный процесс проявился, видимо, после формирования основной массы медно-никелевых руд. Он привел к замещению породообразующих минералов тремолитом, хлоритом, и, возможно, с гидротермальным этапом связано появление в рудах пирита, полидимита, миллерита и некоторых других минералов.

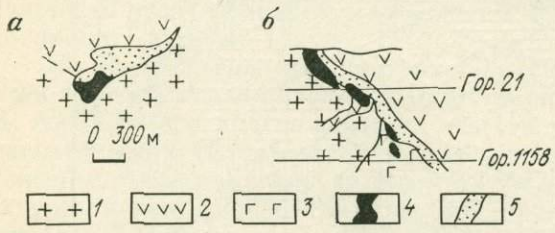


Рис. 34. План горизонта 21 месторождения Грейтон (*а*) и разрез (*б*).

1 — граниты; *2* — нориты; *3* — габбро; *4* — массивная и брекчиевая руда; *5* — вкрапленная руда

За время эксплуатации (с 1883 г.) получено более 4,7 млн. т никеля. Всего в районе Сёдбери выявлено более 50 месторождений, из которых 18 уже выработаны, 18 разрабатываются и 7 готовятся к эксплуатации. Достоверные и вероятные запасы района Сёдбери 4,9 млн. т со средним содержанием никеля 1,24%.

В последние годы в Канаде открыт новый *рудный район Томпсон* (провинция Манитоба), где выявлено девять месторождений медно-никелевых руд (Томпсон, Моак-Лейк, Мистери-Лейк, Пайп-Лейк, Соаб и др.). Основная масса руд развита в виде вкрапленности в серпентинизированных перидотитах с содержанием 0,5—0,7% Ni (отношение Ni/Cu = 15 : 1). Богатые массивные руды залегают в гнейсах, часто на значительном расстоянии от выходов основных и ультраосновных пород. Все месторождения приурочиваются к докембрийской тектонической зоне северо-восточного простирания, протягивающейся на несколько сот километров.

Медно-никелевые месторождения Мончетундры на Кольском полуострове приурочены к массиву среднепротерозойского возраста основных и ультраосновных пород, залегающему в форме лакколита. Массив вытянут в север-северо-восточном направлении. Подстилающими породами являются мигматизированные архейские гнейсы кольской серии с подчиненными им прослоями железистых

кварцитов. Рудоносный массив стратифицирован и в его составе выделяются следующие горизонты (сверху вниз): пироксениты, оливиновые пироксениты, полосчатые перидотиты и трактолиты (рис. 35). Из других особенностей внутреннего строения массива следует отметить развитие полосчатости в слагающих его породах, а также трещин отдельности. Среди последних выделяются продольные крутопадающие (S), поперечные (Q) и почти горизонтальные (L) трещины. Вдоль продольных трещин отдельности иногда развиваются сколовые нарушения, которые иногда сближены на расстоянии 10—15 см друг от друга и образуют зоны. Массив, кроме того, пересечен сбросами меридионального и северо-западного простирания, сопровождающимися тектонической глинкой, а также разноориентированными дайками диабазов и кварцевых порфиров.

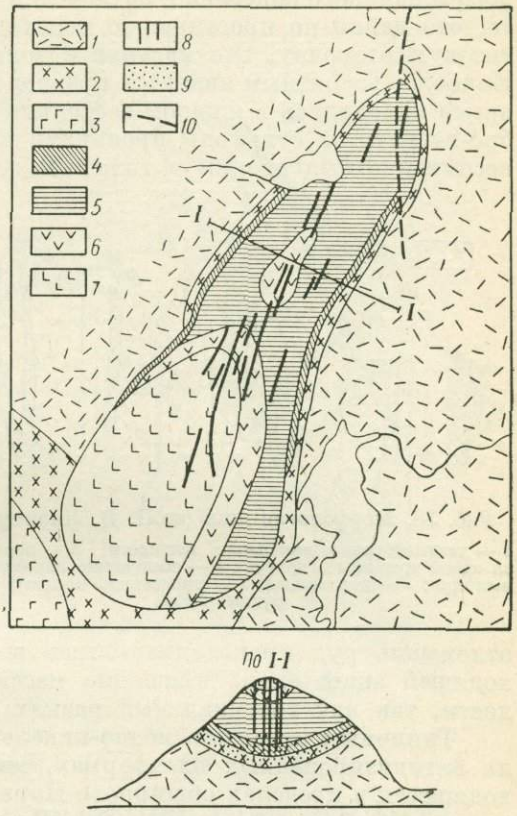


Рис. 35. Схематическая геологическая карта гор Ниттис-Кумужья.

1 — биотитовые, биотит-гранатовые парагнейсы; *2* — диориты, диорито-гнейсы; *3* — габбро; *4* — кварц-биотитовые нориты; *5* — перидотиты; *6* — оливиновые пироксениты; *7* — пироксениты; *8* — массивные сульфидные руды; *9* — вкрапленные сульфидные руды; *10* — сбросы, зоны смятия

Развитие различных структурных элементов в массиве происходило в следующей последовательности: 1) трещины отдельности (контракционные), 2) сколы, 3) сбросы, 4) дайки, 5) рудные жилы. Рудные тела залегают в трещинах скола и имеют форму жил. От вмещающих пород рудные жилы часто отделены тонким прослоем тектонической глинки. Однако в некоторых случаях сульфидная руда приварена к вмещающей породе. Жилы, общее количество которых превышает 50, имеют плитообразную форму, иногда с резкими тупыми окончаниями вблизи поперечных крутопадающих либо пологопадающих трещин. Очень часто наблюдаются сдваивание жил, включения прямолинейных ксенолитов, а также апофизы и поперечные пристройки к основным жилам (рис. 36). В некоторых случаях жилы переходят из одной трещины в другую с образованием местных раздувов.

Морфология рудных жил резко усложняется в участках их сочленения с дорудными сбросами (рис. 37). Выполнены рудные жилы пирротином, занимающим 70—80% рудной массы, пентландитом (10—15%), халькопиритом (8—10%) и магнетитом (5—6%) нескольких генераций. Текстуры руд массивные, порфировидные (за счет выделения крупных кристаллов пентландита) и полосчатые. Наиболее крупные кристаллы пентландита отмечаются в раздувах жил. В местах окончания жил как по падению, так и по восстанию вместо ассоциации пирротин + пентландит + халькопирит возникает новая ассоциация

магнетит + виоларит + халькопирит + кубанит + борнит, что свидетельствует об окислительных реакциях в конце процесса. Среди даек интрузивных пород в рудоносном массиве развиты также габбро-норитовые пегматиты. Эти породы сложены на 70—80% крупными идиоморфными кристаллами светло-серого зонального андезина и на 20—25% темноцветными минералами. Интересно, то, что дайки по простиранию переходят в сплошные сульфиды через магнетитовую оторочку. Это явление в должной мере пока не нашло объяснения. Наиболее вероятным является предположение, что рудная фракция длительное время находилась в жидком состоянии и в процессе кристаллизации даек габбро-пегматитов сульфиды проникали в мелкие трещины. Рудоносный раствор несомненно был вязким и тяжелым, что подтверждается фактом нахождения в руде ксенолитов даек диабазов, которые могли быть отторгнуты от коренных даек и перенесены на расстояние не менее 150 м.

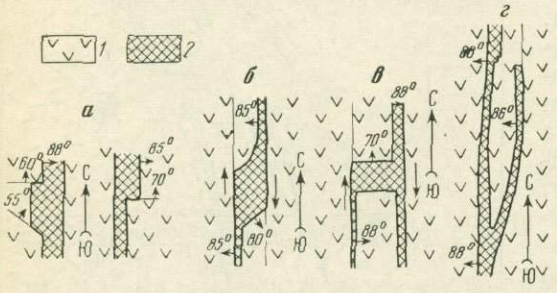


Рис. 36. Морфология жил (по П. В. Лялину).

а — уступообразное изменение мощности; б — переход из одной трещины в другую; в — соединение параллельных жил; г — раздвоение; 1 — вмещающие породы; 2 — рудные жилы

Наблюдаемая морфология рудных жил, которая была охарактеризована выше, явилась результатом малоамплитудных движений вдоль сколовых трещин, вызванных как бы встряхиванием рудоносного массива. Эти движения, видимо, происходили синхронно с поступлением рудоносных растворов из глубин, где они накапливались в связи с явлениями глубинной ассимиляции. Однако отложение руд происходило лишь в определенной критической зоне, проходящей значительно выше дна массива, в пределах которой возникали полости, так как вертикальный размах отдельных жил не превышает 400 м.

Типичным примером медно-никелевых месторождений, сформировавшихся на активизированных платформах, является *Норильское месторождение*, находящееся в пределах обширного Норильского рудного района, приуроченного к стыку Сибирской платформы с Енисейской зоной складчатости. Основным структурным элементом рассматриваемого района является Хантайско-Рыбинский вал, к востоку от которого находится западный край Тунгусской синеклизы (плато Сыверна), а к западу широкий мульдообразный прогиб Норильского плато. В основании этого плато залегают осадочные известково-глинистые и мергелистые породы девона, на которых, отделяясь нечетко проявленным несогласием, залегают песчано-глинистые породы среднего карбона — верхней перми, известные под названием тунгусской серии. Эта серия мощностью 130—225 м подразделяется на два отдела: 1) нижний, слабо угленосный, сложенный песчано-глинистыми сланцами с прослоями песчаников (средний, верхний карбон); 2) верхний, угленосный, состоящий из песчаников с пластами каменного угля (пермь).

На осадочных породах тунгусской серии залегает мощная толща лав, в которой выделяется четыре горизонта. Самый нижний из них относится к перми, остальные к триасу (рис. 38). Пермский период характеризовался излиянием лав спилитового состава и внедрением пластовых залежей титан-авгитового диабазового порфирита. С первым триасовым периодом связано формирование лав от более кислых вначале до основных (пикритовых диабазов) в конце;

он закончился интрузиями силлов пойкилоофитовых долеритов. Второй триасовый период начался излиянием базальтовых лав и закончился интрузиями рудоносных дифференцированных габбро-долеритов. В течение третьего триасового периода, согласно данным М. Н. Годлевского, кроме лав, образовались крупные дайкообразные тела габбро-долеритов.

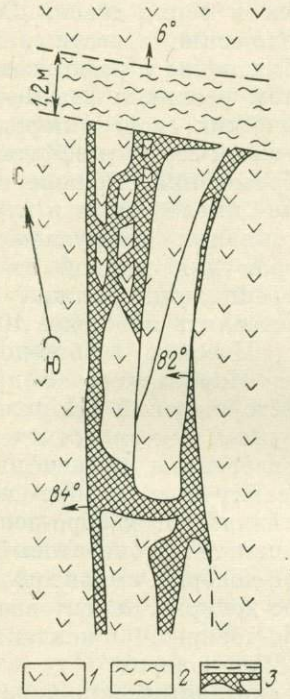


Рис. 37. Усложнение формы жилы в участке ее сочленения с дорудным сбросом (по П. В. Лялину, 1956).

1 — боковые породы; *2* — рассланцованные породы; *3* — сульфидная жила

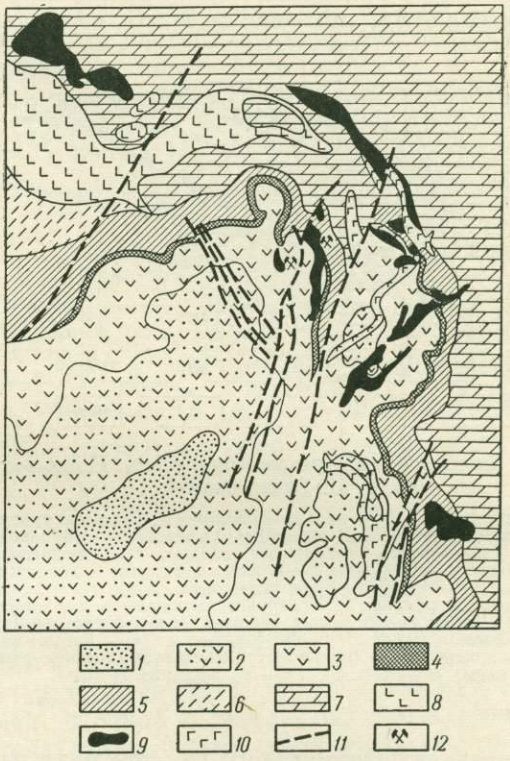


Рис. 38. Геологическая схема Норильского рудного поля (по Н. С. Зонтову).

1—3 — лавы вулканических циклов триаса: *1* — третьего, *2* — второго, *3* — первого; *4* — лавы пермского вулканического цикла; *5* — осадочные породы верхнего палеозоя (тунгусская серия); *6* — осадочные породы нижнего карбона (морские известняки); *7* — осадочные породы девона; *8* — долериты и габбро-долериты второго триасового цикла; *9* — дифференцированные габбро-диабазы второго триасового цикла; *10* — габбро-долериты третьего триасового цикла; *11* — сбросы; *12* — медно-никелевые месторождения. В целях упрощения на схеме не показаны интрузивные силлы пермского и первого триасового циклов

Норильское рудное поле представляет собой группу медно-никелевых месторождений, пространственно и генетически связанных с рядом сближенных между собой во времени интрузивных тел, дифференцированных габбро-долеритов второго триасового периода вулканизма. Они залегают в форме лакколитообразных и пластообразных залежей, полого секущих вмещающие породы, а также крутопадающих. Согласно М. Н. Годлевскому (1959), основными особенностями этих интрузий являются неоднородный петрографический состав и несимметрично-слоистое строение, связанное с постепенным изменением

состава от богатых оливином пикритовых габбро-долеритов внизу до микропегматитовых пород вверху.

Н. С. Зонтовым (1959) показано, что хотя отдельные интрузивные тела дифференцированных габбро-долеритов находятся на различных стратиграфических уровнях, но в общем они локализуются в пределах довольно узкого стратиграфического горизонта вблизи сравнительно маломощной тунгусской серии осадочных пород, размещаясь вдоль межформационных срывов и проникая в нижнюю часть лавовой толщи или в верхи девона. Это их положение отчасти находит объяснение в резко контрастном различии физико-механических свойств пород тунгусской серии и эффузивных образований. Важное значение имела также и глубина остывания интрузивов, которая для полной их дифференциации должна была составлять не менее 1000 м.

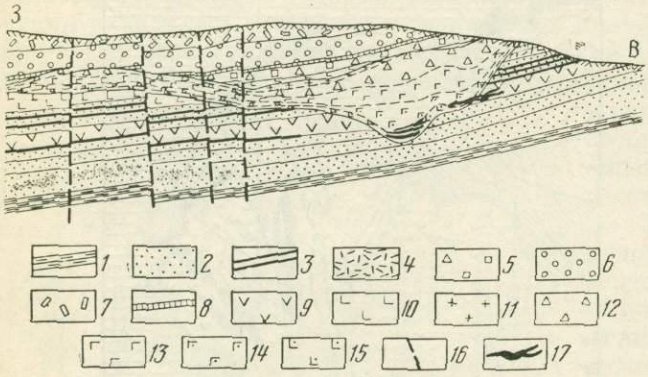


Рис. 39. Схематический разрез интрузива Норильск I (по М. Н. Годлевскому).

Вмещающие породы: *1* — девонские осадки; *2* — породы тунгусской свиты; *3* — угли; *4* — щелочные диабазы; *5* — двуполевошпатовые базальты; *6* — толеитовые диабазы; *7* — плагиофировые базальты; *8* — туффиты; *9* — титан-авгитовые диабазовые порфириты; *10* — лабрадоровые порфириты; породы дифференцированного интрузива: *11* — гибридные породы и диабаз-пегматиты; *12* — габбро-диориты и габбро; *13* — офитовые и пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты; *14* — пикритовые габбро-долериты; *15* — такситовые и контактовые габбро-долериты; *16* — сбросы; *17* — сульфидные жилы

Массивы габбро-долеритов Норильского и других месторождений Норильской группы, как уже отмечалось, подвергнуты стратификации (сверху вниз): габбро-диорит, оливиновый габбро-долерит, оливиновый биотитовый габбро-долерит, пикритовый габбро-долерит, такситовый габбро-долерит, контактовый габбро-долерит.

В пределах Норильского рудного поля развиты сингенетические вкрапленные медно-никелевые руды, сложенные пирротином (52%), халькопиритом (28%), пентландитом (20%) и минералами платины. Руды развиваются внутри дифференцированных габбро-долеритов в их лежачем боку (рис. 39) и получили распространение в контактовом такситовом и пикритовом габбро-долерите. Кроме того, развиты пологие жилы массивных руд, размещающиеся в прогнутых контактах нижней поверхности рудоносных массивов и частью проникающие в подстилающие породы. Жилы в ряде случаев имеют достаточно сложную форму и сложены пирротином (70%), халькопиритом (13%) и пентландитом (17%). Встречаются также жилы, сложенные халькопиритом и миллеритом с содержанием последнего до 20%. Такие жилы проникают в породы лежачего бока. Согласно данным А. Д. Генкина, в норильских рудах присутствуют многочисленные минералы платины, число которых увеличивается при повышении в рудах содержаний халькопирита и кубанита, а также в висячих боках рудных жил.

Платиновые минералы (сперрилит, станнопаладинит, соединения Pt с Jr, Pd, Fe, Ni, Cu, Pb) выделяются позднее пирротина, пентландита и халькопирита и близко одновременно с самородным золотом и галенитом, которые встречаются в некоторых жилах. Предполагают, что платиновые минералы

возникли из остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами. Помимо пологих рудных жил и вкрапленного оруденения на Норильских месторождениях развиты также шлиры сплошных сульфидов, окруженных вкрапленными рудами, развивавшимися в такситовом и контактовом габбро-долерите. Формирование Норильского месторождения происходило путем ликвации на месте. Богатые шлиры, очевидно, возникали путем собирания капелек отликвировавших сульфидов в сгустки. Жилы массивных сульфидов образовались в связи с глубинной ликвацией и поступлением рудоносных растворов по разрывным нарушениям из остывавших на глубине очагов.

В районе Норильска в последние годы были обнаружены и другие месторождения медно-никелевых руд (Талнахское, Октябрьское и др.). Они приурочены к пластообразным и линзовидным телам дифференцированных интрузивов габбро-долеритов, тяготеющим к зонам древних разломов и получившим развитие в краевых участках мульд. Эти интрузивные тела выполняют полости отслоения и межформационные срывы, возникшие в связи с движениями вдоль разломов. Талнахская интрузия пространственно контролируется той же зоной глубинного разлома, что и Норильская интрузия. Разлом представлен серией протяженных субпараллельных разрывных нарушений, осложняющих крылья мульды; прослеживается он в север-северо-восточном направлении более чем на 100 км. Талнахский интрузив (средняя мощность его около 80 м) характеризуется отчетливой стратификацией, сходной с псевдослоистым строением норильского интрузива. Рудные тела представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными и сплошными рудами, залегающими в виде пластообразных (рис. 40) и линзообразных тел как среди никеленосной интрузии, так и в ее экзоконтактовой зоне. Экзоконтактовые рудные тела характеризуются отчетливой зональностью: по мере движения от интрузива в сторону вмещающих пород наблюдается смена существенно пирротиновых руд халькопиритовыми, а последних миллеритовыми. Во вкрапленных рудах преобладает пирротин. Среди сплошных руд выделяются разновидности пирротиновая, халькопиритовая, миллеритовая, талнахитовая и кубанитовая. Руды Талнаха по сравнению с норильскими отличаются меньшими содержаниями пирротина, значительным развитием талнахита ($CuFeS_{1,8}$), присутствием (в северо-западной части месторождения) арсенидов и антимонидов никеля (никелин, маухерит, герсдорфит, брейтгауптит), ассоциирующих с кальцитовыми прожилками. Последние пересекают пирротиновые руды.

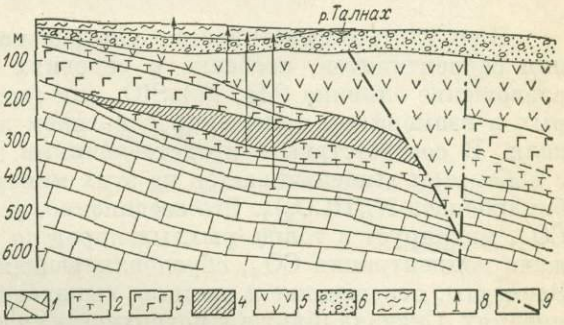


Рис. 40. Схематический разрез Талнахского месторождения (по Н. И. Плотникову).

1 — доломиты, известняки; *2* — тунгусская свита, сланцы; *3* — межпластовая интрузия габбрового состава; *4* — рудное тело; *5* — туфолавовая толща; *6* — галечники с гравием; *7* — глины; *8* — напорные уровни подземных вод; *9* — тектонические нарушения

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Это комплексные никель-кобальтовые месторождения, из которых добывается бóльшая часть кобальта. Они возникают в условиях средних температур и характеризуются широким развитием диарсенидов никеля и кобальта, а в ряде

случаев также высоким содержанием в рудах серебра. На рудоносных площадях часто обнажаются массивы диабазовых порфиритов либо серпентинитов, и многие исследователи высказывают мнение о генетической связи оруденения с этими массивами. Никель-кобальтовые месторождения, различающиеся по составу руд и геологическим условиям формирования, получили относительно широкое развитие. Они известны в Канаде, Марокко, Финляндии и в ряде районов СССР (в Тувинской АССР, Азербайджане, Киргизии). Классификация всех этих месторождений и описание типичных примеров будет приведено в разделе «Месторождения кобальта».

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В результате выветривания ультраосновных пород и продуктов их изменения серпентинитов, особенно в условиях тропического климата, происходит разложение оливина $(Mg, Fe)_2SiO_4$ или серпентина $Mg(SiO_4O_{10})\cdot(OH)_8$, в которых в изоморфном замещении с магнием находится некоторое количество никеля. В соответствии с представлениями И. И. Гинзбурга, никель совместно с кобальтом выщелачивается из этих минералов и переходит в раствор в виде бикарбоната $Ni(HCO_3)_2$. Это соединение, устойчивое в присутствии избыточной CO_2, мигрирует в толще рыхлых пород до тех пор, пока не будет резко понижена концентрация CO_2, обусловливающая повышение щелочности растворов. Элементы, перешедшие в раствор, выпадают из него неодновременно, на разных уровнях. Сначала (ближе к поверхности) идет накопление гидроокислов железа, затем несколько глубже никеля и частично кобальта. Наконец, последним из растворов выпадает глубже проникающий магний с образованием магнезита.

Никель накапливается в разрушающемся серпентине либо сорбируется глинами или же захватывается коагулирующимся кремнеземом. Образуются следующие минералы: гарниерит, нонтронит $(Fe, Al)_2(SiO_4)_{10}\cdot(OH)_2$, непуит $3NiO\cdot2SiO_2\cdot2H_2O(Ni, Mg)_6(OH)_8(Si_4)_{10}$. Никель может входить также в состав талька, частично пеннина.

Среди группы месторождений коры выветривания по форме рудных тел различают следующие промышленные типы: 1) плащеобразные, или площадного типа; 2) линейно вытянутые, или трещинные; 3) контактово-карстовые.

Месторождения площадного типа с характерным профилем выветривания (сверху вниз):

1) зона охр, состоящая на 50—75% из гидроокислов железа, глинистого материала;

2) нонтронитизированные серпентиниты со скоплениями гарниерита и ревдинскита в нижней части этой зоны;

3) выщелоченные серпентиниты с прожилками магнезита;

4) неизмененные или мало измененные породы.

Руда состоит из смеси гидроокислов железа, гидроокиси алюминия, глинистого материала с примесью никеля, хрома, кобальта и марганца. Мощность рудной зоны от 3—8 до 25—30 м, площадь измеряется несколькими квадратными километрами. Содержание Fe 30%, Ni от следов до 2,3%, Co от следов до 1,7—2%. Отношение Ni/Co в рудах соответствует 10 : 1. Эти месторождения концентрируют значительные запасы сравнительно бедных руд (СССР, Куба, Бразилия).

Месторождения линейно вытянутые, или трещинные. Продукты выветривания подчинены линиям относительно крупных разрывных нарушений и зон повышенной трещиноватости, прослеживающимся среди серпентинитов. Вдоль

этих зон происходило значительно более быстрое выветривание и на большую глубину. Из циркулировавших по трещинам растворов отлагались растворимые в них вещества с возникновением охристо-кремнистых образований. Продукты выветривания часто имеют симметричное расположение с зонами охр в центре. В составе этих зон выявляются «рудные», или «сетчатые», брекчии, а также каолинизированные и ожелезненные серпентиниты, содержащие гидросиликаты никеля. Руды довольно богатые. Месторождения подобного типа находятся в Новой Каледонии, в СССР и на Кубе.

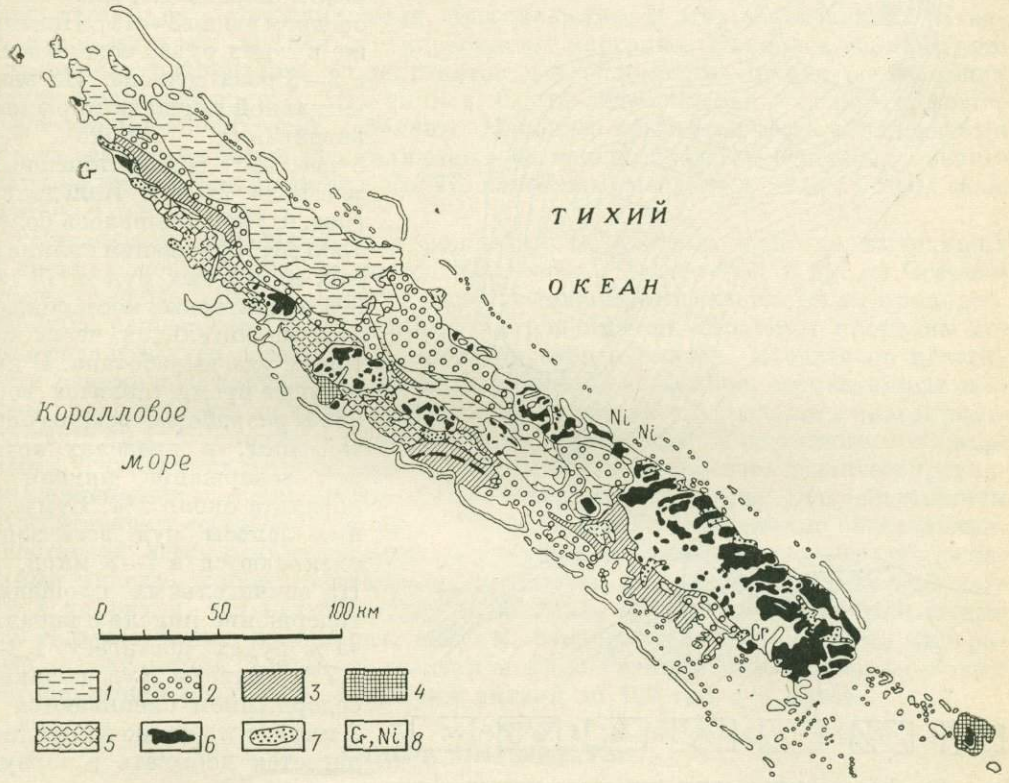


Рис. 41. Геологическая карта и полезные ископаемые Новой Каледонии (по Рутье).

1 — метаморфические породы; *2* — породы палеозойского и частично протерозойского возраста; *3* — осадочные породы эоценового возраста; *4* — послеэоценовые осадочные породы; *5* — базальтовые подводные потоки палеогенового возраста; *6* — белое — перидотиты и серпентиниты, черное — железистые латериты (элювиальные); *7* — аллювиальные латериты; *8* — важнейшие месторождения Cr и Ni

В *Новой Каледонии* происходило латеритное выветривание серпентинизированных массивов перидотитов третичного возраста. Здесь профиль выветривания характеризуется исключительной резкостью. Зона охр или латеритов при средней мощности 40—50 м залегает непосредственно на серпентинитах, пересеченных дайками габбро. Вся зона в среднем содержит до 60% Fe_2O_3, 18% SiO_2, 45% Al_2O_3 и 1,64% NiO. Содержание кобальта около 0,10% при отношении его к никелю 1 : 15. На глубине 10—27 м от поверхности зона охр местами обогащена рассеянным гарниеритом и содержание никеля здесь достигает 3—4%. Кроме того, гарниерит выполняет густую сеть прожилков,

образует гнезда и неправильные скопления, цементирующие брекчию серпентинитов и достигающие мощности 1 м и более. В этом случае концентрируются руды, характеризующиеся максимальным содержанием гарниерита. В нижних горизонтах охр местами наблюдаются повышенные концентрации асболанов, образующих гнезда, конкреции и корки. Помимо этого асболаны выполняют трещины и пустоты в серпентинитах. Содержание окиси кобальта в таких участках резко неравномерное, но в среднем равно 3—4%. Никеля же в таких рудах содержится в 2—3 раза меньше. На значительной площади коры выветривания (около 7—8 тыс. км^2) серпентинитовых массивов Новой Каледонии (рис. 41) насчитывалось более 1500 месторождений силикатных никелевых руд и более 300 кобальтовых месторождений, значительная часть которых уже выработана. В настоящее время ставится вопрос о разработке всей охристой зоны, в пределах которой содержание никеля и кобальта около 1%. Суммарные запасы руд всей зоны оцениваются в 4—5 млрд. т. На значительных площадях содержание никеля и кобальта в рудах достигает 1,2—1,7%. Запасы руд с таким содержанием оцениваются в 2 млрд. т и именно их предполагается добывать в первую очередь.

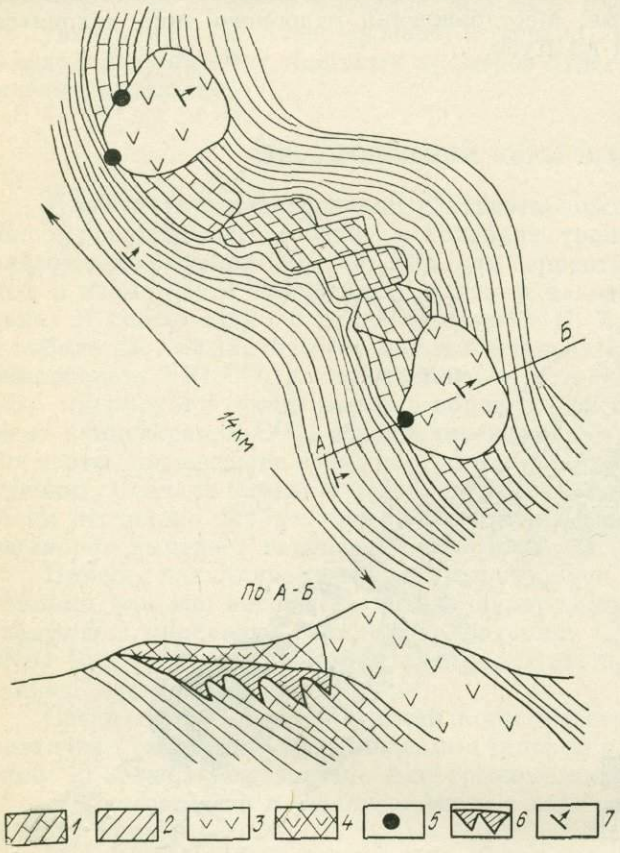


Рис. 42. Геологическая схема и разрез месторождения силикатных никелевых руд.

1 — мраморы; *2* — сланцы; *3* — серпентиниты; *4* — выщелоченные серпентиниты; *5* — месторождения; *6* — силикатные никелевые руды; *7* — элементы залегания

Месторождения контактово-карстового типа приурочены к тектоническим контактам серпентинитов с известняками. Последние под действием воды относительно легко растворяются с образованием карстовых пустот, которые заполняются глинистыми продуктами выветривания серпентинита, сланцев и других пород. Никель осаждается в глинах карста, образует налеты, натеки и прожилки в виде силикатов никеля. Наиболее благоприятными для образования подобных месторождений считаются условия, когда плоскость контакта наклонна и серпентиниты налегают на известняки. Среди этих месторождений выделяются как выходящие на дневной поверхности, так и скрытые на глубине.

На *Уфалейском месторождении* никелевое оруденение приурочено к тектоническому контакту между известняками и серпентинитами. Вдоль контакта

возникали относительно крупные карсты, в значительной части выполненные озерными отложениями. Условия распространения руд находятся в прямой зависимости от угла наклона контакта известняков и серпентинитов. При пологих контактах продукты разрушения серпентинитов непосредственно на известняках или в сочетании с обломочным, различно отсортированным материалом боковых пород выполняют в них карстовые углубления. При крутых контактах возникают линейно вытянутые зоны разложения с брекчией серпентинитов и вмещающих их пород. Руды сложены разрушенными и обохренными серпентинитами, тальк-карбонатными породами, а также различными обломочными, глинистыми и охристо-глинистыми образованиями. В этих образованиях развиты гидросиликаты никеля и гидроокислы марганца. Наиболее обильны они в продуктах разрушения серпентинитов и в обломочных рудах, залегающих вблизи мраморизованных известняков. Среди гидроокислов основное значение имеют никель-кобальтовые асболаны. Наиболее обычными и преобладающими во всех остальных типах руд являются собственно никелевые асболаны и псиломелан — руды с отношениями Co/Ni, колеблющимися от 1 : 2 до 1 : 80, чаще 1 : 10 — 1 : 50.

Примерами никелевых месторождений силикатных руд, не выходящих на дневную поверхность, являются *Шелеинское*, *Тюленевское* и др. на Среднем Урале. На первом из них среди сланцевых толщ протягивается пласт мраморов, разбитых разрывными нарушениями на ряд блоков. Мраморы прорваны серией согласных со слоистостью массивов серпентинитов. Позднее по поверхности разрывного нарушения, имеющего пологое залегание, серпентиниты оказались надвинутыми на мраморы (рис. 42). В результате создались благоприятные условия для накопления продуктов выветривающихся серпентинитов в карстовых углублениях на мраморах. В углубленных накопились дезинтегрированные серпентиниты и выветрелые тальк-алевритовые сланцы. Эти образования и представляют собой рудную массу. Никель входит в различные образования. В частности, здесь различают никель, входящий в решетку серпентинита (остаточный никель), сорбированный серпентинитом, изоморфно замещающий магний в хлоритах, тальках и других минералах, образующий самостоятельные минеральные формы (гарниерит, непуит), сорбированный глинистыми минералами (галлуазитом, ферригаллуазитом и др.). Размеры контактово-карстовых месторождений различны с запасами никеля до 100 тыс. т и более.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. — «Труды ИГН АН СССР», 1946, с. 1, вып. 80, 149 с.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951, 716 с.

Глазковский А. А. Никель. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 4. Госгеолиздат, 1949, 227 с.

Глазковский А. А. Никель. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965, с. 160—182.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959, 68 с.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 55—76.

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Физико-химические условия образования сульфидных норильских месторождений. — В кн.: Материалы конференции норильских геологов. Норильск, 1971, с. 239—242.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968, 351 с.

Зербригг Х. Месторождение Фруд-Стобби. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964, с. 307—328.

Зонтов Н. С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения Северного мыса горы Рудной (Норильский район). — «Геология рудных месторождений», 1959, № 5, с. 3—20.

Котульский В. К. О магматических и гидротермальных месторождениях. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 5, с. 147—148.

Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. — «Советская геология», 1948, № 29, с. 11—24.

Кусочкин В. И., Маутин В. А. Ni-промышленность капиталистических и развивающихся стран в 1968 г. и перспективы ее развития на ближайшие годы. Серия «Экономика мин. сырья и геологоразв. работ», № 26, ВИЭМС, М., 1970, 62 с.

Лихачев А. П. О природе магматических месторождений. — «Советская геология», 1973, № 5, с. 33—47.

Ольшанский И. Я. Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем. М., АН СССР, 1950.

Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. М., «Недра», 1971, 311 с.

Naldrett A. J., Bray J. G., Gasparrini E. L., Podolsky T. and Bucklidge J. C. Cryptic variation and the petrology of the Sudbury Nickel Irruptive. — Econ. Geol., v. 65, 1970, No. 2, p. 122—155.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОБАЛЬТА

Кобальт является основой получения всех жаропрочных сплавов. Применяется он также при изготовлении постоянных магнитов, сверхтвердых сплавов, в металлообрабатывающей промышленности, в химической промышленности и для получения специальных красок. Синие кобальтовые краски были известны и применялись широко в керамической и стекольной промышленности еще в глубокой древности, за 5000 лет до н. э. в Египте, а также в Иране, Ассирии, Индии и Китае. Секрет был на многие столетия утерян, а затем вновь найден в XVI в. Металлический кобальт впервые получен в 1735 г., но только после 1907 г. (открытие твердых сплавов «стеллитов») его роль в металлургии качественной стали резко возросла.

Запасы кобальта в некоторых странах приведены в табл. 9.

В медных рудах Заира среднее содержание кобальта 0,6%, а в медных рудах Замбии 0,07—0,25%.

Таблица 9

Запасы и добыча кобальта в некоторых странах

Страна	Запасы, тыс. т		Добыча по годам, тыс. т		
	общие	в том числе достоверные	1957	1968	1971
Всего	2842	1049	15,28	17,95	22,96
В том числе:					
Замбия	350	250	1,42	1,34	2,08
Заир	680	200	8,13	10,60	14,52
Финляндия	23	23	1,65	1,10	1,70
Канада	250	220	1,69	1,83	2,26
США	115	23	1,88	0,24	0,14
Остальные страны	1424	333	0,51	2,54	2,26

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ КОБАЛЬТА

Кобальт накапливается при магматических и гидротермальных процессах, а также в экзогенных условиях, связанных с формированием кор выветривания на ультраосновных массивах. Кларк кобальта 0,0018%.

Кобальт по сравнению с никелем геохимически ближе Fe^{2+}. Характерная его валентность 3. Содержание кобальта увеличивается от кислых до ультраосновных пород (примерно в 100 раз); хотя отношение Co/Ni в этом направлении уменьшается. В скарнах и медноколчеданных месторождениях оно составляет 30 : 1. В осадочных породах содержание кобальта очень низкое и только в глинистых отложениях приближается к кларку (0,003% или 30 г/т), а в осадках, содержащих гидроокислы железа и марганца, в ряде случаев колеблется от 0,1 до 2%. При экзогенных процессах при высоком окислительном потенциале кобальт переходит в трехвалентное состояние и концентрируется совместно с марганцем на поздних стадиях развития зоны окисления мышьяковых и сернистых соединений. В коре выветривания ультраосновных пород возникают асболаны и кобальтсодержащие псиломелан-вады с отношением Co/Ni 3 : 1. При процессах метаморфизма многими исследователями отмечается относительное накопление кобальта в пирите и преобладание его над никелем.

Главнейшими минералами кобальта являются: линнеит Co_3S_4 (40—53% Co), кобальтоносный пирит (Fe, Co)S_2 (до 3% Co), кобальтин CoAsS (26—34% Co), глаукодот (Co, Fe)AsS (18% Co), саффлорит $CoAs_2$ (16—20% Co), шмальтин ($CoAs_{3-2}$) (24—13,8% Co), сферокобальтит Co (CO_3) (45—47% Co), асболан m(Co, Ni)O$MnO_2 \cdot n H_2O$ (до 19% Co), эритрин $Co_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (11—29% Co), гетерогенит $CoO \cdot Co_2O_3 \cdot 6H_2O$ (?) (до 50% Co).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кобальт в том или ином количестве накапливается во всех генетических группах никелевых месторождений, но образует также и самостоятельные промышленные скопления в гидротермальной группе месторождений. В целом же кобальт концентрируется: 1) в собственно магматических, 2) в гидротермальных и 3) в экзогенных месторождениях, связанных с корой выветривания. Однако в первой и третьей группах кобальт является побочным продуктом, извлекаемым при обработке никелевых руд. Главное же промышленное значение на кобальт имеют гидротермальные месторождения, среди которых выделяются следующие промышленные типы: 1) никель-кобальтовые, 2) кобальтоносные медистые песчаники, 3) собственно кобальтовые. Последние разделяются на следующие формации: а) кобальтоносные пиритовые и б) кобальтиновые.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При характеристике никелевых месторождений, сопровождаемых кобальтом, нами рассмотрены основные эпохи формирования месторождений, а также отмечены главнейшие провинции, в пределах которых они находятся. В настоящем разделе мы кратко остановимся лишь на вопросах размещения собственно кобальтовых и кобальтсодержащих гидротермальных месторождений в различных геотектонических условиях и перечислим основные кобальтоносные провинции СССР.

В кристаллическом древнем фундаменте, слагающем горные цепи Анти-Атласа, находится кобальт-никелевое месторождение района Бу-Аззер в Марокко.

В древних метаморфических толщах разместились кобальт- и частью никельсодержащие полиметаллические месторождения Боудвин-Майн в Бирме и Брокен-Хилл в Австралии. Следовательно, в целом в метаморфизованных породах фундамента залегает большая группа гидротермальных кобальтовых месторождений верхнепротерозойского и более молодого возраста. Многие кобальтовые месторождения размещаются и в образованиях нижнего яруса палеозойских и мезозойских складчатых областей. Среди них могут быть упомянуты герцинские месторождения Ховуаксы в Тувинской АССР, Чалкуйрюк в Киргизской ССР, кобальтоносные пириты Пышминского месторождения, Шнееберг и другие месторождения Рудных гор, а также мезозойское Дашкесанское месторождение в Азербайджане. На активизированных платформах среди доломитов и песчаников верхнего протерозоя залегают крупнейшие месторождения кобальтсодержащих медистых песчаников (Заир и Замбия), а также некоторые кобальтсодержащие свинцово-цинковые месторождения (например, в юго-восточной части штата Миссури). Общей особенностью гидротермальных месторождений кобальта является преобладание жильной формы рудных тел. Однако кобальтоносные полиметаллические, залегающие в протерозойских образованиях, и медно-кобальтовые, сформировавшиеся на активизированных платформах, характеризуются развитием согласных со слоистостью пластовых рудных тел.

Кобальтоносные провинции СССР по положению в разновозрастных структурных сооружениях следующие:

1) Кольский полуостров, где развиты магматические месторождения, связанные с гипербазитами и залегающие среди докембрийских образований;

2) Уральская, Тувинская, Киргизская и Закавказская (Азербайджанская) провинции гидротермальных кобальтовых месторождений, сформировавшихся в палеозойских и частью мезозойских складчатых толщах;

2) Уральская и Украинская, связанные с мезо-кайнозойскими корами выветривания на молодых платформах.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В рудах собственно магматических месторождений, являющихся наиболее важным промышленным типом для никеля, независимо от геологических условий их формирования всегда содержится некоторое количество кобальта. При этом в подавляющем большинстве случаев кобальт входит в состав пентландита, где изоморфно замещает никель. Проведенные исследования многих месторождений показали, что отношение Co/Ni в рудах меняется от 1 : 50 до 1 : 60 и редко достигает 1 : 30 — 1 : 40. Кобальт извлекается в процессе выплавки никеля из руд на металлургических заводах.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди группы гидротермальных месторождений важное промышленное значение имеют никель-кобальтовые.

Никель-кобальтовые месторождения

Во всех месторождениях данного типа широко развиты арсениды и диарсениды никеля и кобальта — никелин NiAs, леллингит $FeAs_2$, саффлорит $CoAs_2$, раммельсбергит $NiAs_2$, триарсениды — скуттерудит $CoAs_3$, хлоантит $(Co, Ni)As_3$,

шмальтин $(NiCo)As_{3-x}$, а также герсдорфит NiAsS. Все эти минеральные образования часто ассоциируют с самородным серебром либо с его сульфосолями.

Перейдем к описанию двух типичных примеров месторождений: Ховуаксы в Тувинской АССР и Бу-Аззер в Марокко.

На площади *месторождения Ховуаксы*, согласно А. А. Богомолу (1970), обнажаются осадочные породы кембрия и силура, представленные аргиллитами и песчаниками, включающими прослои известняков. Породы смяты в складки и прорваны массивом лейкократовых биотитовых гранитов. Отдельные горизонты осадочной толщи подвергнуты интенсивному скарнированию. Мощность горизонта скарнов 150—200 м. Основным структурным элементом месторождения является крупный разлом, проходящий по контакту между отложениями кембрия и верхнего силура. С ним сопряжена серия трещин скола и отрыва, с которыми и связаны кобальт-никелевые рудные жилы. Среди них промышленное значение получили те, которые пересекают горизонт скарнов, развитый в отложениях верхнего силура (рис. 43). Рудные жилы, секущие скарны, имеют как крутое, так и пологое падение в восточных румбах. Мощность жил 0,1—0,15 м. Частично оруденение проникает из скарнов в аргиллиты висячего бока и в песчаники лежачего бока. Главное распространение в первичных рудах получили кальцит, доломит, никелин, раммельсбергит, шмальтин, хлоантит, скуттерудит и саффлорит. Из второстепенных минералов установлены сидерит, блеклая руда, халькопирит, сфалерит, галенит, самородный висмут и др. Среди минералов зоны окисления преобладают эритрин, аннабергит, арсенолит As_2O_3 и др.

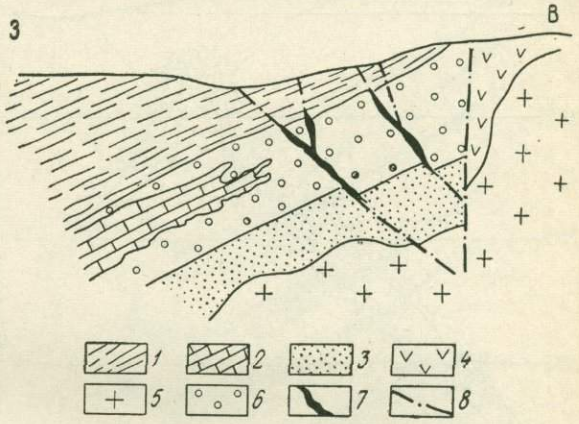


Рис. 43. Разрез месторождения Ховуаксы.

1 — алевролиты (S_2); *2* — известняки (S_2); *3* — песчаники (S_2); *4* — эффузивы; *5* — граниты; *6* — скарны; *7* — карбонат-арсенидные жилы; *8* — разрывные нарушения

Рудные жилы обычно имеют зональное симметрично-полосчатое строение. От зальбандов к центру наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов: гранат-пироксеновый скарн — кварц — хлорит — карбонат с реликтами скарнов — карбонат с колломорфными диарсенидами — шмальтин — саффлорит со скуттерудитом — никелин — раммельсбергит — поздний розовый кальцит (в центральной части). В рассматриваемом типе месторождений отношение Co/Ni колеблется от 1 : 2,7 до 1 : 5,5, что резко отличает их от магматических месторождений, связанных с основными и ультраосновными породами. Генетическая связь месторождений с диабазами, как это предполагалось для месторождений Кобальт в Онтарио, не подтвердилась, поскольку к дорудным образованиям относятся аплиты, рассекающие диабазы. Соответственно не исключена возможность общности магматического очага этих месторождений с гранитоидами, но никель и кобальт могли быть извлечены гидротермальными растворами из нижележащих серпентинитов.

Группа *месторождений Бу-Аззер* находится в центральной части Марокканского Анти-Атласа. В общей сложности в рассматриваемую группу входит

50 рудных объектов, из которых главными являются участок Бу-Аззер и месторождение Агбар, на которых начиная с 1934 г. добыто более 2 млн. т руды с содержанием 1—2% Со.

Геология месторождений Бу-Аззер охарактеризована Г. А. Крутовым (1970), по данным которого и дано описание.

Район месторождений приурочен к одному из выходов докембрийских пород горной цепи Анти-Атласа, находящихся в краевой части Африканской платформы. Среди пород получили развитие архейские ортогнейсы и залегающие на них несогласно метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя. Породы нижнего структурного этажа рассечены крупным разломом, вдоль которого размещается ряд тел офиолитов. Последние сложены серпентинитами и сопровождающими их породами, главным образом спилитами и кварцевыми диоритами. Все упомянутые образования перекрыты платформенными отложениями нижнего палеозоя, частью верхнего протерозоя. Никель-кобальтовое оруденение развивается в зоне брекчий по контакту серпентинитов с риолитами. Рудовмещающая кварц-карбонатная жильная масса в виде панциря окружает куполовидный выступ серпентинитов в верхней части и на склонах. Мощность рудоносного панциря достигает 30 м, а на глубину он прослежен на 400 м (рис. 44). Обычно рудная минерализация строго ограничивается пределами брекчированных и карбонатизированных пород. В серпентиниты руды не проникают, а в более хрупких породах, в частности в кварцевых диоритах и риолитах, рудные прожилки распространяются до первых десятков метров. Оруденение залегает в форме линз, а также четковидных жил и прожилков, прослеживающихся в брекчированной массе пород контакта. Иногда в форме рудного столба (жила 7/5 участка Бу-Аззер) оруденение прослеживается до глубины 255—300 м (рис. 45).

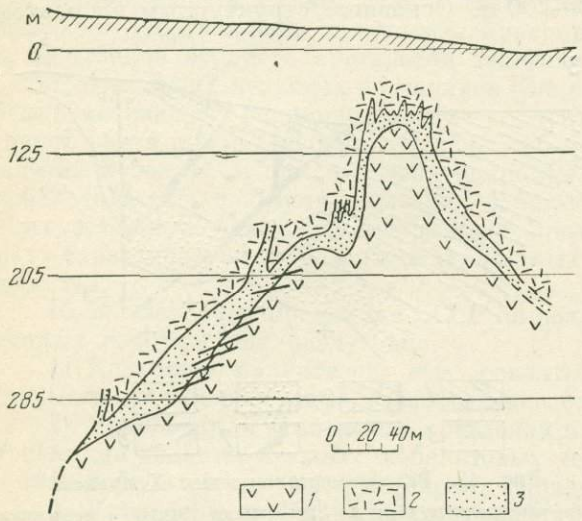


Рис. 44. Одно из сечений «жильного панциря» месторождения Агбар. По материалам архива Геологической службы рудника Бу-Аззер.

1 — серпентиниты; *2* — риолиты; *3* — рудовмещающая кварц-карбонатная жильная масса

Наиболее распространенными рудными минералами месторождений являются арсениды кобальта, железа и никеля групп скуттерудита, саффлорита-леллингита, раммельсбергита и никелина. Подчиненное значение имеют сульфиды меди (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин) и окисные соединения железа и хрома (магнетит, гематит, хромшпиннелиды). К редко встречающимся относятся герсдорфит, пирит, арсенопирит, кобальтин, молибденит, самородное золото, самородное серебро, браннерит (титанат урана), реальгар, аурипигмент и к еще более редким — блеклые руды, сфалерит, галенит, эмплектит ($CuBiS_2$) и виттихенит (Cu_3BiS_3). Среди нерудных минералов особенно

развиты карбонаты с преобладанием кальцита и доломита, а также минералы группы серпентина — антигорит, хризотил-асбест и др., ассоциирующие с тальком, стеатитом, гранатами и некоторыми другими минералами; местами широко распространены кварц и хлориты.

При сопоставлении данных по минеральному составу руд и характерному для них отношению Co/Ni отчетливо выявляется горизонтальная зональность в распределении оруденения. Выражается она в резком преобладании кобальта в центральной части рудоносной площади (участки Бу-Аззер и Агбар), неравномерном снижении его содержания по направлению к востоку и западу, наконец, в появлении существенно никелевых руд на восточном и западном флангах района. Сульфидная минерализация, относительно слабо проявленная на рудоносной площади, без существенного перерыва наложена на арсенидное никель-кобальтовое оруденение. Зона окисления прослеживается до глубины 30—50 м. В ее пределах развиты эритрин, аннабергит и другие минералы никеля, кобальта, меди, железа, реже марганца и других элементов.

Процессы, при участии которых был создан весь комплекс минеральных новообразований района, протекали начиная с конца нижнего протерозоя — времени внедрения по глубинному разлому магмы ультраосновного и основного состава. Серпентинизация ультраосновных пород отчасти, вероятно, была связана с процессами автометаморфизма, но позднее под влиянием крупных гранитоидных интрузий среднего и первой половины верхнего протерозоя была резко усилена. В еще более позднее время происходили интенсивные гидротермальные преобразования серпентинитов с развитием магнезиальных гидросиликатов, окислов железа и особенно широко распространенных карбонатов. Процессы рудной минерализации последовали за основной массой ранних карбонатов, служивших средой рудоотложения. Тесная пространственная связь никель-кобальтовых руд с серпентинитами, содержащими в среднем 0,02% Co и 0,2% Ni, привели Шуберта (Choubert, 1963) и других исследователей к выводу, что источником металлов для формирования руд являлись серпентиниты.

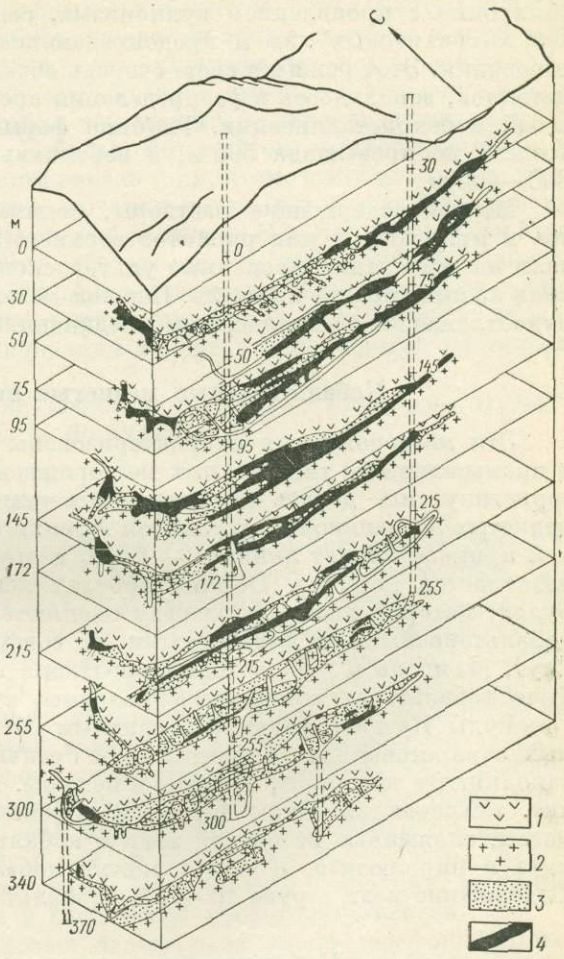


Рис. 45. Блок-диаграмма жилы (участок Бу-Аззер).

1 — серпентиниты; *2* — кварцевые диориты; *3* — кварц-карбонатная жильная масса; *4* — руда

Г. А. Крутов (1970) подтверждает такой вывод. Однако для формирования арсенидных руд с изменчивым отношением Co/Ni необходимо допустить избирательную мобилизацию металлов, меняющуюся от условий процесса. Оруденение формировалось в период между верхним протерозоем и нижним палеозоем синхронно с проявлением вулканизма, сопровождающегося накоплением андезито-трахитовых лав и предопределившего температурный режим рудообразования. Этот режим в свою очередь обусловил избирательное заимствование металлов, зональность в распределении арсенидных руд и степень их последующей перекристаллизации. Глубина формирования верхних частей месторождений не превышала 500 м, а вертикальный размах оруденения составлял 300—400 м.

Мышьяксодержащие растворы, поднимаясь вдоль контакта серпентинитов и прорванных ими риолитов верхнего докембрия, интенсивно воздействовали на серпентинизированные ультраосновные породы и, по-видимому, извлекали из них кобальт и никель. Перенос металлов, видимо, осуществлялся в зону рудоотложения комплексными соединениями.

Кобальтоносные медистые песчаники и доломиты

Эти месторождения охарактеризованы в качестве важного генетического и промышленного типа медных месторождений и поэтому подробную их характеристику мы давать не будем. Отметим лишь, что в ряде месторождений медистых песчаников Центральной Африки в состав руд в качестве промышленной примеси входят линнеит — Co_3S_4 и другие минералы, из которых кобальт извлекается попутно. Обычно кобальт концентрируется в халькопиритовых рудах, которые выше по разрезу сменяются халькопирит-борнитовыми (слабо кобальтоносными) и борнитовыми, не содержащими кобальта (рудники Норд, Саут, Мимдола в районе Чамбиши-Нкана в Замбии). Особый интерес для добычи кобальта представляют окисленные руды месторождения Катанги (Заир).

Руды Катанги развились главным образом в трещиноватых, выщелоченных закарстованных, окремнелых и брекчированных боковых породах. Руды заполняют в них поры, пустоты и пещеры. Главным минералом является малахит. Встречаются также черные и кофейно-коричневые порошково-землистые массы, сложенные из окисей меди и кобальта с некоторым количеством лимонита и пиролюзита, а также чистые кобальтовые окиси (стениерит $HCoO_2$). Содержание меди в руде 10—12%, кобальта 1—3%.

Кобальтоносные пиритовые месторождения

Эти месторождения известны в СССР на Урале. Типичным представителем является Пышминско-Ключевское колчеданное месторождение. Согласно А. П. Наседкину (1963), оно имеет много общих черт с медноколчеданными месторождениями Урала, но в отличие от них залегает не в полосе развития колчеданных месторождений, а приурочивается к восточной ветви зеленокаменных пород Среднего Урала (примерно в 25—30 км от главной полосы колчеданных месторождений). По особенностям геологического строения и минеральному составу кобальтоносные месторождения пирита могут рассматриваться в качестве своеобразного типа медноколчеданных месторождений Урала. Среди вмещающих пород резко преобладают основные эффузивы и в меньшей степени развиты осадочно-метаморфические породы силура — девона. Здесь же прослеживается полоса серпентинитов. Весь комплекс вмещающих пород интенсивно

метаморфизован и превращен в хлоритовые, лиственитовые, местами тальковые и кремнистые образования.

Рудные тела залегают в форме разобщенных линз и зон вкрапленников среди рассланцованных пород. Сложены они кобальтоносным пиритом, халькопиритом и пирротином, ассоциирующими с кубанитом, пентландитом и магнетитом; в небольших количествах обнаруживаются также линнеит и миллерит. Широкое развитие среди вмещающих толщ интрузивных пород основного и ультраосновного состава обусловило относительно высокое содержание никеля в рудах. Из сульфидов никель связан с пентландитом, никельсодержащим пирротином и частично с миллеритом. Кобальт, который определяет главную промышленную ценность руд, в основном связан с пиритом, частично также с пирротином и халькопиритом за счет включения в них линнеита. На глубоких горизонтах в некоторых зонах встречен кобальтин. Некоторые исследователи высказывают мнение, что источником кобальта, по-видимому, служил магматический очаг, хотя никель мог, по их представлениям, заимствоваться растворами из основных и ультраосновных вмещающих пород. Однако более обоснованным является мнение о выщелачивании кобальта рудоносными растворами из ультраосновных пород.

Из зарубежных месторождений кобальтсодержащего пирита следует упомянуть месторождение Оутокумпу в Финляндии.

Кобальтиновые месторождения

Кобальтиновые месторождения, в рудах которых основное значение приобретает кобальтин, преимущественно связаны с магнетитсодержащими скарнами. Типичным представителем таких месторождений является *Дашкесанское железорудное месторождение* в Закавказье. На площади этого месторождения обнажаются вулканогенно-осадочные породы средне- и верхнеюрского возраста, представленные порфиритами, туфами, туффитами и известняками, смятыми в синклинальную складку широтного простирания. В ядро складки внедрился сложно дифференцированный массив гранодиоритов нижнемелового возраста. Из основных пород широко распространены разновозрастные дайки диабазов, плагиоклазовых порфиритов и габбро-порфиритов. Скарноворудная залежь приурочена к межформационной зоне нарушений, развившейся по контакту известняков верхней юры с висячего бока и порфиритов с лежачего. Сложена залежь в основном магнетитовыми рудами. Процесс минерализации, по данным Г. А. Крутова (1959), развивался в следующей последовательности.

1. Отложение в мраморизованных известняках вдоль межформационной зоны волластонита, тремолита и актинолита; образование при повторных подвижках в той же зоне пластовых и гнездовых залежей гранат-магнетитового скарна с пироксенами, апатитом, гематитом, ильваитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом и другими минералами.

2. Выделение среди магнетита рассеянной вкрапленности кобальтсодержащего пирита по пологому контакту магнетитовых залежей и надрудных порфиритов и ороговикованных пород, а также выделение кобальтина с незначительным развитием глаукодота и кобальтсодержащего арсенопирита по контакту даек и магнетитовой залежи.

3. Отложение вдоль пологой межформационной зоны и контактов крутопадающих даек халькопирита, корродирующего кобальтин, с подчиненным количеством борнита, пирита, молибденита и сфалерита в ассоциации с кварцем, кальцитом и более поздними цеолитами.

Важно отметить, что отложение скарновомагнетитовой залежи, а также кобальтовых руд произошло после внедрения даек основных пород. Таким образом, время формирования оруденения значительно оторвано от времени становления массива гранитоидов.

Заканчивая краткое описание эндогенных кобальтовых месторождений, следует отметить, что кобальт в некоторых месторождениях накапливается в виде глаукодота (Акджилга, в Киргизской ССР). Минералы кобальта, а иногда и никеля установлены в некоторых свинцово-цинковых месторождениях. К ним, в частности, относится месторождение Боудвин-Майн в Бирме, где установлены герсдорфит и сульфоарсениды кобальта и железа. При этом содержание никеля достигает 2%, а кобальта 1%. Кобальт-никелевое оруденение развито также в двух свинцово-цинковых рудниках юго-восточной части штата Миссури — Миссури-кобальт и Ля-Мотт вблизи г. Фредериктаун. В рудах этих месторождений в ассоциации с марказитом, халькопиритом и небольшим количеством сфалерита, кальцита и кварца развит зигенит $CoNi_2S_4$.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Месторождения кобальта возникают в тесной связи с экзогенными месторождениями никеля при латеритном выветривании ультраосновных пород. Как уже говорилось в разделе «Месторождения никеля», кобальт в этих условиях накапливается в окислах марганца. Согласно Г. А. Крутову (1959), кобальтсодержащие гидроокислы марганца встречаются во всех зонах профиля выветривания площадного типа. Наиболее обогащены ими верхние горизонты обохренных и нонтронитизированных серпентинитов. Они наблюдаются в виде небольших гнезд и корочек, распределенных более или менее равномерно по мелким трещинам и пустотам, образующимся при оседании и механическом перемещении продуктов выветривания. В месторождениях линейного типа обогащение окислами марганца, содержащими кобальт и никель, происходит в зонах охр и брекчий, совпадающих с контуром промышленных никелевых руд. Отношение Co/Ni в асболанах площадной коры выветривания иногда приближается к единице. Однако в среднем для руд площадного развития коры выветривания это отношение составляет 1 : 20, повышаясь до 1 : 10 в более верхних горизонтах. В линейном типе выветривания количество кобальта в асболанах уменьшается и обычно отношение Co/Ni колеблется от 1 : 45 до 1 : 60.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богомол А. А. Особенности геологического строения и локализации оруденения Ховуаксинского кобальтового месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 30—45.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. — «Труды ИГН АН СССР», 1946, ч. 1, вып. 80, 151 стр.; 1947, ч. 2, вып. 81, 135 с.

Гинзбург И. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 5, с. 21—36.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959, 232 с.

Крутов Г. А. Кобальт. — В кн.: Металлы в осадочных породах. М., «Наука», 1965, с. 232—276.

Крутов Г. А. Месторождения никель-кобальтовых руд Бу-Аззер (Марокко). — «Геология рудных месторождений», 1970, № 4, с. 27—41.

Наседкин А. П. О структурных закономерностях распределения Cu-Co оруденения в западной части Пышминской зеленокаменной полосы. — «Труды Свердл. горн. ин-та», 1963, вып. 43, с. 87—95.

Уиксов В. А. Типы медно-никель-кобальт-мышьяковой минерализации в Алтае-Саянской складчатой области. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1958, вып. 5, с. 554—566.
Choubert G. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti—Atlas, t. 1. Notes Serv. Géol. Maroc, No. 162, Rabat, 1963, 352 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Вольфрам в виде соединения WO_3 был открыт в 1781 г. химиком Шееле в минерале тунгстене (впоследствии названном шеелитом), а двумя годами позже WO_3 был обнаружен в вольфрамите. Промышленное применение металл получил в конце XIX столетия в качестве присадки к сталям. В России впервые высококачественная сталь была выплавлена на Путиловском заводе в 1896 г. *Добавка вольфрама в сталь (от 1 до 20%) резко повышает ее твердость, одновременно* увеличивая прочность, упругость и тугоплавкость. В сочетании с Cr, Ni, Fe, Co и другими металлами вольфрам (в виде карбида вольфрама) образует высококачественные твердые и сверхтвердые сплавы. Значительное количество вольфрама потребляется в производстве специальных сталей: быстрорежущих, конструкционных, инструментальных, штамповых. Часть вольфрама используется при производстве безуглеродистых вольфрамовых сплавов, которые широко применяются в электротехнике для изготовления деталей радиоламп, вольфрамовых нитей накаливания, рентгеновских трубок и т. п.

Добыча вольфрама достигала максимума в периоды Первой (32 500 т) и Второй (около 50 тыс. т) мировых войн. В 1971 г. в некоторых странах добыча вольфрамового концентрата составила 24,5 тыс. т (табл. 10).

Примерно половина запасов и добычи вольфрама приходится на долю месторождений шеелитоносных скарнов, несколько более 40% — на долю жильных, преимущественно вольфрамитовых месторождений.

Промышленное значение в крупных месторождениях шеелита имеют руды с содержанием 0,1—0,2% WO_3, в средних — 0,3—0,5 WO_3. В крупных вольфра-

Таблица 10

Запасы и производство вольфрамовых концентратов в некоторых странах

Страна	Запасы WO_3, тыс. т		Добыча по годам, тыс. т			
	общие	в том числе достоверные и вероятные	*1913*	*1938*	*1957*	*1971*
Всего	866	517	8,55	32,5	22,1	24,5
В том числе:						
США	170	110	1,39	2,76	4,6	4,1
Боливия	37	15	—	2,53	2,6	2,6
Португалия	25	13	1,38	2,8	2,6	1,66
Бирма	40	20	2,7	3,4	0,4	—
Китай	—	—	—	13,4	—	—
Южная Корея	250	150	—	—	2,5	2,6
Австралия	80	50	—	—	1,4	1,6
Канада	30	16	—	—	0,87	2,27
Остальные страны	334	243	3,08	7,81	7,13	9,67

митовых месторождениях отрабатываются руды с содержанием 0,5—0,8% WO_3, в средних — 1—3% WO_3. Россыпи приобретают промышленное значение, если содержание в них WO_3 не ниже 200—300 г/т (0,02—0,03%).

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ВОЛЬФРАМА

Кларк вольфрама, по А. П. Виноградову, $1{,}3 \cdot 10^{-4}$%. Вольфрам генетически связан с гранитоидами, характеризующимися пересыщенностью глиноземом, высокой кислотностью, повышенным содержанием олова и фтора. Месторождения вольфрама локализуются как в самих материнских гранитных массивах и в их зонах экзоконтакта в песчано-сланцевых толщах (до 1 км от контакта), так и на контакте гранитоидов с карбонатными породами в зонах скарнов. Вольфрам легко образует летучие соединения с фтором, хлором, бором и накапливается в продуктах остаточной кристаллизации гранитной магмы. Согласно данным большинства исследователей вольфрам в начальные стадии рудного процесса выносится в виде галоидов, а затем, видимо, в виде силиковольфраматов типа $SiO_2 \cdot 12WO_3 \cdot 8KOH \cdot 10H_2O$.

В зоне окисления при выветривании минералы вольфрама подвергаются медленным изменениям. За счет окисления вольфрамита могут образоваться землистые массы желто-бурого и светло-желтого цвета, относящиеся к ферритунгститу $Fe_2O_3 \cdot WO_3 \cdot 6H_2O$, или реже желтовато-зеленые гидроокислы вольфрама тунгстит $WO_3 \cdot H_2O$, или H_2WO_4. Гюбнерит при окислении может образовать «псиломелановые» скопления, содержащие WO_3 (тунгомелан). В гипергенных условиях по шеелиту иногда образуются тунгстит и торотунгстит $2WO_3 \cdot H_2O + (ThO_2, ClO_2, ZrO_2)H_2O$. Вольфрам абсорбируется гидроокислами железа в зонах окисления вольфрамовых месторождений. Из других вольфрамсодержащих минералов в зоне окисления отмечаются штольцит ($PbWO_4$), чиллагит $Pb(W, Mo)O_4$, русселит $Bi_2O_3 \cdot WO_3$ и др. Основное промышленное значение имеют следующие минералы вольфрама: вольфрамит $(Mn, Fe)WO_4$(WO_3 76,5, W 60,6%), гюбнерит $MnWO_4$($FeWO_4$ не более 25%, WO_3 76,6%), ферберит $FeWO_4$ ($MnWO_4$ не более 25%, WO_3 76,3%), шеелит $CaWO_4$ (WO_3 80,6% W 63,9%).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Учитывая классификацию О. Д. Левицкого и др., среди вольфрамовых месторождений могут быть выделены следующие генетические группы с подразделением на классы и типы:

1. Контактово-метасоматические (скарновые)
2. Гидротермальные

А. Высокотемпературные

а. грейзеновые

б. кварц-вольфрамитовые

Б. Среднетемпературные

а. кварц-шеелитовые

б. кварц-сульфидно-гюбнеритовые

В. Низкотемпературные

а. ферберит-антимонитовые

3. Россыпи
4. Отложения горячих минеральных источников
5. Рассолы

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вольфрамовые месторождения формировались в различные эпохи. В докембрийскую эпоху происходило образование преимущественно небольших по масштабу пегматитовых месторождений в Юго-Западной Африке, Австралии, Канаде и Бразилии. В каледонскую эпоху формировались преимущественно кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения Заира и Трансвааля, а также относительно крупные месторождения скарновой формации в Северо-Восточной Бразилии. Более богата вольфрамовыми месторождениями (преимущественно кварц-вольфрамитовыми) герцинская эпоха, в течение которой возникли месторождения Казахской ССР, Португалии, Испании, Англии, Рудных гор (ГДР и ЧССР), Турции и Австралии. Наиболее крупные кварц-вольфрамитовые и скарново-шеелитовые месторождения Китая, Бирмы, Малайзии, США, Мексики и Южной Кореи образовались в киммерийскую эпоху (J_3 — Cr_1). Месторождения этого типа есть и в СССР. Известны также третичные кварц-вольфрамитовые месторождения в Боливии и шеелит-ферберит-антимонитовые в США и СССР (Грузинская ССР).

Вольфрамовые, оловянно-вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения распределены на земном шаре неравномерно. Многие из них размещаются в областях развития мощных песчано-сланцевых толщ, выполняющих прогибы разного возраста, и приурочены к выходам еще мало вскрытых эрозией массивов гранитоидов.

Структурные позиции вольфрамоносных и оловоносных районов, полей и месторождений определяются их приуроченностью как к складчатым областям, так и к активизированным. В первых из них вольфрамовые месторождения размещаются в зонах обрамления срединных массивов складчатых областей и в зонах внутренних геоантиклинальных поднятий.

Особенностью позиций вольфрамовых полей и месторождений, размещающихся *в зонах обрамления срединных массивов складчатых областей*, является то, что они приурочиваются как к краевой части складчатых областей, примыкающих к массивам, так и к периферии самих этих массивов. В последнем случае формирование месторождений обусловлено процессами тектоно-магматической активизации срединных массивов. Примерами могут служить срединные массивы Колымский, Агинский, в Забайкалье, плато Колорадо (США) и др. Вольфрамовые и олово-вольфрамовые месторождения верхнемезозойского возраста, тяготеющие к Колымскому массиву, частью приурочиваются к прилегающим к нему зонам мезозойской складчатой области, частью размещаются в зонах активизации палеозойских образований, слагающих краевые части самого массива. Ряд вольфрам-оловянных месторождений США находится в области мезо-кайнозойской складчатости, обрамляющей плато Колорадо. В Забайкалье олово-вольфрамовые месторождения приурочены к юрскому складчатому обрамлению Агинского массива.

К *геоантиклинальным поднятиям* тяготеют вольфрамоносные и олово-вольфрамовые рудные поля и месторождения Уральской, Калба-Нарымской, Чукотской, Восточно-Австралийской и других провинций. Вольфрамоносные рудные районы, поля и месторождения широко развиты в активизированных областях. Здесь известны месторождения как на активизированных щитах и послепротерозойских складчатых областях, так и на активизированных платформах. Вольфрамоносными являются активизированные щиты Бразильский, Австралийский и др., а также активизированные послепротерозойские складчатые области Хингано-Охотская, Центрально-Французская и др. Особенно много

вольфрамовых месторождений на активизированных платформах. К ним относятся крупнейшие месторождения, сформировавшиеся в период верхнеюрской активизации Китайской платформы. В процессе меловой активизации возникли вольфрамовые месторождения Кореи. Вольфрамоносны также краевые части активизированных платформ на границе со складчатыми областями (Рундквист, 1971).

Месторождения вольфрама обнаруживают исключительную связь с интрузивными породами гранитного ряда, характеризующимися гипабиссальными условиями формирования, небольшими размерами многофазностью становления.

Глубина формирования вольфрамовых месторождений 1200—1700 м. Они неизвестны в пегматитовых полях (пегматиты образуются на глубине 6000—8000 м), а также в районах развития гранит-порфиров и кварцевых порфиров, т. е. *приповерхностных образований, с которыми часто пространственно связано* молибденовое оруденение.

Вертикальный размах вольфрамового оруденения небольшой и составляет первые сотни метров, только для среднетемпературных вольфрамит-сульфидных месторождений он достигает 500 м и более. Структурное положение интрузивов, с которыми связано оруденение, определяется их приуроченностью к сводам антиклиналей, межформационным зонам, реже к древним вулканическим аппаратам.

Рудовмещающие структуры вольфрамовых месторождений во многом определяются механическим воздействием внедряющихся магматических масс на песчано-сланцевые толщи, наличием в последних ранее заложенных разрывных нарушений и процессами кристаллизации интрузивных массивов. В связи с этим выделяются следующие наиболее характерные рудовмещающие разрывные нарушения, локализующие высоко- и среднетемпературные вольфрамовые месторождения:

1) зоны повышенной трещиноватости в гранитном массиве вблизи и на некотором удалении от его контакта с вмещающими толщами осадочных пород;

2) разрывы, ориентированные параллельно поверхности кровли массива;

3) крутопадающие трещины отдельности в гранитах;

4) мелкая трещиноватость и разрывы в песчано-сланцевых отложениях.

На комплексных олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождениях довольно отчетливо проявлена горизонтальная и вертикальная зональность. В тех случаях, когда рудные тела олово-вольфрамовых месторождений залегают одновременно в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, обычно более богатые вольфрамовые руды тяготеют к интервалам рудных тел, залегающим в гранитах, а оловянная минерализация приурочена к жилам, развитым среди песчаников и сланцев. В комплексных молибден-вольфрамовых месторождениях молибденовое оруденение тяготеет к нижним частям жил, а вольфрамовое к верхним. Наряду с этим в большинстве рассматриваемых месторождений с глубиной возрастает количество сульфидов тяжелых металлов, а содержание вольфрамита уменьшается.

В заключение следует отметить, что основными вольфрамоносными районами СССР являются Северный Кавказ, Средняя Азия, Казахстан, Забайкалье, Дальний Восток и Северо-Восток.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ (СКАРНОВЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К контактово-метасоматическим относятся месторождения, залегающие среди гранат-пироксеновых скарнов и содержащие шеелит. Шеелит тесно ассоциирует с минералами скарнов либо выделяется совместно с более поздним

кварцем. Часто в таких скарнах развиты сульфиды, среди которых особое значение имеет молибденит. Этот минерал обычно со скарнами не ассоциирует и развивается преимущественно в виде так называемых «сухих» жилок либо заключен в кварцевых прожилках, секущих скарны.

По условиям залегания рудоносных скарнов среди рассматриваемых месторождений выделяются: 1) образованные на контакте гранитоидов и известняков; 2) возникшие на контакте любых силикатных пород (роговиков, сланцев, порфиритов и т. д.) с карбонатными; 3) скарноворудные залежи, залегающие среди гранитоидов.

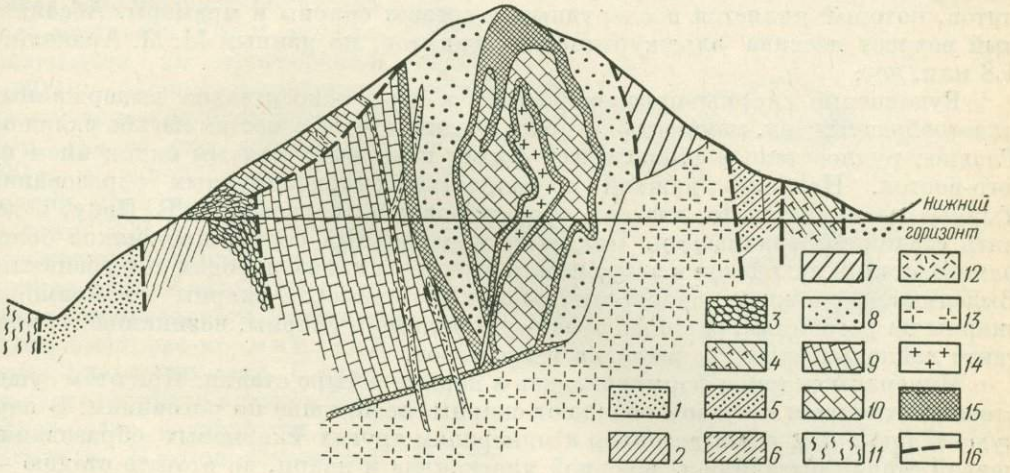


Рис. 46. Схематический геологический разрез Тырныаузского месторождения (по А. В. Пэку).

1—3 — мукуланская свита: *1* — песчаник; *2* — черные сланцы; *3* — конгломераты; *4* — вулканогенная свита; *5, 6* — зеленокаменная свита: *5* — аркозовые песчаники; *6* — черные сланцы; *7* — кварцевые плагиопорфиры; *8* — биотитовые роговики; *9* — слоистые мраморы; *10* — массивные мраморы; *11* — мигматиты; *12* — липариты; *13* — эльджуртинский гранит; *14* — лейкократовые гранитоиды; *15* — скарны и пироксеновые роговики; *16* — тектонические контакты

Типичным примером контактово-метасоматического шеелитового месторождения, залегающего на контакте силикатных и карбонатных пород, содержащего также и руды молибдена, является *месторождение Тырныауз*, находящееся на Северном Кавказе. Площадь месторождения приурочена к узкой тектонической зоне — грабену близширотного простирания, сложенному метаморфизованными и сильно дислоцированными отложениями среднего палеозоя и юры. С севера и юга эта зона граничит по сбросам с докембрийскими метаморфическими сланцами. Породы в пределах тектонической зоны представлены песчаниками, алевролитами, сланцами, конгломератами, туффитами, массивными и слоистыми мраморами и биотитовыми роговиками.

Вначале высказывалось мнение, что роговики залегают с мраморами согласно, на контакте их развились скарны и все эти породы образуют антиклинальную складку с синклинальным прогибом (рис. 46). Однако детальные исследования А. В. Пэка показали, что контакт между мраморами и роговиками несогласный, тектонический и скарны возникли в зоне дробления путем замещения как роговиков, так и мраморов. В первый этап исследования А. В. Пэк пришел к выводу, что структура месторождения Тырныауз связана с диапировым протыканием мраморами, способными к пластической деформации выше залегающих роговиков. Однако при дальнейших исследованиях было установ-

лено, что скарны и связанные с ними руды возникли в зоне межформационного дробления согласно залегающих мраморов и роговиков, обусловленной оползневыми явлениями еще в процессе осадконакопления.

Особенностью геологического строения месторождения Тырныауз является то, что на глубине под рудоносными скарнами залегает массив лейкократовых гранитов, характеризующийся крайне сложной морфологией поверхности, вызванной ответвлением от основного тела большого числа апофиз. На контакте этого массива, получившего название «Паук», с мраморами развиты скарны. На глубине около 500 м залегает массив так называемых эльджуртинских гранитов, который является послерудным и срезает скарны и мраморы. Абсолютный возраст массива эльджуртинских гранитов, по данным М. М. Аракелян, 1,8 млн. лет.

Рудоносные скарны прослеживаются в виде относительно выдержанных пластообразных тел, мощность которых увеличивается в местах изгиба складок. Главное рудное тело в плане имеет форму подковы с крутым склонением на юго-восток. Наиболее важной особенностью скарноворудных образований Тырныауза является то, что они сформировались, согласно А. В. Пэку, в девять стадий минерализации. При этом минеральный состав прожилков более ранних стадий находится в зависимости от того, в каких породах они возникли. Выделяются сложные скарновые жилки в мраморе, скарны по мрамору, скарны по роговикам, скарны гранат-сульфидные и скарны, возникшие на контакте лейкократовых гранитоидов и мраморов.

Минералы скарнов формировались в первые четыре стадии. При этом существенно отличным составом обладают скарны, возникшие по роговикам. В первую стадию в них дополнительно к минералам других скарновых образований первой стадии выделились основной плагиоклаз и кварц, во вторую стадию — плагиоклаз II, сфен, ортит и кварц. Рудные минералы начали кристаллизоваться во вторую стадию. Причем первыми кристаллизовались шеелит и молибденит в шеелите. Основная масса молибденита выделилась в третью стадию в ассоциации с гранатом III и кварцем. В четвертую стадию в некоторых образованиях выделялся лишь один гранат IV.

Начиная с пятой стадии стали кристаллизоваться минералы гидротермального происхождения, прямого отношения к скарнам не имеющие, а наложенные на скарны. При этом сульфиды цветных металлов и арсенопирит в основном отложились в седьмую стадию, а халькопирит, кроме того, и в девятую стадию. Более поздние исследования показали, что рудоносные скарны залегают не только на контакте массивных мраморов и роговиков, но также и на контакте слоистых мраморов и роговиков (рис. 47). Причем блок массивных мраморов окаймлен этими скарнами.

Месторождение Сангдон находится в Южной Корее и характеризуется той особенностью, что скарны и связанные с ними руды сформировались не на контакте изверженных и карбонатных пород, а внутри осадочной толщи. Это месторождение является крупнейшим в капиталистическом мире по вольфраму и висмуту. Согласно Ионг Вон Джону (Yong Won John, 1963), рудные тела залегают среди мергелей, песчаников и роговиков формации Майбонг (мощностью 200 м) на контакте их с перекрывающими известняками ордовика. Скарны и оруденение развились в зоне межформационного дробления, залегающей согласно с вмещающими породами (рис. 48). Рудовмещающая формация Майбонг подстилается кварцитами нижнего кембрия мощностью 2000 м. Изверженные породы на площади месторождения отсутствуют и ближайший выход (площадью около 3 км²) интрузивных гранит-порфиров удален от месторождения

на 4 км к востоку. Рудоносная толща простирается в северо-восточном направлении 75—80° и моноклинально наклонена к юго-востоку под углом 15—30°, слагая южное крыло синклинальной складки, осложненной региональным сбросом меридионального простирания и рядом более мелких разрывов. Серия небольших разрывных нарушений развита под рудоносной зоной.

Рудные тела месторождения Сангдон в известковистых слоях формации Майбонг имеют плитообразную форму и залегают параллельно слоистости пород. Выше основного рудного тела на расстоянии 30 м залегает рудное тело висячего бока, имеющее мощность 7 м и прослеживающееся по простиранию на 800 м. Мощность главного рудного тела колеблется от 3 до 4,5 м. Общее его протяжение 1000 м, но основная масса оруденения локализована на протяжении 700 м. На глубину оруденение прослежено на 300 м. Главное рудное тело состоит из гранат-пироксенового скарна, роговообманково-кремнистой руды и кварцевых жил. В скарнах, залегающих в висячем боку рудного тела, содержится 0,2—0,3% WO_3. В роговообманково-кремнистых рудах, залегающих в средней части рудного тела, содержится 1—2% WO_3.

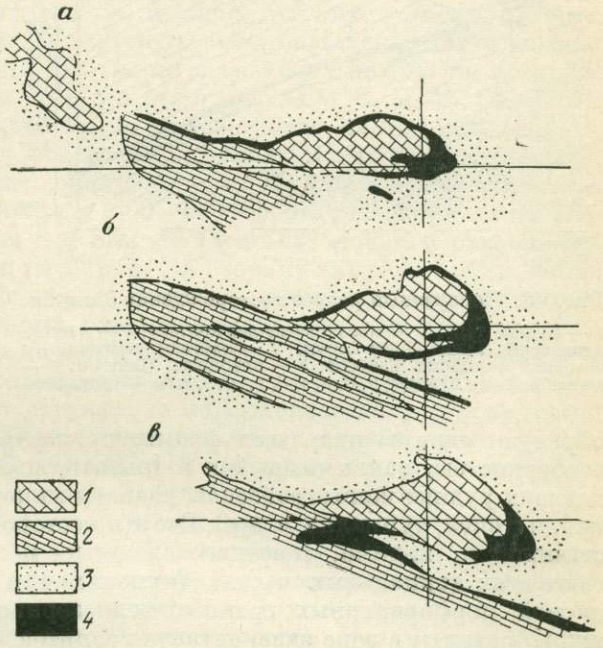


Рис. 47. Геологические планы трех горизонтов (по А. В. Пэку).

Горизонты: *а* — верхний, *б* — средний, *в* — нижний *1* — мраморы «массивные»; *2* — мраморы «слоистые»; *3* — биотитовые роговики; *4* — скарны

Главным жильным минералом является роговая обманка с подчиненным развитием биотита и диопсида. Однако в самых богатых рудах, содержащих WO_3 более 2%, Bi 0,46% и Mo 0,12%, главными минералами являются биотит, серицит и хлорит с подчиненным количеством роговой обманки. Кварцеворудные жилы получили максимальное развитие в центральной части рудоносного горизонта. Фланги рудного тела сложены убогими рудами, которые сменяются по простиранию зоной средних руд, в свою очередь сменяющихся обогащенным участком, залегающим в средней части рудного тела. Главное рудное тело пересекается серией разрывов, которые относятся к послерудным, но, видимо, некоторые из них являются и дорудными.

Рудные минералы представлены шеелитом, вольфрамитом, молибденитом, бисмутинитом и тетрадимитом. Кроме того, широкое развитие получили пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и магнетит. Отмечено также некоторое количество касситерита и самородного золота. Из жильных минералов развиты кварц, диопсид, андрадит, эпидот, роговая обманка, биотит, хлорит, серицит, флюорит, кальцит и немного апатита. Вольфрамит развит в небольшом количестве только в кварцевых жилах.

В целом формирование месторождения происходило в две стадии: скарновую и более позднюю молибденит-шеелитовую. Выясняя вопрос генезиса месторождения, следует отметить, что вблизи обнажения гранит-порфиров развиты магнетит-халькопиритовые месторождения, характеризующиеся высоким содержанием золота. На расстоянии 2 км к юго-западу от этого массива находятся оловоносные мусковитовые пегматиты. Можно предполагать, что вольфрамовое месторождение Сангдон и другие упомянутые обладают общностью магматического очага с гранит-порфирами.

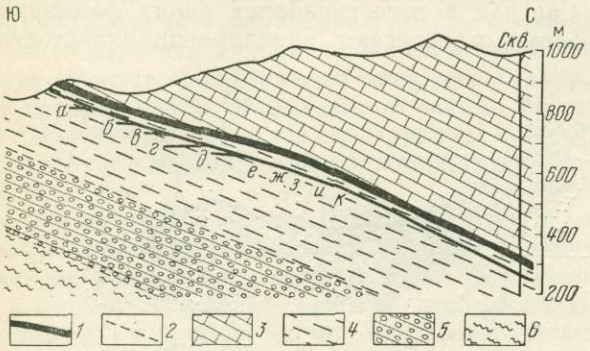


Рис. 48. Поперечный разрез месторождения Сангдон.

1 — рудное тело; *2* — предполагаемый контакт; *3* — известняки серии Грент Лаим Стоун; *4* — мергели, песчаники и роговики формации Майбонг; *5* — кварциты Чангсан; *6* — докембрийские сланцы; *а, б, в, г, д, е, ж, з, и, к* — горизонты

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Все основные типы высокотемпературных гидротермальных месторождений вольфрамовых руд, сопровождаемые грейзенизацией вмещающих пород, образуют единую кварц-вольфрамитовую формацию и обладают одной общей особенностью, заключающейся в том, что в составе руд и особенно сопровождающих рудные жилы грейзенов развиты минералы, содержащие летучие соединения (топаз, турмалин и др.). Все эти месторождения находятся в пространственной и, видимо, генетической связи с массивами кислых гранитов и залегают в их апикальных частях (куполах или выступах), характеризующихся сменой порфировидных гранитов мелкозернистыми разностями. Реже рудные жилы развиты в зоне экзоконтакта гранитов, сложенных обычно песчано-сланцевыми отложениями.

Очень часто мощные зоны рудоносных грейзенов развиваются в апикальной части массивов гранитов под сланцами или окварцованными песчаниками, играющими роль полупроницаемых экранов для поступающих снизу растворов. Для рудовмещающих гранитов характерно развитие даек аплитов и пегматитов, а также меланократовых шлир, возникших обычно за счет ассимиляции пород кровли. Дайки лампрофиров встречаются далеко не всегда. Грейзеновые месторождения обычно находятся на площадях, характеризующихся малым эрозионным срезом.

В рудоносных жилах и сопровождающих их грейзенах основное значение имеет вольфрамит. Однако в ряде месторождений в состав руд входят, кроме того, касситерит и некоторое количество молибденита. Таким образом, месторождения являются комплексными (W, Sn, Mo и др.). В связи с тем, что отделение металлических соединений от магматического очага происходит, по-видимому, в виде галоидов, появление комплексных руд, возможно, вызвано хлоридами и фторидами упомянутых металлов, температура кипения которых равна (в °С): MoF_6 35, $MoCl_2$ 218, WF_2 17,5, WCl_6 346,7, SnF_4 705, $SnCl_4$ 114. Ф. В. Чухров высказал предположение, что в зависимости от преобладания тех или иных галоидов могут возникнуть только вольфрамовые либо комплексные руды, содержащие наряду с вольфрамом также олово, а иногда и молибден.

Во многих рудных жилах развиты обогащенные участки, образование которых, по мнению одних ученых (О. Д. Левицкий и др.), связано с раскристаллизацией коллоидов кремнезема вокруг центров кристализации вольфрамита, а по мнению других, они приурочиваются к наиболее раздробленным интервалам кварцевых жил. В некоторых случаях обогащенные вольфрамитом участки появляются вблизи контакта кварцевых жил с дайками основных пород (например, на Букукинском месторождении).

В характеризуемых месторождениях отчетливо выделяются два структурно-морфологических типа рудных тел. К первому из них относятся жилы, а иногда и штокверковые зоны, развитые вдоль раскрывшихся крутопадающих либо полого наклоненных трещин отдельности в гранитах или на их контакте с породами кровли. Рудные тела, как это было показано Е. П. Малиновским (1965), формируются в относительно закрытых системах, обычно при высоких температурах и характеризуются развитием большого количества минералов, содержащих летучие составляющие. Грейзены, развившиеся в таких условиях, *относятся к высокотемпературному типу* (500—600° С), *отличающемуся преобладанием* кварца над слюдой. Рудные тела обычно имеют небольшой вертикальный размах и быстро выклиниваются с глубиной. Ко второму типу относятся жилы, приуроченные к сколовым нарушениям и сопровождающиеся более низкотемпературными грейзенами, в которых слюды преобладают над кварцем. Эти жилы больше обогащены сульфидами и они характеризуются значительным вертикальным размахом. Такие месторождения образуются в относительно открытых системах. Рудные тела второго структурно-морфологического типа не всегда относятся к высокотемпературным минеральным образованиям, часто сопровождаются не грейзенизацией, а березитизацией вмещающих пород и относятся к среднетемпературному классу, который будет рассмотрен ниже.

Высокотемпературные (грейзеновые) месторождения известны во многих странах. Они встречаются в восточной ветви Тихоокеанского пояса, прослеживаемой от полуострова Сьюард (Аляска) на севере до Тасмании на юге. Здесь они связаны с молодыми (мезозойскими) гранитоидами. Другая важная провинция охватывает системы палеозойских складчатых областей Казахстана, Алтая, Средней Азии и Урала. В мировой добыче руд вольфрама и олова эти месторождения имеют важное значение (Франция, Португалия, Испания, Чехословакия, КНР, Австралия, Африка).

Типичными их представителями являются месторождения района массива Цзянси в Южном Китае, месторождение в Казахстане и Букукинское месторождение в Забайкалье.

Олово-вольфрамовый район массива Цзянси входит в состав Наньлинского *оловоносного пояса. Он расположен в южных провинциях Китая* (Цзянси, Хунань и Гуандун) и занимает ведущее положение по запасам и добыче вольфрамовых концентратов не только в этой стране, но и в мире. Согласно данным Ке Чин-хсу (Ke Chin-Hsy, 1943), площадь, в пределах которой развито оруденение, *составляет около 2400 км*². *Долины сложены красноцветными осадочными* толщами мелового и третичного возраста, а возвышенности — разнообразными слоистыми толщами палеозоя и мезозоя (триас и юра). Все доюрские толщи начиная от нижнего палеозоя до верхнего триаса включительно смяты в крутые, пережатые складки с осями, вытянутыми в северо-западном направлении. Отложения юры собраны в пологие складки северо-восточного и восток-северо-восточного простирания. В районе широко развиты рудоносные массивы послеюрских гранитов, именуемые гранитами Нанлинг. Вольфрамовые, олово-вольфрамовые и оловянные месторождения залегают в самих

гранитах, широко проявлены в зоне экзоконтакта и развиты также в удалении (до 10—15 км) от вскрытых выходов гранитов.

Рудные жилы обычно ориентированы в северо-западном и близширотном направлениях перпендикулярно осям более молодых складок и соответственно параллельно осям более древних складок. Вольфрамовое оруденение сформировалось позднее аплитов и пегматитов, которые пересекаются рудными телами без заметных смещений. Кварц-вольфрамитовые жилы сопровождаются грейзенизацией вмещающих пород, выраженной в обогащении их кварцем, мусковитом и литиевыми слюдами, а также турмалином, флюоритом и небольшим количеством рудных минералов. Сами рудные жилы выполнены кварцем двух генераций, с которыми ассоциируют полевой шпат, мусковит, берилл, флюорит, немного турмалина, танталит-колумбита, шеелита и касситерита и значительное количество вольфрамита.

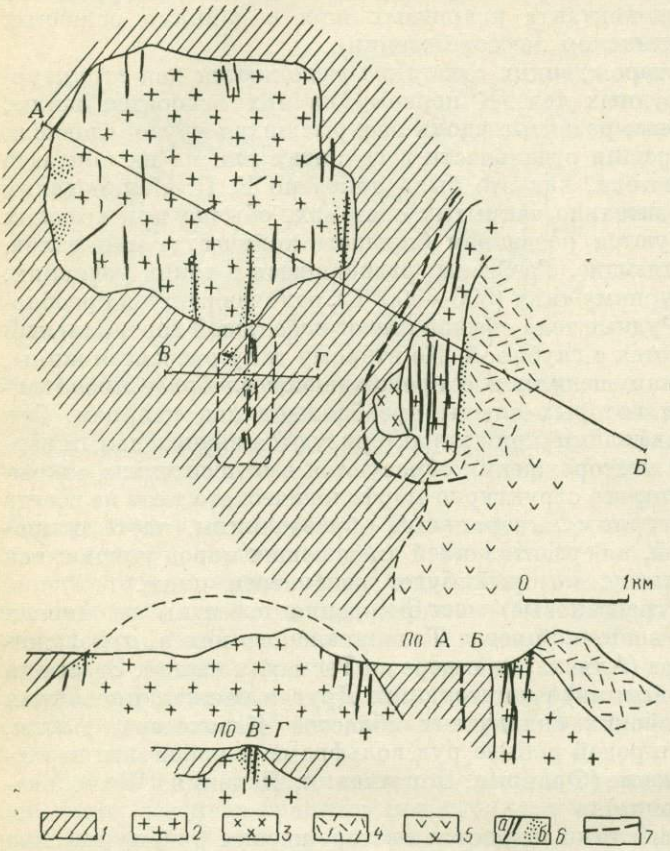


Рис. 49. Геологическая схема и разрез грейзенового месторождения (по Г. Н. Щербе и Е. П. Малиновскому).

1 — сланцы (S—D); *2* — биотитовые граниты; *3* — адамелиты; *4* — вторичные кварциты по эффузивам; *5* — эффузивы (D_{2-3}); *6* — кварцевые жилы (*а*) и грейзены (*б*); *7* — контур ороговикования сланцев

Протяженность жил от первых сотен метров до 1500 м, мощность 0,3—1,8 м. Содержание WO_3 до 2%. На месторождениях (Шанпин, Тадзишань, Гуймэйшань, Яогансань и др.) очень много рудных жил (десятки и сотни) и в них концентрируются очень крупные запасы вольфрамовых руд. Этому в значительной степени способствует структурное положение рудных тел. Заложенные как крутопадающие взбросы рудовмещающие трещины позднее, в период формирования более молодых складок, уже являлись трещинами отрыва. Они оказались приоткрытыми и в период поступления рудоносных растворов.

Месторождение в Казахстане. На рудоносной площади, по данным Г. Н. Щербы и Е. П. Малиновского, обнажаются два массива гранитоидов. Один из них более крупный, находящийся в северо-западной части рудоносной площади (рис. 49), представлен биотитовыми гранитами позднегерцинского возраста. Второй, юго-восточный массив в основном сложен адамелитами.

Породы кровли представлены осадочно-метаморфической толщей силура — девона, несогласно перекрытой эффузивами среднего — верхнего девона. Кровля основного и юго-восточного массивов слабо нарушена. В ближайшем районе не выявлено ни одного крупного разрывного нарушения. Вольфрамовое оруденение связано со следующими образованиями: 1) с рудоносными грейзенами с кварцевыми жилами и прожилками; 2) с кварц-мусковит-редкометальными жилами. Пегматитовые тела с вольфрамитом промышленного значения не имеют. Главные массы вольфрамита сосредоточены в грейзенах с кварцевыми жилами. Эти минеральные тела залегают в виде жильных зон или неправильных метасоматических залежей, развитых в апикальных частях гранитных массивов под малопроницаемыми породами кровли. Грейзены преимущественно кварцевые, кварц-топазовые и кварц-мусковитовые, содержат рассеянную вкрапленность вольфрамита.

В составе грейзенов устанавливаются кварц, топаз, мусковит, флюорит, пирит, вольфрамит, молибденит и некоторые минералы редких металлов. Кварцевые жилы внутри грейзенов обычно имеют небольшую мощность. Состав их в общем такой же, как и самих грейзенов. Некоторые из них из гранитов переходят в породы кровли, сложенные песчаниками. Кварц-мусковит-редкометальные жилы имеют небольшую мощность, сложены в основном кварцем, залегают в гранитах и сопровождаются маломощными зонами грейзенов преимущественно кварцевого состава. Заканчивается минерализация в некоторых жилах березитизацией, выделением крупнокристаллического пирита и появлением в полостях жильбертита и флюорита. В общем рудные тела имеют незначительный вертикальный размах. Максимальная концентрация оруденения наблюдается под контактом пород кровли. Структурные условия локализации оруденения были простые. Основной интрузивный массив в общем симметричный. Остывание его протекало в спокойной обстановке, медленно и равномерно. Рудные тела развились не вдоль сколь-нибудь выдержанных разрывов, а вдоль трещин отдельностей гранитного массива, иногда переходящих в зону экзоконтакта. Эти трещины в момент минералообразования раскрылись, возможно, в связи с остыванием глубинных частей массива.

Букукинское месторождение находится в Забайкалье. Рудное поле расположено в зоне разрывов, разделяющих тектонические блоки, и приурочено к массиву гранодиоритов верхнемезозойского возраста, прорывающему палеозойские гранитоиды. Останцом песчано-сланцевых пород нижне-среднеюрского возраста рудное поле разделяется на две части: восточную и западную (рис. 50). В восточной части, сложенной наиболее поздними роговообманковыми гранодиоритами, рудные жилы имеют близмеридиональное простирание и характеризуются простым составом: кварц, вольфрамит, сфалерит, пирит, флюорит и полевые шпаты. К западу от останца осадочных пород участок рудного поля имеет более сложное строение. Здесь обнажаются порфировидные и среднезернистые гранодиориты с многочисленными ксенолитами кварцевых диоритов, реже амфиболитов и песчаников. Широко развиты на участке различные дайки аплитов, лампрофиров, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров.

Рудные жилы по условиям залегания разделяются на две группы: крутопадающие и пологопадающие. Крутопадающие жилы имеют северо-западное и близширотное простирание и локализуются в сбросах. Они образовались метасоматическим путем в зонах рассланцевания и сложены тремя разновидностями кварца, мелкокристаллическим вольфрамитом, сфалеритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом, кальцитом и флюоритом.

Пологопадающие жилы размещаются в центральном тектоническом блоке пород, ограниченном разрывными нарушениями (рис. 51), которые вмещают крутопадающие жилы Мачеха (на юге) и 66—13—58 (на севере). В пределах

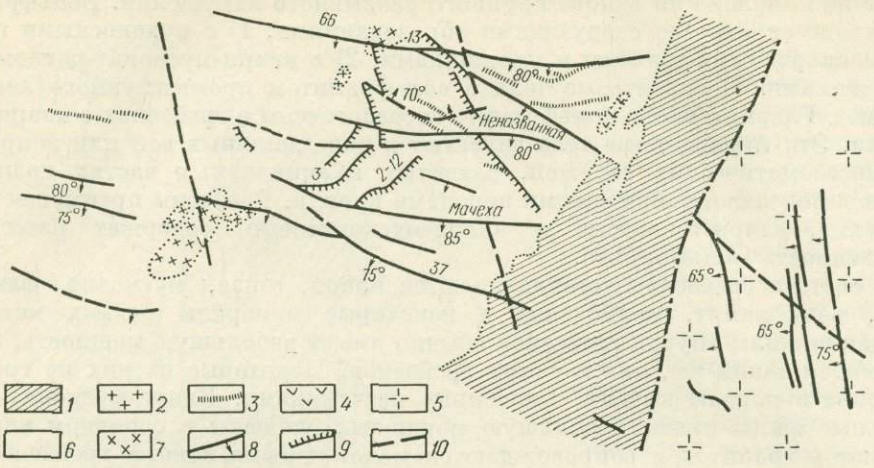


Рис. 50. Структурная схема Букукинского месторождения.

1 — песчаники и сланцы нижней — средней юры; *2* — гранит-порфиры; *3* — гранодиорит-порфиры и *лампрофиры; 4 — кварц-диоритовые порфириты; 5 — роговообманковые гранодиориты; 6 — гранодиориты* биотитовые; *7* — кварцевые диориты; *8* — кварцевые жилы крутопадающие; *9* — кварцевые жилы пологопадающие (цифрами обозначены номера жил); *10* — разрывные нарушения

этого грабена сохранились две системы пологопадающих жил, отражающих положение кровли двух отдельных небольших выступов мезозойского интрузива, внедрившегося в палеозойские гранитоиды и перекрывающие их юрские

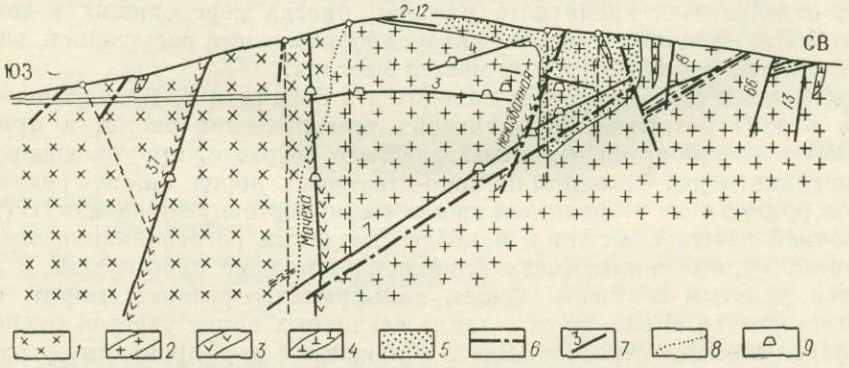


Рис. 51. Геологический разрез через Букукинское месторождение.

1 — порфировидные биотитовые гранодиориты; *2* — среднезернистые биотитовые гранодиориты; *3* — дайки лампрофиров; *4* — гранодиорит-порфиры; *5* — грейзены; *6* — дизъюнктивные нарушения; *7* — кварцевые рудные жилы и их номера; *8* — контакты пород; *9* — горные выработки

песчано-сланцевые отложения. Пологопадающие жилы характеризуются небольшой протяженностью, непостоянными элементами залегания; в плане имеют форму полукольца, а в разрезе располагаются одна под другой. Помимо крупнокристаллического вольфрамита в большом количестве содержатся сфалерит

и пирит, в меньшей степени — молибденит, висмутин, кальцит и флюорит. По времени образования данные жилы являются более ранними, чем крутопадающие жилы. Вмещающие породы вблизи жил грейзенизированы и березитизированы.

СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среднетемпературные гидротермальные вольфрамовые месторождения встречаются как в пределах одних рудных полей вместе с высокотемпературными (Букукинское месторождение), так и в самостоятельных рудных полях. Общими их особенностями являются нахождение в ассоциации с кварцем либо карбонатами и минералами вольфрама повышенного количества сульфидов, развитие среднетемпературных околорудных изменений вмещающих пород, выраженное в их березитизации. Важной особенностью этих месторождений является приуроченность рудных жил к сколовым нарушениям, что в свою очередь обусловливает значительный вертикальный размах оруденения, нередко составляющий многие сотни метров. Среди рассматриваемых месторождений преобладают кварцеворудные жилы, но в некоторых рудных полях совместно с ними развиты также и рудоносные карбонатные жилы.

Типичным представителем среднетемпературных месторождений кварц-сульфидно-гюбнеритового и карбонат-гюбнеритового типа являются месторождения *Джидинского рудного поля*, находящегося в Бурятской АССР в пределах южных отрогов Хамар-Дабана. В районе месторождения обнажается кембрийская толща метаморфических пород, смятых в сложно построенную антиклинальную складку, меняющую простирание с субмеридионального на северо-западное. Эти породы прорваны кварцевыми диоритами каледонского возраста и киммерийскими гранитоидами вместе с их производными — дайками бостонитов. Более поздними из интрузивных образований являются шток гранит-порфиров и связанные с ним жильные отщепления — пегматиты, аплиты, сиенит-порфиры, керсантиты и спессартиты. Основная масса даек (независимо от возраста) имеет северо-западное и близширотное простирание (рис. 52).

Джидинское рудное поле, в состав которого входят жильное (Холтосонское) и штокверковое (Инкурское) вольфрамовые месторождения и молибденовый штокверк (Первомайское), находится в восточной части массива кварцевых диоритов и в пределах позднемезозойского интрузива гранит-порфиров, внедрившегося в зоне контакта кварцевых диоритов с кембрийскими осадочно-эффузивными образованиями.

Холтосонское месторождение представлено серией кварц-гюбнеритовых жил широтного и северо-западного простирания, падающих на юг и юго-запад под углом 40—60°. Они приурочиваются к сколовым нарушениям, заложенным еще в палеозое как надвиги. В мезозойское время, в период минерализации, вдоль них развивались сбросы и сбросо-сдвиги. Вмещающими породами для жил являются диориты и только 10% из них залегают в осадочной толще. Жилы обогащены сульфидами (пиритом, галенитом, сфалеритом и др.) и характеризуются полосчатыми текстурами. Протяженность и мощность жил различны.

Инкурский вольфрамовый штокверк занимает центральную часть рудного поля (к востоку от жил Холтосонского месторождения). Он представлен густой сетью кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с гюбнеритом и шеелитом, развитых преимущественно в кварцевых диоритах. Реже встречаются полевошпатовые, кварц-мусковитовые и кварц-сульфидные прожилки.

По данным Е. П. Малиновского и В. И. Игнатовича, в ориентировке прожилков Инкурского штокверка можно выделить радиальную и концентрическую системы по отношению к массиву гранит-порфиров. Простирание концентрических прожилков меняется от 290 до 320° на южном фланге до 50—60° в северной части штокверка. Падение их всюду в сторону массива. Простирание радиальных прожилков соответственно изменяется от северо-западного через широтное до северо-восточного.

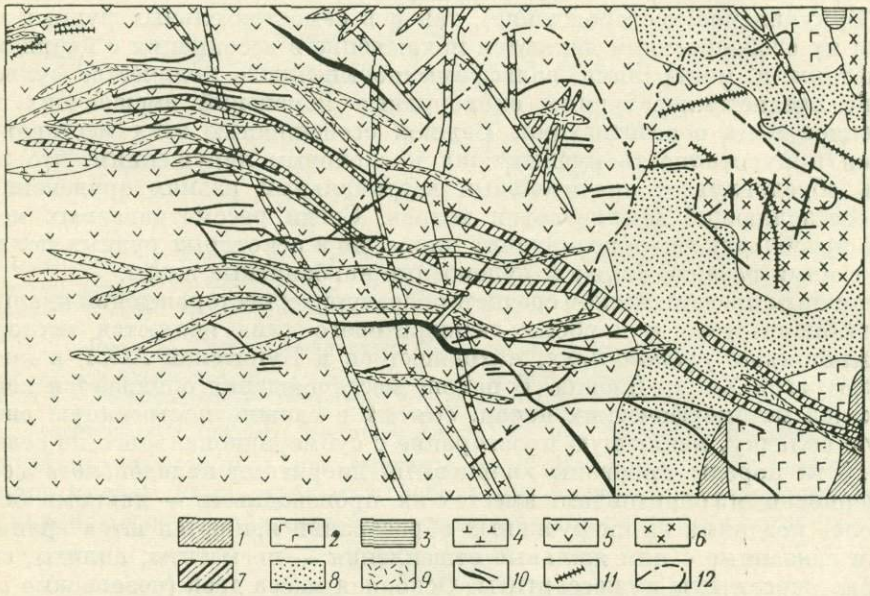


Рис. 52. Схема геологического строения Джидинского рудного поля (по Н. Нефедову и Н. Даровских).

1 — 2 — кембрийские породы: *1* — метаморфизованные сланцы; *2* — диабазовые, роговообманковые, плагиоклазовые порфириты, спилиты и альбитофиры; *3—5* — палеозойские породы: *3* — серпентиниты и талько-вые сланцы, образовавшиеся по пироксенитам и перидотитам; *4* — амфиболиты; *5* — кварцевые диориты; *6—9* — юрские породы: *6* — гранит-порфиры, сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; *7* — бостониты; *8* — контактовые роговики и роговиковые сланцы; *9* — керсантиты; *10* — кварц-вольфрамитовые жилы; *11* — кварц-молибденотовые жилы; *12* — контуры рудного штокверка

В плане площадь развития прожилков имеет форму, близкую к эллиптической, с длинной осью, ориентированной в меридиональном направлении. В пределах штокверка выделяются два обогащенных участка, расположенных на северном и южном флангах.

Первомайское молибденовое месторождение пространственно и генетически связано с массивом гранит-порфиров. Минерализация представлена кварцевыми жилами и прожилками с молибденитом, развитыми в апикальной части интрузива.

Молибденовое оруденение, по данным И. П. Кушнарева и других исследователей, является более ранним по сравнению с вольфрамовым и отделено от последнего этапом внедрения даек сиенит-порфиров и лампрофиров. Ранний этап развивался в две стадии. С первой из них связаны грейзенизация гранитов и отложение кварца, мусковита, основной массы молибденита, пирита и флюо-

рита. Вторая стадия (непромышленная) характеризуется выделением тех же минералов, а также линдстремита $2PbS \cdot Cu_2S \cdot 3Bi_2S_3$ и блеклой руды.

Во второй этап было сформировано вольфрамовое оруденение в течение пяти стадий минерализации. В первую из них шло отложение в трещинах калиевого полевого шпата и альбита. Их прожилки местами пересекают кварц-молибденитовые жилы. Во вторую, кварц-гюбнеритовую, наиболее продуктивную стадию, происходило выделение кварца, флюорита, мусковита, главной массы гюбнерита, пирита, небольшого количества шеелита, галенита и сфалерита. В третью, кварц-триплит-гюбнеритовую стадию отлагались кварц, триплит $Mn_3P_2O_8MnF_2$, гюбнерит, значительное количество сульфидов — пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда. В четвертую, кварц-родохрозит-гюбнеритовую, стадию кристаллизовались кварц, родохрозит, много сульфидов (тех же, что и в третью стадию), гюбнерит и флюорит. Пятой стадии минерализации предшествовало ороговикование вмещающих пород. В эту стадию шло отложение роговикового кварца, флюорита, пирита и гюбнерита. Жилы Холтосонского месторождения имеют полосчатое строение, обусловленное проявлением всех или нескольких стадий минерализации. Прожилки Инкурского штокверка характеризуются более простым минеральным составом. Оруденение в ряде жил прослеживается на значительную глубину по падению. Обогащенные участки обычно приурочиваются к более крутопадающим интервалам рудоносных разрывов. Оруденение по времени формирования является верхнекиммерийским и связано общностью магматического очага с верхнеюрскими гранит-порфирами.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К ним относятся кварц-ферберит-антимонитовые минеральные образования, ассоциирующие иногда с шеелитом и киноварью. Выделение антимонита, входящего в состав руд рассматриваемых месторождений, происходит обычно в самостоятельную более позднюю стадию. Низкотемпературные вольфрамовые месторождения встречаются редко. В восточном полушарии они известны лишь на Кавказе (Зопхито и др.) и в Забайкалье (Барун-Шивея, Ново-Ивановское, Ново-Казачинское), в западном полушарии — в США, Боливии и Перу.

Месторождение Зопхито (Хирхи) расположено на южном склоне Главного Кавказского хребта, на правом склоне долины р. Зопхитура. Участок месторождения сложен глинистыми сланцами лейаса. Лишь в северной части рудного поля наблюдаются выходы древних гранитов. Сланцы прорваны многочисленными дайками диабазов, а также альбитизированными дацитовыми порфиритами (альбитофирами). Рудные тела моложе альбитофиров. Всего на месторождении насчитывается более 50 жил. Они приурочены к нескольким системам трещин, главное место среди которых занимают северо-западные и субширотные, а в ряде случаев — к контактам диабазовых даек. Для рудных тел характерна значительная протяженность, однако мощность их непостоянна, наблюдаются раздувы и пережимы. Подобные раздувы типа рудных столбов обычно приурочены к изгибам трещин по простиранию и падению.

В составе руд месторождения преобладают антимонит и кварц. Ферберит встречается в небольшом количестве лишь в некоторых жилах. Подчиненное значение в рудах имеют арсенопирит, пирит, бертьерит, сфалерит, пирротин и ничтожное — шеелит, халькопирит, марказит, галенит, станнин и золото. Из нерудных минералов развиты также серицит, хлорит, карбонаты и гидро-

слюда. Антимонит встречается совместно с бертьеритом и гидрослюдой. Ферберит и постоянно ассоциирующий с ним шеелит слагают мелкие гнезда в минерализованных зонах дробления.

РОССЫПИ

На долю осадочных (россыпных) месторождений вольфрама, по данным Альфельда, приходится не более 2% всей его добычи. Для вольфрамита и шеелита главным типом россыпных месторождений являются элювиальные и делювиально-аллювиальные.

Элювиальные россыпи пользуются большим распространением, но только немногие из них представляют промышленный интерес и отрабатываются. По масштабу они небольшие. Элювиальные россыпи образовались в результате физического выветривания коренных вольфрамовых месторождений и представляют собой обломки вольфрамовой руды (кварца с вольфрамитом и шеелитом) среди более разрушенных вмещающих пород. К этому типу относятся некоторые обломочные ферберитовые месторождения Боливии, Конго и Китая. Такие же месторождения известны в Бирме. Здесь на месторождениях Бвабин, Камбок и Хейнда наблюдается мощная (глубиной до 20 м) зона полностью выветрелых пород. Элювиальные пески с обломками рудных минералов вместе с кусками кварца, содержащим вольфрамит и касситерит, наблюдаются над выходом кварцевых жил. *Остаточные месторождения с шеелитом известны* в США (штаты Невада, Калифорния) и в других местах. Элювиальные россыпи в свое время отрабатывались также на месторождении Караоба в Казахстане.

Аллювиальные россыпи. Коренными источниками вольфрамитовых и шеелитовых россыпей являются контактово-метасоматические месторождения, рудоносные грейзены, высоко- и среднетемпературные гидротермальные кварц-вольфрамитовые жилы и штокверки. Минеральный состав россыпей находится в прямой связи с минеральным составом коренных месторождений, с особенностями поведения этих минералов в экзогенных условиях, устойчивостью их при выветривании и способом переноса. Вольфрамит и шеелит, по А. А. Кухаренко, по абразивной стойкости (т. е. по сопротивлению изнашиваемости или механической устойчивости) являются умеренно устойчивыми минералами. Вольфрамит из-за хорошей спайности плохо выдерживает транспортировку в водном потоке, легко разрушается, истирается в тончайшие частицы, которые рассеиваются. В результате уже в 5—8 км от коренного месторождения вольфрамит в россыпях почти не встречается.

Среди аллювиальных россыпей вольфрама преобладают россыпи современных долин. Русловые и особенно косовые россыпи, а также террасовые встречаются значительно реже и практического значения не имеют. Вольфрамит, который часто встречается совместно с касситеритом, концентрируется в нижней части рыхлых отложений, образуя рудный пласт.

Распределение рудного материала в плане неравномерное с образованием отдельных струй, с пережимами и расширениями. Длина россыпей достигает 5—8 км при ширине 100—200 м, мощность рудного пласта 1—2 м. Аллювиальные россыпи, залегающие в современных руслах, разрабатываются в Малайзии, Индонезии, Бирме, Таиланде и некоторых других странах. Относительно большими запасами обладают аллювиальные россыпи Атолии (штат Калифорния, США), содержащие шеелит и небольшое количество золота. Содержание вольфрамита и шеелита в разрабатываемых россыпях колеблется от сотен граммов до нескольких килограммов на 1 м^3 песков.

Прибрежные морские и озерные россыпи вольфрамита не характерны. Имеются указания, что вольфрамит попутно добывается из богатейших и значительных по масштабу оловоносных подводных морских россыпей в районе о. Пукет (Таиланд).

Зоны вторичного обогащения. Вольфрамитовые минералы относительно устойчивы в зоне окисления, но в некоторых определенных условиях они могут претерпевать значительные изменения, растворяться с образованием легкорастворимых солей или коллоидов (Смирнов, 1955). Особенно интенсивно процессы выщелачивания протекают в условиях тропического климата. Выщелачивание сопровождается переотложением и вторичным обогащением. Однако только в редких случаях процессы вторичного обогащения получают настолько большое развитие, что зона вторичного обогащения имеет практическое значение. В этом отношении представляют интерес лишь некоторые вольфрамовые месторождения Боливии, описанные Н. Н. Кохановским (Kohanovsky, 1953). По его данным, зона вторичного обогащения проявлена на руднике Фараллон, на котором после 20-летней консервации была произведена зачистка вторичных минеральных образований со стенок выработок и получено втрое больше руды, чем за первый период разработки месторождения. Минеральный состав новообразований сложный: вольфрамовые охры, силикошеелит $2CaO \cdot SiO_2 \cdot 12WO_3 \cdot 24H_2O$, антуанит $Al_2O_3 \cdot WO_3 \cdot H_2O$, фараллонит $2MgO \cdot W_2O_5 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ вторичный ферберит и др.

Скопления вторичных минералов наблюдались в виде гнезд в зонах раздробленных пород, секущих рудные тела. Отдельные гнезда достигали длины 6—7 м. Н. Н. Кохановский большое место в переносе вольфрама в гипергенных условиях отводит гуминовым кислотам и вольфрамовым гетерополикислотам.

ОТЛОЖЕНИЯ ГОРЯЧИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Интересны и единственны в своем роде месторождения Голконда и Содавилль в шт. Невада, США. Они представлены пластообразными залежами псиломелана с лимонитом, обогащенными вольфрамом. В составе псиломеланов установлено, кроме основных компонентов — окислов марганца и воды, — также повышенное количество калия, бария и WO_3; по этой причине данные образования получили название тунгомелана. Вольфрам на Голконде содержится в промышленных концентрациях от 1 до 7% WO_3. В лимонитовых рудах содержание WO_3 выше, чем в псиломелановых.

Пластообразное тело вольфрамсодержащей марганцевой руды в виде покрова залегает на эродированной поверхности известковистых туфов и перекрывается туфами. В плане оно имеет серповидную форму, обусловленную рельефом. Мощность рудного пласта варьирует от 0,1 до 6 м. Предполагается, что вольфрам концентрировался в псиломелан-лимонитовых образованиях в результате выщелачивания его из расположенных поблизости жильных вольфрамовых месторождений и привноса горячими источниками. В СССР сходный тип оруденения отмечается в предгорьях Терской-Алатау в зоне крупного разлома среди гранитов.

Марганцевые руды голкондского типа известны в Боливии, где содержание WO_3 достигает 0,5%. Повышенные содержания вольфрама устанавливаются и в некоторых угленосных отложениях (Центральная Монголия, Западное Забайкалье). Содержание WO_3 в зоне углей одного из месторождений Центральной Монголии составляет 0,16%.

РАССОЛЫ

В рассоле, пропитывающем соляной пласт на оз. Сёрлс (в северо-восточной части пустыни Мохаве, штат Калифорния) и занимающем 47% объема пласта, установлено содержание WO_3 0,007%. Химический состав рассола сложный (в %): NaCl 16,1, Na_2SO_4 6,75, KCl 4,9, Na_2CO_3 4,75, $Na_2B_4O_7$ 1,58, Li_2O 0,018, $NaHCO_3$ 0,15, Na_3PO_4 0,14, Na_2S 0,12, Na_3AsO_4 0,05, Br 0,085, J 0,003, F 0,002.

Площадь распространения соляного пласта около 90 км², мощность его колеблется от нескольких сантиметров до 36 м. Запасы WO_3 в пласте оцениваются в 80 тыс. т, что соответствует примерно общим запасам всех вольфрамовых месторождений США. Считают, что источником вольфрама в рассоле являются расположенные поблизости (в долине р. Оуэнс) скарново-шеелитовые месторождения, из которых вольфрам выщелачивается восходящими горячими водами. В подтверждение этой гипотезы приводятся данные о содержании 0,00003% WO_3 в современном горячем источнике Кьоу. Озеро Сёрлс является в то же время крупнейшим в США источником получения буры, брома и литиевых солей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бы бочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965, 236 с.

Вольфрамоносный район Бишоп в Калифорнии. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1973, с. 263—289. (Авт.: Р. Ф. Грей, В. Дж. Хофман, Р. Дж. Бейган, Х. Л. Мак-Кинли).

Дружинин А. В. *Вольфрам. — В кн.: Металлы в осадочных толщах.* М., «Наука», 1965, с. 333—345.

Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1964, 335 с.

Малиновский Е. П. Условия формирования вольфрамовых месторождений в районах с различной геологической историей. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 166—226.

Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1965, 153 с.

Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1939, 260 с.

Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л. Изд-во ЛГУ, 1971, 344 с.

Нечелюстов Н. В. Месторождения шеелита в Средней Азии. — «Советская геология», 1947, вып. 14—15, с. 58—89.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М., *Изд-во АН СССР, 1962, 165 с.*

Пэк А. В., Снежко Е. А., Курдюков А. А. Некоторые вопросы геологического строения Тырныаузского рудного поля. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 242—257.

Рундквист Д. В. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971, 328 с.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. 3. М., Изд-во АН СССР, 1955, 331 с.

Чичинадзе К. Н. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М., Изд-во АН СССР, 1945, 96 с.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования месторождений Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 23—348.

Штемпрок Мирослав. Распределение месторождений олово-вольфрам-молибденовых формаций вокруг гранитов. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, с. 69—72.

Ke Chin-Hsu. *Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China.* — Econ. Geol., v. 38, No 6, 1943, p. 431—474.

Kohanovsky N. N. Secondary enrichment in tungsten deposits of Bolivia. — Min. Mag., Colorado, 1953, XLIII, No. 2, p. 17—24.
Li K. C. and Wang Chung Ju. Tungsten. Am. Chem. Soc. Monograph. series, New York, 1947, p. 430.
Loomis F. B. Boulder Country Tungsten Ores. — «Econ. Geol., v. 32, 1937, No. 7, p. 952—963.
Yong Won John. Geology and origin of Sangdong Tungsten Mine, Republic of Corea. — Econ. Geol., vol. 58, 1963, No. 8.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА

Молибден — металл серебристо-серого цвета с температурой плавления 2620° С был открыт шведским химиком Шееле в 1778 г. Долгое время молибден не находил применения и только в XX столетии начал широко использоваться в промышленности при изготовлении легированных сталей и различных сплавов с кобальтом, хромом и ванадием. Сам молибденит нашел применение в качестве лучшей смазки для трущихся частей машин при высокой температуре. Мировое производство молибдена в некоторых странах в 1971 г. составило 69 640 т (табл. 11).

Таблица 11

Запасы и добыча молибдена в некоторых капиталистических странах

Страна	Запасы, тыс. т		Добыча по годам, т			
	общие	в том числе достоверные и вероятные	1913	1938	1957	1971
Всего	5150	3512	162,2	14 740	30 295	69 640
В том числе:						
США	2900	2200	1	13 608	27 557	48 840
Канада	800	550			397	12 850
Мексика	100	5		453	22	110
Чили	800	550			1 360	635
Гренландия	180	90	—	—	—	—
Норвегия	2	2	9	453	180	270
Остальные страны	368	115	152,2	226	779	6 935

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ МОЛИБДЕНА

В периодической системе элементов молибден находится в VI группе. Его порядковый номер 42, атомная масса 95,94. Известно семь изотопов молибдена. В атоме молибдена электроны располагаются в оболочке по схеме 2—8—18—13—1. Валентность переменная, наиболее устойчивыми являются соединения четырех- и шестивалентного молибдена. Атомный радиус молибдена 1,40 Å, радиусы ионов Mo^{4+} 0,68 Å и Mo^{6+} 0,50 Å. Кларк молибдена, по А. П. Виноградову (1962), $1{,}7 \cdot 10^{-4}$%. В земной коре молибден распределен относительно равномерно.

Меньше всего содержат молибдена ультраосновные и карбонатные породы (0,4—0,5 г/т), больше граниты (1—1,5 г/т). Концентрация молибдена в породах повышается по мере увеличения в магматических дифференциатах роли SiO_2

и щелочей. Подмечено также, что в более молодых массивах интрузивных пород содержание молибдена выше, чем в более древних.

Молибден устанавливается также в морской и речной воде, в золе растений, в углях и нефти. Содержание молибдена в морской воде колеблется от 8,9 до 12,2 мг/л для разных океанов и разных участков в одном океане. Общим является то, что воды вблизи берега и верхние ее слои меньше обогащены молибденом, чем воды на глубине и в удалении от берега. Наиболее высокие концентрации молибдена в породах связаны с акцессорными минералами (магнетит, ильменит, сфен), однако основная масса его заключена в полевых шпатах и меньше в кварце.

Молибден в породах находится в следующих формах: молибдатной и сульфидной в виде микроскопических и субмикроскопических выделений, изоморфной и рассеянной (в породообразующих минералах). Молибден обладает бо́льшим сродством с серой, чем с кислородом, и в гипогенных процессах образует сульфид четырехвалентного молибдена — молибденит. Для кристаллизации молибденита наиболее благоприятны восстановительная среда и повышенная кислотность. В зоне гипергенеза образуются преимущественно кислородные соединения Mo^{6+}. В первичных рудах молибденит встречается в ассоциации с вольфрамитом и висмутином, с минералами меди (медно-порфировые руды), а также с галенитом, сфалеритом и урановой смолкой (в низкотемпературных гидротермальных месторождениях).

Молибденит считается устойчивым сульфидом по отношению к кислым и щелочным растворителям. Однако на основании экспериментальных работ Диттера, Н. И. Хитарова и других молибден относится к числу элементов, интенсивно мигрирующих в зоне гипергенеза. В природных условиях при длительном воздействии воды и кислорода воздуха молибденит окисляется и молибден может интенсивно мигрировать с образованием вторичных минералов. Этим можно объяснить повышенные концентрации молибдена в осадочных отложениях — углистых и кремнисто-углистых сланцах и углях.

Основным промышленным минералом является молибденит MoS_2 (60% Mo). В нем почти всегда присутствует в виде изоморфной примеси рений. Из других минералов следует отметить молибдошеелит $Ca(W, Mo)O_4$ (содержание Mo от десятых долей процента до нескольких процентов, иногда до 10—15%); повеллит $CaMoO_4$ (48% Mo), который распространен в зоне окисления, но также может образоваться в результате гипогенного окисления в конечные стадии процессов рудообразования в условиях недостатка серы; ферримолибдит $Fe_2O_3 \cdot 2MoO_3 \cdot 7{,}5H_2O$ (60% Mo) — также типичный минерал зоны окисления молибденовых месторождений, характеризующихся содержанием сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита); вульфенит $PbMoO_4$ (26% Mo), промышленное значение которого ничтожно. Молибден образует небольшие концентрации в гидроокислах железа зоны окисления молибденовых месторождений. Минимальное промышленное содержание молибдена в рудах 0,07—0,1%, в комплексных месторождениях молибденит-халькопиритовой формации разрабатываются руды с содержанием молибдена начиная с тысячных долей процента.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибденовые месторождения можно классифицировать следующим образом:

1. Контактово-метасоматические (скарновые)
2. Гидротермальные

А. Высокотемпературные (грейзеновые)
Б. Среднетемпературные
а. кварц-молибденитовые
б. кварц-сфалерит-галенит-молибденитовые
в. кварц-халькопирит-молибденитовые («меднопорфировые» руды)
г. настуран-молибденитовые.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибденовые месторождения, так же как и вольфрамовые, формировались в различные эпохи. Докембрийский возраст имеют молибденовые месторождения Норвегии, Швеции, Финляндии, Канады и Южной Африки. Среди них преимущественно развиты молибденоносные гранитные пегматиты, а также некоторые гидротермальные жильные и штокверковые зоны медно-молибденовых руд. В каледонскую эпоху складчатости возникли месторождения Австралии (в Квинсленде), Бощекуль в Северном Казахстане и Сорское в Западной Сибири. В период герцинской эпохи складчатости сформировались молибденовые и медно-молибденовые месторождения Центрального Казахстана (Кайрактинское, Коунрадское и др.), а также Узбекской ССР (Алмалыкское). В это же время возникло молибденовое месторождение скарновой формации Азгур в Марокко и некоторые другие. В киммерийскую эпоху складчатости сформировались молибденовые и медно-молибденовые штокверки Восточного Забайкалья, *северо-восточных районов* СССР, *а также месторождения Южного Китая.*

В промышленном отношении наиболее ценными являются месторождения, возникшие в эпоху альпийской складчатости. К ним относится Тырныаузское молибден-вольфрамовое месторождение скарновой формации, медно-молибденовые месторождения Армянской ССР (Каджаранское, Агаракское и др.), а также молибденовое месторождение Клаймакс и ряд медно-молибденовых месторождений США.

Из приведенных данных следует, что основными молибденоносными провинциями СССР являются Северный Кавказ и Закавказье, Средняя Азия, Казахстан, Западная Сибирь и Восточное Забайкалье.

Н. А. Хрущов (1961) приводит ориентировочные цифры распределения запасов молибдена в месторождениях разного возраста: в альпийских 47%, в киммерийских 28%, в герцинских 21%, в каледонских 3%, в докембрийских 1%. Учитывая относительно небольшую глубину формирования большинства молибденовых месторождений, упомянутый автор приходит к выводу, что уменьшение общей доли промышленных запасов молибдена в месторождениях *раннего происхождения в основном обусловлено большей степенью эрозии* этих месторождений. Молибденовые месторождения возникают преимущественно в складчатых областях и зонах активизации.

Собственно молибденовые месторождения, сопровождающиеся грейзенизацией либо березитизацией вмещающих пород и представленные жилами или рудоносными штокверками, возникают в завершающие этапы развития складчатых областей, характеризующихся накоплением эффузивных толщ среднего и кислого состава щелочноземельного ряда и комагматичных с ними малых интрузий того же состава. Многие месторождения и в том числе наиболее *важные в промышленном отношении* (Клаймакс, месторождения Восточного Забайкалья и др.) возникли в связи с процессами мезо-кайнозойской активизации. Пространственно и общностью магматического очага молибденовое оруденение связано с самыми поздними проявлениями малых интрузий, отве-

чающими по составу гранит-порфирам, кварцевым порфирам и другим кислым породам, характеризующимся повышенной щелочностью.

Согласно В. Т. Покалову (1964), характеризуемые молибденовые месторождения размещаются в областях с приподнятым кристаллическим фундаментом, преимущественно сложенным гранитоидами. Оруденение контролируется зонами длительно развивающихся разрывных нарушений.

Общей особенностью характеризуемых месторождений является формирование их в тесной связи с внедрением малых интрузий в неспокойной тектонической обстановке, что существенно отличает эти месторождения от вольфрамовых (Дружинин, 1968). Глубина формирования верхних частей рудных тел колеблется от нескольких сот метров до 1000—1500 м, а вертикальный размах оруденения достигает 1000 м и более.

Медно-молибденовые месторождения (кварц-халькопирит-молибденитовая формация) обычно размещаются в складчатых областях на площадях широкого проявления магматизма. Оруденение пространственно связано с малыми интрузиями, развивается в их апикальных частях, распространяясь в виде прожилков по многочисленным мелким трещинам, обычно имеющим определенную ориентировку. Рудные минералы образуют также вкрапленность в гидротермально измененных породах. С глубиной на ряде месторождений оруденение вблизи контакта с малыми интрузиями распространяется также в раздробленные вмещающие интрузивные и другие породы. В целом все эти месторождения залегают в форме штокверков. Глубина формирования оруденения примерно та же, что и у собственно молибденовых месторождений.

Особенно тесные пространственные и возрастные взаимоотношения между магматическими породами и рудными образованиями устанавливаются для молибденовых месторождений. Здесь процесс минерализации прерывался внедрением различных даек, являющихся членами единого интрузивно-эффузивного комплекса. Субвулканические образования часто ассоциируют с телами брекчий, возникших в результате газовых прорывов. Надрудными толщами, под которыми происходило формирование молибденовых месторождений, служили малопроницаемые песчано-сланцевые породы (Умальта, Первомайское и др.) или вулканогенные образования, которые до и в момент оруденения оказались окварцованными (окварцевание усиливало монолитность пород).

Структуры молибденовых месторождений определяются длительной историей развития разрывных нарушений, обусловивших не только форму и условия залегания рудных тел, но и формирование разнообразных по составу и возрасту порфировых даек и штоков. Разрывными нарушениями, локализующими молибденовое оруденение, являются: кольцевые зоны дробления; радиальные разрывы; древние разрывы, возникшие до внедрения малых интрузий.

Из выделенных генетических групп и классов молибденовых месторождений наиболее важное промышленное значение имеют контактово-метасоматические и среднетемпературные гидротермальные месторождения.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ (СКАРНОВЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этой группе относятся скарново-молибденит-шеелитовые и скарново-шеелитовые месторождения, образующиеся на контакте гранитоидов с карбонатными породами. Основная масса молибденита выделяется после образования скарновых минералов и шеелита в виде секущих скарны молибденитовых либо кварц-молибденитовых прожилков. Месторождения этой группы, встре-

чающиеся в целом относительно редко, приобретают важное промышленное значение. К ним относятся месторождения Азгур в Марокко и Тырныаузское в СССР.

Молибден-вольфрамово-медное месторождение Азгур находится на северном склоне Высокого Атласа в 60 км на юго-запад от г. Марракеша в Марокко. В геотектоническом плане, согласно Перманжа и Буру (Permingeat et Bourg, 1959), месторождение приурочено к северной части палеозойского блока, находящегося в зоне Высокого Атласа. Крупными разрывными нарушениями этот массив расчленяется на более мелкие вытянутые в широтном направлении блоки. В одном из них (Азгурском) и находится месторождение.

В строении блока принимают участие интенсивно дислоцированные и местами метаморфизованные карбонатно-сланцевые породы палеозоя, образующие нижний структурный этаж, и перекрывающие их песчаники, конгломераты и известняки среднего мела. Последние залегают горизонтально или с небольшим наклоном на юг и представляют собой верхний структурный этаж.

На рудоносной площади обнажаются карбонатные и сланцевые толщи палеозоя, прорывающие их постгерцинские граниты (на западе) и перекрывающие все эти образования песчаники, конгломераты и известняки мела (на юге и востоке). Толща палеозойских образований представлена в различной степени метаморфизованными сланцами (пятнистыми, фельдшпатизированными, окварцованными, кордиеритовыми, андалузитовыми) и карбонатными породами (известняками, мраморами, скарнами). Карбонатные породы образуют вытянутые линзы и пласты среди сланцев. В центральной части рудного поля с севера на юг прослеживается наиболее мощная полоса карбонатных пород, в значительной степени мраморизованных, постепенно выклинивающаяся на юг и слагающая ядро антиклинальной складки.

Рудное поле месторождения осложнено разрывными нарушениями, сопровождающимися сбросо-сдвиговыми перемещениями, среди которых рудоконтролирующими являются меридиональные и северо-восточные нарушения. Следует отметить, что многие пережимы, флексуры и мелкие складки, наблюдаемые в карбонатных породах, находятся в тесной связи с разрывными нарушениями.

В карбонатных прослоях образуются скарны (тактиты). При этом наблюдается отчетливая зональность, выражающаяся в смене минеральных ассоциаций, развитых в направлении от контакта гранитов к карбонатным породам, в следующем порядке: 1) кварц-плагиоклазовая зона (эндо-экзоскарн), 2) кварц-диопсидовая зона, 3) пироксен-гранатовая (с молибденитом) зона, 4) гранатовая зона, 5) пироксеновая зона.

Карбонатные породы в ряде пунктов рудного поля подвергнуты окварцеванию. Скарнообразование наиболее интенсивно проявляется в центральной полосе карбонатных пород, слагающих ядро антиклинальной складки (рис. 53).

Молибденовые и шеелитовые руды локализуются в лежачем и висячем крыльях складки по границе окварцованных и скарнированных карбонатных пород. Вкрапленные молибденовые и шеелитовые руды образуют в верхних горизонтах сложные по форме линзообразные тела, прослеживающиеся по протяжению до 900 м. Изометрические в сечении участки образуют в пределах линз рудные столбы, которые круто склоняются на юг.

Медная минерализация проявляет гораздо более четкие контуры. Это преимущественно изометрические в сечении или удлиненные вдоль контактов рудные тела со сложными ответвлениями. Массивные халькопиритовые руды образуют крутопадающие столбообразные залежи со склонением на юг и север.

Угол склонения более крутой, чем у молибденовых столбов. Халькопиритовые столбы локализуются как в крыльях основной складки, так и в ее центральной части. Главной особенностью локализации медных руд является их приуроченность к контактам скарнов и мраморизованных известняков (см. рис. 53). В основном медная минерализация концентрируется в скарнах и сравнительно редко в карбонатных породах. Богатые медью рудные столбы приурочены не только к мелким складкам в скарнированных породах, но и к участкам пересечения меридиональных и северо-восточных крутопадающих разрывных нарушений. Этим фактом объясняется более крутой угол склонения медных рудных тел.

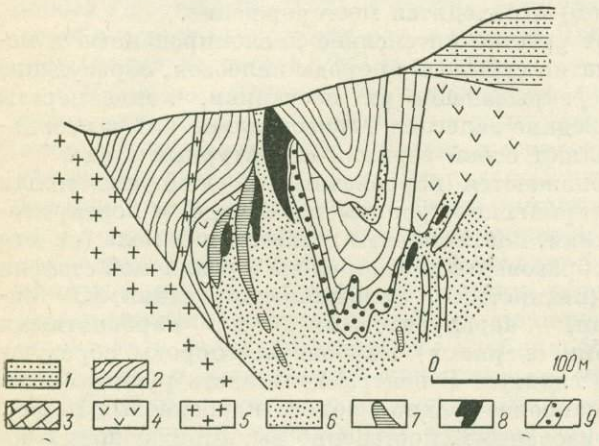


Рис. 53. Геологический разрез месторождения Азгур (Марокко).

1 — меловые конгломераты, песчаники, известняки; *2—4* — палеозой; *2* — сланцы; *3* — известняки; *4* — вулканогенные породы; *5* — граниты, гранит-порфиры (постгерцинские); *6* — скарны; рудные тела: *7* — молибденовые; *8* — вольфрамовые (шеелитовые); *9* — медные (халькопиритовые)

Изложенные данные приводят к мысли о наличии структурной зональности в пространственном распределении различных по составу тел в пределах рудного поля.

В крыльях антиклинальной складки развиты интенсивно окварцованные и полевошпатизированные карбонатные породы. В направлении же к осевой части складчатого сооружения окварцованные карбонатные породы сменяются скарнами. Элементы зональности проявляются и в рудоотложении. По данным документации горных выработок с запада на восток происходит смена вольфрам-молибденовых рудных тел медными (см. рис. 53).

Таким образом, отчетливо устанавливается многостадийность процесса рудообразования. В первую стадию формировались тактиты, которые развились по карбонатным породам, образуя вытянутые в меридиональном направлении тела. Шеелит и молибденит, развивающиеся в тактитах в виде вкрапленности, а местами образуя обогащенные участки, кристаллизовались во вторую стадию. Вольфрам-молибденовые рудные тела вытянуты в основном в меридиональном направлении, образуя вертикальные минерализованные столбы. Медная минерализация возникла в третью стадию. Она не обнаруживает такой тесной связи с тактитами, как шеелит и молибденит. Халькопиритовая минерализация часто находится вне пределов тактитов, распространяясь в мраморы и другие породы.

Имеющийся фактический материал позволяет сделать вывод, что разрыв между формированием скарнов и вольфрам-молибденовой минерализацией был относительно небольшой. Медная же минерализация несколько больше оторвана от предыдущей. Согласно этому представлению пути проникновения растворов, несущих вольфрамовое и молибденовое оруденения, и растворов, приведших к скарнообразованию, были едиными. Однако рудообразующие растворы поступили несколько позднее скарнирующих. Отложение шеелита и молибденита определяется интенсивностью внутриминерализованных текто-

нических движений. Медная минерализация накладывается на скарны и ранее возникшие рудные минералы. Путями проникновения медьсодержащих растворов и местами локализации медных руд явились участки пересечения разрывных нарушений меридионального и северо-восточного простирания.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Высокотемпературные (грейзеновые) месторождения

Месторождения представлены кварцевыми жилами с молибденитом, нередко вольфрамитом, пиритом, реже висмутином. Вмещающие породы гранитоиды, вблизи жил интенсивно грейзенизированы. Редко встречаются трубчатые и пластообразные тела грейзенизированных пород, а также зоны грейзенизации в гранитоидах. Месторождения этого типа многочисленны, но по масштабу относительно небольшие. Они известны в СССР (Восточно-Коунрадское и др. в Казахстане), Китае, США и Австралии. Типичным примером может служить Восточно-Коунрадское месторождение, изученное Ф. В. Чухровым (1960).

На площади рудного поля *Восточно-Коунрадского месторождения* известно несколько молибденовых и вольфрамовых месторождений, залегающих в пределах Коунрадского верхнепалеозойского гранитного массива. Этот массив площадью 110 км^2 прорывает на западе осадочно-метаморфические и эффузивные породы верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, а на востоке и юге — каменноугольные гранофиры, гранодиориты и граниты.

Массив сложен главным образом среднезернистыми, иногда порфировидными гранитами, среди которых встречаются участки развития мелкозернистых биотитовых и аплитовидных гранитов. Последние обычно образуют пологопадающие пластообразные тела мощностью 10—50 м и площадью в несколько квадратных километров, перемежающиеся со среднезернистыми гранитами. Массив рассекается дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов, редко диабазовых порфиритов. В средней части его прослеживается разлом северо-западного простирания типа правого сдвига.

К востоку от разлома граниты интенсивно раздроблены, содержат в обилии ксенолиты вмещающих пород и насыщены дайками и кварцевыми жилами. Здесь находятся все основные месторождения рудного поля, в том числе и Восточно-Коунрадское. Западная часть массива менее деформирована, бедна жильными образованиями и здесь известно только одно месторождение — Вольфрамовые сопки.

Отдельные месторождения характеризуются жильной формой. Жилы протяженностью от 50 до 55 м имеют кулисообразное расположение и локализуются в пределах узких линейно вытянутых полос длиной до 3 км.

Восточно-Коунрадское месторождение находится в центральной части восточной половины массива и представлено двумя системами крутопадающих кварц-молибденитовых жил субширотного (275—285°) и северо-западного (330—340°) направления, часто сопровождаемых апофизами (рис. 54). Среди них отчетливо выделяются жилы, сложенные сливным кварцем (1, 2, 3, 41 и апофиза 1), и жилы полосчатого строения (47, 54, 60, 63 и др.). Полосчатость обусловлена чередованием полос светло-серого сливного кварца и темно-серого кварца. Мощность жил незначительная. Рудные жилы сопровождаются зонами грейзенизации. Главным рудным минералом является молибденит, образующий лучистые и сферолитовые агрегаты или отдельные чешуйки в кварце и грейзенах. Нередко молибденит встречается в виде оторочек по

зальбандам жил. Из других минералов отмечаются пирит, вольфрамит, сфалерит, борнит, ильменорутил, блеклая руда, халькопирит, галенит, висмутин, а также альбит, микроклин, мусковит и флюорит.

На месторождении В. Ф. Чухровым выделяются три вертикальные зоны, отличающиеся минерализацией и составом околожильных грейзенов: надрудная, рудная и подрудная.

В надрудной зоне жилы характеризуются низким содержанием молибденита; в незначительном количестве присутствуют также пирит, вольфрамит и значительно больше, чем в других зонах, мусковит. Вблизи жил развиты слюдисто-кварцевые грейзены.

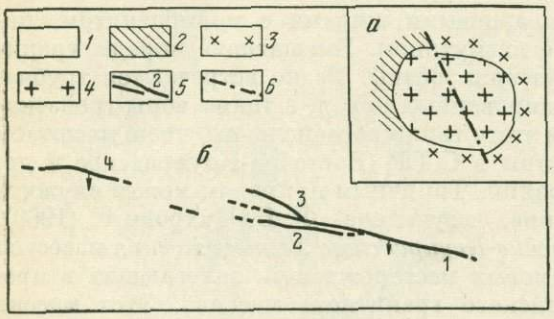


Рис. 54. Восточно-Коунрадское месторождение (по Ф. В. Чухрову).

а — геологическая схема положения месторождения в Коунрадском гранитном массиве; *б* — схема месторождения; *1* — мелко и крупнозернистые граниты; *2* — осадочно-метаморфические и эффузивные породы верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста; *3* — гранофиры, гранодиориты и граниты каменноугольного возраста; *4* — Восточно-Коунрадский гранитный массив (верхний палеозой); *5* — рудные жилы и их номера; *6* — тектонические нарушения

Ниже надрудная зона сменяется рудной. В этих частях жил содержание молибденита достигает промышленных концентраций не только в жильном выполнении, но в грейзенах, которые по составу являются кварцевыми. В подчиненных количествах отмечаются пирит, жильбертит, флюорит, реже ильменорутил, мусковит и микроклин.

Рудная зона ниже постепенно иногда резко переходит в подрудную, характеризующуюся очень убогим содержанием молибденита. В небольших количествах встречаются пирит, жильбертит, мусковит и флюорит. Вольфрамит отсутствует. Грейзен почти полностью сложен кварцем, содержащим остатки плагиоклаза. Молибденит не отмечается.

Как установлено Ф. В. Чухровым, рудная зона имеет западное склонение под углом 25—30°, благодаря чему к западу от нее вскрываются жилы надрудной зоны, а к востоку — подрудная зона.

С глубиной мощность околожильных грейзенов уменьшается. На месторождении развита зона окисления и выщелачивания. До глубины 20 м наблюдаются обычные гипергенные минералы меди, железа, а также гипс, каолин и опал. Молибден на участках сильно трещиноватых рудных жил почти полностью вынесен. Ниже развивается повеллит. С глубиной в зоне окисления увеличивается роль галлуазита и уменьшается количество опала. Выщелачиванию молибденита способствовали длительное формирование зоны окисления, сухой полупустынный климат, высокая пиритность руд и отсутствие сильных нейтрализаторов (карбонатов).

Среднетемпературные месторождения

Данные месторождения широко распространены и в них сосредоточены основные запасы молибденовых руд. Формы рудных тел — штокверки, зоны минерализованных пород и жилы. Процесс минерализации обычно происходил в несколько стадий.

На молибденовых и медно-молибденовых месторождениях процесс минерализации часто начинался с калишпатизации (при 700—400° С), которая сменялась серицитизацией и окварцеванием, затем имело место отложение кварца и рудных минералов. Молибденит обычно выделялся дважды: ранний, крупночешуйчатый, совместно с пиритом и мусковитом и поздний, мелкочешуйчатый (основная масса). В следующие стадии происходило отложение сульфидов свинца и цинка и в завершение — кварца с карбонатами.

На вольфрам-молибденовых месторождениях отложение основной массы молибденита имело место раньше проявления вольфрамовой минерализации, развитой обычно в виде самостоятельных жил. Далее на молибденовую и вольфрамовую минерализацию накладываются минеральные образования сульфидной стадии (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, борнит, блеклая руда, кварц). Завершался процесс выделением карбонатов.

Характерной особенностью большинства месторождений является некоторое обособление сульфидов свинца и цинка от кварц-молибденитовых жил. Перейдем к краткой характеристике главнейших рудных формаций характеризуемого класса месторождений.

Кварц-молибденитовая формация

Месторождения данной формации самые многочисленные и имеют наибольшее промышленное значение. Минеральный состав их довольно простой: кварц, молибденит, пирит, карбонаты, турмалин, редко галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин и флюорит.

К месторождениям данной формации относятся Клаймакс и Квеста (США), Кнабен (Норвегия), Давенда, Умальта (СССР) и др.

Кварц-сфалерит-галенит-молибденитовая формация

Месторождения данной формации встречаются реже, но некоторые из них, залегая в форме штокверков, обладают относительно крупными запасами. Месторождения формируются в шесть-семь стадий.

С сульфидами (галенит, сфалерит, халькопирит) нередко связано выделение золота, а из примесей в рудах отмечаются селен и теллур. Месторождения этой формации известны в СССР (Шахтама и др.).

Кварц-халькопирит-молибденитовая формация

Месторождения данной формации (так называемые меднопорфировые или прожилково-вкрапленные руды) тесно связаны с умеренно кислыми гранитоидами. Оруденение представлено тонкими прожилками и вкрапленностью халькопирита, пирита, реже галенита, сфалерита и молибденита. Почти постоянно в рудах присутствует золото, а молибдениты обогащены рением. Вмещающими породами являются интенсивно серицитизированные и окварцованные интрузивные порфировые породы. Оруденение приурочено к куполам и верхним частям небольших интрузий порфировых пород. Содержание молибдена в рудах низкое (от тысячных долей процента до 0,05%), но запасы значительны. Месторождения этого типа известны в СССР (Коунрад, Бощекуль, Каджаран), США (Бингем), Чили (Чукикамата, Браден и др.).

Настуран-молибденитовая формация

Месторождения этого типа большого практического значения не имеют. Они приурочены к участкам пересечения разломов различного направления, секущих туфогенно-осадочные породы и эффузивы типа кварцевых порфиров. Форма месторождений — штокверковые зоны. Молибденит мелкочешуйчатый, находится в тесном прорастании с урановой смолкой. Выделение его происходило после образования основной массы сульфидов и карбонатов. Изменение вмещающих пород вблизи рудных тел выражается в серицитизации, хлоритизации, окварцевании, альбитизации, карбонатизации или аргиллизации.

* *
*

В качестве примера среднетемпературных гидротермальных молибденовых месторождений рассмотрим уникальное месторождение Клаймакс (штат Колорадо, США), являющееся типичным представителем штокверковых месторождений кварц-молибденитовой формации.

Месторождение Клаймакс — это самое крупное молибденовое месторождение в капиталистических странах. Ежедневно обогатительные фабрики перерабатывают 43 тыс. т руды со средним содержанием 0,4% MoS_2. С 1948 г. попутно из руды начали извлекать вольфрамит (в 1966 г. 750 т WO_3), а также касситерит, пирит и монацит. Общие запасы руд оцениваются в 400 млн. т. Месторождение залегает в древних докембрийских гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах вблизи регионального разлома Москито, отделяющего с запада область развития палеозойских пород от докембрийских образований, слагающих рудоносную площадь. Все породы, согласно Уоллесу и др. (1973), разбиты разломами и прорваны раннетретичными порфирами диорит-кварц-монцонитового состава.

Молибденовая минерализация связана со сложным штоком риолитовых порфиров и ассоциирующих с ним даек среднетретичного возраста, развившихся со стороны лежачего бока сброса Москито (рис. 55). Молибденит и другие рудные минералы сконцентрированы в трех обособленных штокверках, каждый из которых возник в одну из фаз становления штока Клаймакс. Формирование же этого штока происходило в четыре фазы, сопровождавшиеся гидротермальными проявлениями, которые связаны с этими фазами генетически, во времени и пространстве. Формирование интрузивного тела каждой фазы сопровождалось раздвиганием боковых пород и образованием надинтрузивного купола.

Рудные тела имеют много сходных черт, но интенсивность и особенности распространения минерализации в них различны. У верхнего контакта каждой продуктивной интрузивной фазы штока залегает зона интенсивно окварцованных пород, выше их перекрывают и окаймляют молибденитовые рудные тела. Над молибденитовыми залежами залегают зоны пирит-вольфрамитовых руд, которые в сущности являются индикаторами скрытого молибденового оруденения. Породы первых двух ранних фаз имеют близкий химический и минеральный состав и сложены кварцем, ортоклазом, альбитом и биотитом. Они образуют два небольших массива, имеющих в плане почти изометрические формы (размером 360 × 630 м). Первый из них (наиболее ранний) находится ближе всего к поверхности, огибая вершину второго массива. Имея куполовидную кровлю и вертикальные стенки, второй из упомянутых массивов с периферии сопровождается дайками того же состава, изгибающимися в плане

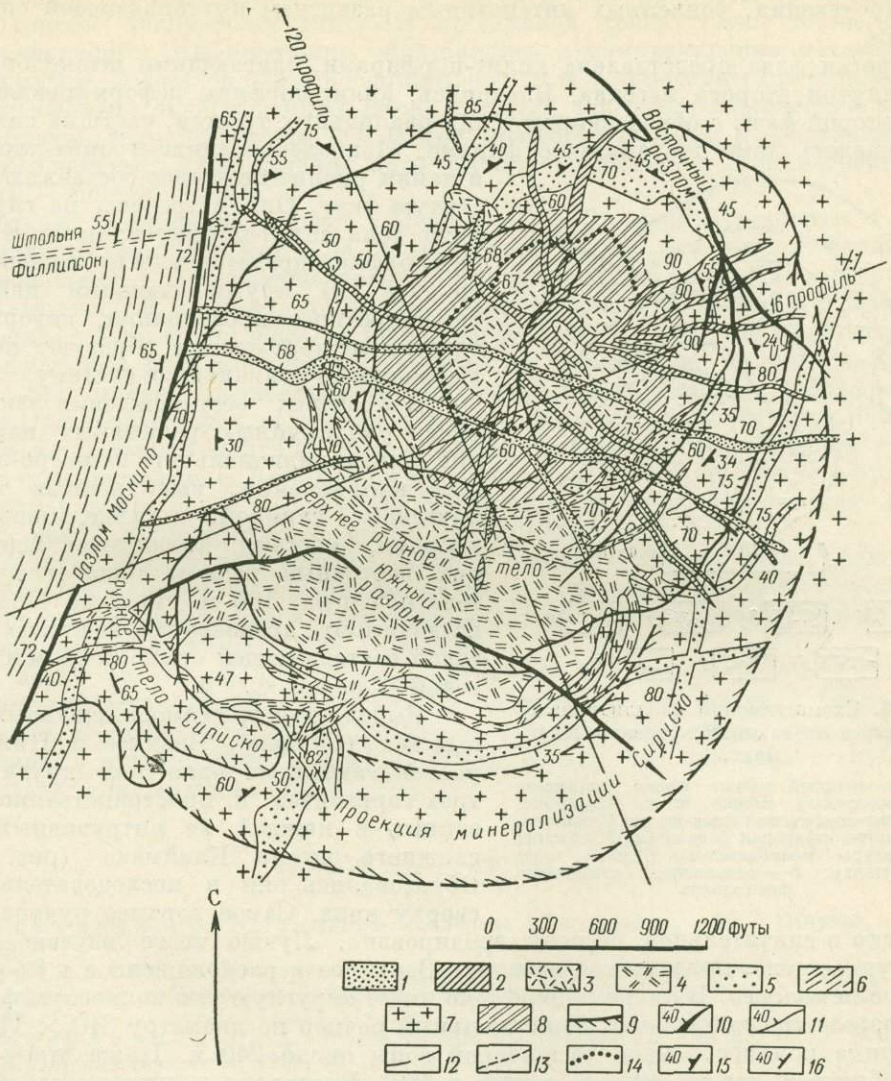


Рис. 55. Геологический план горизонта Филлипсон месторождения Клаймакс (по Уоллесу и др.).

1—5 — третичные порфировые породы Клаймакса: *1* — дайки поздних риолит-порфиров; *2* — дайки внутрирудных риолит-порфиров; *3* — центральный массив штока Клаймакс; *4* — юго-западный массив штока Клаймакс; *5* — кварцевые монцонит-порфиры; *6* — палеозой, пенсильванская формация с 40% силлов третичных кварцевых порфиров; *7* — докембрийские граниты и сланцы; *8* — интенсивно окварцованные породы; *9* — контур рудного тела (изолиния содержания 0,2% MoS_2); *10* — сбросы и их углы падения; *11* — контакты и их углы падения; *12* — предполагаемые контакты; *13* — постепенные переходы; *14* — примерный контакт зоны окварцевания; *15* — простирание и падение сланцеватости; *16* — простирание и падение напластования

и разрезе в соответствии с направлением контакта. Особенностью внутреннего строения второго массива является также отчетливое проявление в порфирах текстур течения, усиленных интенсивным развитием крутопадающей сланцеватости.

Третья фаза представлена аплит-порфирами, слагающими штокообразное тело внутри второго массива. Внедряясь, аплит-порфиры деформировали породы второй фазы с образованием в них радиальных трещин, часть из которых залечивалась теми же аплит-порфирами. Наиболее поздние гранит-порфиры и дайки риолит-порфиров составляют четвертую фазу. Они встречены на глубине ниже тела аплит-порфиров; поздние риолит-порфиры представлены протяженными (до 1,5 км) крутопадающими дайками близширотного простирания, которые на участке месторождения образуют неясно выраженную радиальную систему.

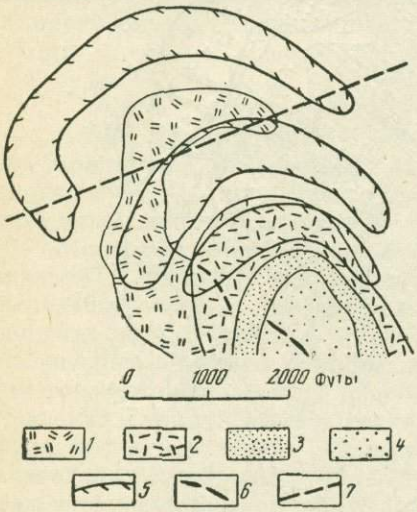


Рис. 56. Схематический идеализированный разрез через месторождение Климакс.

1 — юго-западный массив штока Климакс; *2* — центральный массив штока Климакс; *3* — аплит-порфировая фаза штока Климакс; *4* — гранит-порфировая фаза штока Климакс; *5* — контуры молибденового рудного тела; *6* — контакты; *7* — современная эрозионная поверхность

В пределах месторождения закартирован ряд крупных разрывных нарушений близмеридионального и северо-западного направления, выполненных тектонической глинкой, халцедоновидным кварцем, местами флюоритом. Один из них, восточный разлом смещает рудные тела почти на 100 м. Разлом Москито, по-видимому, древнего заложения со сбросовой составляющей около 3000 м и сдвиговой — около 450 м.

Выделяются три самостоятельных рудных тела (Сириско, Верхнее и Нижнее), располагающихся одно под другим на трех горизонтах и пространственно связанных с каждой из интрузивных фаз сложного штока Климакс (рис. 56). Образовались они в последовательности сверху вниз. Самое верхнее рудное тело Сириско в значительной степени эродировано. Лучше всего изучено среднее рудное тело, получившее название Верхнего и расположенное в 60—90 м от кровли массива. В плане рудное тело имеет округлую или кольцевую форму, а в разрезе сводообразную. Максимальный размер по диаметру 810 × 1100 м, а ширина кольцеобразной рудоносной зоны около 240 м. Ниже это рудное тело образует уже не кольцо, а дугу в 180°. Благодаря гидротермальной деятельности, которая предшествовала, сопровождала и завершала отложение молибденита, возникли зоны фельдшпатизации, пирит-вольфрамитовой минерализации и интенсивного окварцевания. Каждая такая зона повторяет форму рудной зоны и соответственно располагается внутри, выше и ниже Верхнего рудного тела. Весьма характерным является развитие процесса калиевого метасоматоза, особенно интенсивное перед оруденением над контактом интрузивного тела. Области интенсивной калишпатизации, как правило, совпадают с участками самой богатой рудной минерализации.

Основное количество (95—97%) молибденита заключено в кварцевых прожилках мощностью от 1—2 мм до 1—2 см. Число их на 1 м составляет

40—50 штук и увеличивается к висячему боку рудного тела. В виде вкрапленности молибденит отмечается в пегматитовых линзах, аплитовых дайках и в интенсивно окварцованной породе, а также в виде примазок по трещинам.

В составе кварц-молибденитовых прожилков присутствуют также ортоклаз и флюорит. Эти прожилки образовались преимущественно метасоматическим путем. В составе более поздних прожилков установлены пирит и топаз. Зона интенсивно окварцованных пород сложена тонкокристаллическим кварцем, образуя тело диаметром 450 м при мощности 90—200 м. Лежачий бок зоны интенсивного окварцевания характеризуется довольно резкой границей, висячий — постепенной.

Среднее содержание пирита в руде 2—3%. Он концентрируется в зоне над молибденовыми рудами и по их периферии в виде кварц-пирит-серицитовых прожилков. С зоной концентрации пирита примерно совпадает зона развития вольфрамовой минерализации (среднее содержание WO_3 0,06%). Диаметр зоны вольфрамовых руд 1200 м, мощность 90—150 м. Там, где молибденовая и вольфрамовые зоны совмещены, наблюдается пересечение кварц-молибденитовых прожилков кварц-пирит-серицитовыми, содержащими вольфрамит. В очень незначительных количествах в руде встречаются касситерит, браннерит, ильменорутил и монацит. Остальные рудные тела имеют подобное строение, но отличаются более бедным содержанием молибдена. Для Нижнего рудного тела характерны более высокие концентрации вольфрама; основная масса вольфрамовой руды поступает из этого рудного тела.

Поздняя, «безрудная» стадия (кварц, пирит, серицит, топаз, флюорит, каолинит, родохрозит, халькопирит, сфалерит, галенит, гюбнерит и молибденит) проявлена широко, но чрезвычайно неравномерно в пегматитовых образованиях, тонких просечках и в разломах.

В целом на месторождении намечается закономерная повторяемость интрузивно-гидротермальной деятельности. Каждое последующее рудное тело меньше по размерам и находится ближе к кровле материнского интрузива по сравнению с предыдущим. Мощность вольфрамовых зон при этом с глубиной возрастает для каждого тела.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брызгалин О. В. Геохимия молибдена и вольфрама. М., «Наука», 1971, с. 63—80.

Дружинин А. В. Структурные условия локализации вольфрамового и молибденового оруденения в Восточном Забайкалье. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1968, № 8, с. 44—60.

Коноплянцев М. А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана. — «Советская геология», 1959, № 2, с. 85—104.

Мкртчян С. С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1969, с. 2—328.

Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймекс в штате Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США, т. 2. М., «Мир», 1973, с. 217—260. (Авт.: С. Р. Уоллес, Н. К. Мункастер, Д. С. Джонсон и др.).

Перельман Ф. М., Зворыкин А. Я. Молибден и вольфрам. М., «Наука», 1968, с. 1—139.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибденовольфрамового месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 1—165.

Покалов В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., Изд-во «Недра», 1964, с. 1—204.

Хрущов Н. А. Молибден. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 19. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 4—21.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 1—237.
Permingeat F. et Bourg P. Les gisements de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut-Atlas). Rabat, Edition du Service gèologique du Maroc (publié en 1959), 1957, 284 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

В настоящее время с помощью радиоуглеродного метода достаточно точно установлено, что медь была известна человеку на территории Турции уже в начале седьмого тысячелетия до нашей эры, а на Балканах она использовалась за 5000 лет до н. э.*. Интересно то, что человек начал использовать сразу не самородную медь, а выплавленную из окисленных руд. Позднее, во втором тысячелетии до нашей эры начал применяться сплав с оловом — бронза. До бронзы на Кавказе употреблялись сплавы меди с мышьяком, а в Средней Азии — медно-свинцовые сплавы.

Медь — один из важнейших в промышленности металлов. Электролитическая медь, применяемая в электротехнике, должна быть максимально чистой. Медь нашла широкое применение в машиностроении, в химической промышленности (перегонные котлы, холодильники, змеевики, трубы), в судостроении, гравировании, выделке медной монеты и во многих других областях. Главная же масса меди идет на изготовление сплавов, из которых важнейшие — бронзы и латуни. В настоящее время изготовляются самые разнообразные бронзы, состоящие не только из различных соотношений меди и олова, но в некоторых сортах также включающие свинец, цинк, фосфор, кремний и другие компоненты. Латунь состоит из сплава меди (60—80%) с цинком (20—30%). Для специальных целей применяются сплавы меди с никелем, железом, марганцем и др.

В начале XIX столетия добыча меди на всех континентах составляла лишь 18 000 т. При Петре I Россия ряд десятилетий занимала первое место в мире

Таблица 12

Запасы и добыча меди в некоторых капиталистических странах

Страна	Запасы, тыс. т		Добыча по годам, тыс. т			
	общие	в том числе достоверные	1913	1937	1957	1971
Всего	334 190	202 700		2143,0	2977,0	4988,0
В том числе:						
США	73 000	45 000	566,4	763,8	985,3	1390,8
Чили	59 000	42 000	42,3	413,3	485,6	707,5
Мексика	11 000	5 500	5,8	46,1	60,6	63,6
Перу	23 000	12 000	27,8	34,2	57,2	192,6
Канада	27 000	17 700	34,8	248,9	309,4	653,0
Замбия	54 000	24 800	0,8	249,8	422,9	651,4
Заир	36 000	19 000	7,5	150,6	242,2	408,0
Япония	2 200	2 000	66,5	65,0	81,7	120,0
Австралия	7 100	6 100	47,2	20,1	53,0	169,6
Остальные страны	41 890	28 600		421,2	279,1	632,5

* Е. Черных. Первый металл планеты. — «Наука и жизнь», 1968, № 7, с. 33—37.

по выплавке меди, затем стояла на очень низком месте. Например, в 1913 г. Россия ввезла из зарубежных стран 6896 т меди. В СССР достигнуты значительные успехи в развитии медной промышленности.

В настоящее время только в капиталистических странах выплавка меди достигла 5000 тыс. т. Запасы меди в некоторых странах приведены в табл. 12.

В США в 2000 г. предполагается выплавлять минимум 8,1 и максимум 13 млн. т меди*.

Еще в начале XX в. разрабатывались богатые руды с содержанием меди 5—15% и более. В настоящее время кондиции руд более низкие. При подземной разработке крупных месторождений содержание меди должно быть не менее 1%, для мелких — около 3%, при отработке карьерами в зависимости от масштаба — 0,2—0,7%. Из комплексных полиметаллических руд медь извлекается при содержании от 0,1% и более.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ МЕДИ

Кларк меди 0,01%. Больше всего ее содержится в основных породах ($1{,}4 \cdot 10^{-2}$%), меньше в гранитах ($3 \cdot 10^{-3}$%) и глинах ($5{,}7 \cdot 10^{-3}$%). Медь — типичный халькофильный элемент, и главная масса ее встречается в виде сульфидов. В природных соединениях медь встречается в одно- и двухвалентной форме. Высокой миграционной способностью в восстановительных условиях обладает Cu^{2+}, которая под влиянием ионов CO_3^{2-}, SiO_3^{2-}, PO_4^{3-} и VO_4^{3-} осаждается с образованием фосфатов, карбонатов и силикатов меди.

Однако формирование этих соединений в зоне окисления происходит при условии небольшого содержания в рудах пирита, или когда рудные тела залегают в известняках. В нейтральной среде, характерной для месторождений, залегающих в алюмосиликатных породах, особенно при наличии в рудах большого количества пирита, медь из зоны окисления может выноситься почти полностью и концентрироваться в зоне вторичных сульфидов. Формы переноса меди различны в зависимости от конкретных геологических условий. В кислой среде медь обычно мигрирует в виде сульфата, в карбонатно-щелочной (pH = = 8—8,5) — в виде тонкой взвеси карбонатных частиц. В. В. Щербина и А. И. Перельман считают, что в переносе меди и других химических элементов важную роль играют комплексные соединения, представленные как органическими, так и неорганическими (карбонаты, фосфаты и т. д.) комплексами.

Известно много минералов, содержащих медь. Например, в зоне выветривания насчитывается более 200 минералов этого металла. Основное промышленное значение имеют 17 первичных и вторичных минералов меди: самородная медь Cu (100% Cu), халькопирит $CuFeS_2$ (34,5% Cu), борнит Cu_5FeS_4 (63,3% Cu), кубанит $CuFe_2S_3$ (22—24% Cu), халькозин Cu_2S (79,8% C), ковеллин CuS (66,4% Cu), энаргит Cu_3AsS_4 (48,3% Cu), тетраэдрит Cu_3SbS_3 (52,1% Cu), теннантит Cu_3AsS_3 (57% Cu), куприт Cu_2O (88,8% Cu), тенорит CuO (79,8% Cu), малахит $Cu_2(CO_3)(OH)_2$ (57,3% Cu), азурит $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$ (55,1% Cu), хризоколла $CuSiO_3 \cdot nH_2O$ (36,0% Cu), брошантит $Cu_4(SO_4)(OH)_6$ (56,2% Cu), атакамит $CuCl_2 3Cu(OH)_2$ (59,4% Cu), халькантит $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ (25,45% Cu).

---

* Здесь и в дальнейшем прогнозные цифры на 2000 г. заимствованы из книги «Доклады Горного департамента США. Минеральные ресурсы и проблемы их развития». Вашингтон, 1970.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Медь концентрируется в месторождениях всех известных генетических групп, за исключением пегматитовой. Промышленное значение имеют месторождения:

1. Магматические
2. Контактово-метасоматические
3. Гидротермальные

А. Среднетемпературные

а. меднопорфировых руд (кварц-халькопирит-молибденовые)
б. медноколчеданные
в. жильные

Б. Низкотемпературные

а. самородной меди с цеолитами
б. медистые песчаники

4. Инфильтрационные
5. Осадочные.

В связи с тем, что низкотемпературные гидротермальные месторождения медистых песчаников и экзогенные месторождения (инфильтрационные и осадочные) имеют много сходных черт и по вопросу их генезиса высказываются различные представления, все эти месторождения мы объединяем в один промышленный тип «стратиформные месторождения медистых песчаников».

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Медные месторождения возникали в различные геологические эпохи и формировались в разнообразной геологической обстановке. Немало эндогенных месторождений меди собственно магматического (Канада) и гидротермального (Центральная Африка) происхождения образовались в нижнем и верхнем протерозое. Больше всего палеозойских месторождений контактово-метасоматического и гидротермального генезиса развито в СССР. В мезо-кайнозойскую эпоху в течение нижнего мела и третичного периода сформировались гидротермальные медные и частью медно-молибденовые месторождения Средиземноморской зоны — Испании, НРБ, Турции, Армянской ССР и Ирана. Меловой и третичный возраст имеют многочисленные гидротермальные медные месторождения Тихоокеанского пояса, особенно порфировых медных руд и другие (Канада, США, Мексика, Перу и Чили), а также медноколчеданные месторождения Японии и Филиппин. Мезо-кайнозойский возраст имеют некоторые медно-молибденовые прожилково-вкрапленные месторождения Восточного Забайкалья и Монголии. В пределах Тихоокеанского пояса медные месторождения размещаются преимущественно в его внутренней части. Условия локализации медных месторождений и вертикальный размах оруденения независимо от времени его возникновения в значительной степени обязаны тому, в каких геологических условиях они развиты.

Для магматических месторождений ликвационного происхождения, возникших на щитах, характерна приуроченность оруденения преимущественно к донной части стратифицированных массивов, в пределах которых обычно залегают пластообразные рудные тела, а также к секущим крутопадающим разрывным нарушениям, вдоль которых локализуются рудные жилы.

Среди гидротермальных медных месторождений, развитых на щитах, широко распространены трещинные жилы либо штокверковые зоны, локали-

зующиеся вдоль крупных долгоживущих разрывных нарушений и распространяющиеся обычно на большую глубину по падению. К подобным месторождениям относятся медные и медно-урановые высокотемпературные месторождения Индии, сформировавшиеся среди архейских кристаллических сланцев и характеризующиеся значительным вертикальным размахом оруденения. В нижнем ярусе складчатых областей широко развиты среднетемпературные, частью высокотемпературные гидротермальные образования, связанные со складчатыми структурами. Здесь основное значение имеют медноколчеданные месторождения, залегающие преимущественно среди вулканических образований, часто рассланцованных, и рудные тела нередко имеют пластообразную форму. Такие же условия залегания характерны и для некоторых собственно медных месторождений типа Успенского медного рудника Центрального Казахстана.

Среди высокотемпературных месторождений в образованиях нижнего яруса складчатых областей развит класс контактово-метасоматических медных месторождений. Их рудные тела обычно имеют сложную морфологию и залегают либо на контакте интрузивных и карбонатных пород, приурочиваясь к зонам разрывных нарушений, либо, обладая складчатой структурой, приобретают пластообразную форму и локализуются на контакте карбонатных и различных алюмосиликатных пород. Большинство гидротермальных штокверковых месторождений медных и медно-молибденовых руд (меднопорфировые месторождения), залегающих в штоках интрузивных массивов, также возникли в образованиях нижнего яруса складчатых областей. В ряде районов определена глубина формирования верхних частей рудных тел гидротермальных медных месторождений, которая оказалась равной 1000—1200 м. Вертикальный размах оруденения многих месторождений 1200—1500 м. Надрудной толщей, под которой возникло оруденение, в большинстве случаев являются образования более верхних ярусов либо малопроницаемые горизонты пород, развитые среди рудовмещающих образований.

Гидротермальные медные месторождения, возникшие в образованиях верхнего яруса складчатых областей, обычно связаны с трещинными структурами. Эти месторождения в большинстве случаев залегают в слоистых эффузивных толщах, экструзивных образованиях либо в породах жерловой фации и имеют форму жил, штокверковых зон или штокверков. Верхняя часть рудных тел формируется на глубине 700—800 м, а вертикальный размах оруденения также не превышает этих цифр. Надрудной толщей являются малопроницаемые эффузивы либо осадочные породы, слабо поддающиеся хрупким деформациям. Оруденение относится к классу среднетемпературных и частью низкотемпературных и характеризуется, особенно в верхних частях рудных жил, развитием сульфосолей меди.

На активизированных платформах разного возраста основное развитие получили месторождения типа медистых песчаников. Они обычно возникают в слабо деформированных и часто залегающих даже горизонтально платформенных образованиях от верхнепротерозойских до третичных. Оруденение развито либо в самом нижнем пласте осадочных пород, развитых на платформах, либо оруденелыми оказываются более высоко расположенные пласты. Оруденение несут обычно пласты пород, обладающие максимальными коллекторскими свойствами. Верхние части меденосных пластов часто формируются на глубине 500—800 м от поверхности земли, существовавшей в процессе оруденения. Вертикальный размах оруденения обычно небольшой и, как правило, равен мощности пачки продуктивных пластов, которая редко превышает

300 м. При наклонном залегании пластов этот размах повышается и может достигнуть многих сотен метров. Надрудная толща, как правило, представлена малопроницаемыми для рудоносных растворов пластами кварцсодержащих либо глинистых сланцев и других подобных пород. Руды рассматриваемых месторождений преимущественно низкотемпературные и для них характерен относительно простой минеральный состав. По мнению некоторых геологов, в платформенных условиях возникают также осадочные месторождения.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Повышенные концентрации меди устанавливаются в классе ликвационных медно-никелевых месторождений, характеристика которых приводится в самом сжатом виде, поскольку более подробно они освещаются при рассмотрении никелевых месторождений. Следует лишь отметить, что медь накапливалась к концу процесса рудообразования в связи с выделением халькопирита, борнита и миллерита. Больше других обогащены минералами меди так называемые экзоконтактовые руды. По мере удаления от контакта с интрузивом происходит смена пирротиновых руд на пирротин-халькопиритовые, а затем миллерит-халькопиритовые. Медью обогащаются также фланги рудных тел. В целом же руды медно-никелевых месторождений, развитых на платформах, богаче медью по сравнению с месторождениями на щитах.

Наряду с медно-никелевыми к магматическим относятся также медно-титановые месторождения, ассоциирующие с массивами габбро. Типичным примером является *Волковское месторождение* на Урале, в районе г. Красноуральска. Здесь в массиве габбро, которое местами метаморфизовано и подвергнуто уралитизации, развиты вкрапленные руды, представленные халькопиритом, борнитом и титаномагнетитом (содержит ванадий). Встречается также апатит.

Согласно С. А. Кашину (1948), намечается тесная связь титаномагнетита и ассоциирующего с ним халькопирита с прототектоническими элементами вмещающих материнских пород — меланократовых и других разновидностей габбро. Кристаллизация рудных минералов началась с выделения в небольшом количестве зерен титаномагнетита совместно с силикатами и закончилась позднее силикатов в виде ксеноморфных зерен с образованием сидеритовых структур. Совместно с титаномагнетитом началось выделение небольшого количества борнита. В главной своей массе борнит отлагался позднее совместно с халькопиритом и с более редким халькозином, образуя с ними типичные структуры распада твердых растворов. Минерализации подвергнута апикальная часть массива габбро, имеющего форму факолита. Медное и титаномагнетитовое оруденение частью пространственно разорвано, но преимущественно совмещено и приурочено к соссюритизированному габбро. Руды характеризуются вкрапленными и пятнистыми текстурами и образуют гнезда размером в первые метры, изометрические участки с диаметром в первые десятки метров и зоны, вытянутые в меридиональном направлении на сотни метров.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контактово-метасоматические скарновые месторождения меди имеют достаточно широкое распространение, но крупные рудные объекты среди них встречаются относительно редко. Общей особенностью этих месторождений является то, что минералы меди в них возникают не в одну, а в несколько

стадий минерализации (обычно в две-три). В частности, халькопирит, как правило, кристаллизуется в более раннюю магнетитовую и в более позднюю собственно сульфидную стадии. В некоторых месторождениях халькопирит *кристаллизуется еще в третью пирит-галенит-сфалеритовую стадию.*

В качестве примера охарактеризуем Турьинскую группу медных месторождений на Урале и месторождение Бисби в штате Аризона (США).

Турьинская группа месторождений, объединяющая несколько рудников, находится на Среднем Урале. В изучении этого месторождения, разрабатывавшегося с 1758 г., принимали участие многие видные геологи (Е. С. Федоров, Д. С. Коржинский и др.). В геологическом строении района Турьинских рудников принимает участие осадочно-эффузивная толща среднего палеозоя. В основании толщи залегают образования спилит-диабазовой серии верхнего силура, перекрывающиеся авгитовыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями нижнего девона. Далее следуют среднедевонские известняки мощностью 300—400 м, перекрытые туффитами (200 м), выше которых залегают роговообманковые порфириты. Все упомянутые породы собраны в складки и прорваны массивом гранодиоритов, сателлитами этого массива и более поздними дайками диабазовых порфиритов. Оруденение развито на восточном крыле синклинали (складка имеет значительное протяжение), осложненной двумя достаточно крупными надвигами.

Широкое развитие скарны получили на контакте известняков и гранитоидов, на контакте известняков и залегающих на них роговообманковых порфиритов, а частью на контакте известняков и подстилающих их авгитовых порфиритов. Оруденение обычно приурочено к контакту скарнов и известняков, но местами вдоль тектонических зон скарны оказываются сорванными и оруденение проявляется вдоль контакта известняков и гранитоидов, а иногда даже в одних известняках. Рудные минералы обычно замещают андрадит и геденбергит, а местами развивающийся по пироксену тремолит. Совместно с отмеченными минералами проявляются эпидот, хлорит, кварц и карбонаты.

Проведенными исследованиями пока не установлено, сколько стадий *скарнообразования проявилось на месторождении. Однако, согласно данным* Г. Ш. Норштейна (1967), на месторождении развиты поздние скарны (пироксеновые), с которыми ассоциирует медное оруденение. Поздние рудоносные скарны наложены на более широко распространенные контактовые скарны (пироксен-гранатовые и гранатовые). Рудные минералы представлены пиритом, *пирротином, содержащим кобальт, халькопиритом, леллингитом и частично* молибденитом. А. Г. Бетехтин еще отмечает наличие тетраэдрита, сфалерита, галенита и арсенопирита. Местами руда существенно магнетитовая (Никитинский рудник). В гнездообразных и столбообразных рудных телах, развитых на всех месторождениях, на контакте андрадитовых скарнов и известняков залегает очень богатая медная руда. Вдоль тектонических зон и особенно вдоль контакта скарнов и гранитоидов развито прожилково-вкрапленное оруденение.

Наиболее типичным медным месторождением Турьинской группы является Фроловское. Главные рудные тела этого месторождения имеют сложную столбообразную форму и залегают на контакте скарнов и известняков (рис. 57).

Из зарубежных медных месторождений, связанных со скарнами, важное промышленное значение имеет *месторождение Бисби* в штате Аризона (США), открытое в 1877 г. На этом месторождении добыто более 2 млн. т меди, много серебра и золота, а также некоторое количество свинца и марганца общей стоимостью более 1 млрд. долларов. Средняя годовая добыча меди 70 000 т. Среднее содержание меди в рудах 1,5—3%.

В основании разреза пород, развитых на рудоносной площади, расположены докембрийские кристаллические сланцы. На них несогласно залегают палеозойские известняки и кварциты мощностью 1500 м. Последние в свою очередь несогласно перекрываются отложениями мелового возраста с базальными конгломератами в основании (1200—1500 м). Породы смяты в складки и прорваны массивами гранитоидов (гранит-порфирами и монцонит-порфирами). Из разрывных нарушений основное значение имеет сброс Дивиденд, приводящий в соприкосновение кристаллические докембрийские сланцы с палеозойскими отложениями. Пласты известняка минерализованы либо замещены кальциево-алюмо-железистыми скарнами с магнетитом. Вкрапленные руды, развитые в интрузивных породах, содержат пирит, халькопирит, борнит и халькозин. Трубы и метасоматические залежи сложены скоплениями пирита с включением халькопирита, борнита и редкими теннантитом, сфалеритом и галенитом. Среднее содержание меди 4%. По удалении от центра рудного поля в рудах становится больше галенита и сфалерита, а еще далее появляются минералы свинца и серебра, ассоциирующие с кальцитом и кварцем.

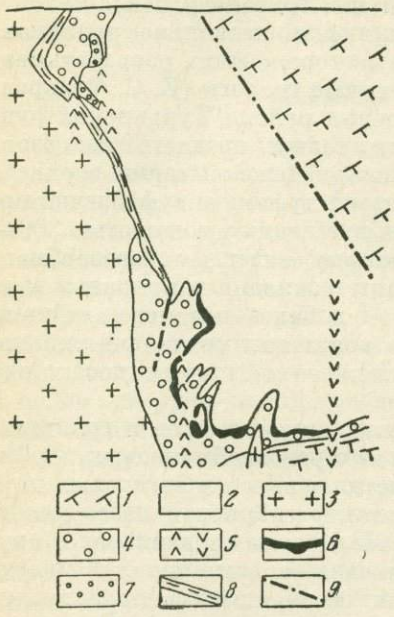


Рис. 57. Разрез через Фроловское месторождение (по Г. Ш. Норштейну, с некоторыми упрощениями).

1 — эффузивные порфириты и туфы; *2* — известняки мраморизованные; *3* — кварцевые диориты, околоскарновые (контактовые) порфириты; *4* — скарны гранатовые; *5* — дайки порфиритов; *6* — массивная сульфидная руда в салитовых скарнах; *7* — вкрапленная сульфидная руда в гранатовых скарнах; *8* — зона скалывания; *9* — разрывные нарушения

С поверхности руды подвергнуты интенсивному окислению, при этом вторичные процессы достигают глубины 660 м. Зона вторичного обогащения проявляется только в рудах, залегающих в порфирах. В известняках наблюдались значительные скопления малахита. Гипогенная зональность, проявленная на месторождении, рассматривается по Эммонсу, т. е. предполагается, что образование руд происходило из единого эволюционирующего потока растворов, из которых последовательно выпадали минеральные ассоциации, начиная от гипотермальных до мезотермальных и эпитермальных.

СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения медно-порфировых руд

По данным К. Л. Пожарицкого (1969), медно-порфировые месторождения заключают 48% мировых запасов меди. В настоящее время из них добывается примерно 43% меди капиталистических стран (в Чили и Перу почти 100%, а в США более 80%). В медно-порфировых рудах постоянно присутствуют молибден, золото, серебро и ренит, которые извлекаются попутно. Подсчитано, что эти месторождения дают более 30% мирового производства молибденовых концентратов. Месторождения пользуются большим распространением и изве-

стны во многих странах. Прежде всего следует отметить Чили, Перу, Мексику, США, Филиппины, МНР, Югославию и Болгарию. В СССР они сосредоточены в Армении, Узбекистане, Казахстане и Тувинской АССР.

Отмечается приуроченность меднопорфировых месторождений к региональным разломам. Значительная их часть локализуется вблизи крупных апофиз интрузивных пород, куполовидных выступов и на участках резкого изменения углов падения контакта интрузивных тел. Возраст большинства месторождений меднопорфировых руд в США и Мексике (Бингем, Или, Ахо, Майами, Сан-Мануэль, Инспирейшен, Санта-Рита и др.) раннетретичный. Альпийскими являются месторождения Чили и Перу. К третичному возрасту относятся месторождения Армении (Агарак и Каджаран), а варисский возраст имеют месторождения Узбекистана, Казахстана и Алтая.

Месторождения по запасам меди 1—3 млн. т считаются средними, а более 4 млн. т (например, Токепала и Куахоне в Перу, Беркли и Бингем в США) — крупными. Уникальным является месторождение Чукикамата (Чили) с запасами более 20 млн. т. Для месторождений характерна тесная пространственная связь с дайками и штокообразными телами субвулканических комплексов гранитоидов. В ряде случаев наблюдается приуроченность к корневым частям эффузивных потоков, иногда рудные тела находятся в вулканических аппаратах.

Глубина распространения промышленного оруденения обычно составляет 130—700 м. Это близповерхностные месторождения, ассоциирующие с порфировыми породами, отвечающими по составу липаритам и дацитам. Они обнаруживают пространственную связь с интрузиями умеренно кислого состава. По форме месторождения чаще всего представляют собой штокверки овальной, кольцевой, удлиненной в плане и столбообразной или конусовидной в вертикальном разрезе. Оруденение представлено многочисленными и разноориентированными рудными прожилками и вкрапленностью, реже несколькими системами жил в гидротермально измененных породах. Вмещающие породы: граниты, монцониты, сиениты, гранодиориты, диориты, порфировые породы (гранит и монцонит-порфиры), интрузивные дациты и андезиты интенсивно гидротермально изменены. Оруденение на некоторых месторождениях развито также в эффузивных и осадочных породах — диабазах, туфах, сланцах, песчаниках, кварцитах и известняках. Изменение вмещающих пород выражается в образовании кварц-полевошпатовых, кварц-серицитовых (часто с пиритом) пород, в ряде месторождений проявляется также биотитизация и аргиллизация.

Главные рудные минералы пирит, халькопирит, иногда борнит, второстепенные — блеклая руда, энаргит, гипогенный халькозин, магнетит, галенит, гематит, молибденит и золото.

Содержание меди в первичных рудах обычно 0,6—0,7%. В настоящее время на ряде месторождений отрабатываются руды с содержанием меди 0,2—0,4%. Наибольшую ценность на описываемых месторождениях представляет зона вторичного сульфидного обогащения, где содержание меди увеличивается до 0,7—1,5%. Мощность этой зоны колеблется от 100 до 200 м. Зона окисления, глубина которой изменяется от 40—50 до 100 м, имеет подчиненное значение, но на некоторых месторождениях (например, Чукикамата) заключает главную часть запасов.

При изучении геологии рассматриваемых месторождений особый интерес вызывает вопрос генезиса мелкой трещиноватости, обусловливающей штокверкообразную форму рудных тел. В настоящее время большинство исследователей приходят к выводу, что она обусловлена тектоническими деформациями и проявляется в породах, характеризующихся низкими прочностными свойствами.

Однако многие геологи США считают, что мелкая трещиноватость в штоках возникает в связи с прорывом под большим давлением летучих, которые производят дробление затвердевшей «корки» рудоносных штоков.

Вопрос о генетической связи оруденения с вмещающими интрузивными образованиями многими исследователями решается априори без специальных доказательств. Имеются лишь отдельные примеры, когда исследователи пытались доказать прямую генетическую связь оруденения со штоками интрузивных пород, в которых оно развито. В частности, Гилюли (Gilluly, 1946) на примере месторождения Ахо в штате Аризона (США) установил, что все породообразующие минералы, включая акцессорные, в пределах минерализованной части интрузива содержат множество пузырьков жидкости и газа. Здесь же наблюдается резорбция фенокристаллов основной массой. В последующую стадию после дробления, вызванного летучими, происходила пегматитизация рудовмещающей интрузивной породы, за которой следовали процессы окварцевания, хлоритизации, отложение магнетита и, наконец, сульфидов. Учитывая совпадение контуров пегматитизации и более поздней минерализации, а также проявление более ранних магматических изменений, Гилюли пришел к выводу, что весь процесс позднемагматических изменений и минерализации проходил последовательно и непрерывно в апикальных частях интрузивного штока и связан с его кристаллизацией.

Перейдем к краткой характеристике некоторых медно-порфировых месторождений.

Пояс медно-порфировых месторождений в штате Невада (США). В пределах этого пояса развиты разрывные нарушения двух направлений: широтного и меридионального. Вдоль первых внедрились массивы монцонитов и монцонит-порфиров двух возрастов, имеющих форму штоков и штокообразных даек протяженностью до 12 км. Рудное тело Коппер Флат, приуроченное к штоку монцонит-порфиров, имеет протяжение 1300 м, ширину 100—800 м при полезной мощности около 200 м. Самое крупное в этом районе месторождение порфировых руд Бингем (в штате Юта, США) также пространственно связано со штоком монцонит-порфиров. Оно имеет протяжение 1800 м, ширину 200 м и по падению прослеживается до глубины 750 м. Из этого месторождения добыто более 300 млн. т руды и более 2 млн. т меди. В недрах предполагается 640 млн. т руды с содержанием 1,066 % Cu. Ежедневно здесь добывается 90 000 т руды. Годовое производство меди 300 000 т.

Месторождения медно-порфировых руд Чили. Здесь известны крупные месторождения Чукикамата, Эль-Теньенте (Браден), Эль-Сальвадор, Рио-Бланко, Потрерильос и другие более мелкие. Для этих месторождений характерна связь с порфировыми породами (диоритовые, тоналитовые, гранодиоритовые, монцонитовые порфиры). Рудоносные штокверки сформировались в измененных интрузивных порфирах и в интрудированных ими породах. На большинстве месторождений развиты трубообразные тела брекчий, которые в цементе в изобилии содержат турмалин. Минеральный состав простой. Главными рудными минералами являются халькопирит, затем борнит и гипогенный халькозин. К второстепенным относятся молибденит и энаргит. Наибольшую промышленную ценность представляют руды зоны окисления и ковеллин-халькозин-борнитовые руды зоны вторичного сульфидного обогащения.

Месторождение Эль-Теньенте (Браден) находится в центральной части Андской геосинклинали в поясе развития интрузивных даек и штоков, силлов, кварцевых диоритов. Согласно данным Ховелла и Моулейя (1961), месторождение приурочено к центру вулканической и интрузивной деятельности. На уча-

стке месторождения толща андезитовых лав прорывается сначала тоналитами в форме небольших неккообразных тел и даек, затем кольцевой дайкой дацитовых порфиров, более мелкими дайками того же состава и, наконец, латитовыми порфирами, получившими развитие только в центральной части месторождения. Здесь находится суживающееся книзу трубчатое брекчиевое тело (трубка Браден) размером 1200 м в поперечнике, сложенное обломками (от миллиметров до 1 м) различных пород — андезитов, тоналитов, дацитовых порфиров, сланцев, роговиков и руд (формация Браден). Количество рудных обломков увеличивается с *глубиной и по мере приближения к* внешней границе трубчатого тела брекчий с андезитами.

По периферии трубка Браден окружена двумя разновидностями брекчий (рис. 58), возникших до и после образования формации Браден (*т. е. главного этапа дробления пород*). Ранняя брекчия (дотрубковая) представлена округлыми обломками интенсивно окварцованных и турмалинизированных пород, минерализованных халькопиритом. Более поздняя брекчия (послетрубковая), развивающаяся между брекчиевым телом трубки Браден и кольцевой *зоной ранней брекчии, сложена* мелкими обломками (имеет вид песка) всех перечисленных пород, сцементированных мелкозернистым турмалином.

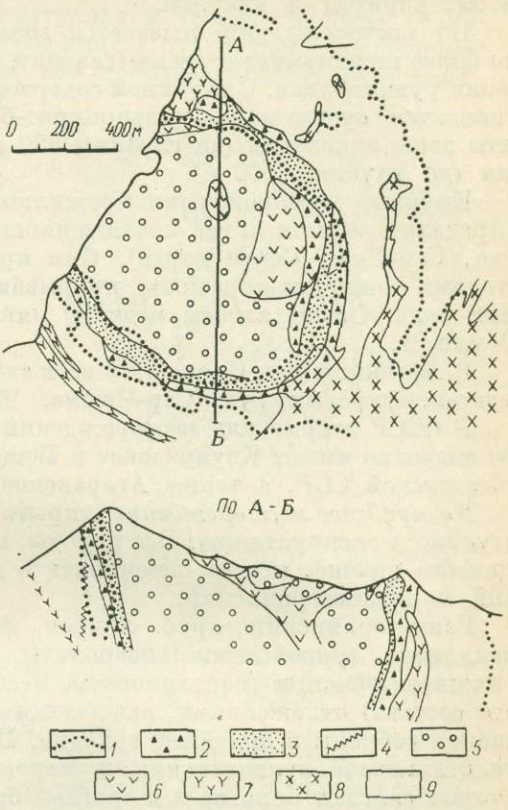


Рис. 58. План и разрез месторождения Эль-Теньенте (Браден).

1 — контуры медного оруденения; *2* — брекчия дотрубковая; *3* — брекчия послетрубковая; *4* — лампрофиры; *5* — формация Браден; *6* — латитовые порфириты; *7* — дацитовые порфиры; *8* — кварцевые диориты; *9* — породы нижнего ферлона

Основное рудное тело имеет вид кольца шириной 600 м, охватывающего кольцевые зоны брекчий двух разновидностей и значительную часть раздробленных и измененных андезитов за пределами трубки Браден. Руды содержат 1,95% Cu и 0,008% Mo. Для процесса минерализации характерно пять стадий:

1) безрудный кварц в андезитах (за пределами рудного тела);

2) главная халькопиритовая. Кварц-анкеритовые прожилки (мощностью 0,5—4,0 мм) с халькопиритом, реже борнитом, пиритом и молибденитом ориентированы во всех направлениях, но преобладают касательные с падением к центру под углом 45°. Эта стадия проявилась повсеместно как внутри формации Браден, так и во вмещающих ее породах в контурах рудного тела;

3) ранняя турмалиновая. Развита во внешнем кольце дотрубковой стадии и в трубке Браден. Прожилки сложены турмалином, кварцем, халькопиритом, борнитом, пиритом и молибденитом. Данная стадия проявилась после главной халькопиритовой, но раньше образования пород формации Браден;

4) поздняя турмалиновая. Проявлена в послетрубковой брекчии. Характеризуется развитием турмалина при отсутствии молибденита;

5) тенантитовая. Проявлена в послерудной брекчии. Представлена прожилками теннантита, галенита, сфалерита с анкеритом, кальцитом, родохрозитом, баритом и кварцем.

На месторождении отмечается зональность, которая выражается в том, что более низкотемпературные (галенит, сфалерит, теннантит) развиты по периферии рудного тела. С глубиной содержание пирита в рудах уменьшается и они становятся существенно халькопирит-борнитовыми. На месторождении развиты зоны окисления (до глубины 350 м) и вторичного сульфидного обогащения (до глубины 500 м).

Крупные месторождения прожилково-вкрапленных руд известны в Перу в пределах медного пояса протяженностью 700 км (Токепала, Куахоне, Келовеко, Сан-Хозе, Серро-Верди). Они пространственно связаны с третичными штоками монцонит-порфиров, прорывающих триасовые известняки и песчаники мела. Общие запасы меди 20 млн. т, в том числе высоких категорий 10 млн. т.

В Афганистане и Иране 87 % всех запасов меди связаны с месторождениями медно-порфировых руд (Сар-Чешме, Чахар-Гонбад, Мейдук, Колвари).

В СССР открыт ряд месторождений меднопорфировых руд. Из них главное значение имеют Коунрадское и Бощекульское в Казахстане, Алмалыкское в Узбекской ССР, а также Агаракское и Каджаранское в Армянской ССР.

Коунрадское месторождение открыто М. П. Русаковым в 1928 г. и с 1933 г. вступило в эксплуатацию. Все породы, принимающие участие в геологическом строении района, можно объединить в два структурных яруса: раннегерцинский и позднегерцинский.

Раннегерцинский ярус сложен фаменскими (песчаники, алевролиты, аргиллиты), турнейскими (алевролиты, песчаники, известняки и порфириты) и нижневизейскими (конгломераты, песчаники, туфы липаритового и дацитового состава) отложениями, залегающими несогласно между собой. Эти образования собраны в линейные складки. Позднегерцинский ярус образован континентальными вулканогенными породами среднего и верхнего палеозоя, которые слагают пологие и широтные брахиформные складки.

Широко развиты в районе интрузивные породы различных комплексов: топарский гранодиоритовый (средний карбон), калдырминский биотитовых гранитов (верхний карбон), жаксытагалинский комплекс даек и малых интрузий (нижняя пермь) и акчатауский аляскитовых гранитов (пермь). Чаще всего массивы интрузивных пород имеют многофазное строение.

Из многочисленных разрывных нарушений преобладают разрывы северо-западного простирания, образующие зону глубинных разломов (рис. 59). Последняя контролирует положение магматических образований и связанных с ними пространственно рудных месторождений района. В пределах рудного поля прослеживается крупная субмеридиональная синклиналь (мульда), сложенная осадочно-вулканогенными породами условно нижне-среднекаменноугольного возраста. В краевых частях мульды обнажаются песчаники и алевролиты, а в центральной — покровы андезитовых порфиритов вместе с туфами и перекрывающие их кислые лавы (кварцевые порфиры, фельзиты), которые образуют типичную купольную вулканическую постройку. К кольцевым разломам в рудном поле приурочены дайки кварцевых порфиров, штоки диоритов и трубчатые тела эксплозивных брекчий, которые концентрируются в два концентрических дайковых пояса. На юге эти два пояса срезаются гранитои-

дами Коунрадского (средний карбон) и Восточно-Коунрадского (пермь) массивов.

Согласно К. С. Газизовой (1957), З. М. Нурбаеву, А. И. Полетаеву (1969) и И. М. Юдину (1969), Коунрадское месторождение приурочено к купольной вулканической постройке, прорванной в центральной (жерловой) части гранодиорит-порфировой апофизой сложно построенного Коунрадского гранодиоритового массива. К этой апофизе тяготеет все промышленное оруденение.

Среди интрузивных пород месторождения различаются субвулканические диабазы начальной интрузивной фазы, гранодиориты и гранодиорит-порфиры основной фазы, дополнительные интрузии порфировидных гранодиоритов — кварцевых диоритов и дайковые серии кварцевых диоритов (ранняя) и диоритовых и диабазовых порфиритов (поздняя). Установлены эксплозивные брекчии, с которыми тесно пространственно связано оруденение, представляющие собой продукты постмагматической пневматолито-гидротермальной деятельности. Брекчиеобразование, по данным А. И. Полетаева и других, происходило в два этапа: с первым из них связано отложение меднопорфировых руд, со вторым — барит-полиметаллической минерализации. Эксплозивные брекчии слагают трубчатые тела или дайки.

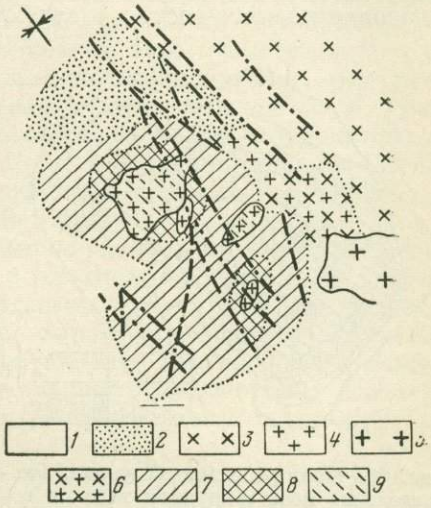


Рис. 59. Схема геологической позиции Коунрадского месторождения (по И. М. Юдину).

1 — турне, липариты, липаритовые порфиры, лавобрекчии кислого состава (C_1t); *2* — фамен, полимиктовые средне- и мелкозернистые песчаники (D_3fm); *3* — акчатауский интрузивный комплекс, крупнозернистые биотитовые граниты (γ_1P); *4* — гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты ($\gamma\delta\pi C_1$); *5* — биотитовые крупнозернистые граниты (γC_1); *6* — биотит-роговообманковые гранодиориты ($\gamma\delta C_1$); *7—9* — вторичные кварциты: *7* — серицитовые, *8* — андалузитовые, *9* — каолинит-серицитовые и серицитовые

Рудное тело представляет собой трубчатую с безрудной сердцевиной залежь, круто погружающуюся на юг-юго-запад и имеющую в разрезе вид пологого усеченного конуса, обращенного вершиной вниз. Пространственно рудное тело тяготеет к экзо- и эндоконтакту тела гранодиорит-порфиров, внедрившемуся в жерло купольного вулкана.

Молибденовая минерализация проявлялась дважды: совместно с медной (основная масса) и позднее, одновременно с барит-полиметаллической. Последняя локализуется в разрывах северо-восточного простирания, секущих медно-рудное тело.

На месторождении отчетливо проявляется гипергенная зональность, представленная четырьмя зонами (сверху вниз): окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд. Три первые зоны к настоящему времени почти полностью отработаны. Первичные руды распространены начиная с глубины 60—70 м и представлены в различной степени измененными, главным образом окварцованными, серицитизированными, каолинизированными гранодиорит-порфирами, в меньшей степени аргиллизированными и окварцованными брекчиями, эффузивами, пропилитизированными порфиритами, альбитизированными и биотитизированными диабазами. Основными текстурами руд являются прожилково-вкрапленные и вкрапленные.

Концентрация меди в рудном контуре крайне неравномерная (рис. 60). Главные минералы в рудах пирит, халькопирит, молибденит и энаргит, второстепенные — сфалерит, магнетит, борнит и галенит. Мощность прожилков колеблется. Расстояние между прожилками варьирует от 0,1—0,3 до 60 м (в среднем 5—10 м). По составу среди рудных прожилков выделяют пиритовые, молибденитовые, пирит-молибденитовые, кварц-пирит-халькопиритовые, пирит-энаргитовые, пирит-халькопиритовые и др. Установлено, что прожилки, обогащенные молибденитом, в основном имеют северо-восточное простирание с падением на юго-восток, а существенно халькопиритовые прожилки характеризуются северо-западным простиранием с падением на юго-запад. Прожилки образуют конически кольцевую систему; с глубиной количество прожилков уменьшается при одновременном увеличении их мощности.

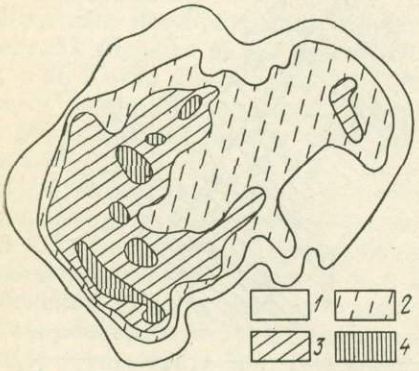


Рис. 60. Месторождение Коунрад. Распределение меди в рудном теле на горизонте 575—590 м.

Содержание меди (в %): *1* — 0,2—0,4; *2* — 0,4—0,8; *3* — 0,8—1,4; *4* — более 1,4

Значительное распространение на месторождении имеют гидротермально измененные породы. Среди метасоматитов выделяются пропилитизированные породы, вторичные кварциты, аргиллизированные и грейзенизированные породы. Вторичные кварциты образуются как по липаритовым порфирам, так и по гранодиорит-порфирам. Среди вторичных кварцитов по липаритовым порфирам по минеральному составу выделяются монокварциты, кварц-алунитовые, кварц-андалузитовые, кварц-серицитовые и диаспор-пирофиллитовые разности. Вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам разделяются на кварц-серицитовые и кварц-каолинитовые разности. Промышленное оруденение пространственно связано с кварц-серицитовыми и кварц-каолинитовыми разностями вторичных кварцитов по гранодиорит-порфирам. Для месторождения характерны пространственное разобщение молибденового оруденения от медного и смена с глубиной энаргитовых руд стибио-люцонитовыми, галенит-клейофан-халькопирит-баритовой минеральной ассоциации относительно более высокотемпературной, представляющей собой ассоциацию блеклых руд с марматитом.

Исходя из изложенного следует, что Коунрад является типичным близкоповерхностным гидротермально-метасоматическим высоко-среднетемпературным (400—240 °С) месторождением, генетически связанным общностью магматического очага с гранитоидами основной фазы Коунрадского массива среднекаменноугольного возраста.

Медноколчеданные месторождения

Медноколчеданные месторождения обычно залегают среди вулканогенных образований, реже в других породах. Они сложены преимущественно пиритом либо мельниковитом; содержание их достигает 80—90% от всей массы руд. Из других сульфидов развиты халькопирит, сфалерит либо вюртцит, пирротин, иногда отмечаются борнит, теннантит и галенит. Суммарное их количество не

превышает 15—20%. Из жильных минералов присутствуют серицит, хлорит, кварц и барит. На долю их приходится не более 3—5%. Руды содержат серы до 40%, меди 1—1,5%, цинка 2—4%. В некоторых случаях руды сложены одним пиритом и содержание меди и цинка в них не превышает десятых долей процента.

В морфологическом отношении среди характеризуемых месторождений преимущественно развиты линзы и штоки, реже встречаются пластообразные и жилообразные тела. По морфологии рудных тел и структурно-текстурным особенностям руд среди медноколчеданных месторождений выделяются две группы. К первой из них относятся штокообразные либо линзообразные рудные тела, характеризующиеся массивными или метаколлоидными текстурами и колломорфными структурами. В минералогическом отношении в рудах таких месторождений большое значение приобретают мелкозернистый пирит, а также марказит, мельниковит и вюртцит. Ко второй группе относятся линзообразные тела с полосчатыми текстурами и зернистыми структурами. Для этих рудных тел мельниковит и вюртцит не характерны.

А. Н. Заварицкий (1943) высказал предположение, что месторождения упомянутых групп отличаются между собой в генетическом отношении. Штокообразные и пластообразные тела с колломорфными структурами представляют собой первичные метасоматические залежи, характеризующиеся общностью магматического очага с вмещающими их эффузивами. Месторождения второй группы, имеющие линзообразную форму и полосчатые текстуры, возникли путем метаморфизма и рассланцевания ранее сформированных штокообразных залежей.

Е. Е. Захаров и С. А. Юшко (1936), а также А. В. Пэк (1950) пришли к выводу, что полосчатые руды возникли не в связи с метаморфизмом и рассланцеванием ранее возникших сульфидных образований, а в связи с замещением рассланцованных в дорудное время вмещающих пород. В последнее время В. И. Смирнов (1968) и ряд исследователей среди медноколчеданных месторождений выделяют две группы: гидротермально-метасоматические и эксгаляционно-осадочные образования. Образование эксгаляционно-осадочных месторождений происходило на дне моря в процессе вулканической деятельности. Предполагается, что руды отлагались из горячих минерализованных газов и растворов, несущих железо и серу, одновременно с накоплением туфов, пепла и органического ила.

Многие исследователи считают медноколчеданные месторождения полигенными образованиями, сформированными в течение двух этапов. В первый из них (ранний) были сформированы колчеданные залежи вулканогенно-осадочным путем (одновременно с вмещающими их вулканогенно-осадочными толщами). Во второй этап (поздний) образовались полиметаллические руды. Они имеют гидротермально-метасоматическое происхождение и связаны с субвулканическими телами кислого состава, проявившимися в позднегеосинклинальную стадию.

М. Б. Бородаевская и др. (1969), признавая важную роль разрывных нарушений в локализации оруденения, пришли к заключению, что по времени формирования колчеданные рудные залежи близки к вмещающим их эффузивным породам. Соответственно этому некоторые геологи предполагают, что на Урале, где колчеданные залежи залегают в породах силура, девона, карбона и перми, эти месторождения имеют соответственно четыре возраста. Однако изучение структурных условий локализации колчеданных месторождений показывает, что этот вывод не всегда достаточно обоснован. В частности,

И. С. Вахромеев на примере колчеданных месторождений Магнитогорского синклинория Южного Урала, залегающих в вулканогенных образованиях девона, установил, что эти месторождения возникли в пермское время под толщей пород верхнего структурного яруса.

Изложенное показывает, что по вопросу об условиях образования колчеданных месторождений в нашей стране проводятся творческие дискуссии. Авторы настоящей книги придерживаются представления о гидротермально-метасоматическом происхождении рассматриваемых месторождений.

В целом медноколчеданные месторождения приурочены к мобильным зонам, расположенным вблизи глубинных разломов, которые разграничивают структурно-формационные зоны с различным тектоно-магматическим режимом. Колчеданные руды обычно локализуются среди пород кислого состава, пористых обломочных образований (туфы, лавовые и эруптивные брекчии), нередко образующих несколько горизонтов. Экранами являются осадочные породы, эффузивы основного состава, согласные и секущие субвулканические тела и дайки различного состава. Колчеданные залежи в большинстве случаев приурочены к деформированным вулканическим сооружениям центрального типа или мелким куполам в полях развития ареального вулканизма, а также брахиантиклиналям. В пределах этих структур рудные тела располагаются: 1) в участках пересечения дорудных зон рассланцевания с благоприятными для замещения породами, залегающими под литолого-структурными экранами; 2) в древних жерловинах; 3) в контактовых частях субвулканических тел сложной формы.

На большинстве медноколчеданных месторождений отчетливо проявляется зона гипергенеза. В месторождениях, подвергавшихся длительному выветриванию, она представлена следующими зонами (сверху вниз): 1) развития гидроокислов железа (железная шляпа), распространяющейся на глубину 10—15, иногда 30—40 м; 2) кварц-баритовой сыпучки (2—3 м); 3) пиритовой сыпучки (1—3 м); 4) вторичного сульфидного обогащения (50—100 м и более); 5) первичных руд.

Во многих медноколчеданных месторождениях находится субмикроскопическое золото, связанное с пиритом или другими сульфидами. В результате окисления сульфидов золото освобождается, часть его остается в бурых железняках, а главная масса концентрируется в зоне кварц-баритовой сыпучки.

Советский Союз богат медноколчеданными месторождениями. Они получили большое распространение на восточном склоне Урала, где на протяжении более 800 км развиты месторождения второго типа, залегающие в рассланцованных породах с полосчатыми текстурами руд. В пределах Северного и Среднего Урала в этой полосе находятся Тарнырское, Валенторское, Шемурское, Ново-Левинское, Красногвардейское, Калатинское, Дегтярское, Карабашское и другие месторождения.

На Южном Урале развиты месторождения первого типа, залегающие в нерассланцованных эффузивах, — Блявинское, Сибаевское, Бурибайское, XIX лет Октября, Гайское, Весеннее, 50 лет Октября и др. Медноколчеданные месторождения первого типа известны также на Алтае (Николаевское), в Армении (Алаверды), на Северном Кавказе (Урупское, Худесское) и в ряде других районов. Пояс колчеданных месторождений третичного возраста прослеживается от Малого Кавказа через Турцию до Пиренеев на протяжении более 800 км, в пределах которого находится ряд медноколчеданных месторождений. В частности, на территории хребта Сиерра Арацена в Испании в пределах этого пояса находится крупное медноколчеданное месторождение Рио-Тинто

(Гуэльва). К типичным медноколчеданным относятся месторождения Джером в штате Аризона (США), ряд месторождений Канады, Норвегии (Сулительма).

Рассмотрим Блявинское (первого типа) и Левихинское (второго типа) месторождения. Из колчеданных месторождений, относящихся исследователями к эксгаляционно-осадочным, кратко охарактеризуем месторождение Рио-Тинто.

Блявинское месторождение находится на западном склоне Южного Урала. По данным С. М. Кропачева и др. (1968), месторождение размещается в пределах восточного крыла Блявинской синклинали и приурочено к участку сочленения крупной субмеридиональной тектонической зоны с разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. На площади месторождения обнажаются эффузивно-осадочные образования (диабазы с прослоями туфопесчаников и углисто-глинистых сланцев) и прорывающие их субвулканические тела основного (диабазы) и кислого (липаритовые порфиры) состава.

Оруденение на месторождении представлено четырьмя линзообразными рудными телами, вытянутыми вдоль контакта эффузивных диабазов (Северная и Южная линзы) или субвулканических дацитовых порфиритов (Малая и Восточная линзы) с висячего бока и липаритовых порфиров с лежачего. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами; простирание их близмеридиональное, падение на запад под углом 40—70°. Все рудные тела имеют склонение на юг под углом 55—60°. Наиболее значительным по размерам и более детально изученным является Северное рудное тело (рис. 61), для которого отчетливо устанавливается вертикальная вторичная зональность (сверху вниз): 1) зона окисленных руд, 2) зона выщелачивания, 3) зона вторичного сульфидно-окисного обогащения, 4) зона первичных руд. В составе первичных руд пирит, мельниковит, марказит, халькопирит, сфалерит и вюртцит, в небольших количествах встречаются пирротин, галенит, борнит, энаргит, блеклые руды, кварц, и барит. Руды сформировались в четыре стадии: 1) мельниковит-марказит-пиритовую, 2) халькопирит-сфалерит-пиритовую; 3) кварц-кальцитовую, 4) баритовую.

Особенностями Блявинского месторождения являются относительно высокое содержание меди в рудах, широкое развитие колломорфных текстур, значительный вертикальный размах зоны вторичного сульфидного обогащения.

К месторождениям второй группы, выделенной А. Н. Заварицким, относится ряд медноколчеданных рудных залежей, развитых на восточном склоне Урала. К ним, в частности, относится *Левихинское месторождение*, детально изученное А. В. Пэком (1950) и другими геологами. Рудное поле сложено рассланцованными эффузивами, туфами и частью лавобрекчиями и конгломератами верхнесилурийского возраста. Все эти породы смяты в складки и рассечены многочисленными дайками средних и основных пород, имеющих крутое и пологое падение. Упомянутые дайки также рассланцованы, за исключением габбро-диабазов. Рудные тела имеют форму «досок», разобщенных на отдельные участки дайками (рис. 62). А. В. Пэк показал, что это разобщение произошло до оруденения.

Руды сложены главным образом пиритом и ассоциирующими с ним сфалеритом и халькопиритом. Незначительное развитие получили теннантит, галенит, арсенопирит, кварц и барит. Руды имеют типичные реликтовые полосчатые текстуры. Отложение сульфидов происходило метасоматическим путем. Замещалась наиболее благоприятная для оруденения порода, которую А. В. Пэк назвал «Х» породой и высказал гипотезу, что она имела карбонатный состав.

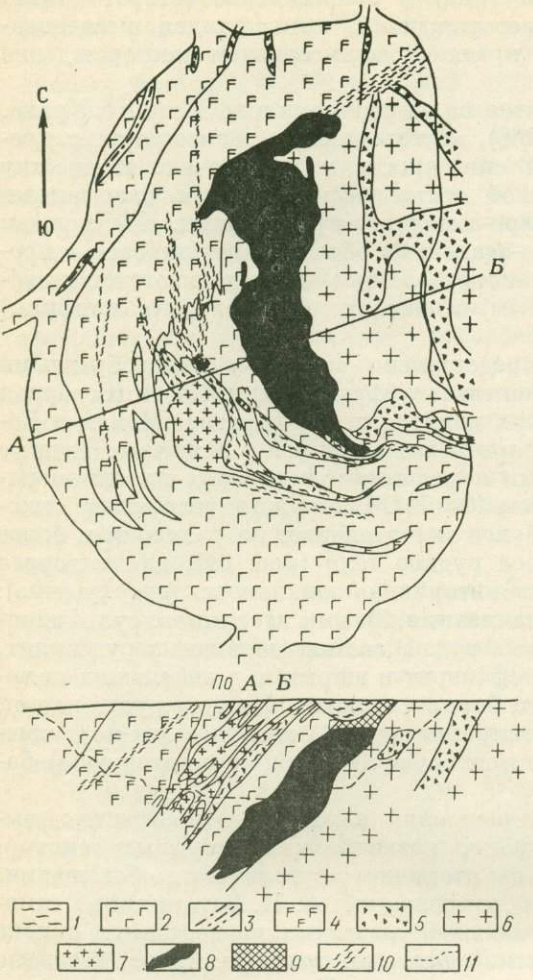


Рис. 61. Геологический план Блявинского месторождения (по С. М. Кропачеву и др.).

1 — рыхлые четвертичные отложения; верхнеблявинская подсвита: *2* — базальтовые порфириты, мелкозернистые диабазы и вариолиты; *3* — горизонты и прослои слоистых пород (туфов, туффитов, шлаковых лавовых брекчий основного состава, глинисто-углисто-кремнистых сланцев и яшм); субвулканические образования: *4* — среднезернистые диабазы; *5* — эксплозивные брекчии; *6* — липаритовые порфиры с крупными вкрапленниками кварца; *7* — липаритовые порфиры с мелкими вкрапленниками кварца; *8* — массивные медноколчеданные руды; *9* — железная шляпа; *10* — зоны рассланцевания; *11* — контур отработанной части месторождения

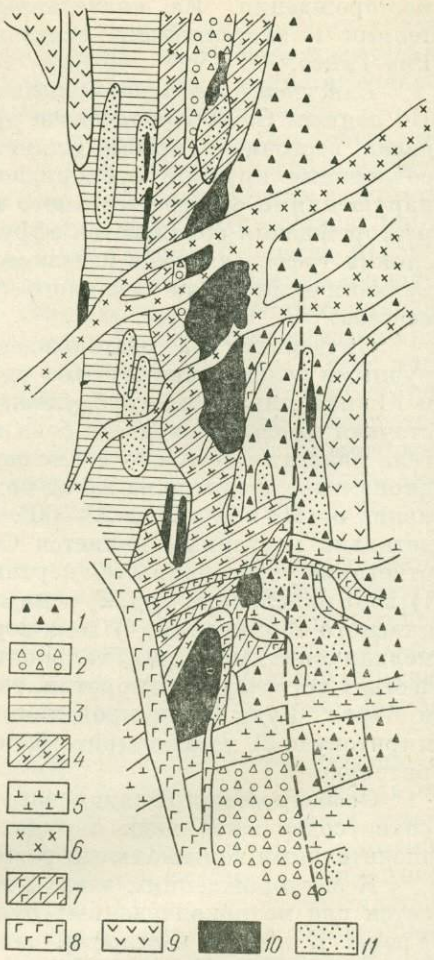


Рис. 62. Разрез Левихинского месторождения (по А. В. Пэку).

1 — туфы и брекчии диабазов; *2* — туфы и брекчии альбитофиров; *3* — окварцованные сланцы; *4* — порфироиды; *5* — жильные альбитофиры плотные; *6* — жильные альбитофиры мелкозернистые; *7* — жильные порфириты рассланцованные; *8* — жильные порфириты плагиоклазовые, массивные; *9* — диабазы; *10* — колчеданные руды; *11* — вкрапленные руды

Эта гипотеза подтвердилась на других месторождениях, относящихся к первой группе, в частности на Таналык-Баймакском, где в рудах были выявлены брахиоподы и мшанки, замещенные сульфидами.

Месторождение Рио-Тинто (Гуэльва) — одно из крупнейших в мире медноколчеданных месторождений, разрабатывающееся уже более 3000 лет и давшее за это время более 5 млн. т меди. В районе месторождения наиболее древними являются мощная толща риолитовых лав, которые выше перекрываются кислыми туфами (мощностью до нескольких сот метров), постепенно сменяющимися черными углистыми и глинистыми сланцами. Сланцы, содержащие примесь туфа и включающие прослои яшм и полосчатых кварцитов, выше по разрезу переходят в грубую пирокластическую брекчию.

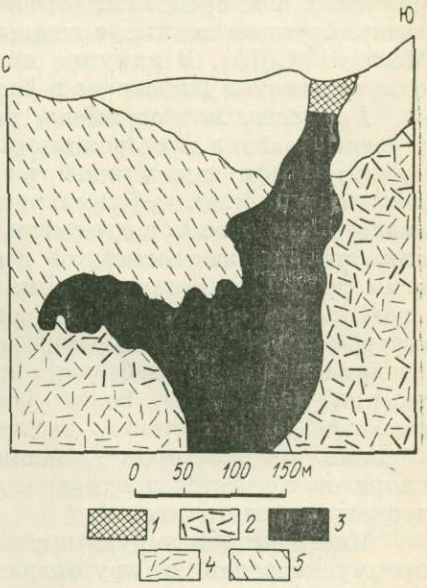


Рис. 63. Разрез через залежь Сан-Дионисио месторождения Рио-Тинто (по Вильямсу).

1 — железная шляпа; *2* — порфиры, импрегнированные пиритом; *3* —массивные колчеданы; *4* — порфиры; *5* — сланцы

Оруденение приурочено к горизонту пористых кислых туфов и располагается преимущественно вблизи контакта их с перекрывающими сланцами (рис. 63); часть рудных тел залегает и среди сланцев. Рудные тела имеют форму линз сплошных сульфидов, сопровождаемых рассеянной вкрапленностью. Отдельные линзы соединяются между собой перемычками, образуя единые тела. Самое крупное рудное тело имеет протяженность 3000 м, мощность 250 м, а на глубину прослежено более чем на 500 м. Размеры большинства рудных тел: длина 300—700 м, мощность 50—150 м. Руды массивные, тонкозернистые, иногда полосчатые, состоят из пирита (85—90%), халькопирита (6—10%), реже сфалерита, галенита и блеклой руды. Постоянно присутствуют кварц, барит, хлорит и серицит.

Вмещающие породы претерпели изменения, выражающиеся в серицитизации, хлоритизации и пиритизации. Большинство исследователей образование сульфидных руд связывают с действием вулканических эманаций; отложение руд по их данным происходило на дне моря одновременно с накоплением пирокластического материала.

Жильные месторождения

Жильные медные месторождения представлены преимущественно среднетемпературными гидротермальными образованиями и частично относятся к высокотемпературным. Залегают они обычно в интрузивных породах, а также в эффузивах и их туфах. Околорудные изменения вмещающих пород выражены в их березитизации и хлоритизации. При этом хлоритизация наиболее интенсивно развита в месторождениях, залегающих среди порфиритов. Оруденение концентрируется большей частью в форме жил и штокверков, преимущественно распространенных вдоль сколовых нарушений и оперяющих их боковых трещин скола и отрыва. Так же, как и в других жильных гидротермальных

месторождениях, для рассматриваемой группы медных месторождений типично проявление обогащенных участков и рудных столбов. Для месторождений характерен относительно простой парагенезис минералов: кварц, реже карбонаты, пирит, халькопирит, блеклые руды, местами сопровождаемые энаргитом, галенитом и сфалеритом. Сульфиды свинца и цинка преимущественно отлагаются в самостоятельную более позднюю стадию и нередко пространственно разобщены с медным оруденением. В промышленном отношении среди рассматриваемых месторождений относительно редки крупные. Однако известны и очень крупные жильные медные месторождения, например, Бьютт в штате Монтана (США). В качестве примеров месторождений рассматриваемого типа охарактеризуем Кафанское и Бьютт.

Кафанское месторождение находится в Южной Армении. В геологическом строении района месторождения принимают участие три отдела юрских отложений: порфириты нижней юры, кварц-порфиритовая толща средней юры и слоистая толща туфопесчаников верхней юры. Последняя имеет мощность около 900 м. Все породы смяты в складки, в совокупности образующие антиклинорий с осью, вытянутой в северо-западном направлении. Породы осложнены разрывными нарушениями меридионального и северо-восточного (сколы) простирания, которые и контролируют оруденение. Более ранние нарушения северо-западного простирания относятся к типу трещин отрыва и вдоль них внедрились дайки диабазовых порфиритов. Кроме того, на площади месторождения обнажаются более ранние габбро-диориты и кварцевые порфиры, имеющие форму штоков, вытянутых в широтном и северо-западном направлениях. На некотором удалении от месторождения обнажается массив гранодиоритов и имеется предположение, что все породы жильной фации являются дериватами этого массива.

Многочисленные рудные жилы и частично рудоносные штокверки связаны преимущественно с крутопадающими разрывами широтного простирания. По восстанию рудные жилы заканчиваются под пологопадающими сколовыми нарушениями, проходящими по контакту средней и верхней юры. Ряд исследователей пришел к выводу, что рудные жилы моложе даек. Есть геологи, отстаивающие мнение о наличии и послерудных даек.

В последнее время наряду с рудными жилами выявлено несколько рудоносных штокверков, приуроченных к зоне мелкой трещиноватости и хорошо прослеживающихся на глубину. Штокверки ориентированы также преимущественно в широтном направлении. Исследования показали, что оруденение локализуется в среднеюрских кварцевых порфиритах и залегающих среди них туфобрекчиях в связи с благоприятными физико-механическими свойствами этих пород, обладающих повышенной пористостью и пониженными прочностными свойствами. По данным Е. Л. Афанасьевой (1971), уточнившей представление о стадийности минерализации В. Н. Котляра (1937) и других исследователей, на месторождении проявилось пять стадий минерализации: 1) пирит-кварцевая; 2) пирит-халькопиритовая, включающая шесть парагенетических ассоциаций; 3) диккитовая; 4) карбонатная; 5) гипс-ангидритовая.

Парагенетические ассоциации, проявленные во второй продуктивной стадии, характеризуется тем, что наряду с главной пирит-халькопиритовой ассоциацией появляется пирит-теннантит-халькопиритовая. В других же парагенетических ассоциациях халькопирит исчезает и вместо него появляются пирит-халькозин-борнитовая, пирит-энаргитовая либо даже пирит-сфалеритовая ассоциации. При этом наблюдается зональность, выражающаяся в том, что

по восстанию рудных жил и по направлению к крупным рудоконтролирующим разломам увеличивается содержание сульфосолей и особенно энаргита.

В различных частях месторождения, а в некоторых случаях даже в разных частях одной и той же жилы отмечаются различные текстуры руд: массивные, брекчиевые и метаколлоидные. Изменение вмещающих пород выражено в окварцевании, серицитизации и хлоритизации, которая проявлена относительно более интенсивно.

Так как рудные жилы Кафанского месторождения залегают в среднеюрских образованиях, а в породы верхней юры они не проникают, некоторыми исследователями высказывалось предположение, что и руда имеет среднеюрский возраст. Однако в последнее время установлено, что ряд небольших рудных жил халькозин-гематитового состава все же прони ает в образования верхней юры. Вместе с тем оказалось, что дайки дорудных габбро-диабазов в одном пункте рудного поля пересекают нижнемеловые отложения (Акопян и др., 1969). Поэтому правильнее будет считать, что Кафанское медное месторождение, так же как и другие гидротермальные месторождения Армении, возникло в послемеловое или даже в третичное время. С конкретными интрузиями, развитыми в районе, оруденение генетически не связано, но с наиболее поздними из них оно обладает общностью магматического очага.

Медные месторождения района Бьютт открыты в 1882 г. К 1964 г. добыто около 327 млн. т руды, из которой извлечено 7,4 млн. т меди, 2 млн. т цинка, 1,7 млн. т марганца, 370 тыс. т свинца, 18 тыс. т серебра, 70 т золота и ряд других металлов.

Согласно Мейеру и др. (1972), месторождения размещаются в пределах тектонического блока клиновидной формы, ограниченного с севера и юга крупными разломами. Начиная с докембрия этот блок испытывал неоднократные опускания и в его пределах развились палеозойские и мезозойские образования, подвергнутые интенсивным дислокациям, в значительной степени вызванным вращательными движениями. Разрядка напряжений привела также к надвиганию толщ в юго-восточном направлении на окраины жесткого кристаллического массива. В центральной части упомянутого тектонического блока обнажается многофазный верхнемеловой батолит Боулдер, в составе которого преобладают кварцевые монцониты. Кварцевые монцониты рудного поля Бьютт и связанные с ними постепенными переходами аплиты и пегматиты пересекаются сложными дайкообразными телами порфиров мощностью 3—15 м. Наиболее поздними являются риолитовые дайки, которые смещают и брекчируют рудные жилы. Рудные месторождения локализуются как в кварцевых монцонитах, так и на их контакте с вмещающими породами.

В центральной части рудного поля выявлена минеральная ассоциация ранней стадии минерализации, представленная кварц-молибденитовыми прожилками с халькопиритом, сопровождаемыми серицит-биотит-калишпатовым изменением боковых пород. Мощность прожилков не превышает 2 см. В некоторых прожилках помимо упомянутых минералов отмечаются ангидрит, карбонаты (Fe, Mg, Ca), флюорит, магнетит, гематит, калиевый полевой шпат и мусковит.

Наиболее крупными меднорудными жилами месторождения, возникшими одними из первых, являются жилы близширотного простирания, получившие название Анаконда (рис. 64). В восточном направлении они дугообразно изгибаются от северо-восточного (60—70°) простирания до широтного, в северной части рудного поля круто падают к северу, а на более глубоких горизонтах меняют падение на южное.

Несколько восточнее участка дугообразного перегиба в центре рудного поля главные жилы системы Анаконда выклиниваются, появляясь снова лишь на расстоянии около 1 км восточнее. Особенностью жил Анаконда является то, что они разбиты нарушениями северо-западного простирания на ряд кулисообразно расположенных отрезков, от которых в юго-восточном направлении отходят многочисленные сближенные и богатые по содержанию меди ответвления (апофизы), создающие структуру «конского хвоста».

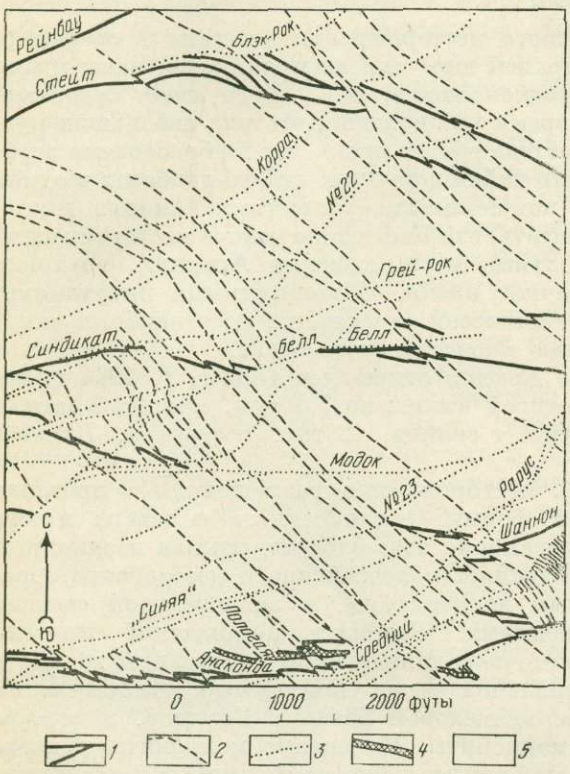


Рис. 64. Геологический план центральной части рудного поля Бьютт на горизонте 1800 футов рудника Хай-Ор (по Мейеру, Шт и др.).

1 — жилы системы Анаконда; *2* — «синие» жилы; *3* — разрывные нарушения; *4* — кварцевые порфиры; *5* — кварцевые монцониты Бьютт

Жилы системы Анаконда пересечены «синими» жилами северо-западного простирания с левым горизонтальным смещением до 70 м. На глубоких горизонтах наблюдается тенденция к слиянию жил обеих систем. Минерализация широтной, анакондской, системы разрывов, начала формироваться раньше того момента, когда мощная система «синих» разломов северо-западного простирания стала доступна для минерализующих растворов.

Основная масса жильных руд на месторождении Бьютт добыта из жил анакондского возраста. Эти жилы отличаются выдержанностью оруденения как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. По простиранию жилы прослежены до 9 км, а по падению до 1,5 км. Средняя мощность их 7—10 м, но встречаются раздувы мощностью 30—35 м и более. В некоторых таких раздувах на верхних горизонтах рудника Анаконда были выявлены богатейшие скопления (бонанцы) халькозиновых руд, а на руднике Эмма — огромные родохрозитовые тела. Участки жил с максимальной мощностью приурочены в основном к зоне дугообразного изгиба, где, по-видимому, создавались наиболее благоприятные условия для раскрытия трещин и имело место повторное трещинообразование в связи с движениями по «синим» разломам.

На юге центральной части рудного поля выделен огромный блок оруденелой породы, допускающий отработку системой массового обрушения. Размеры блока в плане 700 × 180 м, а по вертикали около 1000 м. Блок представляет собой серию жил системы Анаконда и минерализованных трещин типа «конского хвоста». Наиболее богатые части жил разрабатываются раздельным

способом. Рудные столбы в «синих» жилах не отличаются такой мощностью и выдержанностью, как в жилах системы Анаконда. Размеры их колеблются в очень широких пределах, а мощность от 1,5 до 7 м. Отдельные рудные столбы имеют протяженность 300—800 м, по вертикали распространяются на 200—600 м.

Вблизи дневной поверхности рудные столбы в «синих» жилах редко имеют промышленное значение. Медное оруденение этих жил достигает верхних горизонтов в области сплошной серицитизации в центральной зоне. В целом же «синие» жилы Бьютт играют существенную роль в балансе высокосортных медных руд.

В рудном поле проявлена серия сбросовых нарушений. К более ранним из них — системе разломов Стьюард — приурочена поздняя медная минерализация, локализующаяся в верхних горизонтах. Более поздние сбросы северо-восточного и меридионального простирания, отдельные из которых характеризуются перемещением с амплитудой до 500 м, являются послерудными. Анализ структуры рудного поля показывает, что по минерализованным разрывным нарушениям движения проявлялись многократно как в период минерализации, так и после него, накладываясь друг на друга. На месторождении Бьютт отчетливо проявлена зональность оруденения. Еще на ранней стадии его изучения были намечены три грубоконцентрические зоны: 1) периферическая, 2) промежуточная и 3) центральная.

В периферической зоне наибольшее значение имеют родохрозит, сфалерит, акантит, стефанит и другие минералы серебра. В промежуточной зоне концентрируются халькопирит, энаргит, гипогенный халькозин и частично борнит. В целом здесь наблюдаются две ассоциации: халькозин-дигенит-ковеллин-пиритовая и пирит-халькопиритовая. В центральной зоне проявлены кварц-молибденитовые прожилки. Околорудные изменения выражены в серицитизации вмещающих пород и их аргиллизации. Максимальные площади распространения серицитизации развиты на глубине около 1000 м и уменьшаются как по восстанию, так и по падению.

Согласно Мейеру и другим, после формирования рудных тел дважды внедрялись дайки риолитов. Первыми сформировались дайки близширотного простирания с почти вертикальным падением. Самая крупная из них пересекает все рудное поле с востока на запад. Во многих пунктах эта дайка (ее возраст 48 млн. лет) наследует ранее существовавшие разрывы системы Анаконда и послерудные сбросы, развитые в западной части рудного поля. Дайка пересекает и брекчирует рудные жилы, а иногда под влиянием интрузивного тепла в рудах происходят минеральные превращения. Широтные дайки пересекаются меридиональными, которые менее интенсивно метаморфизованы. Их возраст 40 млн. лет.

На месторождении широко проявлена зона гипергенеза. Средняя глубина ее 100 м и только вдоль крупных разломов она опускается до 300—500 м. Общее число гипергенных минералов достигает 50. Из минералов зоны цементации преимущественно развит халькозин, а на границе с зоной окисления также ковеллин. Среди вторичных медных минералов широко проявлены карбонаты, фосфаты и арсенаты меди, ассоциирующие с лимонитом. Следует отметить, что среди сульфидов наиболее устойчивым к процессам окисления оказался энаргит; он сохраняется значительно выше нижней границы зоны окисления. На выходах жил, сложенных карбонатами марганца, обычно возникают псиломелан и пиролюзит, в массе которых отмечаются самородное серебро вместе с самородным золотом и кераргиритом.

Попытка воссоздания химизма рудоносных растворов на основании изучения парагенезиса минералов позволяет предполагать, что эти растворы были нейтральными. Температурный интервал минералообразования находится в пределах 200—350° С. Имеются основания для предположения, что в пределах изученных частей рудного поля гидротермальные растворы были существенно восходящими. Более заметная горизонтальная миграция растворов, возможно, происходила по крупным жилам в западной части рудного поля.

По мнению Сейлса, оруденение связано с кристаллизацией глубинных частей батолита, а локализация порфировых даек и рудных тел определяется гранитным выступом, существовавшим уже в процессе кристаллизации магмы. Под гранитной «коркой» остывавшего интрузива образовался коллектор и концентратор воды, серы и рудных компонентов. Внедрение порфировых даек привело к изменению системы внутренних напряжений в остывавшем гранитном куполе и явилось причиной уменьшения прочности гранитов под куполом, что в свою очередь способствовало возникновению и развитию разрывов ранней близширотной жильной системы. Последующий период структурной релаксации продолжается до сих пор. Он сопровождается ослаблением гидротермальной деятельности, которая в конце концов оказалась способной только к аргиллизации кварцевых монцонитов и риолитов. Определения абсолютного возраста неизмененных и измененных пород и гидротермальных образований свидетельствуют о том, что гидротермальное изменение риолитов произошло спустя 30 млн. лет после становления батолита и более чем через 10 млн. лет после формирования главных рудных жил. Само же оруденение сформировалось спустя 20 млн. лет после становления вмещающих интрузивных пород.

Месторождения самородной меди с цеолитами

Месторождения находятся на южном берегу оз. Верхнее. Их промышленная разработка началась в 1845 г. и к настоящему времени добыто около 5 млн. т меди. В геологическом строении Мичиганского меднорудного района, по данным Уайта (1972), принимают участие отложения системы Кивино позднедокембрийского возраста. Эта система в направлении снизу вверх разделяется так:

средний Кивино:
лавовая серия Портедж-Лейк (3000—5000 м);
верхний Кивино:
конгломераты Коппер-Харбор (100—2000 м);
сланцы Нонсач (40—230 м);
песчаники Джейкобсвилл (юго-восточнее разлома Кивино).

Месторождения меди приурочены к верхним амигдалоидным (миндалекаменным) частям отдельных лавовых покровов и пластам конгломератов, объединяемых в лавовую серию Портедж-Лейк. В Мичиганском меднорудном районе эта толща, сложенная несколькими сотнями базальтовых покровов, имеет мощность не менее 5000 м, а в других районах оз. Верхнее достигает 10 000 м. Отдельные маркирующие пласты конгломератов и лавовых покровов прослеживаются по простиранию до 160 км. Около половины покровов имеет мощность более 25 м. В целом же для отдельных покровов она меняется от 30 см до 500 м. Лавовые покровы представлены большей частью базальтами или андезито-базальтами, состоящими из основного плагиоклаза (обычно лабрадора), авгита и подчиненного количества оливина.

Самая верхняя часть большинства лавовых покровов (5—20% объема каждого из них) характеризуется миндалекаменной текстурой, причем от 5 до 50% пор выполнено вторичными минералами. Самородная медь является одним из важных компонентов, выполняющих поры. Оруденение проявляется также в пластах конгломератов и песчаников, причем одно из месторождений, развитое в конгломератах, является крупнейшим в районе. В районе развиты и интрузивные породы. Среди них отмечены несколько массивов риолитов, массив сиенито-диоритов и гранофиров. На южном берегу оз. Верхнее обнажаются интрузивы габбрового и габбро-сиенитового комплекса. Судя по галькам конгломератов, можно предполагать о наличии третьего габбро-гранофиро-

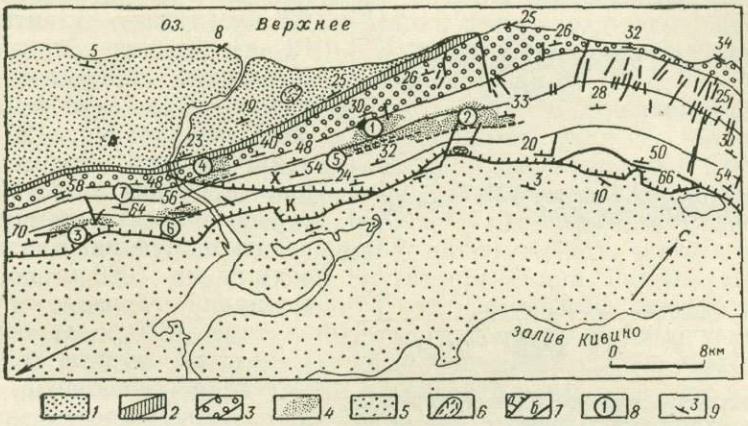


Рис. 65. Геологическая карта района главнейших месторождений самородной меди (по Уайту).

1 — песчаники Фреда; *2* — сланцы Нонсач; *3* — конгломераты Коппер-Харбор; *4* — покровы основных лав с конгломератами и песчаниками; *5* — песчаники Джейкобсвилл; *6* — риолиты; *7* — надвиги (*а*) — Кивино (К) и Ханкоп (Х) и другие разрывные нарушения (*б*); *8* — месторождения (в порядке их значимости); *9* — элементы залегания

вого комплекса. Попытки определения абсолютного возраста пород различными методами дали неоднозначные результаты: от 978 ± 40 млн. лет (рубидий-стронциевый метод) до 1954 ± 34 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Промышленные месторождения самородной меди приурочены к лавовой серии Портедж-Лейк, слагающей южное крыло синклинали оз. Верхнее (рис. 65). Главными структурными элементами являются: 1) надвиг Кивино, по которому породы лавовой серии надвинуты на более молодые песчаники; 2) надвиг широтного простирания Ханкоп и параллельные ему разрывные нарушения.

Поверхность фундамента, подстилающего лавовую серию Портедж-Лейк, постепенно наклонялась к северу на угол 7—8°. В результате в северной части породы серии Портедж-Лейк в зоне шириной 6—7 км меняют угол падения с 20 до 30° и имеют бóльшую мощность, чем в южной части. Подавляющая масса месторождений локализовалась на участке перегиба пластов вблизи надвига Кивино. Здесь же развиты разрывы, параллельные этому надвигу. Оруденение возникло после разрывных нарушений, контролирующих положение руд.

Главные рудные залежи имеют пластовую форму и приурочены либо к одному пласту конгломератов, либо к прикровлевой амигдалоидной части

одного из лавовых покровов (рис. 66). Висячий и лежачий бока амигдалоидных рудных залежей слагают массивные базальты. Оруденевают преимущественно обломочные амигдалоидные лавы. Верхняя и нижняя части обломочного горизонта обычно несут более богатое медное оруденение, чем средняя. В мощных выдержанных конгломератовых пластах рудные залежи отличаются низким содержанием меди, которая обычно концентрируется в отдельных прослоях пласта.

В плоскости горизонтов амигдалоидных лав или конгломератов рудные залежи или столбы имеют разнообразные формы и размеры. В направлении главной оси рудные тела прослеживаются на расстоянии от 1,5—1,8 км (рудник Атлантик) до 10—12 км (амигдалоидные залежи Кирсарж). На руднике Куинси рудное тело отрабатывалось до 2800 м по падению. В настоящее время нижний горизонт этого рудника проходит на глубине 2000 м от поверхности земли. Горные работы на руднике Канюмет-Хекла ведутся на 3060 м по падению, а нижний горизонт пройден на глубине 1830 м от поверхности. Некоторые рудные тела характеризуются одинаковыми размерами по падению и простиранию, другие же прослеживаются на большее расстояние по простиранию.

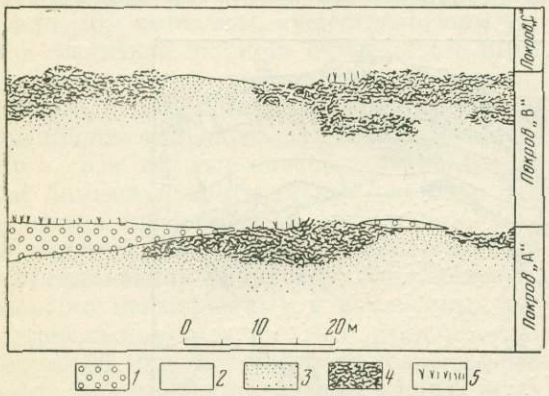


Рис. 66. Схематический разрез, иллюстрирующий особенности верхних амигдалоидных частей лавовых покровов (А, В и С) и пластов конгломератов (по Уайту).

1 — конгломераты; *2* — массивные базальты; *3* — необломочные амигдалоидные базальты; *4* — обломочные амигдалоиды; *5* — трубообразные амигдулы

Разнообразны по форме и рудные столбы, слагающие рудные залежи в верхних частях лавовых покровов. На некоторых месторождениях эти столбы сильно удлинены. Они имеют ширину от 30 до 160 м, а протяжение от 100 до 1000 м. В других случаях рудные столбы имеют неправильную форму. В целом же рудные залежи развиты как в верхней, так и в нижней частях лавовой серии Портедж-Лейк. На большинстве горизонтов, по-видимому, не удается обнаружить более одной крупной залежи. При этом намечается отчетливая тенденция: повышенное содержание меди в каком-либо пласте встречается непосредственно под известной рудной залежью в соседнем горизонте или над ней. Большинство рудных залежей не выходит за пределы одного стратиграфического горизонта, причем соседний верхний или нижний горизонты оказываются более или менее безрудными. Встречаются и трещинные рудные тела, пересекающие несколько стратиграфических горизонтов (месторождение Сентраль).

Единственным полезным рудным минералом в рассматриваемом районе является самородная медь. Иногда ей сопутствует самородное серебро (не более 0,1% от содержания меди). В небольших жилах самостоятельно либо в ассоциации с кальцитом встречается халькозин. В нескольких поздних жилах отмечены арсениды меди.

Первичные выделения самородной меди представлены мелкими или крупными зернами, рассеянными в амигдалоидной лаве или конгломератах. Иногда

встречаются самородки весом от фунта до многих тонн. Крупнейшие самородки устанавливались в четко выраженных жилах и являлись основным источником меди жильных месторождений. Иногда самородная медь выполняет миндалины в базальте или интерстиции в брекчированной лаве, в основном же она либо выполняет неправильные и непротяженные трещинки, либо образуется путем замещения вмещающих пород и ранних вторичных минералов. Среди них в амигдалоидных лавах наибольшее развитие получили кальцит, хлорит и повсеместно распространенный кварц. В меньшем количестве отмечаются эпидот, пумпеллиит и пренит. Самородная медь местами образует тесные взаимные прорастания с пренитом и датолитом. Цеолитов, за исключением ломонтита, мало. Они встречаются в жилах либо в поздних образованиях, выполняющих миндалины и прочие пустоты. В основании амигдалоидных горизонтов встречается хлорит, реже микроклин. Иногда под микроклином развивается кварц-эпидотовая полоса, а под ним кальцит-эпидотовая.

В районе проявляется зональность в пространственном распределении минерализации. Проведенными исследованиями удалось выявить северо-западную границу распространения кварца. Северо-западный предел распространения эпидота лежит несколько южнее этой линии. Юго-западная граница области распространения пренита проходит юго-восточнее покрова Скейлс-Крик. Наметившиеся зоны метаморфизма имеют сходные черты с зонами метаморфизма эффузивных пород в ряде других провинций. Главные медные месторождения тяготеют к верхней границе распространения кварца. Значительно ниже этой границы распространены амигдалоидные рудные тела Болтик и Айл-Ройал. Все пластовые медные рудные тела выявлены под верхней границей развития эпидота. Нижняя граница меденосной зоны проходит около линии, ограничивающей распространение кварца, а верхняя граница находится на 1000—1500 м выше.

Главным фактором, определяющим форму и размещение рудных тел, является проницаемость пород. Амигдалоидные горизонты и пласты осадочных пород подверглись более интенсивной хрупкой деформации по сравнению с массивными породами. Это создавало благоприятные условия для просачивания растворов и рудоотложения. Медное оруденение эпигенетично. По вопросу об источнике оруденения единого мнения не сложилось. Одни исследователи связывали оруденение с крупным массивом основных пород. Другие предполагают, что источник меди находится в самих лавах и рудоносные растворы могли представлять собой воды, выжатые из полостей и интерстиций, находившихся в верхних частях лавовых покровов.

Стратиформные месторождения медистых песчаников

Эти месторождения представляют собой важный промышленный тип, концентрирующий значительные запасы медных руд*, содержание меди в которых выше, чем в месторождениях порфировых медных руд. Основными характерными особенностями рассматриваемых месторождений являются: 1) развитие их в областях, характеризующихся отсутствием выходов кислых изверженных пород; 2) преимущественная приуроченность оруденения к синклинальным прогибам, нередко осложненным антиклинальными поднятиями; 3) развитие оруденения в пластах пород с повышенными коллекторскими свойствами (пористость, мелкая трещиноватость), преимущественно в песчаниках.

*. В капиталистических странах запасы меди в них составляют 47%.

реже карбонатных толщах и сланцах; 4) преобладание пластовых форм рудных тел; 5) резкое преобладание рудных минералов над жильными; 6) незначительная роль в парагенезисе пирита при основном развитии кубического халькозина, борнита, а в некоторых месторождениях халькопирита, местами с примесью галенита, сфалерита и блеклых руд, а в месторождениях медного пояса Центральной Африки также линнеита Co_3S_4.

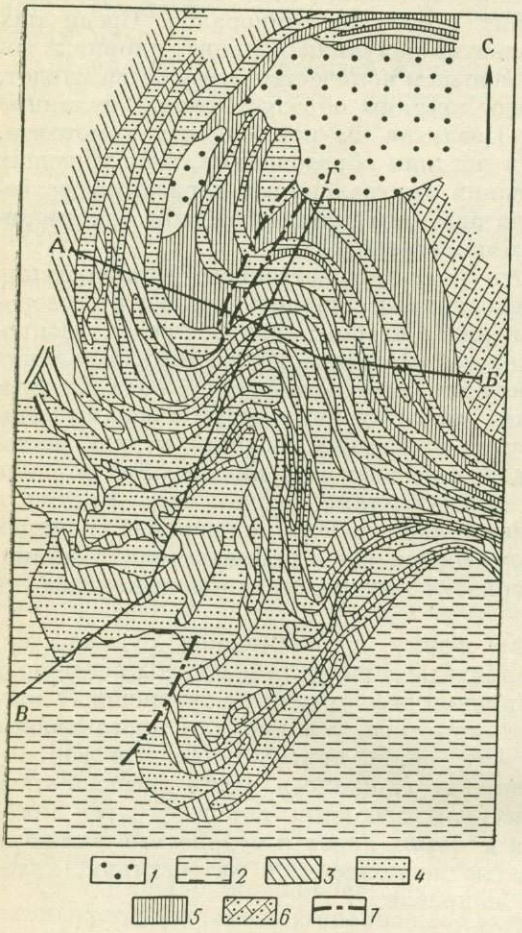


Рис. 67. Геологическая схема Джезказганского месторождения.

1 — четвертичные отложения; *2* — толщи верхнего палеозоя и мезозоя; *3* — верхний отдел джезказганской свиты; *4* — серые песчаники рудоносные; *5* — нижний отдел джезказганской свиты; *6* — подстилающие песчаники визе; *7* — разрывные нарушения

В отношении генезиса этих месторождений имеются два противоречивых мнения. Одни исследователи относят их к гидротермальным низкотемпературным образованиям, другие высказывают мнение об осадочном их происхождении с последующим метаморфизмом. Сильные и слабые стороны каждого из этих представлений мы охарактеризуем после описания наиболее типичных представителей месторождений описываемого типа — месторождений Джезказгана, Удокана и западного склона Урала в СССР, района Роан-Антилоп и Чамбиши в Центральной Африке, а также Мансфельдского в ГДР и некоторых месторождений ПНР.

Джезказганское месторождение находится на западной окраине складчатого Центрального Казахстана. В районе обнажается сложный комплекс пород начиная от протерозойских кристаллических сланцев и кончая пермской красноцветной толщей. Не останавливаясь на описании тектоники протерозойских и нижнепалеозойских образований, отметим, что верхнепалеозойские отложения смяты в пологие складки, среди которых выделяются Джанайская антиклиналь меридионального простирания и Кенгирская антиклиналь, простирающаяся в северо-восточном направлении (рис. 67). В промежутке между этими антиклиналями прослеживается синклинальный прогиб, осложненный вторичной антиклинальной (сундучного типа) складкой, к которому и приурочено оруденение. Характерной особенностью тектоники Джезказганского месторождения является развитие флексур, сопровождаемых серией разрывов внутри них, наклоненных к осевой поверхности.

Оруденение концентрируется внутри пластов песчаников с карбонатным цементом и в пачке пород, залегающей между пластами песчаников с кварце-

вым цементом. В пределах каждого из рудовмещающих горизонтов оруденение представлено дугообразными в плане зонами, протягивающимися непрерывно, или цепью разрозненных рудных тел.

Среди дорудных разрывов, влияющих на локализацию оруденения, по Н. И. Нуралину (1961), выделяются разрывные нарушения, согласные с напластованием и секущие слоистость. Среди секущих различаются разрывы с пологим падением (10—25°) и крутым (от 30—40 до 70—85°). В пределах почти каждого рудовмещающего горизонта богатое оруденение локализовано в зонах пологосекущих нарушений, вдоль которых до отложения руд происходило смещение пластов пород. В некоторых случаях пологосекущие разрывы сопровождаются тектонической глинкой, игравшей для рудоносных растворов

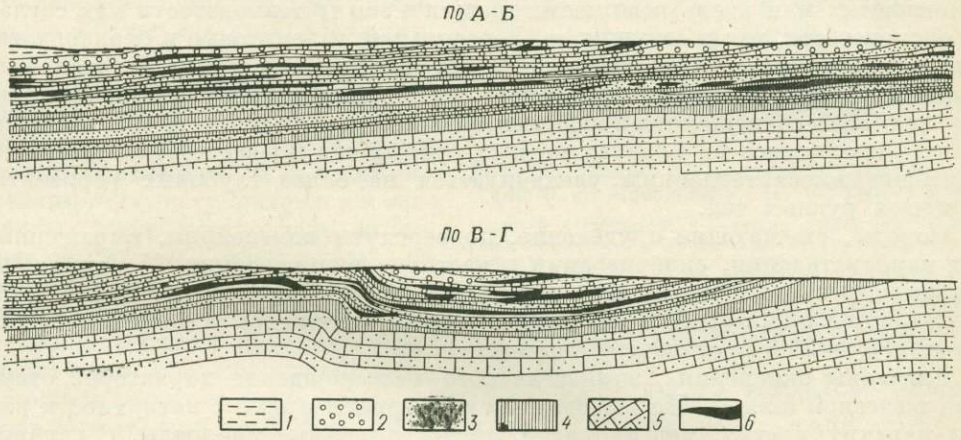


Рис. 68. Схематические геологические разрезы Джезказганского месторождения.

1 — красноцветные пермские отложения; *2* — верхний отдел джезказганской свиты; *3* — серые песчаники рудоносные; *4* — нижний отдел джезказганской свиты; *5* — песчаники и известняки визе; *6* — рудные залежи

роль полупроницаемых экранов. Секущие крутопадающие разрывы во многих случаях ограничивают развитие рудных тел, обусловливая ломаные контрастные их контакты с вмещающими породами. В ряде случаев эти разрывы выполнены кальцитом с сульфидами. В морфологическом отношении среди рудных тел выделяются линзообразные, лентообразные и неправильной формы, реже развиты пластообразные залежи, следующие строго по напластованию вмещающих пород (рис. 68).

Интервал глубины рудообразования колеблется в пределах 150—450 м от современной поверхности. При этом наблюдается кулисообразное смещение рудных тел в рудовмещающих свитах в сторону общего погружения складчатых форм (Сатпаев, 1962). Главными минералами на месторождении являются: из рудных борнит, халькопирит и кубический халькозин, а из жильных кварц и кальцит. Достаточно широко распространены пирит, галенит, сфалерит, барит и сидерит. Из второстепенных отмечены арсенопирит, бетехтинит (двойной сульфид меди и свинца), блеклые руды и гематит. Из редко встречающихся под микроскопом Т. И. Сатпаевой установлены молибденит, штромейерит, дискразит, аргентит, альгодоит, домейкит, целестин и др.

Согласно К. И. Сатпаеву (1962), медное оруденение сформировалось в две стадии. В более раннюю из них шло отложение сульфидов меди путем метасоматического замещения карбонатного цемента и частично кластических зерен песчаника. Во вторую стадию шло отложение минералов меди вдоль секущих (полого- и реже крутопадающих) разрывов. Для первой стадии характерно развитие рения, молибдена и осмия, для второй — висмута, золота, сурьмы и мышьяка.

В рудных телах наблюдается зональность в распределении минералов. Халькопирит превалирует в верхних частях месторождения, борнит — в средних, а халькозин — в нижних. Свинцовое и свинцово-цинковое оруденение, сопровождаемое кальцитом, связано с самостоятельной, третьей стадией минерализации. Это оруденение наложено на медные руды и сформировалось вдоль подновленных или вновь возникших трещин и зон трещиноватости как согласных к слоистости, так и секущих ее. В результате галенитовые и сфалеритовые руды на разных горизонтах месторождения ассоциируют с разными парагенезисами медных руд первой и второй стадий минерализации. Галенитовые руды не только совмещаются с медными, но частично пространственно оторваны от них, локализуясь на флангах медных рудных тел и в их кровле. Цинковое оруденение имеет тенденцию увеличиваться на более глубоких горизонтах свинцовых рудных тел.

Породы, вмещающие оруденение, подвергнуты изменениям, выраженным в их карбонатизации, окварцевании и частично хлоритизации. Максимальное развитие эти вновь образованные минералы приобретают в центральной части рудного поля (63,5—66,4% от объема пород), снижаясь в периферических частях (14,4—20,5% от объема пород).

Для зоны окисления Джезказганского месторождения характерно отсутствие железной шляпы. На выходах месторождения прямо с поверхности развиты малахит, азурит, хризоколла и другие вторичные минералы. С глубины 5—6 м появляется брошантит. Общая глубина распространения зоны окисления достигает 25—30 м. В нижней ее части широко развиты галоиды серебра. Суммарное количество окисленных руд составляет 20% от всей рудной массы. Для месторождения характерно отсутствие зоны цементации, за исключением незначительного развития гипергенного халькозина вдоль разрывных нарушений.

Удоканское месторождение, находящееся в северной части Читинской области, сформировалось среди пластов песчаников удоканской серии протерозойского возраста. Эти породы образуют крупный синклинорий. Основная рудоносная синклиналь представляет собой опрокинутую складку с падением обоих крыльев на юго-запад (рис. 69), осложненных серией разрывных нарушений и дайкой габбро-диабазов. Горизонт меденосных пород представлен ритмично переслаивающимися пачками мелкозернистых и среднезернистых кварцитовидных, нередко известковистых, песчаников с отдельными прослоями серых алевролитов и темно-серых филлитовидных пород. Месторождение имеет строго пластовую форму. Рудоносные слои подвергнуты изменениям. В них, согласно Н. Н. Бакуну и др. (1958), местами развиты мусковит и турмалин, с которыми иногда ассоциирует молибденит. В северной части рудного поля широко проявлены альбитизация и эпидотизация подрудных слоев песчаников и хлоритизация рудоносных пачек, а также кварц-хлоритовые прожилки. Рудные минералы представлены халькопиритом, борнитом и халькозином. Последние два минерала преобладают в участках интенсивного проявления хлоритизации песчаников. В хлоритизированных и тремолитизированных

зальбандах дайки габбро-диабазов, пересекающей синклинорий, преобладает вкрапленность халькопирита.

Месторождения медного пояса Центральной Африки. Медный пояс в Центральной Африке проходит через Замбию, а его ответвление в Заир*. Он вытягивается по водоразделу бассейнов Конго и Замбези в северо-западном направлении более чем на 300 км, а ширина его достигает 65 км. На востоке и юго-востоке пояса обнажаются древние кристаллические породы фундамента, на которых залегает толща слоистых осадочных пород, занимающая значительную площадь. Эта толща, согласно Гарлику (Garlick, 1953), гранитами не прорывается. Наиболее древние в этой толще позднекембрийские породы системы Катанга. В пределах медного пояса развиты лишь эти отложения. К северо-востоку от него обнажаются более молодые отложения. Медное оруденение развито как в породах фундамента, так и в системе Катанга, но промышленные месторождения меди залегают лишь в последней. В породах основания среди гранитоидов и осадочных пород установлено вкрапленное медное оруденение, но больше распространены медьсодержащие, кварц-карбонатные, кварц-полевошпатовые и кварц-ангидритовые жилы различной мощности, в составе которых отмечаются магнетит, гематит, пирит, пирротин, халькопирит, борнит, халькозин и другие минералы. Породы, вмещающие оруденение, подвергнуты гидротермальному изменению, выраженному в развитии белой слюды, хлорита и эпидота.

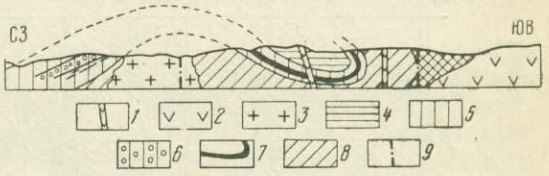


Рис. 69. Разрез Удоканского месторождения (по Ф. К. Кренделеву, Н. Н. Бакун и др.).

Нижний протерозой: *1* — дайки габбро-диабазов; *2* — габбро-нориты; *3* — гранодиориты, граниты; *4* — свита наминга, алевролиты, аргиллиты, песчаники; *5* — косослоистые песчаники верхней части верхнесакуканской подсвиты; *6* — конгломераты в составе верхней части верхнесакуканской подсвиты; *7* — рудоносный горизонт; *8* — нижняя часть верхнесакуканской подсвиты, косослоистые песчаники; *9* — крупные разрывные нарушения

В системе Катанга залегают крупнейшие промышленные месторождения меди. Эта система сложена двумя сериями пород — Кунделунгу и так называемой рудной. В последней выделяются надрудная, рудная и подрудная формации. Подрудная формация залегает на эрозионной поверхности комплекса основания. Начинается она с конгломератов непостоянной мощности, достигающей в долинах 300 м, которые вверх по разрезу сменяются эоловыми осадками, а затем и кварцитами водного происхождения. Рудная формация мощностью 70—250 м представлена слоистыми доломитами, перекрытыми слоями аргиллитов, получившими название совместно с доломитами «рудных сланцев». Поверх них залегают пиритсодержащие аргиллиты. «Рудные сланцы», вмещающие 2/3 запасов меди, распространены на значительной площади. Однако оруденение приурочено лишь к определенным пластам среди них. В целом в пределах медного пояса установлено 24 промышленных месторождения меди, возраст которых определяется в 600 млн. лет.

Месторождение Роан-Антилоп — оруденелый пласт, представленный рудными сланцами. Он вытягивается вдоль крыльев погружающейся синклинали и в центральном ее замыкании. Протяженность его 8 км, мощность 7,5—9 м. Глубина развития оруденения более 600 м. Кроме того, известен рудный пласт Н'кана, который был разведан на северном крыле другой синклинали. Его

* «Медный пояс Северной Родезии». М., Изд-во иностр. лит., 1963.

протяжение 2400 м, мощность 9 м, глубина распространения оруденения 800 м. Оруденение представлено кубическим халькозином и борнитом, меньше халькопиритом.

Месторождения района Чамбиши. Район Чамбиши находится в центре медного пояса Н'кана-Китье и Нчанга. Рудное тело пластовой формы прослежено по простиранию более чем на 1500 м, а по падению на 1000 м, связано с формацией рудных сланцев, кварцитов и кремнистых доломитов. В повышенной части древнего фундамента рудоносные слои залегают на гранитах, отделяясь от последних небольшим прослоем непродуктивных сланцев, а в по-

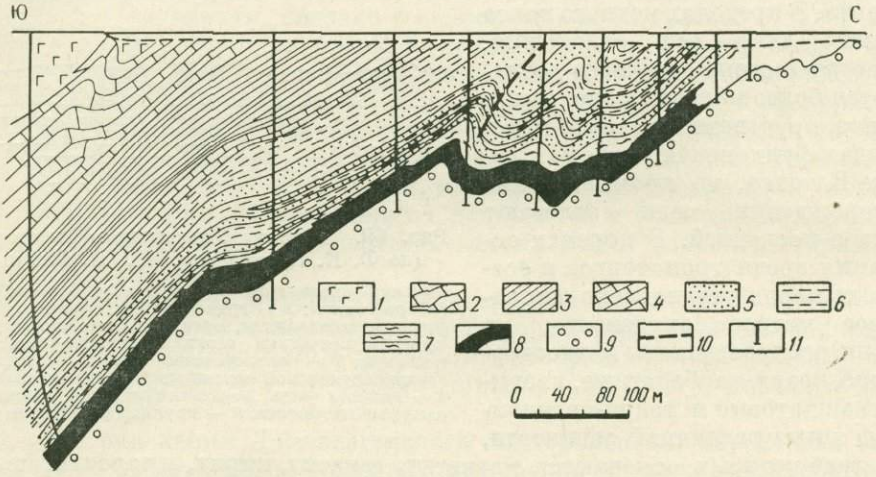


Рис. 70. Геологический разрез месторождения Чамбиши-Майн (из книги «Медный пояс Северной Родезии»).

1 — габбро; *2* — доломиты; *3* — песчано-тальковые сланцы; *4* — кремнистые доломиты; *5* — кварциты; *6* — аргиллиты; *7* — непродуктивные сланцы; *8* — рудное тело; *9* — конгломераты *10* — разрывные нарушения; *11* — буровые скважины

ниженных на конгломератах (рис. 70). Рудное тело, представленное оруденелой пачкой пород мощностью более 100 м, сложено халькопиритом, борнитом и кубическим халькозином. В однородных слоях сульфиды образуют равномерную вкрапленность. В неоднородных слоях отдельные тонкие прослои содержат 20—40% сульфидов, размеры зерен которых колеблются от менее 0,1 до 5 мм и более. Крупнозернистые агрегаты борнита и халькопирита обычны для слоистой зоны в основании рудных сланцев. В смятых сланцах встречаются и кварцевые жилы, содержащие скопления борнита и халькопирита. Верхняя часть рудных сланцев отличается грубой слоистостью и содержит вкрапленность мелких зерен пирита («Медный пояс Северной Родезии»,1963).

Месторождения медистых песчаников западного склона Урала. В верхнепермских отложениях, слагающих восточную часть Уфимского плато, залегают песчано-мергелистые пестроцветные отложения татарского яруса. Под ними покоится толща цехштейна, представленная серыми известковистыми мергелями. Ниже находится красноцветная толща казанского яруса, а под ней залегают известняки и доломиты пермо-карбона. Медное оруденение проявляется в виде трех полос в верхнепермских песчаниках на глубине 30—70 м от поверхности. В них в одной лишь Пермской области насчитывается более

5000 рудопроявлений. Рудные тела имеют лентообразную форму. Залегают они преимущественно горизонтально либо наклонены под углом 10—15°. Мощность рудных тел колеблется от 4 см до 1,3 м, в среднем составляя 20—40 см. Медные минералы развиты в цементе песчаников и максимальные их концентрации наблюдаются около скоплений органических остатков. Среди этих минералов наиболее широко распространены хризоколла, малахит, азурит и халькозин, реже отмечается куприт, в небольшом количестве развиты пирит и халькопирит. Среди медных минералов сульфиды занимают 10%, а на долю хризоколлы приходится более 50%. Содержание меди в рудах 0,5—15%, в среднем 1,5—3%.

Все эти месторождения имеют небольшие размеры и в значительной части отработаны.

Мансфельдское месторождение находится в ГДР. В литературе по рудным месторождениям принято считать, вслед за Шнейдерхеном, это месторождение типичным осадочным. В пределах рудоносной площади, занимающей 140 км², обнажаются осадочные породы девона, карбона и перми, представленные преимущественно различными сланцами. Эти породы слагают мульду, рассечены серией разрывных нарушений. Оруденение приурочено к одному из горизонтов нижней перми. В лежачем боку оруденелого горизонта находятся песчаники и конгломераты цехштейна, в висячем — серые известняки цехштейна (нижняя пермь). Рудоносный горизонт сложен мергелистыми битуминозными сланцами (с остатками рыб и веточек хвойных). Мощность горизонта достигает 90 см и в среднем составляет 30—40 см.

В составе сланцев развиты кварц и серицит (50—55%), кальцит и доломит (25—30%), битумы (10%) и сульфиды (10%). Среди них преобладают борнит, сфалерит, халькозин, халькопирит, меньше развиты пирит и галенит. В виде редкой примеси отмечаются никелин, хлоантит, маухерит, молибденит, аргентит и самородное серебро. Из жильных минералов присутствуют кальцит и барит. Сульфиды характеризуются очень мелкими размерами (4—20 микрон). По форме, согласно Шнейдерхену, они напоминают ископаемые серные и анаэробные бактерии (шарики, полоски, палочки)*. Помимо пластообразной залежи оруденение развито также по сбросам в виде кварц-баритовых жил с арсенидами кобальта и никеля. Главное промышленное оруденение локализуется в нижней части рудоносного пласта и имеет мощность 10—20 см. Выше наблюдается убогое оруденение. Местами медная минерализация развита и в песчаниках лежачего бока.

Согласно Уайту (White, 1942), промышленные руды развиваются примерно на 10% площади бассейна в местах пересечения рудоносного горизонта разрывными нарушениями. В сторону от разрывов оруденение постепенно выклинивается. Свинцово-цинковая минерализация проявляется на более широкой площади, развиваясь в породах лежачего и висячего бока.

В составе добываемых руд содержится (в %): Cu 2—3, Ag 97—182, Zn 1, 28, Mo 0,018, немного Pb, V, Co, Ni, Au, Pt, Pd, Re. Все эти элементы в настоящее время комплексно извлекаются из руд. Мансфельдское месторождение разрабатывается с XII в.

Крупные месторождения типа медистых сланцев Мансфельда открыты в ПНР, в юго-западной части страны (северо-запад Верхней Силезии). Согласно

---

* Следует отметить, что на медных месторождениях Нижней Силезии, где также предполагалось наличие остатков бактерий, согласно С. Лисякевич, в действительности такие бактерии отсутствуют и за них ошибочно приняты продукты распада борнита в эндогенной восстановительной среде.

Константиновичу (1972), запасы медных руд распределены в породах цехштейна следующим образом: в песчаниках 46%, в медистых сланцах (в основном известковистых мергелях) 25%, в карбонатных породах 29%. Рудоносные породы залегают на размытой поверхности кристаллического основания, сложенного протерозойскими амфиболитами, гранодиоритами и нижнепалеозойскими сланцами (рис. 71). Главными рудными минералами являются борнит, халькозин и пирит, ассоциирующие с сидеритом и кальцитом. В меньшем количестве развиты халькопирит, галенит и сфалерит. Небольшое развитие получили теннантит, самородное серебро, энаргит, *линнеит, арсенопирит и др.* По Константиновичу, руды делятся на рудоносные песчаники, рудоносные сланцы (преобладают) и карбонатные руды. В распределении главных рудных минералов наблюдается закономерность: в подошве рудных тел чаще преобладает халькопирит, а в верхних частях — борнит.

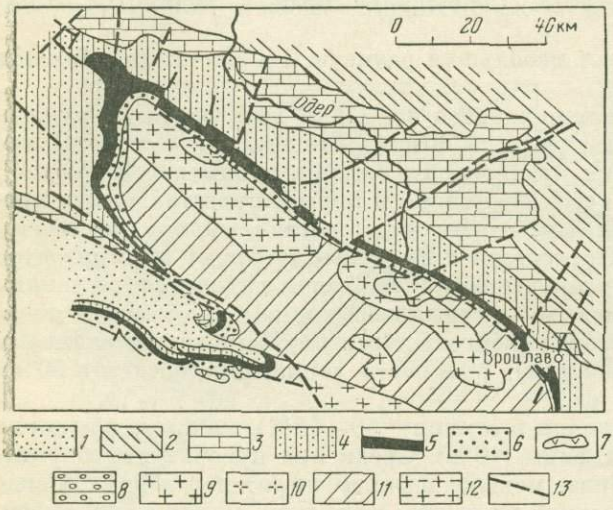


Рис. 71. Северо-западная часть Верхней Силезии (Польша).

1 — верхний мел; *2* — верхний триас; *3* — известняки; *4* — неоднородные песчаники; *5* — песчаники; *6* — красноцветы; *7* — нижняя пермь, порфириты; *8* — карбон; *9* — карбон, граниты; *10* — гранодиориты; *11* — нижний палеозой, сланцы; *12* — протерозой; *13* — разрывные нарушения

Как уже упоминалось, по условиям образования месторождений *медистых песчаников* отсутствует единое мнение. В последнее время в литературе обсуждается два представления по вопросу их генезиса. Согласно первому из них все месторождения имеют осадочное происхождение и сформировались в процессе накопления вмещающих их осадочных толщ и в стадию диагенеза. Источником меди являются коренные месторождения меди эндогенного происхождения, в процессе разрушения которых медь переходила в раствор в виде сульфата и других форм и переносилась в водный бассейн, где и осаждалась. Согласно второму представлению все упомянутые месторождения являются низкотемпературными гидротермальными и медь в составе горячих водных растворов по крутопадающим разрывным нарушениям поступала в зону рудоотложения из глубоких горизонтов земной коры. По-видимому, в природе стратиформные месторождения меди могут образоваться обоими путями. Осадочное происхождение (частью инфильтрационное) имеют месторождения ПНР, западного склона Урала и Мансфельдское.

Об условиях образования рассматриваемых месторождений наиболее острая дискуссия развернулась по вопросам генезиса Джезказганского месторождения (Вольфсон, Архангельская, 1972).

В. М. Попов, Д. Г. Сапожников, Н. М. Страхов, Л. Ф. Наркелюн, И. П. Дружинин (1973) и другие придерживаются представления об осадочном происхождении Джезказганского месторождения. Это представление у них сложилось на основании пластовой формы рудных тел, наличия в рудоносных

пластах органических веществ, наблюдаемого фациального контроля оруденения сероцветными песчаниками, однородности слоистой толщи, простого минерального состава руд, распространения оруденения на значительной площади, развития слоистых текстур в рудах, а также отсутствия, по их мнению, контроля оруденения разрывами и складками.

И. С. Яговкин, К. И. Сатпаев, Ф. В. Чухров, Ш. Е. Есенов, П. Т. Тажибаева, Н. И. Нуралин, В. К. Сейфуллин и другие отстаивают представление о гидротермальном происхождении Джезказганского месторождения. Ими показано, что рудоносные горизонты на месторождении существенно отличаются от безрудных как по физико-механическим свойствам, так и по химическому составу. В рудоносных горизонтах содержится незначительное количество органического вещества — 0,01—0,05%. Наблюдаемые в рудоносных слоях трещины усыхания, следы дождя, остатки четвероногих позвоночных влияния на рудоотложение не оказывают, так как все эти признаки, характеризующие континентальные условия осадконакопления, отмечены и в безрудных слоях.

Контроль оруденения разрывными нарушениями проявляется как в региональном плане, так и в локализации рудных тел. Подтверждением служит приуроченность Джезказганского рудного поля к участку пересечения крупных разрывных нарушений. Локализация оруденения конкретных рудных тел определяется флексурами и связанными с ними разрывными нарушениями. Последние обусловливают зональное размещение минеральных ассоциаций. Оруденение наблюдается не только в пермских песчаниках, но также и в известняках нижнего карбона и среди кластических образований верхнего девона. Минерализация проявлялась в две стадии, разделенные тектоническими перерывами. С первой из них связано накопление, помимо меди, также рения, молибдена, со второй — золота, висмута и др. (см. ранее). Оруденение сопровождается гидротермальными изменениями вмещающих пород, особенно хорошо проявленными в кластических дайках. Изотопный состав свинца месторождения Джезказган полностью идентичен изотопному составу свинца ряда других заведомо гидротермальных месторождений Казахстана, в частности: Коунрадского медного, полиметаллического Тишинского на Алтае и других, и близок к мантийному (метеоритному).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акопян В. Т., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 5, с. 29—39.

Афанасьева Е. Л. Парагенетические минеральные ассоциации и зональность их пространственного размещения в Кафанском медном месторождении. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1971, № 5, с. 74—90.

Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейших разведок. — «Изв. Высш. учеб. завед., серия геол. и разв.», 1958, № 5, с. 7—69.

Блявинский рудный район. — В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 125—126. (Авт.: С. М. Кропачев, Ю. С. Бородаев, Т. Я. Гончарова, Г. П. Зарайский Г. Ф. Яковлев).

Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 10, с. 109—118.

Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В. Об условиях образования месторождений медистых песчаников. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 3, с. 11—25.

Газизова К. С. Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957, 130 с.

Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. М., «Недра», 1967, с. 1—223.

Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971, 224 с.

Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников. — «Материалы ВСЕГЕИ. Полезные ископаемые», 1948, сб. 4, с. 3—20.

Дружинин И. П. Литология карбоновых отложений Джезказганской впадины и генезис пластовых жильных руд. М., «Наука», 1973, с. 188.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1943, № 3, с. 3—18.

Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1936, с. 110.

Иванов С. Н. Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. — «Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР», 1959, вып. 43, 180 с.

Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. — «Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд.», 1948, № 9, вып. 91, с. 1—130.

Константинович Э. Генезис пермских месторождений меди в Польше. — «Советская геология», 1972, № 8, с. 17—26.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — «Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд.», 1948, № 10, вып. 68, с. 1—146.

Котляр В. Н. Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. — «Цветные металлы», 1937, № 7, с. 17—25.

Медный пояс Северной Родезии. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 473.

Мейер Ч., Ши Э., Годдарю Ч. Рудные месторождения района Бьютт в Монтане. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1972, с. 482—529.

Норштейн Г. С. Последовательность и условия образования скарновых зон Турьинских медных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 1, с. 31—44.

Нуралин Н. И. Трещинная тектоника и ее роль в локализации оруденения в Джезказгане. — Автореферат кандидат. диссертации. Алма-Ата, 31 с.

Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Новые данные о геологическом строении Коунрадского медно-порфирового месторождения. — В сб.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 97—109.

Пожарицкий К. Л. Основные черты геологии и минерализации советских и зарубежных месторождений медно-порфировых руд. — В кн.: Геология, геохимия и минерализация медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 7—25.

Пэк А. В. *Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных* месторождений на Среднем Урале. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 193—282.

Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале. — «Советская геология», 1962, № 7, с. 94—113.

Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. — «Труды ИГН АН СССР, геол. серия», 1948, № 28, вып. 93, 122 с.

Сатпаев К. И. Основные результаты комплексного геологического изучения и вопросы генезиса Джезказгана. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 3, с. 11—21.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1972, с. 457—481.

Ховелл Ф. Х. и Моулей Дж. С. Геологическое строение месторождения медно-порфировых руд Браден в Чили. Пер. ОНТИ ВИМС. М., 1961, 15 с.

Чернышев В. Ф. Особенности геологического строения Турьинского скарново-рудного поля на Урале. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 469—473.

Юдин И. М. Медное месторождение Коунрад. М., Изд-во МГУ, 1969, 149 с.

Bateman A. and Jensen M. L. Notes on the Rhodesian copper deposits. — Econ. Geol., vol. 51, No. 6, 1956, p. 555—584.

Fournier R. O. Depth of intrusion and conditions of hydrothermal alternation in porphyry copper deposits. — Abstracts. Geol. Soc. America, Ann. Meet., Mexico City, 1968, p. 101.

Garlick W. J. Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodsia. — Trans. Inst. Min. Metall., London, 63, 1953, p. 9—20, 94—106.

Geologia y Jacimientos Metaliferos de Chile. Instituto de Investigaciones Chile. 1965, p. 178—181.

Gilluly I. The Ajo mining district Arizona. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 209, 1946, 75p.

McNaughton James H. M. The origin of the Northern Rhodesia copper deposits. — Bull. Min. and Met., vol. 63, No. 565, 1953, p. 113—124.

Oberc J. and Serkies J. Evolution of the Fore-Sudetian Copper Deposit. — Econ. Geol., 1968, No. 4, p. 372—379.

Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. — Econ. Geol., v. 67, 1972, No. 2, p. 184—197.

Sillitoe R. H. and Sawkin F. J. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copperbearing tourmaline breccia pipes, Chile. — Econ. Geol., v. 66, 1971, p. 1028—1041.

Schouten C. Some notes of micro-pseudomorphism. Econ. Geol., v. LVI, 1946, No. 4, pt. 1.

Walter S. The copper shales of Germany and Michigan. — Econ. Geol., vol. 48, No. 7, 1953, 631 p.

White C. H. Notes on the origin of the Mansfeld copper deposits. — Econ. Geol., vol. 37, No. 1, 1942, p. 64—68.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА

Свинец относится к металлам, известным в древности. Это подтверждается находкой свинцовых водопроводных труб при раскопках Помпеи и появлением свинцовых монет в Китае за 2000 лет до н. э. Первые бронзы, полученные в Средней Азии, представляли собой сплав меди и свинца.

Цинк в виде чистого металла впервые был получен в 1520 г., но руды цинка, очевидно, были известны и разрабатывались в древности. Так, в ассирийских и урартских клинописях имеются указания на выплавку меди более светлого цвета, чем обычная, путем добавления «белой земли». Можно предполагать, что речь идет о латуни, а «белая земля» скорее всего представляла собой окисленные цинковые руды.

Серебро относится к металлам, известным в древности, но использовать его стали позднее меди.

Свинец нашел применение главным образом для производства аккумуляторов, в кабельной промышленности, в типографских и подшипниковых сплавах, а также в рентгенотехнике. Цинк употребляется в сплавах (латуни, бронзы), используемых в моторо- и машиностроении, а также в качестве покрытия (оцинкования) и в производстве цинковых белил.

Серебро используется для изготовления лабораторных принадлежностей (проволоки, тиглей и т. п.), в ювелирной промышленности, для стерилизации воды. В последнее время серебро нашло широкое применение в сплавах как заменитель олова (2% Ag заменяют 30% Sn) в авиационной промышленности. Все большее количество серебра применяется при изготовлении аккумуляторных батарей военного назначения. В фото- и кинопромышленности серебро идет на изготовление светочувствительных эмульсий.

Запасы описываемых металлов в некоторых странах приведены в табл. 13.

По прогнозам в США в 2000 г. потребление свинца и цинка в 3—4 раза превысит потребление в 1968 г. и соответственно составит 3,8 и 4,3 млн. т.

Таблица 13

Запасы и добыча свинца и цинка в некоторых капиталистических странах

Континент, страна	Запасы, тыс. т		Добыча по годам, тыс. т			
	общие	в том числе достоверные	1913	1937	1958	1971
Всего	100 780 / 150 390	61 100 / 94 560	1150 / 975	1724 / 1660	1757 / 2207	2466 / 4236
В том числе:						
Европа	15 380 / 26 270	10 330 / 15 090		—	510 / 784	321 / 626
Азия	7160 / 15 680	3340 / 8160		—	62,7 / 141	163 / 417
Африка	3400 / 7350	3330 / 4490		—	71 / 84	211 / 279
Канада	16 000 / 35 000	12 700 / 30 800		181 / 145	121 / 229	393 / 1270
Мексика	6000 / 7000	3600 / 3600		201 / 155	196 / 57	174 / 261
Перу	3300 / 7500	2800 / 5800		—	—	164 / 334
США	32 000 / 31 000	14 500 / 13 600		424 / 505	444 / 752	540 / 490
Австралия	13 000 / 14 000	8000 / 9000		232 / 207	—	398 / 452
Остальные страны	7540 / 6640	2500 / 4020			352,3 / 160,0	102 / 107

Примечание. В числителе — свинец, в знаменателе — цинк.

Данные по добыче серебра не публикуются. Ориентировочно она составляет 7—8 тыс. в год и на этом уровне сохраняется много лет. В 1971 г. в капиталистических и развивающихся странах было добыто 7480 т, из них в Канаде 936 т и в Мексике 1140 т. Из общего количества добытого металла 95% извлечено из руд цветных металлов, 1% из золотосодержащих руд и только 4% из собственно серебряных месторождений.

В крупных месторождениях суммарное содержание свинца и цинка должно составлять не менее 2%, в мелких и средних — не менее 4%. Руды собственно серебряных месторождений разрабатываются при содержании серебра не менее 300 г/т.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА

Свинец относится к цветным металлам и характеризуется низким кларком ($1{,}6 \cdot 10^{-3}$%). Согласно А. Е. Ферсману, кларк свинца повышается в красном иле океанов ($70 \cdot 10^{-4}$%), в железных метеоритах ($50 \cdot 10^{-4}$%) и в гранитах ($30 \cdot 10^{-4}$%). Радиус иона 0,40 Å. Как правило, все природные соединения свинца двухвалентны; исключение составляют лишь PbO_2 и Pb_3O_4. Ионы свинца электроположительные. Типичны катионы, вызывающие ясно выраженную поляризацию. Ввиду трудной растворимости ряда солей свинца, в природе

весьма многочисленны и многообразны соединения, образующиеся как соли хлористоводородной, угольной, серной, хромовой, молибденовой, фосфорной и других кислот. Многочисленны также соли сульфокислот с мышьяком и сурьмой. *В 1 м³ воды растворяется* 500 000 г $ZnSO_4$, 40 г $PbSO_4$, 10 г $ZnCO_3$, 1 г $PbCO_3$. Различной растворимостью определяется и порядок выпадения упомянутых солей. Свинец (урановый) частично концентрируется в пегматитах. Обычный свинец концентрируется лишь в контактово-метасоматических и гидротермальных образованиях. В природе известно 180 минералов свинца, многие из них имеют гипергенное происхождение.

Кларк цинка достаточно высокий (0,0083%). Цинк типичный четный элемент из группы побочных, т. е. дающий ионы типа купро с сильной активной поляризацией. Радиус иона двухвалентного цинка 0,83 Å. Цинк легко поглощается минералами марганца, что и наблюдается в природе (черный смитсонит и др.), а также почвой и дает широкий ореол рассеяния. Величины ионных и атомных радиусов цинка подсказывают совместную кристаллизацию Zn + + Fe + Mn, а также Ga^{3+} + In^{3+}. Минералов цинка значительно меньше, чем свинца, всего лишь 64. Цинк частично концентрируется в пегматитах и контактово-метасоматических месторождениях в виде окислов и силикатов, но главным образом в виде сфалеритов (частично вюртцита), развитых в скарнах и гидротермальных жилах совместно с минералами свинца и частично меди.

Среднее содержание серебра в земной коре, по А. П. Виноградову, $7 \times \times 10^{-6}$%. Максимальные его концентрации устанавливаются в глинистых сланцах, где достигают $9 \cdot 10^{-5}$%. В химических реакциях серебро образует характерные одновалентные ионы типа купро с относительно сильной поляризацией (А. Е. Ферсман). Ионный радиус Ag^+ равен 1,13 Å. Серебро характеризуется *относительно низким энергетическим показателем ионов, что обусловливает* незначительное проявление изоморфизма этого элемента и сравнительно трудное его вхождение в решетку других минералов. Наблюдается лишь постоянный изоморфизм ионов серебра и свинца. По мере снижения температуры *образования галенитов гидротермального происхождения намечается тенденция* к уменьшению содержания в них серебра. Ионы серебра входят в решетку самородного золота, количество которого иногда достигает в электруме (серебристом золоте) почти 50% по весу. В небольшом количестве ион серебра входит в решетку сульфидов и сульфосолей меди, а также в состав теллуридов, развитых в некоторых полиметаллических и особенно в золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождениях. В низкотемпературных гидротермальных месторождениях серебро входит в состав разнообразных сульфосолей и тесно связано с золотом, образуя электрум. В заключительный этап кристаллизации растворов, видимо, выделяется лишь меньшая часть серебра. Однако в низкотемпературных месторождениях часто отмечаются наиболее богатые по содержанию серебра руды.

Главнейшие минералы свинца, цинка и серебра: галенит PbS (86,6% Pb) содержит примеси Ag, Bi, Sb и др.; джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ (50,8% Pb); буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ (55,4% Pb); бурнонит $CuPbSbS_3$ (42,6% Pb); церуссит $PbCO_3$ (77,6% Pb); англезит $PbSO_4$ (68,3% Pb); сфалерит ZnS (67% Zn); вюртцит ZnS (63% Zn); смитсонит $ZnCO_3$ (52% Zn); каламин $Zn_4(Si_2O_7) \cdot (OH)_2 \cdot H_2O$ (53,7% Zn); самородное серебро Ag обычно содержит механическую примесь Au, Cu, Bi, Sb, Hg; аргентит Ag_2S (81,1% Ag); прустит Ag_3AsS_3 (65,4% Ag); пираргирит Ag_3SbS_3 (65,3% Ag?); стефанит Ag_5SbS_4 (68,5% Ag); полибазит $(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$ (62,1—84,9% Ag); кераргирит AgCl (75,3% Ag).

В связи с упомянутыми геохимическими особенностями свинец в зоне выветривания мало мигрирует и накапливается в виде церуссита, англезита и других малорастворимых минералов, представляющих собой кислородные соединения свинца с мышьяком, фосфором, ванадием, хлором, молибденом, медью, сурьмой, вольфрамом и др.

В отличие от свинца цинк, образующий хорошо растворимый сульфат, часто выносится из зоны выветривания и в силикатной среде зона окисления свинцово-цинковых месторождений резко обедняется цинком, который, попадая в боковую циркуляцию подземных вод, в значительной степени рассеивается. В карбонатной среде цинк, выносимый в виде сульфата из зоны выветривания, взаимодействует с вмещающими породами и обычно накапливается в виде смитсонита вблизи окисляющихся рудных тел, чаще всего в их лежачем боку.

При окислении серебросодержащих эндогенных месторождений серебро накапливается в зоне вторичных сульфидов и частично в зоне окисления.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Переходя к классификации свинцово-цинковых и серебряных месторождений, относящихся в целом к группе гидротермальных, следует отметить, что они отчетливо разделяются на три класса: высокотемпературные, среднетемпературные и низкотемпературные. Приблизительные подсчеты показывают, что запасы металлов в месторождениях каждого из упомянутых классов примерно одинаковы. Однако высоко- и низкотемпературные месторождения обычно крупнее, чем среднетемпературные. Внутри каждого из упомянутых классов могут быть выделены рудные формации в зависимости от наблюдаемых соотношений рудных и жильных минералов и состава околорудно-измененных вмещающих

Таблица 14

Классификация месторождений свинца, цинка и серебра

Классы месторождения	Рудные формации		
	в известняках	в туфах и сланцах *	в гранитоидах, массивных эффузивах и других алюмосиликатных породах
Высокотемпературные	Скарновая	Турмалиновая	Гранат-полевошпатовая
Среднетемпературные	Карбонатная (сидеритовая) Кварц-карбонатная Кварц-карбонатно-полисульфидная	Кварцевая Кварц-карбонатная Кварц-баритовая	Кварцевая Кварц-карбонатная Кварц-полисульфидная
Низкотемпературные	Карбонатная ** (доломитовая и анкеритовая) Баритовая		Кварц-карбонатная с сульфосолями серебра и золотом Кварц-карбонатная с сульфосолями серебра

* Пластовые залежи в туфах и кристаллических сланцах протерозойского возраста некоторые исследователи относят к осадочно-метаморфогенным месторождениям.

** Стратиформные месторождения данной формации, согласно представлению некоторых исследователей, имеют осадочное или гидротермально-осадочное происхождение.

пород. Среди них различаются месторождения в известняках, туфосланцевых толщах, а также в гранитоидах, массивных эффузивах и в других алюмосиликатных породах (табл. 14).

Серебро входит в состав руд всех выделенных классов и рудных формаций. В рудах высокотемпературных и среднетемпературных месторождений собственно серебряные минералы получили незначительное развитие. В них повышенной серебристостью характеризуются блеклые руды (до 1800 г/т и более) и галениты (от 500 до 7200 г/т). Различные сульфосоли серебра, а иногда и самородное серебро в повышенных концентрациях находятся в низкотемпературных месторождениях, среди которых наряду с золото-серебряными распространены месторождения кварц-карбонатной формации с сульфосолями серебра, представляющей собой самостоятельный промышленный тип серебряных месторождений.

В связи с непостоянством состава жильных минералов, особенно в классе среднетемпературных гидротермальных свинцово-цинковых месторождений, мы при общей характеристике рудных формаций и описании геологии конкретных месторождений не будем разделять их по минеральному составу. В каждом же из выделенных классов гидротермальных месторождений мы приведем обобщенную характеристику рудных формаций, выделяя их по составу вмещающих пород. Таким образом будут охарактеризованы главнейшие промышленные типы свинцово-цинковых (и серебряных) месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Свинцово-цинковые месторождения возникли в различные эпохи начиная с нижнего протерозоя и до настоящего времени. В древние эпохи сформировались крупные месторождения Канады, Австралии, Центральной Африки. В СССР и в Европе широко развиты месторождения герцинской эпохи. В мезозойское время образовались месторождения Восточной Сибири, Китая, Северной и Южной Америки. В Кордильерах, кроме того, получили развитие месторождения третичного возраста. Они известны также в Карпатах и в Средиземноморском поясе. Наиболее юные промышленные месторождения свинца, цинка и серебра, установленные на дне Красного моря, имеют возраст 100 000 лет.

Все главнейшие промышленные свинцово-цинковые месторождения являются послемагматическими. В большинстве рудных полей, за исключением части низкотемпературных месторождений, залегающих в карбонатных породах, обнажаются различные изверженные породы и почти всегда развиты дайки диабазовых порфиритов. Оруденение, как правило, контролируется крупными разломами регионального значения. Свинцово-цинковые месторождения резко различаются по условиям локализации оруденения в вертикальном разрезе в зависимости от того, в каких геотектонических условиях они сформировались. На щитах и активизированных щитах оруденение преимущественно локализуется в зонах длительно развивающихся крупных разломов. В размещении оруденения существенную роль играют также послойные разрывы.

Отложение руд обычно происходило путем метасоматического замещения пород, благоприятных по химическим свойствам; роль выполнения открытых трещин весьма ограниченна. В морфологическом отношении среди этих месторождений выделяются как жилообразные, так и пластообразные рудные тела, а также сложные метасоматические залежи, которые обычно локализуются в местах пересечения рудоносными разрывами карбонатных пород, легко

подвергающихся замещению. Глубина формирования верхних частей жил характеризуемых месторождений обычно составляет 1000—1500 м. Однако в целом вся система рудообразования оказывается относительно более закрытой, чем в складчатых областях, что создает условия для более устойчивого распространения на глубину однотипных минеральных ассоциаций и для значительного вертикального размаха оруденения, которое, по-видимому, в ряде месторождений достигает 2500—2700 м и более. В подавляющем большинстве случаев рассматриваемые месторождения относятся к высокотемпературным образованиям.

В складчатых областях залегают преимущественно гидротермальные среднетемпературные месторождения, имеющие преимущественно пластообразную форму и приуроченные к горизонтам пород, обладающих благоприятными физико-механическими свойствами. Эти породы пересекаются крутопадающими разрывами, которые являются рудопроводящими. Растворы, поднимаясь по этим нарушениям, проникают по системе мелкой трещиноватости в благоприятный для рудоотложения пласт пород, в пределах которого и происходит отложение руд. Как правило, процесс рудообразования протекает под горизонтами малопроницаемых пород, к которым относятся глинистые сланцы, иногда плотные эффузивы. Во многих месторождениях оруденевшим оказывается не один горизонт, а несколько последовательно залегающих один под другим. В складчатых сооружениях, пересеченных разрывами, создавались благоприятные условия для появления лентообразных и седлообразных рудных тел. В тех случаях, когда пласты имеют крутое падение, рудопроводящими и рудолокализующими являются послойные разрывы и рудные тела обычно имеют пластообразную форму.

Глубина формирования верхних частей рудных тел обычно не превышает 1500 м. Вертикальный размах оруденения в отдельных рудных телах обычно не превышает 150—250 м и лишь по послойным разрывам может распространяться на несколько сот метров. В пределах всей рудоносной пачки пород вертикальный размах оруденения нередко достигает 500—800 м и более. Для месторождений жильной формы, залегающих в кристаллических породах и слагающих нижний структурный ярус складчатых областей, вертикальный размах оруденения составляет 1500 м и более. То же относится к трубообразным рудным телам, сформировавшимся в массивных карбонатных породах на пересечении разрывных нарушений. Подавляющее большинство свинцово-цинковых месторождений, локализующихся в образованиях нижнего яруса складчатых областей, характеризуется многостадийной минерализацией, сформировавшейся в среднетемпературных условиях.

Верхняя часть свинцово-цинковых рудных тел, локализующихся в образованиях верхнего яруса складчатых областей, формировалась на глубине 700—800 м. Примерно такую же глубину в большинстве случаев имеет и вертикальный размах оруденения. Складчатые структуры в локализации оруденения в верхнем структурном ярусе никакой роли не играют. Физико-механические свойства вмещающих пород особо контрастные. В связи с этим рудные тела возникают обычно в более хрупких породах. В рудах чаще, чем на щитах и в нижнем структурном ярусе складчатых областей, встречаются брекчиевые и кокардовые текстуры и соответственно бо́льшую роль при рудообразовании играют процессы выполнения пустот.

Продуктивные минеральные ассоциации месторождений верхнего яруса складчатых областей обычно сопровождаются меньшим количеством стадий минерализации по сравнению с месторождениями нижнего яруса и формируются они при средних и низких температурах. Породы, слагающие активизиро-

ванные платформы, обычно представлены горизонтальными либо слабо наклонными пластами осадочных и эффузивных образований. Свинцово-цинковое оруденение, залегающее среди них, размещается в краевых частях активизированных платформ и реже в их внутренних частях. В ряде важных рудоносных провинций оруденение развивается в платформенных образованиях над породами фундамента, разбитыми глубинными разломами, чаще всего над грабенами. В этом случае рудные тела приобретают, с одной стороны, форму согласных пластовых залежей; а с другой — секущих рудных тел. Верхняя часть рудных тел формируется приблизительно на глубине 500—700 м от бывшей поверхности. Основное промышленное оруденение имеет преимущественно относительно небольшой вертикальный размах, не превышающий первые сотни метров. Месторождения характеризуются проявлением руд с относительно простым минеральным составом, кристаллизовавшихся при низких температурах.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения в известняках

Высокотемпературные месторождения в известняках относятся к сфалерит-галенит-скарновой формации. Они размещаются преимущественно на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород, но нередко залегают и внутри карбонатных. Особенностью их является то, что сульфиды свинца и цинка часто находятся в тесной ассоциации со скарновыми минералами, причем в большинстве случаев с типичными рудоносными скарнами. Последние представлены андрадитом и мангангеденбергитом. Иногда кроме того, отмечаются датолит $Ca_2B_2(SiO_4)_2(OH)_2$, ильваит $CaFe^{2+}Si_2O_8(OH)$, эпидот $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$ и некоторые другие минералы.

Сульфиды свинца, цинка и других металлов обычно выделяются метасоматически позднее минералов скарнов либо находятся с ними в тесных срастаниях. Часто скарновые минералы проходят стадию промежуточного изменения и замещаются вначале тремолитом, хлоритом, актинолитом и другими минералами, содержащими гидроксильную группу, а также кварцем и карбонатом. Сульфиды выделяются позднее и замещают все эти минералы.

Среди сульфидов обычно развиты пирит, пирротин, сфалерит и галенит. В небольшом количестве распространены также кубанит $CuFe_2S_3$, образующий твердый раствор с халькопиритом, иногда арсенопиритом, блеклые руды $Cu_3(As, Sb)S_3$ и некоторые другие минералы. Как правило, рассматриваемые месторождения формируются под надрудной толщей эффузивных, реже осадочных образований.

Условия локализации оруденения всех рассматриваемых месторождений контролируются благоприятным сочетанием тектонических элементов и литологического состава вмещающих пород. В зависимости от этих факторов находятся форма рудных тел и текстурно-структурные особенности руд. В морфологическом отношении среди месторождений рассматриваемой формации могут быть выделены: трубообразные рудные тела, минерализованные штокверковые зоны и пластообразные рудные тела. Типичными представителями трубообразных месторождений скарновой формации являются Тетюхинское и Кансайское.

Тетюхинское месторождение. Согласно И. Ф. Григорьеву (1936), Е. А. Радкевич (1959) и другим исследователям, в основании разреза района залегают кремнистые сланцы верхнего триаса, которые выше перекрываются псевдомонотовой свитой верхнего триаса, включающей базальный, рифовый и песчано-

сланцевый горизонты. Рифовый горизонт вмещает оруденение. На псевдомонотовой свите несогласно залегает партизанская свита песчаников мелового возраста (апт — альб) мощностью 500 м. Эта свита перекрывается ольгинскими кварцевыми порфирами верхнего мела. Затем следуют нижнетретичные угленосные отложения и фельзолипариты. Все эти породы смяты в складки. Складчатые деформации проявлялись неоднократно: в конце верхнего палеозоя, в древнекиммерийское время и в ларамийскую эпоху, когда породы партизанской свиты были смяты в пологие складки. Из интрузивных пород в районе развиты приморские граниты, диориты и жильные дериваты этих интрузий послеверхнемелового возраста. Серией разрывных нарушений рудное поле разбито на ряд блоков.

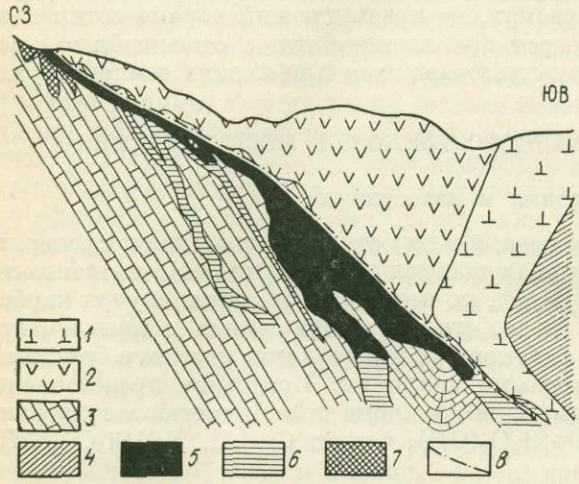


Рис. 72. Схематический разрез через Тетюхинское месторождение (по И. Н. Томсону и Н. Н. Мозговой).

1 — андезиты; *2* — кварцевые порфиры; *3* — известняки; *4* — кремнистые сланцы; *5* — геденбергит-сульфидное рудное тело; *6* — проекция рудного тела; *7* — залежи галмейных руд; *8* — разломы

Среди месторождений рудного поля основное значение имеет Верхний рудник, в пределах которого рудные тела, приуроченные к пересечению разрывов, тяготеют к тектоническому контакту кварцевых порфиров и известняков. Залегая среди последних, Главное рудное тело на дневной поверхности обнажалось в виде четырех труб, которые с глубиной попарно соединились в одну рудную залежь, падающую под углом 30—45°. Хотя рудное тело и вытянуто вдоль надвига, но оно размещается в месте сопряжения надвига с боковым разрывом. При этом на нижнем горизонте в лежачий бок надвига от рудного тела отходят два ответвления, так называемые «Ноги», которые дают возможность предположить, что параллельно надвигу может залегать второе рудное тело (рис. 72).

Для Верхнего рудника характерно развитие пустот, выполненных шарами геденбергита. Руда непосредственно с известняком не контактирует, а отделяется от него полосой кальцита и розового карбоната, в лежачем боку которых развивается геденбергит. Руды месторождения содержат сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, пирит, немного арсенопирита, блеклой руды и кубанита. В незначительном количестве отмечаются сульфосоли серебра и висмута. Нерудные манганеденбергит, андрадит, аксинит, ильваит, датолит, местами тремолит, карбонат, кварц и мангансидерит; в подчиненном количестве развиты флюорит, а также апофиллит и цеолиты. Руды обладают лучистой массивной и полосчатой текстурами. Первая из них вызвана замещением геденбергита сфалеритом. Интересны друзы, выросшие в пустотах и представляющие собой сочетания превосходных кристаллов галенита, сфалерита и других минералов.

Процесс минерализации на месторождении был длительным. Ранняя дорудная стадия проявилась в образовании зон волластонит-гранатового скарна.

Главная рудная стадия выразилась в образовании геденбергит-сульфидных метасоматических рудных тел, характеризующихся сближенной кристаллизацией минералов. В позднюю послерудную стадию шло формирование кальцит-цеолитовых жил.

В начальный период изучения месторождения Тетюхе предполагалось, что оно является типичным контактово-метасоматическим образованием, генетически связанным с эффузивными ольгинскими кварцевыми порфирами. Однако еще И. Ф. Григорьевым (1936) было установлено, что скарны и ассоциирующие с ними руды являются более молодыми по сравнению с кварцевыми порфирами, а также дайками кислых и основных пород, залегающими в висячем боку рудного тела. Месторождение является типичным высокотемпературным гидротермальным, связанным общностью магматического очага с поздними магматическими образованиями. Верхняя часть рудного тела сформировалась на глубине около 1,5 км под надрудной толщей ольгинских кварцевых порфиров, на контакте которых с известняками залегают и другие скрытые рудные тела. Среди них особое значение имеет вновь выявленное Николаевское месторождение. Оно находится на северном фланге Тетюхинского рудного поля и приурочено к погребенному под вулканогенными образованиями северо-западному крылу антиклинали. Согласно Г. М. Фремду и др. (1971), основное рудное тело — залежь Восток залегает на контакте известняков с туфами липаритов сенонского возраста на глубине 700—1000 м. Оруденение локализуется в зоне разрыва меридионального простирания, которая контролирует оруденение рудных тел месторождения Верхнее.

Кансайское и Южно-Дарбазинское месторождения находятся в Таджикской ССР. В пределах рудного поля основное развитие получили известняки верхнего девона — нижнего карбона и верхнекаменноугольные эффузивы, приближающиеся по составу к кварцевым дацитам. Известняки интенсивно смяты и слагают тектонический блок, отделенный от эффузивов с севера и с юга субширотными разрывными нарушениями, а с запада Бирюзовым разломом северо-восточного простирания. Вдоль последнего возникла мощная кварцевая жила с баритом. Известняки прорваны гранитоидами, на востоке представленными крупным массивом гранодиоритов среднего карбона, а также штоками сиенит-порфиров и дайками диоритовых и диабазовых порфиритов пермского возраста. В восточной части рудного поля, в зоне контакта известняков и гранитоидов, в ассоциации со скарнами развиты магнетитовые и частично халькопиритовые рудные тела. Здесь же проявлены вкрапленные свинцово-цинковые руды в скарнах. Главные промышленные трубообразные рудные тела свинцово-цинковых руд собственно Кансая и Южной Дарбазы находятся в центральной части известняковой гряды.

Исследованиями установлено, что в процессе оруденения движения по северо-восточным сколам, вдоль которых размещаются рудные тела Кансая и Южной Дарбазы, были обратные по отношению к движениям по этим же нарушениям в дорудное время. Эта особенность находит объяснение в специфических условиях деформации известняковой гряды в процессе ее перемещения вдоль Бирюзового разлома, обусловленных большой способностью к пластическим течениям карбонатных пород по сравнению с окружающими их верхнепалеозойскими эффузивными образованиями. Структура трубообразных рудных тел определяется приуроченностью оруденения к местам сочленения северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений (Т-образные тела). Апофизы этих рудных труб распространяются вдоль трещин отрыва и на разных горизонтах причленяются к основным трубообразным рудным телам. Но и главные

рудные тела с глубиной причленяются к поверхности Южно-Дарбазинского надвига.

Структура Южно-Дарбазинского месторождения несколько отличная. Рудные тела здесь простираются параллельно основной поверхности Южно-Дарбазинского надвига, локализуясь преимущественно в участках его искривления по простиранию и круто падая к нему навстречу, причленяясь на различных уровнях.

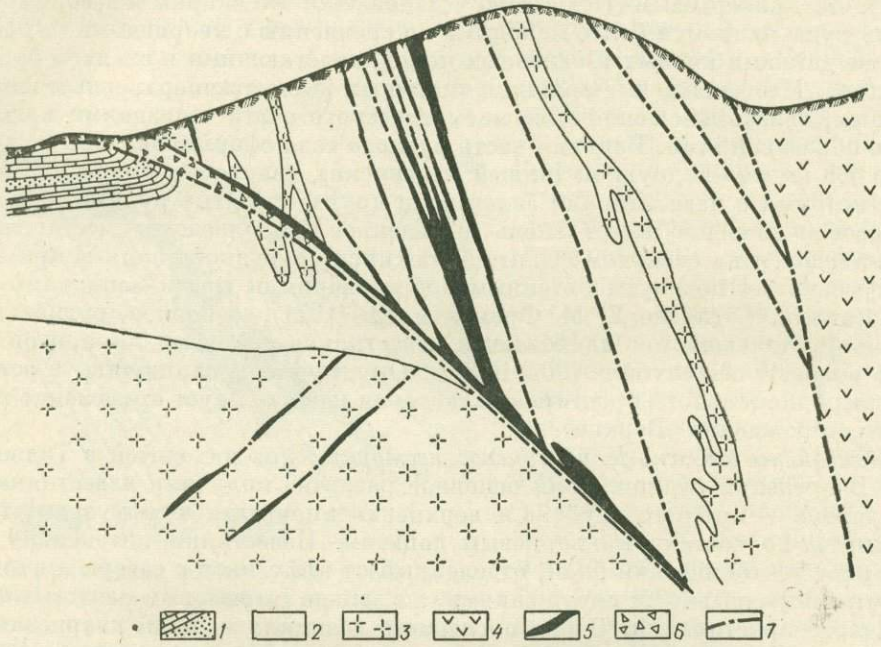


Рис. 73. Схематический разрез через Кансайское месторождение (по В. Н. Крупину и Ш. Х. Рахимову).

1 — осадочные породы мезо-кайнозоя; *2* — известняки D_3—C_1; *3* — гранитоиды; *4* — дациты; *5* — рудные тела; *6* — тектоническая брекчия; *7* — разрывные нарушения

На примере собственно Кансайского и Южно-Дарбазинского месторождений отчетливо выявляется сочетание главных трубообразных рудных тел, локализующихся в узлах сочленения и частично искривления разрывных нарушений (Южная Дарбаза), с оперяющими их апофизами. Вместе с тем все рудные тела с глубиной сочленяются с основным Южно-Дарбазинским надвигом. И соответственно рудные тела Кансая, которые в сочетании главных рудных труб и их апофиз представляют собой своеобразные «рудные деревья» на глубине 500—600 м, как это и вытекало из предварительных построений, соединились воедино с южно-дарбазинскими рудными телами и основным надвигом того же названия. Относительно мощная хлоритизированная тектоническая глинка, развитая вдоль Южно-Дарбазинского надвига, характеризует дорудные движения вдоль этого разрыва, приведшие к развитию мощных брекчий в лежачем боку и появлению отдельных обломков известняков внутритектонической глинки. В процессе оруденения часть этих обломков, прилегающих к рудным трубам, оказалась минерализованной и замещенной галенитом и сфалеритом.

Разведка глубоких горизонтов описываемых месторождений выявила ряд новых важных закономерностей. Прежде всего установлено, что Южно-Дарбазинский надвиг с глубиной переходит в контакт появившихся на нижних горизонтах гранодиоритов и известняков (рис. 73). На еще больших глубинах Южно-Дарбазинский надвиг, возможно, причленяется к Окур-Даванскому разлому и в месте их сочленения могут появиться новые рудные тела. В гранодиоритах, залегающих в лежачем боку Южно-Дарбазинского надвига, встречены относительно небольшие галенит-сфалеритовые жилы, сопровождающиеся березитизацией вмещающих пород. Интересно также отметить, что альпийский надвиг, по которому породы палеозоя надвинуты на мезо-кайнозойские отложения, на глубине слился с Южно-Дарбазинским (см. рис. 73).

Некоторые рудные тела достигают Южно-Дарбазинского надвига. Хорошо прослеживаются на глубину трубообразные рудные тела, именуемые четками. На дневную поверхность выходило одно из них (четка 4). На средних горизонтах было выявлено еще три слепых четки (1, 2 и 3). Все они на большой глубине соединились в относительно мощное трубообразное тело, которое присоединилось к Южно-Дарбазинскому надвигу и далее на достаточно большую глубину прослеживается в непосредственной близости к этому нарушению.

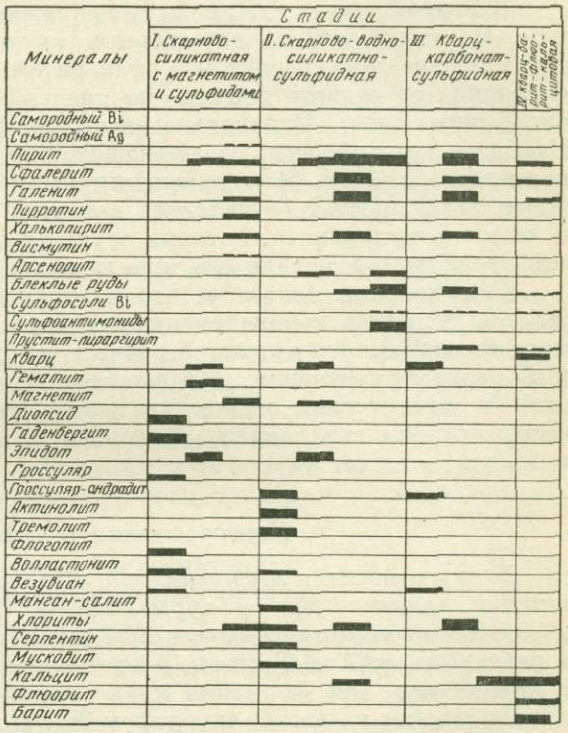


Рис. 74. Схема последовательности образования парагенетических ассоциаций в месторождениях Кансайского рудного поля

В целом в пределах Кансайского рудного поля проявлены достаточно разнообразные минералы, представленные силикатами, окислами, сульфосолями, сульфидами и самородными элементами, которые сформировались в четыре стадии (рис. 74). В пределах Кансайского рудного поля, а также отдельных месторождений и рудных тел отчетливо проявляется зональность оруденения, вызванная прерывистым поступлением растворов разного состава на фоне вспышек трещинообразования. Горизонтальная зональность оруденения выражается в том, что в восточной части рудного поля на ранних стадиях минералообразования проявились интенсивные деформации в зоне контакта известняков с гранитоидами и здесь кристаллизовались минеральные ассоциации первой стадии минерализации. В западном направлении разрывы проявлялись все позднее и соответственно были выполнены более поздними минеральными ассоциациями. Это привело к тому, что в самом западном фланге рудного поля получило распространение свинцово-цинковое оруденение, возникшее в третью стадию, не сопровождающееся скарнами.

Верхняя зональность минерализации отчетливо наблюдается в пределах отдельных рудных тел. В некоторых из них она выражается в проявлении в верхних частях скрытых трубообразных залежей существенного количества сульфосолей свинца. В отдельных основных трубообразных телах наблюдается резкое увеличение содержания пирита на более глубоких горизонтах вплоть до появления сплошных колчеданных скоплений в центральной части рудных труб. Во всех рудных телах наблюдается увеличение с глубиной содержания граната с одновременным уменьшением количества манганегеденбергита.

В Кансайском рудном поле своеобразно была проявлена также зона окисления. На некоторых не нарушенных крутопадающих трубообразных рудных телах, сложенных галенитом и сфалеритом, ассоциирующих со скарнами, зона окисления не развита и прямо на дневной поверхности сразу же обнажаются сульфидные руды. В пологопадающих телах, локализующихся вдоль Южно-Дарбазинского надвига, содержащих в составе первичных руд повышенное количество пирита, зона окисления распространялась до глубины 100 м и более. Особенностью ее являлось развитие значительных скоплений церуссита и частично вульфенита, которые служили прекрасным объектом эксплуатации месторождения в начале его промышленного освоения.

Исследования показали, что надрудной толщей на Кансайском месторождении являлись верхнекаменноугольные эффузивные образования. Глубина формирования верхних частей рудных тел достигала 1500—1700 м. Вертикальный размах оруденения, подтвержденный горными выработками, значительный. В генетическом отношении месторождение связано общностью магматического очага с верхнепалеозойскими малыми интрузиями, развитыми в районе и в рудном поле.

Месторождения в туфах и сланцах

К ним относится *месторождение Сулливан*, являющееся типичным представителем галенит-сфалерит-турмалиновой формации. Рудное поле сложено двумя осадочно-метаморфическими докембрийскими формациями — Олдридж и перекрывающей ее Грестон, представленными аргиллитами, конгломератами и кварцитами. Обе формации имеют меридиональное простирание и моноклинально падают на восток под углом 30°. По контакту формаций проходит широтный сброс Кемберли, прослеживающийся более чем на 10 км и наклоненный к северу под углом 45—55°. Месторождение находится в южном блоке по отношению к сбросу Кемберли и оруденение сформировалось среди пород нижней части формации Олдридж, прорванных силлами и дайками габбро позднекембрийского возраста. Моноклинальное залегание пород, согласно Свансону (1953), осложняется куполообразной складкой Сулливан. Рудная залежь, приуроченная к части купола и к восточному крылу

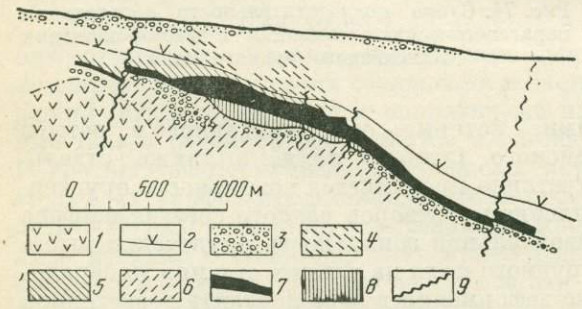


Рис. 75. Разрез через месторождение Сулливан (по Свансону).

1 — диориты; *2* — основание верхних кварцитов; *3* — подстилающие конгломераты; *4* — альбитизированные породы; *5* — хлоритизированные породы; *6* — турмалинизированные породы; *7* — сульфидные свинцово-цинковые руды; *8* — пирротиновые руды; *9* — разрывные нарушения

данной складки, в плане имеет форму перевернутой буквы S, а с глубиной приобретает выдержанное северо-западное простирание. На верхних горизонтах рудная залежь падает полого (рис. 75), а с глубиной приобретает более крутые углы падения. Рудная залежь локализуется в зоне контакта перекрывающих кварцитов и подстилающих тонкослойных пород и конгломератов. Оруденение в основном развилось по тонкослоистым породам — аргиллитам и алевролитам. Рудное тело сложено сплошными сульфидами и вытянуто на протяжении 1800 м, имея мощность 80 м. Бóльшая часть руд характеризуется слоистыми текстурами, обусловленными избирательным замещением тонкослоистых вмещающих пород. Развиты руды и вдоль крутопадающих зон дробления.

В состав руд входят галенит и сфалерит с пиритом, преобладающим на верхнем горизонте. На нижнем горизонте преобладает пирротин. Меньше распространены халькопирит и арсенопирит, местами отмечается буланжерит. В промышленных концентрациях развит касситерит. Из жильных минералов отмечены серицит, кварц, хлорит, мусковит, тремолит, клиноцоизит, турмалин, гранат, биотит, альбит и кальцит.

Наиболее интенсивное гидротермальное изменение выражено в турмалинизации, распространяющейся ниже рудного тела на 460 м, и альбитизации, проявленной в висячем боку рудного тела. Свансон отмечает, что дайки габбро были неблагоприятными для рудоотложения породами. В некоторых случаях они играли роль барьера при отложении сульфидных руд. Месторождение является высокотемпературным гидротермальным метасоматическим образованием, генетически связанным с глубинным магматическим очагом *. Штоки диоритов и дайки габбро дорудные и указывают на значительный отрыв во времени между становлением докембрийских гранитоидов и рудообразованием.

Месторождения в гранитоидах и других алюмосиликатных породах

Месторождение Брокен-Хилл относится к галенит-сфалерит-гранат-полевошпатовой формации. Оно находится в штате Новый Южный Уэльс в Австралии. Начиная с момента открытия месторождения в 1883 г. на нем добыто металлов на общую сумму около 1 млрд. долларов. В настоящее время ежегодная добыча составляет примерно 220 000 т свинца и 150 000 т цинка.

Месторождение находится в пределах приподнятого блока раннепротерозойских (или архейских) пород серии Вильямса. Породы интенсивно метаморфизованы и превращены в серию силлиманит-биотит-гранатовых, серицитовых, андалузитовых и ставролитовых кристаллических сланцев, образованных по однообразно чередующимся глинистым сланцам, глинистым песчаникам и родственным им породам. В качестве отдельных маломощных прослоев среди метаморфизованных пород отмечаются магнетитовые кварциты. Все породы подверглись интенсивным пластическим деформациям. Они смяты в широкие синклинали и пережатые узкие антиклинали.

В метаморфической серии отмечаются разнообразные изверженные образования — гранито-гнейсы, гранулиты, аплиты, амфиболиты, серпентиниты,

---

* Согласно новейшим представлениям В. Л. Барсукова и др. (1973), месторождение имеет сложный генезис. Оно возникло в протерозое в связи с осадочно-гидротермальными процессами, после значительного перерыва в мезозое продолжалось образование руд из гидротермальных растворов.

горнблендиты, дайки долеритов и штоки гранитов. Широко развиты пегматитовые тела двух возрастов от крупных до небольших жил и прожилков, нередко образованных путем замещения вмещающих пород. Бо́льшая часть изверженных образований имеет пластовую форму, свидетельствующую об унаследованности разрывами складчатых структур. Согласно Эндрьюсу, главной осью «очага» метаморфизма является основная рудоносная зона, в сторону от которой интенсивность метаморфизма пород заметно падает. В пределах полосы интенсивного метаморфизма развиты разрывные нарушения, сопровождаемые рассланцеванием и дроблением пород. Все эти нарушения отчетливо разделяются на древние доинтрузивные, дорудные и послерудные. Первые из них не только вмещают интрузивные тела, но часто влияют и на ориентировку осей складок. В целом оруденение Брокен-Хилл приурочено к мощной глубинной тектонической зоне, длительно развивавшейся в условиях больших давлений и температур. Широкому проявлению пластовых разрывных нарушений, вмещающих как интрузивные, так и рудные тела, несомненно, способствовал изгиб по простиранию пород складчатой и метаморфизованной серии.

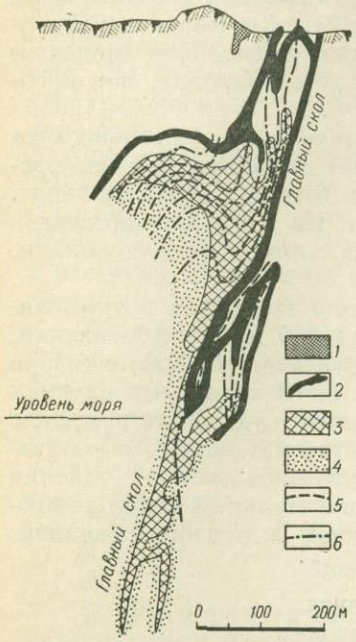


Рис. 76. Схематический разрез через месторождение Брокен-Хилл.

1 — верхний горизонт цинковых жил (№ 1); *2* — среднее рудное тело (№ 2); *3* — нижнее рудное тело (№ 3); *4* — вкрапленное оруденение; *5* — оси синклиналей второго порядка; *6* — оси антиклиналей второго порядка

Рудные залежи Брокен-Хилл размещаются в пределах главной антиклинальной части складчатой зоны между двумя широкими синклинальными складками. Главное рудное тело представлено сложной ветвящейся жилой (рис. 76), по форме напоминающей диплодока. Оно прослеживается в северо-восточном направлении до 5 км, среди силлиманит-гранатовых гнейсов и приурочено к сложному разрыву, залегающему согласно с напластованием вмещающих пород и на отдельных интервалах косо секущему слоистость. Рудное тело прослеживается до глубины 900 м, а мощность его в раздувах достигает 90 м. На глубине строение рудного тела усложняется. Это вызвано тем, что рудовмещающий разрыв совпадает с крылом узкой несколько опрокинутой складки, осложненной складками более высокого порядка. В замковой части этой складки залегают сложные по форме одноярусные либо двухъярусные седлообразные метасоматические тела, развитые по зонам расслоения и рассланцевания. В замковых частях и крыльях седлообразные залежи соединяются между собой, образуя единое тело сложной формы, которое сформировалось по породам различного состава и характеризуется в различных частях меняющимся составом жильной массы. Вследствие большой выдержанности по простиранию узкой антиклинали пластообразная часть главного рудного тела имеет такое же большое протяжение, как и жильное.

Характерной особенностью рудного тела является то, что оруденение локализуется на тех интервалах рудоносных нарушений, где они пересекаются секущими крутопадающими разрывами (Амирасланов, Иванова, 1960). Руды не несут признаков метаморфизма, следов течения, растворения или переотло-

жения. Руды высокосортны. Одна треть из них сложена массивными рудами с содержанием свинца 10—15%, цинка 8—12% и серебра 200 г/т. Главными рудными минералами являются сфалерит (марматит) и галенит. Кроме того, отмечаются вюртцит, пирротин, халькопирит, марказит, тетраэдрит, кубанит, дискразит, пираргирит и золото. Под микроскопом выявляется еще более 15 минералов, в том числе никелин, станнин, касситерит и др. Из жильных минералов основное значение имеют калиевый полевой шпат, кварц, родонит, гранат, бустамит, геденбергит и флюорит. Подчиненное развитие получили иогансонит, волластонит, родохрозит и др.

Разведанные запасы богатых руд месторождения составляют 30 млн. т. В связи с пластообразной формой залегания рудных тел ряд исследователей (King, Thomson, 1953, Попов, 1962) относит месторождение Брокен-Хилл к первичноосадочным, подвергнутым метаморфизму. Однако этому противоречит ряд установленных данных. К ним, в частности, относятся: отсутствие признаков перекристаллизации в рудах; проявленные на месторождении дорудные дайки долеритов, которые рассекают всю толщу пород, слагающих рудное поле; приуроченность оруденения к разлому, а также отчетливо проявленные околорудные изменения вмещающих пород, выраженные в их гранатизации и пегматитизации. Все эти данные в совокупности позволяют более обосновано относить рассматриваемое месторождение к высокотемпературным гидротермальным метасоматическим образованиям

СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения в известняках

В месторождениях данной рудной формации вмещающие породы подвергнуты доломитизации или ороговикованию. Рудные тела связаны со складчатыми и трещинными структурами. В первом случае получают развитие пластовые и седловидные рудные тела, во втором — трубы, трубчатые жилы и неправильные метасоматические рудные залежи. Отчетливо проявляется локальная связь оруденения со штоками гранит-порфиров и дайками диабазовых порфиритов. Минеральный состав руд относительно простой: пирит, пирротин, иногда арсенопирит, сфалерит, галенит, буланжерит, энаргит, блеклые руды, карбонаты (анкерит, доломит, сидерит, родохрозит), редко кварц и барит. Очень отчетливо проявляется контроль оруденения крупными разрывными нарушениями. Месторождения широко распространены в Восточном Забайкалье, в Средней Азии, а также в США (Тинтик) и в других странах.

Месторождения Восточного Забайкалья. Бóльшая часть свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья находится в Аргунском полиметаллическом поясе, выделенном С. С. Смирновым. В пределах этого пояса обнажается комплекс нижнепалеозойских и протерозойских отложений, среди которых выделяются три свиты: кадаинская (преобладают известняки над сланцами), алтачинская (широко переслаиваются известняки и сланцы с преобладанием вторых) и нерчинско-заводская (известняково-сланцевая толща с равным развитием известняков и сланцев). Эти отложения интенсивно смяты в складки и прорваны интрузивными массивами палеозойских гранитоидов, сохранившись среди них в виде крупных ксенолитов, обычно отделенных от окружающих гранитоидов тектоническими контактами. Поверх палеозоя залегают мезозойские отложения, представленные песчано-конгломератовыми отложениями нижней — средней юры и эффузивно-осадочными образованиями верхней

юры, а также песчано-глинистыми отложениями нижнего мела. В пределах рудных полей обнажаются штоки гранит-порфиров, рвущие все толщи, включая отложения верхней юры.

Свинцово-цинковое оруденение сформировалось в нижнемеловое время. В полиметаллическом поясе находится серия месторождений и рудопроявлений, разрабатывавшихся в XIX и в начале XX вв. Главнейшие из них эксплуатируются в настоящее время Нерчинским рудоуправлением. Более 89% всех месторождений залегает в карбонатных породах. По структурно-морфологическим особенностям в Приаргунском полиметаллическом поясе выделяются линзообразные рудные тела в зонах смятия, развившиеся в пачках тонкого переслаивания палеозойских пород, трубообразные и штокообразные метасоматические залежи в известняках, возникшие в зонах обрушения карстов, раздробленные минерализованные зоны и жилы в палеозойских гранитоидах и мезозойских эффузивно-осадочных толщах.

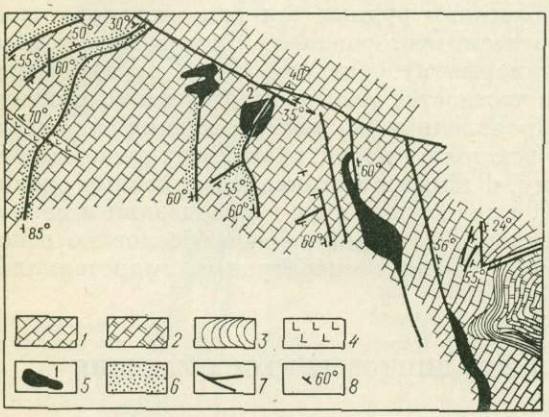


Рис. 77. Схема расположения рудных тел Екатерино-Благодатского месторождения на горизонте 650 м, вскрытом горными выработками (по К. Ф. Кузнецову).

1 — массивные известняки; *2* — слоистые известняки; *3* — углистые сланцы; *4* —лампрофиры; *5*— рудные тела и их номера; *6* — окварцевание; *7* — разрывные нарушения; *8* — элементы залегания

Характерным месторождением Восточного Забайкалья, отличающимся развитием нескольких структурно-морфологических типов рудных тел, является *Екатерино-Благодатское месторождение*. Находится оно в северо-восточной части полиметаллического пояса. Рудоносная площадь сложена доломитовыми известняками нерчинско-заводской свиты, включающими небольшие пачки углисто-глинистых сланцев и полосчатых доломитов. Породы смяты в складки, пересечены серией даек порфиров и лампрофиров и разбиты разрывными нарушениями. Наиболее трещиноваты доломитовые разности карбонатных пород. Среди них и залегают трубообразные рудные тела, локализующиеся в участках пересечения секущих субмеридиональных разрывов с послойными субширотными.

Большинство рудных тел месторождения скрытые. По восстанию они ограничиваются пологими разрывными нарушениями, пачками малопроницаемых пород либо заканчиваются в связи с общим затуханием рудовмещающих разрывов (рис. 77). По падению некоторые рудные тела среди серых доломитизированных известняков оканчиваются в связи с выклиниванием рудовмещающих нарушений, другие продолжаются на большую глубину. В мраморизованных известняках рудные тела выклиниваются вблизи дайки кварцевых порфиров. Максимальная зафиксированная глубина появления новых скрытых рудных тел от дневной поверхности составляет 200 м.

Основная масса руд сконцентрирована в серых доломитовых известняках, благоприятных для рудоотложения по физико-механическим свойствам. В белых доломитовых известняках развиты лишь рудные жилы. Рассматриваемое и другие свинцово-цинковые месторождения района характеризуются сложным

составом руд, представленных пиритом, сфалеритом, галенитом и разнообразными сульфосолями. Вмещающие карбонатные породы подвергнуты гидротермальным изменениям, выраженным в их окварцевании и прожилковой доломитизации.

Описанное месторождение по геологическим условиям формирования и минеральному составу руд относится, по В. М. Крейтеру, к типичным среднетемпературным минеральным образованиям. К. Ф. Кузнецов (1963) высказывает предположение, что месторождение сформировалось под надрудной толщей нижне-среднеюрских пород мощностью около 500 м. Близповерхностные условия рудообразования, видимо, и обусловили широкое развитие в рудах сульфосолей.

Месторождения Средней Азии. Среднетемпературные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах широко развиты в различных районах Тянь-Шаня и прежде всего в Карамазаре, Чаткале и др. В структурном отношении среди них выделяются пластообразные залежи, рудные трубы, а также раздробленные минерализованные зоны, протягивающиеся вдоль контакта гранитоидов и известняков, но не содержащие скарновых минералов.

Примером месторождения, приуроченного к контакту гранитоидов и известняков, является месторождение Кургашинкан, расположенное в северной части Алмалыкского рудного поля (Узбекская ССР). Согласно Л. А. Афанасьеву и др. (1972), месторождение сформировалось в пределах осадочных пород среднего — верхнего девона, состоящих из доломитов (60% разреза), известняков, мергелей и песчаников, сохранившихся среди сиенито-диоритов Алмалыкского массива (нижний — средний карбон) и имеющих мощность 400 м. Породы смяты в асимметричную антиклинальную складку. Серией разрывных нарушений площадь месторождений разбита на ряд блоков. По многим из этих разрывов внедрились дайки интрузивных пород (порфиры, являющиеся апофизами сиенито-диоритов, нижнепермские гранодиорит-порфиры и секущие их диабазовые и авгит-плагиоклазовые порфириты). Все эти дайки дорудные и подверглись пропилитизации. Вмещающие карбонатные породы обогащаются серпентинитом, тальком и кальцитом. Оруденение преимущественно развито вдоль так называемых секущих разрывов, ориентированных в меридиональном направлении. В этом же направлении вытянута серия мощных даек первой группы. Меньше рудных тел вытянуто вдоль даек, ориентированных в северо-западном направлении.

Рудные тела, развитые в пределах контактовой зоны, залегают в форме линз или столбов (рис. 78). Они преимущественно сформировались в карбонатных породах и частично в дайках. Рудные тела обычно локализуются в участках изгиба меридиональных и северо-западных разрывов по простиранию или в месте сочленения их с более мелкими разрывами. В составе рудных тел, сложенных вкрапленными и реже массивными рудами, развиты магнетит, пирит, сфалерит и галенит, сопровождаемые небольшим количеством блеклых руд. Из жильных минералов помимо талька, серпентина и хлорита распространены серицит, альбит, кальцит, железистые карбонаты и кварц. Согласно данным большинства исследователей свинцово-цинковое оруденение Алмалыкского рудного поля, так же как и медное, развитое в его пределах, связано общностью глубинного магматического очага с пермскими малыми интрузиями гранитоидов и более основных пород того же возраста.

Месторождения района Восточный Тинтик (штат Юта, США). В районе Восточного Тинтика развиты типичные метасоматические месторождения в доломитах. Ниже, по данным Шепарда, Морриса и Кука (1972), приводится краткое

описание геологического строения района и геологии месторождения Берджин, открытого в 1956 г. и имеющего в настоящее время важное промышленное значение. В геологическом строении района принимают участие палеозойские осадочные толщи суммарной мощностью 3300 м и среднеэоценовые вулканогенные образования мощностью 1400—1700 м. Все породы прорваны штоками, некками, дайками и силлами монцонитовых и кварц-монцонитовых порфиров верхнетретичного возраста. В основании стратиграфического разреза залегают

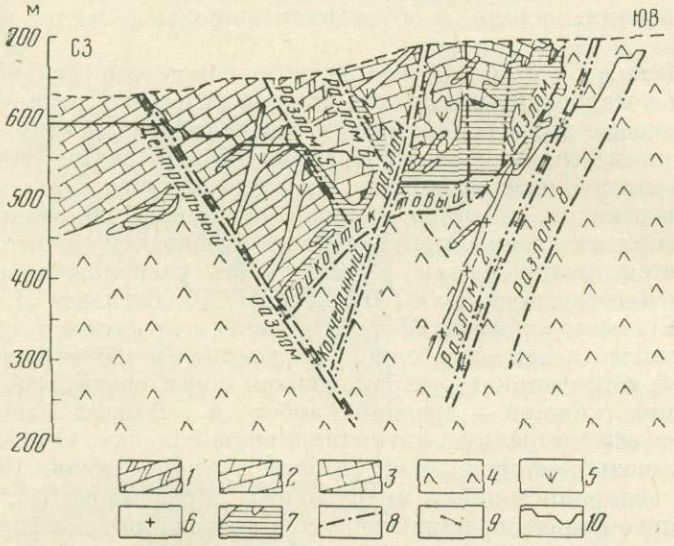


Рис. 78. Поперечный разрез месторождения Кургашинкан (по Л. А. Афанасьеву и др.).

1 — горизонт ленточных доломитов (D_3fr_2); *2* — горизонт массивных доломитов (D_3fr_2); *3* — известково-мергелистый горизонт (D_3fr_1); *4* — сиенито-диориты, диориты (C_2); *5* — сиенит-порфиры; *6* — гранодиорит-нориты; *7* — свинцово-цинковые рудные тела; *8* — разрывные нарушения; *9* — зона дробления; *10* — контур карьера

нижнекембрийские кварциты Тинтик, согласно перекрытые карбонатными породами начиная от среднекембрийского возраста до верхнекарбонового, относящегося к верхнемиссисипским отложениям формации Хамбаг.

В нижней части разреза карбонатные породы многократно перемежаются с прослоями зеленых и других сланцев. На площади характеризуемых месторождений через горизонт базальных конгломератов с угловым несогласием на отложениях формации Хамбаг залегают латитовые и кварц-латитовые лавы эоценового возраста. Эти породы прорваны штоками монцонитов и кварцевых монцонитов, обнажающихся южнее границы рудного района. Со штоками связаны многочисленные дайки, образующие пояс северо-восточного простирания, проходящий через центральную часть района. Кроме того, выделяются так называемые «гальковые дайки» северо-восточного простирания, возникшие в результате прорыва газов и паров, в составе которых преобладают окатанные обломки кварцитов и меньшее развитие имеют дисковидные куски глинистых сланцев и известняков, заключенные в порошковидной массе перетертых пород. Поствулканические плейстоценовые и более поздние образования и залегающие на них озерные осадки в процессе минерализации являлись надрудными толщами.

Главными тектоническими элементами района являются вытянутая в меридиональном направлении асимметричная антиклиналь Восточный Тинтик и сброс того же направления, деформирующие палеозойские образования. Эти нарушения полностью погребены под лавами и выявлены в горных выработках. Кроме того, в районе широко развиты разрывы северо-восточного, реже широтного и северо-западного простирания. К последним относится разлом Тинтик-Стандарт, сопровождаемый зоной брекчии и контролирующий размещение крупных свинцово-цинковых месторождений, в том числе в значительной степени отработанного рудного тела того же названия. Наиболее молодыми разрывными нарушениями района являются непротяженные разрывы северо-восточного простирания, пересекающие лавы, интрузивные породы и подстилающие осадочные толщи. Вдоль этих разрывов разместились штоки и дайки интрузивных пород, «гальковые дайки» и развились зоны гидротермального изменения пород, а на глубине, где они пересекают кварциты Тинтик, т. е. ниже метасоматических свинцово-серебряных тел, они сопровождаются зонами брекчирования, в которых локализуются тела медно-порфировых руд с золотом и серебром. Оруденение района возникло вскоре после внедрения штоков монцонитов и монцонит-порфиров, абсолютный возраст которых 38—46,5 млн. лет.

Главная масса свинцово-серебряного оруденения сосредоточена в структурных узлах, возникших на пересечении разрывов над кварцитами Тинтик в нижней части разреза карбонатных пород, включающих прослои сланцев. Так локализовано месторождение Тинтик-Стандарт и ряд других.

Месторождение Берджин. Главное рудное тело представляет сложную в морфологическом отношении метасоматическую рудную залежь, залегающую в висячем боку надвига Восточный Тинтик, в месте сочленения его с разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Сложное строение надвига и имевшие место перемещения по нему привели в контакт породы нижней части среднекембрийских отложений с известняками ордовика (формация Опохонга). Стратиграфическое смещение достигает 1000—1200 м, а общая амплитуда перемещения по надвигу 1800 м. Породы висячего бока интенсивно раздроблены, а в зонах дробления и брекчирования локализуются рудные тела (рис. 79).

Первичные руды представляют собой тонкозернистую смесь сульфидов свинца и цинка с играющими второстепенную роль аргентитом, родохрозитом, баритом, джаспероидом и кварцем. В зоне окисления развиты церуссит, англезит, смитсонит, кераргирит, пиролюзит, халькантит и реликты гипогенных минералов. В практическом отношении особый интерес представило рудное тело, отработанное выше горизонта 330 м, руды которого содержали свинца 10%, цинка 5,5%, серебра 8 унций. Бóльшая часть известных рудных тел заключена в метасоматических залежах, локализующихся непосредственно над плоскостью надвига среди известняков офировой формации. Месторождение Верджин является типичным гидротермальным. В пределы рудоносного интервала надвига минералообразующие растворы, видимо, поступили, поднимаясь вдоль разлома северо-восточного простирания Юрика-Стандарт и параллельных ему разрывов. На глубокие горизонты месторождений, расположенных ниже уровня грунтовых вод, снизу поступают горячие агрессивные воды, представляющие собой, видимо, отголосок гидротермальной деятельности, породившей руды.

Рудные тела месторождений Восточного Тинтика не выходят на поверхность и оказываются скрытыми под риолитами. Однако зоны гидротермального изменения пород развиты не только во вмещающих известняках. Они проявлены

среди надрудных риолитов и обнажаются на дневной поверхности, являясь поисковым критерием на скрытое оруденение. Зоны гидротермального изменения детально изучены Ловерингом (1951). Они возникли в четыре последовательно проявившиеся стадии минерализации. Ранняя безрудная стадия выражена в доломитизации и хлоритизации известняков и доломитов. Средняя безрудная стадия характеризуется серицитизацией и кварц-алунитовым изменением карбонатных пород и риолитов вдоль минерализованных разрывов, особенно над штоками монцонитов. В эту стадию возник также «песчанистый» доломит, образовавшийся путем воздействия аргиллизирующих растворов на доломит. Поздняя безрудная стадия сопровождалась возникновением роговиков, сложенных тонкозернистым кварцем, метасоматически заместившим карбонатные породы вдоль разрывов. В эту же стадию шло отложение марганцевых карбонатов в известняках и проявлялась пиритизация и карбонатизация в надрудных риолитах. В продуктивную стадию происходило отложение сульфидных руд в известняках, сопровождавшееся возникновением калиевых слюдок в карбонатных породах и надрудных риолитах.

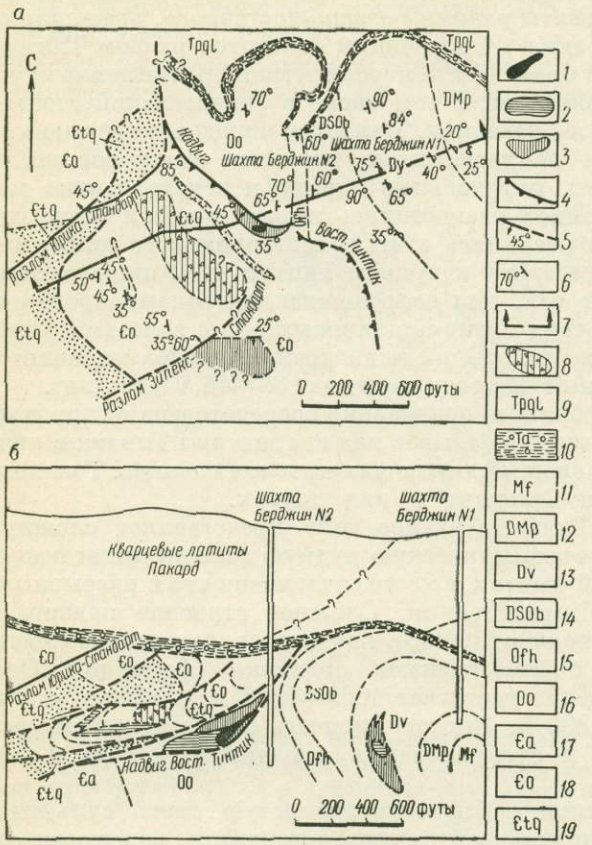


Рис. 79. План (*а*) и схематический разрез (*б*) рудника Берджин (по Шепарду и др.).

1 — окисленные свинцово-серебряные руды; *2* — сульфидные свинцово-цинковые руды; *3* — марганцевая минерализация; *4* — надвиг; *5* — разрывы с указанным направлением падения; *6* — элементы залегания вмещающих пород; *7* — линия разреза; *8* — минерализованные брекчии с убогими свинцово-марганцевыми рудами; *9* — кварцевые латиты; *10* — конгломераты; *11* — формация Фигвилл; *12* — известняки Тинион-Пик; *13* — формация Виктория; *14* — доломиты Бнубелл; *15* — доломиты Фиш-Хейви; *16* — известняки Опохонга; *17* — доломиты Эджекс; *18* — офировая формация; *19* — кварциты Тинтик

Кристаллизация рудных минералов, происходившая в раздробленных и кавернозных джаспероидах, началась с выделения небольших количеств золота I, энаргита, сфалерита и галенита. Основная масса рудных минералов — сфалерит, галенит, энаргит, тетраэдрит, прустит, гессит, золото II и две генерации халькопирита — отлагалась позднее.

Месторождения в туфах и сланцах

В данной рудной формации преобладают месторождения, связанные со складчатыми структурами, что обусловливает широкое развитие пластообразных, лентообразных и седловидных залежей. Так же как и в месторождениях,

залегающих в карбонатных породах, отчетливо выявляется пространственная связь оруденения с малыми интрузиями и дайками кислых и средних пород. Вмещающие породы вблизи рудных тел подвергнуты ороговикованию и березитизации. Руды сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом, с которыми в незначительном количестве ассоциируют блеклые руды, теллуриды свинца, сульфосоли серебра и самородное золото. Из жильных минералов обычны кварц, барит, реже карбонаты. В связи с повышенным содержанием в рудах халькопирита, а также наличием в их составе золота и серебра, они именуются полиметаллическими. Месторождения характеризуемого типа широко распространены на Рудном Алтае, в Центральном Казахстане, в Джунгарском Алатау и в ряде других районов.

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Наиболее древними породами, развитыми в районе и слагающими фундамент, являются интенсивно метаморфизованные образования кембрия и ордовика. Они несогласно перекрываются отложениями среднего — верхнего девона и нижнего карбона, представленными эффузивно-осадочными слоистыми толщами. В юго-восточной части Рудного Алтая, кроме того, обнажаются отложения перми. Среднепалеозойские отложения смяты в сложные синклинальные и антиклинальные складки, часто приобретающие сундучную форму, обусловленную блоковым перемещением пород фундамента. Оруденение размещается в основном именно в подобных антиклинальных сооружениях с ядрами, сложенными метаморфическими породами ордовика. В районе широко распространены гранитоиды, представленные массивами Змеиногорского (средний карбон) и Калба-Нарымского (пермь) комплексов. Кроме того, большое развитие получили штоки, согласные тела и дайки кислых и средних пород.

Рудный Алтай представляет собой крупный тектонический блок, имеющий ширину 60—80 км и заключенный между двумя региональными зонами смятия северо-западного простирания — Прииртышской и Северо-Восточной. Серией разрывов широтного, северо-восточного и других направлений этот блок разделен на более мелкие участки. Все главнейшие полиметаллические месторождения Алтая находятся вблизи или внутри упомянутых зон смятия и основная их масса залегает в туфосланцевых отложениях среднего девона. Руды месторождений по минеральному составу разделяются на колчеданно-полиметаллические и полиметаллические, различающиеся между собой соотношением главных рудных минералов (галенита). Примесями являются блеклые руды, энаргит, борнит, отчасти марказит и мельниковит. Отмечаются также золото, серебро самородное, аргентит, алтаит и некоторые другие рудные минералы. Основными особенностями руд месторождений Алтая являются их тонкозернистость и тесное взаимопрорастание основных сульфидов, что резко осложняет процесс их обогащения. Для более полной характеристики рассматриваемых месторождений приведем краткое описание наиболее типичных их представителей.

Лениногорское и Сокольное месторождения, согласно И. Ф. Григорьеву, Н. Н. Куреку, Г. Н. Щербе и др., тяготеют к юго-восточному погружению Синюшинского антиклинория, в ядре которого обнажаются метаморфические породы нижнего палеозоя, прорванные среднедевонскими гранитоидами. Интрузивные массивы гранитоидов змеиногорского комплекса обнажаются к западу и юго-западу от рудного поля. Сложено оно в основном среднедевонскими породами, включающими горизонты агломератовых туфов, туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов, алевропелитов, известково-глинистых сланцев с прослоями и линзами известняка и глинистых сланцев. Упомянутые породы

несогласно залегают на нижнепалеозойских отложениях и смяты в серию антиклинальных складок северо-западного простирания, разбитых разрывными нарушениями северо-западного и широтного простирания и характеризующихся ундуляцией осей с образованием куполов.

В пределах рудного поля обнажаются несколько небольших тел интрузивных порфиров и серия даек. Собственно Лениногорское месторождение тяготеет к юго-западному крылу Лениногорской антиклинали, а Сокольное, находящееся юго-западнее, размещается в шарнирной части этого же антиклинала, осложненного куполовидным поднятием. На Лениногорском и Сокольном месторождениях (рис. 80) оруденение приурочено к границе серицитизированных и ороговикованных пород (лежачий бок) с алевропелитами и известковистыми алевропелитами (висячий бок). В связи с гидротермальными процессами кислые разности пород подвергнуты не только окварцеванию, но также и серицитизации с образованием березитов или так называемых «серицитолитов». Сплошному окварцеванию, приведшему к возникновению роговиков, (микрокварцитов), подвергнуты некоторые разности известковистых пород и туфов. В верхнем горизонте лениногорской свиты мощность гидротермально измененных, ороговикованных пород достигает 100 м и в направлении висячего бока в этих породах появляется прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение. Непосредственно под алевропелитами в форме линзообразных и пластообразных тел залегают сплошные сульфиды. Они развиты только на участках пересечения рудовмещающих пород крутопадающими разрывами, которые ограничивают распространение рудных тел вкрест простирания (см. рис. 80). Эти разрывы и являлись рудоподводящими каналами. В морфологическом отношении рудные тела собственно Лениногорского месторождения, представленные пластообразными залежами, развившимися на крыле складки, отличаются от рудных тел Сокольного месторождения, залегающих в форме седловидных залежей. Основными рудными минералами Риддерского и Сокольного месторождений являются сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и частично мельниковит-пирит; в подчиненном количестве установлены блеклые руды, самородное серебро, золото, арсенопирит и стефанит. Из жильных минералов развиты кварц, барит, карбонаты (доломит и кальцит), хлорит и серицит.

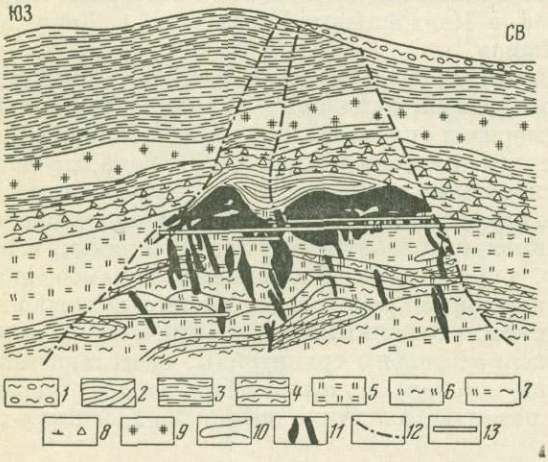


Рис. 80. Разрез залежи «Победа» Сокольного месторождения (по данным Лениногорского рудника).

1 — рыхлые отложения; *2* — алевропилиты; *3* — известковистые алевропилиты; *4* — серицитизированные глинистые алевропилиты; *5* — микрокварциты (роговики); *6* — серицит-хлорит-кварцевые породы; *7* — серицитовые микрокварциты; *8* — агломератовые средне- и крупнообломочные туффиты; *9* — кварцевые альбит-порфиры; *10* — диабазы и диабазовые порфириты; *11* — сульфидные рудные тела; *12* — разрывные нарушения; *13* — горизонтальные горные выработки

Лениногорское и Сокольное месторождения являются типичными гидротермальными полиметаллическими месторождениями, связанными со складчатыми структурами. В локализации оруденения этих месторождений основную

роль сыграло наличие горизонтов пород, легко подвергающихся хрупким деформациям, залегающих под мало проницаемыми для растворов алевропилитами.

Зыряновское месторождение. В геологическом строении Зыряновского района, так же как и Лениногорского, принимают участие метаморфические сланцы нижнего палеозоя и среднепалеозойские отложения (Каюпов, и др., 1957). В состав последних входят образования среднего и верхнего девона, а также нижнего карбона. Толща среднего девона (эйфельский ярус) сложена тремя свитами — березовской, таловской и маслянской, каждая из которых включает горизонт частого переслаивания пород с различными физико-механическими свойствами. Полиметаллическое оруденение локализуется именно в этих горизонтах. Все они смяты в сложную сундучную складку — Ревнюшинскую антиклиналь, которая разбита серией разрывов северо-западного и широтного простирания. В районе широко развиты интрузивные породы среднего карбона (габбро и габбро-диориты), верхнего карбона (массивы гранитоидов змеиногорского комплекса), перми (массивы гранитоидов калбинского комплекса и дайки диоритов и лампрофиров). Зыряновское месторождение приурочено к одноименной антиклинали с общим субширотным простиранием оси. В ее строении принимают участие породы березовской и таловской свит, слагающие ядро складки, и отложения маслянской и хамирской свит, развитые на крыльях. В пределах Зыряновской антиклинали породы подвержены интенсивному рассланцеванию и динамометаморфизму и пересечены серией разрывных нарушений.

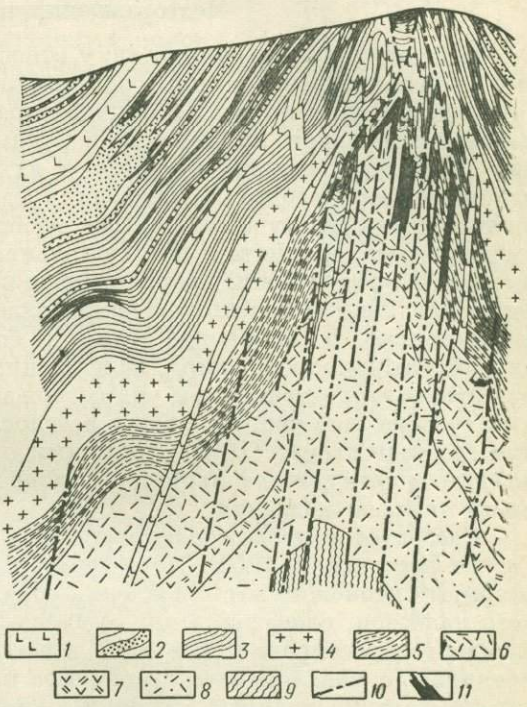


Рис. 81. Разрез Зыряновского месторождения (по В. Д. Баранову).

1 — габбро-диабазы и диоритовые порфириты; *2* — песчано-сланцевые породы; *3* — алевролиты, кремнистые сланцы; *4* — альбитофиры; *5* — туфы, туффиты, кремнистые и известковистые сланцы; *6* — туфы альбитофиров; *7* — порфириты и их туфы; *8* — туфопесчаники и туфы альбит офиров; *9* — метаморфические сланцы; *10* — разрывные нарушения; *11* — метасоматические рудные тела

Все промышленные рудные тела Зыряновского месторождения пластообразной и секущей формы, залегают в нижней части маслянской свиты в пачке пород, представленной частым переслаиванием кварцевых альбитофиров и алевролитов. Наиболее крупные рудные тела приурочены к участкам пересечения разрывных нарушений северо-западного и широтного простирания (Баранов, 1960). Главные секущие разрывы, служившие рудоподводящими каналами, выклиниваются по восстанию в пределах рудовмещающей пачки кислого состава. Наиболее благоприятными для замещения сульфидными рудами оказались алевролиты и именно в них развились все рудные залежи, сложенные массивными рудами, и большая часть прожилково-вкрапленных руд (рис. 81). Гидротермальные изменения вмещающих пород выразились в хлоритизации,

серицитизации, окварцевании и карбонатизации алевролитов и серицитизации и окварцевании вулканических пород кислого состава. В рудах выделяются пирит-халькопиритовая, существенно сфалеритовая и галенитовая парагенетические ассоциации. В целом же минеральный состав руд сходен с минеральным составом руд Лениногорского месторождения.

Месторождения в гранитоидах

К этому промышленному типу относятся трещинные жилы и раздробленные минерализованные зоны, залегающие в гранитоидах, гнейсах и других алюмосиликатных породах и обычно характеризующихся появлением наиболее концентрированного оруденения в рудных столбах. Гидротермальное изменение вмещающих пород выражено в их березитизации. Минеральный состав месторождений сходен с таковым среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений и руды их состоят из пирита, иногда пирротина, сфалерита, халькопирита, галенита и незначительного количества блеклых руд. Жильные минералы представлены кварцем, реже карбонатами. Такой состав руд характерен для жильных месторождений, залегающих в гранитоидах и возникших в каледонское и герцинское время. В более поздних мезозойских и особенно альпийских месторождениях, залегающих в гранитоидах, минеральный состав руд существенно меняется и они содержат повышенное количество разнообразных сульфосолей свинца и меди и относятся к кварц-полисульфидной формации (Архангельская, 1973). Типичным примером свинцово-цинковых месторождений в гранитоидах является Садонское, находящееся в пределах рудного пояса того же названия.

Садонское месторождение находится на Северном Кавказе на территории Северо-Осетинской АССР. По современным представлениям минерализованные разрывы Садонского месторождения образовались в гранитах верхнего — среднего палеозоя, слагающих ядро Садоно-Унальской антиклинали запад-северо-западного простирания. Вверх по восстанию сульфидное оруденение частично проникает в конгломераты, дацитовые порфиры и альбитофиры нижней юры, перекрывающие граниты. Выше в глинистых сланцах и алевролитах тоара наблюдаются маломощные кварцевые жилы, содержащие редкую вкрапленность сульфидов; по восстанию они постепенно выклиниваются. Отмеченные породы смяты в пологие складки. Толща глинистых пород тоара, аалена и байоса, мощность которой в районе Садона около 1,5 км, являлась своеобразным экраном для поднимавшихся снизу в зону рудоотложения рудоносных растворов.

Главные свинцово-цинковые рудные жилы сконцентрированы в пределах грабенообразно опущенного узкого блока интенсивно трещиноватых и частично раздробленных пород, получившего название Главного Садонского разлома. С висячего и лежачего боков зона разлома ограничена тектоническими швами, выполненными сравнительно мощной разновозрастной глинкой трения, в том числе и дорудной. Наибольшая изогнутость и невыдержанность швов зоны Главного Садонского разлома наблюдается на флангах и вверх по восстанию, где они переходят из хрупких гранитов в более вязкие эффузивы, а затем пластичные глинистые сланцы и алевролиты. Здесь оба шва разлома расщепляются на серию веерообразно расходящихся ветвей. Оруденение приурочено главным образом к Западному шву, простирающемуся по азимуту 35—45°. В северной и центральной частях месторождения оно представлено довольно мощными (1—1,5 м, в раздувах до 20 м) жилами, заключенными между Западным и Вос-

точным швами (рис. 82). Жилы обычно начинаются от висячего бока Западного шва, протягиваются на некотором расстоянии вдоль него, а затем следуют по направлению двух систем оперяющих его трещин скалывания.

Рудные жилы на разных участках месторождения сложены рудами с массивной полосчатой вкрапленной и гнездовой текстурами. Зальбанды их резкие, зоны измененных пород обычно небольшой мощности. Видимо, главная часть минералов в жилах отложилась путем выполнения трещинных полостей. Гидротермальное изменение вмещающих гранитов выразилось в их интенсивной березитизации. Руды сложены пиритом, пирротином, сфалеритом (марматитом), галенитом и халькопиритом. Из жильных минералов развиты кварц, карбонаты и хлорит. Минерализация проявилась в четыре стадии: 1) кварц-пиритовую, 2) сфалеритовую, 3) галенит-сфалеритовую, 4) карбонатную.

Руды подвергнуты динамометаморфизму, особенно интенсивно проявленному на северном фланге и на верхних горизонтах. В результате в них широко проявлены струйчатые структуры и текстуры. На месторождении наблюдается отчетливая вертикальная зональность, заключающаяся в постепенном *увеличении с глубиной содержания сфалерита с одновременным* уменьшением количества галенита. Наряду с этим с глубиной увеличивается содержание пирротина. Садонское месторождение является типичным среднетемпературным гидротермальным образованием, возникшим г верхнемезозойское время.

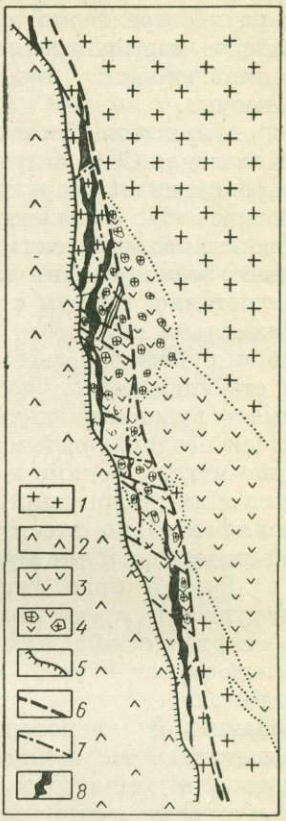


Рис. 82. Схематический план свинцово–цинковых рудных жил в зоне Садонского разлома (по Е. М. Некрасову).

1 — граниты; *2* — лавы и пирокласты андезито-дацитов; *3* — дайки кварцевых диоритовых порфиритов и альбитофиров; *4* — эруптивная брекчия; *5* — западный шов Садонского разлома; *6* — восточный шов Садонского разлома; *7* — дорудные разрывы в зоне разлома; *8* — рудные жилы

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ И СЕРЕБРЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения в карбонатных породах

В рудоносных областях, в пределах которых находятся рассматриваемые месторождения, обычно отсутствуют выходы гранитоидов, а из изверженных пород иногда появляются лишь дайки лампрофиров и в некоторых случаях базальтов. Месторождения часто имеют пластовую или лентообразную форму и размещаются в одном или нескольких горизонтах. Наряду с пластовыми в большинстве рудных районов установлены и секущие рудные тела. Состав руд относительно простой. Из рудных минералов обычно развиты пирит, марказит, сфалерит, галенит, иногда также халькопирит, энаргит и некоторые другие. Из жильных минералов основное значение имеют доломит, иногда барит, реже кварц. Руды часто обладают колломорфными структурами.

Изменение вмещающих пород выражено в доломитизации и иногда баритизации и окварцевании. Для руд характерно незначительное содержание серебра.

Для более подробной характеристики месторождений рассматриваемой группы мы остановимся на описании низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, находящихся в двух различных геотектонических областях: 1) в складчатой области, 2) на активизированных платформах. В качестве примера месторождений складчатых областей кратко охарактеризуем Миргалимсайское месторождение, а в качестве примера месторождений из активизированной области некоторые месторождения юго-восточной части штата Миссури.

Миргалимсайское месторождение находится в Центральном Каратау (Казахская ССР) в пределах Кантаги-Баялдырского рудного поля, сложенного карбонатными и другими отложениями верхнего девона — среднего карбона. Согласно И. Т. Альжанову и др. (1972), породы смяты в сложно построенные антиклинальные складки — Кенкольскую, Миргалимсайскую и др., в процессе формирования которых из крыльев складок в шарниры антиклиналей нагнетались породы с пластичными свойствами. В разрезе карбонатных пород фамена по комплексу признаков выделяется десять горизонтов. За исключением рудовмещающего, каждый горизонт отличается от смежных строением и степенью тектонических деформаций. Наиболее сложное строение и состав имеет рудовмещающий горизонт, в пределах которого выделяется 11 пачек слоев неодинаковой мощности и петрографического состава с различными физико-механическими и химическими свойствами. Слоистость и характер тектонических деформаций также неодинаковы от пачки к пачке, что обусловило исключительно высокую гетерогенность строения рудовмещающего горизонта. Мощность его 8 м в купольных частях и до 13 м в крыльях брахиантиклиналей.

Рудное поле характеризуется неоднократным проявлением разрывных нарушений, среди которых выделяются согласные и секущие разрывы. Среди последних основное значение имеют Главный и Южный сдвиги с амплитудами смещения от 40 до 200 м. Слоистые породы фамена, слагающие стратиграфический разрез рудного поля, подвергнуты интенсивному тектоническому разлинзованию. В близповерхностных условиях пережимы слоев легче подвергаются выветриванию, подчеркивающему утолщения, которые обусловили местные названия комковатых горизонтов. Плоскопараллельная слоистость в основном свойственна ленточным горизонтам, составляющим подчиненную часть разреза. Эти горизонты относительно более пластичны и в них наблюдается микроскладчатость. Малопластичные горизонты подвергнуты тектоническому разлинзованию. Непластичные же пачки сложены грубослоистыми породами и характеризуются проявлением хрупких деформаций. Особенно интенсивно хрупкие микродеформации развились в породах рудовмещающего горизонта, стратиграфическое положение которого совпало с границей максимального изменения тектонических напряжений. Все это обусловило повышенные коллекторские свойства и высокую проницаемость тонкораздробленных пород рудовмещающего горизонта.

Рудоотложению на Миргалимсайском месторождении предшествовало проявление метасоматических процессов, выразившихся в доломитизации и слабом окварцевании вмещающих пород. Гидротермальная доломитизация проявилась вдоль секущих разрывов и распространилась по ряду горизонтов карбонатных пород (рис. 83). Отчетливо видна приуроченность доломитовых тел к горизонтам и пачкам чистых разновидностей известняков с остатками фауны. При этом основные количества окиси кальция, высвобождающиеся при химических реакциях, выносились остаточными гидротермальными растворами из участков доломитизации в более высокие стратиграфические уровни.

Большинство пачек рудовмещающего горизонта подверглось только частичной доломитизации, проявившейся по наиболее тонко дробленной части милонитов, а также по относительно крупным и изометричным угловатым их обломкам, края которых замещались до придания им сферической энергетически более устойчивой формы. Округлые (нередко угловатые) образования определили псевдоолитовое строение милонитизированных пачек рудовмещающего горизонта. Милонитизация и микробрекчирование части объема рудовмещающего горизонта и последовавшая за этим доломитизация наиболее тонко дробленой цементирующей массы обусловили исключительно высокую анизотропность ранее более однородных слоев. Наоборот, полная, более равномерно и крупнозернистая доломитизация других горизонтов придала им относительно высокую изотропность и прочность. Это в свою очередь резко повысило коллекторские свойства рудовмещающего горизонта, что сделало его еще более благо-

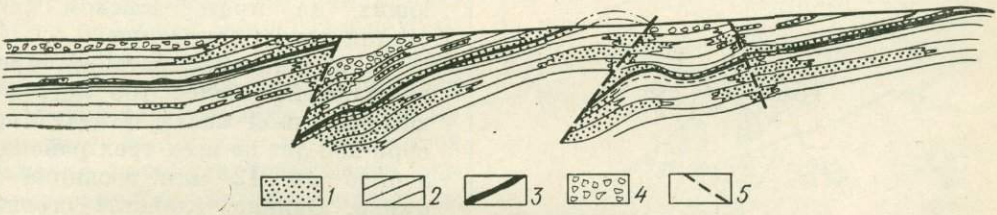


Рис. 83. Схематический разрез через Миргалимсайское рудное поле (по И. Т. Альжанову и др.).

1 — эпигенетическая доломитизация; *2* — известняки и доломитизированные известняки (D_3—C_1); *3* — рудовмещающий горизонт; *4* — известняковые брекчии; *5* — разрывные нарушения

приятным для последующего поступления из глубин рудоносных растворов и рудообразования. Оруденению предшествовала пиритизация, начавшаяся с возобновления хрупких деформаций в ранее милонитизированном и брекчированном рудовмещающем горизонте пород. Именно в данном горизонте вследствие предыдущей доломитизации легче всего проявлялись хрупкие деформации. Все это вновь предопределило высокую проницаемость, благоприятствовавшую избирательному проникновению гидротермальных растворов в раздробленные пачки пород. В целом же дорудные метасоматические процессы имели исключительно важное значение для последующего отложения руд.

Если доломитизация обусловила высокую анизотропность пород рудовмещающего горизонта, то пиритизация еще более подчеркнула и усилила дифференцированность их внутреннего строения и состава. Все это в конечном итоге обусловило исключительно хорошую подготовленность рудовмещающего горизонта для активного и сконцентрированного развития дальнейших процессов минералообразования, обусловивших формирование пластообразных рудных тел. Минерализация на месторождении распространяется по сланцеватости, слоистости и соответственно руды обладают полосчатой текстурой.

Руды месторождения сложены баритом, доломитом и галенитом, сопровождающимися кальцитом, мангананкеритом и пиритом. Меньше развиты сфалерит, анкерит, кварц, арагонит, иногда халькопирит и тетраэдрит. Углубленными микроскопическими исследованиями С. А. Юшко (1969) в виде редких включений в сульфидах, кроме того, установлены (от десятых долей процента до 1% от общей массы руд) магнетит, сульванит, аргентит, штромейерит, фрейбергит и гипогенный халькозин, а из жильных стронцианит. На выходах

рудоносного пласта из рудных минералов развиты англезит, церуссит, лимонит малахит и гидроокислы марганца. Вторичные минералы распространяются на достаточно большую глубину по падению рудного тела и до глубины 100 м слагают примерно 20% объема рудной массы. Признаки проявления гипергенных минералов отмечены до глубины 200 и даже 300 м.

Свинцово-цинковые месторождения широко развиты в США. Главные из них сосредоточены в Верхнемиссисипской долине, в юго-восточной части штата Миссури и в Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас и Оклахома). Все три упомянутых рудных района находятся в пределах активизированной платформы и оруденение развилось в нижнепалеозойских отложениях, несогласно залегающих на протерозойском кристаллическом основании.

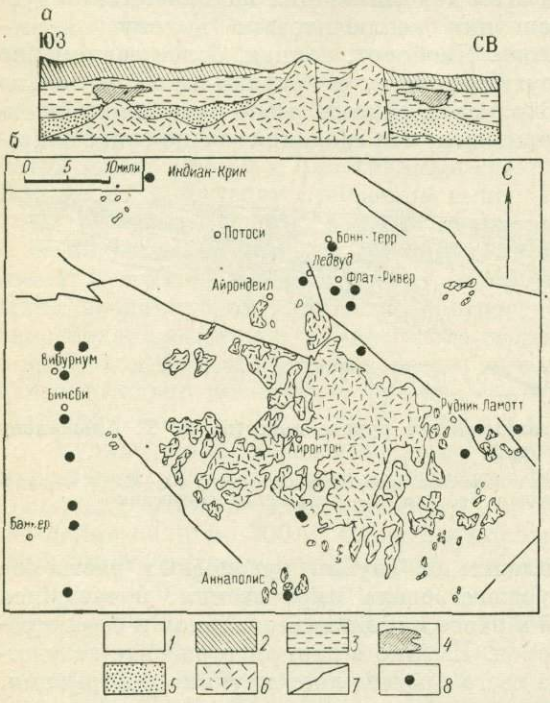


Рис. 84. Геологическая схема юго-восточной части штата Миссури и участки распространения свинцовых месторождений (по Снайдеру и Гердеману).

а — разрез; *б* — план; *1* — кембрийские и ордовикские осадочные породы; *2* — Постбонн-Террская формация; *3* — формация Бонн-Терр; *4* — Баровый риф; *5* — формация Ламотт; *6* — докембрийские изверженные породы; *7* — разломы; *8* — месторождения

С начала эксплуатации, продолжавшейся более 100 лет, а в юго-восточной части штата Миссури 250 лет во всех трех районах добыто по 12 млн. т свинца и цинка. Однако главным производителем свинца являются юго-восточная часть Миссури, а цинка — Три-Стейт.

В юго-восточной части штата Миссури, по Снайдеру и Гердеману (1972), обнажаются докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы, перекрытые кембрийскими и ордовикскими осадочными образованиями. Среди последних в направлении снизу вверх выделяются песчаники Ламотт, формация Бонн-Терр (рис. 84), глинистые сланцы Дейвис и серия горизонтов доломитов.

Основным структурным элементом района является купол Озарк, ядро которого в основном сложено докембрийскими гранитами и вулканогенными породами, которые прорваны немногочисленными интрузивными массивами основного состава. В центральной части купола проявилась система кольцевых сбросов. В районе широко развиты также сбросы северо-западного и северо-восточного простирания. В некоторых локальных участках известны проявления палеозойского эксплозивного магматизма, а также интрузивные дайки и некки диабазов.

Минерализация распространена в вертикальном разрезе на 800 м во всех палеозойских образованиях начиная от верхнекембрийских песчаников Ламотт и кончая нижним ордовиком. В семи из девяти подразделений этих толщ известны рудные тела, являющиеся объектом добычи. Однако большая часть руд, так же как и на Миргалимсайском месторождении концентрируется в фор-

мации Бонн-Терр, сложенной тонкоплитчатыми либо толстослоистыми разноокрашенными доломитами, возникшими преимущественно в диагенетических условиях. Нижние 75 м формации Бонн-Терр характеризуются наличием рифовых сооружений. Комплекс баровых рифов иногда называют структурным центром, поскольку именно к ним тяготеет максимум оруденения. Среди отложений Бонн-Терр выделяется 19 горизонтов. Форма рудных тел разнообразна и зависит от структурной подготовки участка. Намечается шесть структурных типов рудных тел.

1. Тип выклинивания (pinchout type). Рудные тела развиваются согласно напластованию нижних горизонтов доломитов Бонн-Терр и образуют неполный круг около скрытого выступа фундамента. Известны примеры, когда такие выступы проникают в доломиты Бонн-Терр до 50 м. В этом случае рудные тела оказываются как секущими, так и слоистыми и нередко локализуются по секущему контакту доломитов и песчаников Ламотт с породами фундамента, распространяясь по благоприятным пластам осадочных пород. Местами оруденевают базальные конгломераты, залегающие на породах фундамента и состоящие из их обломков, сцементированных карбонатным цементом, который замещается сульфидами. Подобные рудные тела известны на месторождении Хейден-Крик (рис. 85).

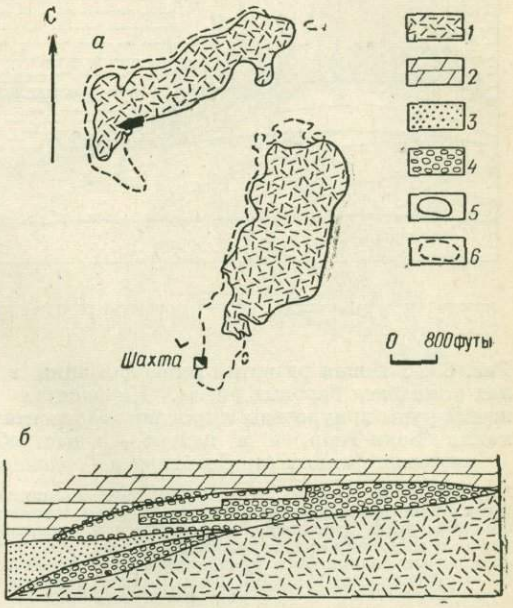


Рис. 85. План (*а*) и разрез (*б*) рудного тела месторождения Хейден-Крик (по Снайдеру и Гердеману).

1 — гранит; *2* — доломиты Бонн-Терр; *3* — песчаники Ламотт; *4* — конгломераты; *5* — линия выклинивания песчаников Ламотт; *6* — верхняя граница распространения конгломератов

2. Тип гребневых структур (the Ridge Structure). Оруденение развивается в гребнях, имеющих облик антиклиналей, но в действительности представляющих собой бары, сложенные грубозернистыми осадками. Наблюдаются громадные бары высотой до 10 м и длиной, измеряемой сотнями метров. Руды локализуются на флангах баров либо в их вершинной части. Они пространственно связаны с черными глинистыми сланцами, которые местами по простиранию переходят в тонколенточные горизонты, обогащенные водорослями.

3. Тип комплекса баровых рифов. Он представляет собой гигантские сложные гребни и является главным концентратором руд в районе. Протяжение таких сооружений достигает 5000 м, ширина 300—350 м, а вертикальный интервал распространения захватывает нижние 70 м формации Бонн-Терр. Характерны аркообразные формы рудных тел, проявляющиеся на одном или нескольких горизонтах обычно в связи с участками карбонатных песков, которые чередуются или переходят в серые сланцевые карбонатные породы. Типичный пример подобных структурных типов рудных тел показан на рис. 86.

4. Тип водорослевых рифов. К этим рифам относятся крупные массы пород с органогенной структурой, содержащих механические обломки и отдельные

слои типичных осадочных образований. Оруденение тяготеет к контакту между колониальными водорослевыми рифами и подстилающими кластическими карбонатами. Рудные минералы отлагаются вдоль плоскостей напластования, в основании рифовых построек, в трещинах и в виде вкрапленности среди органогенных карбонатных пород. Не все рифы минерализованы, многие из них не несут свинцово-цинкового оруденения.

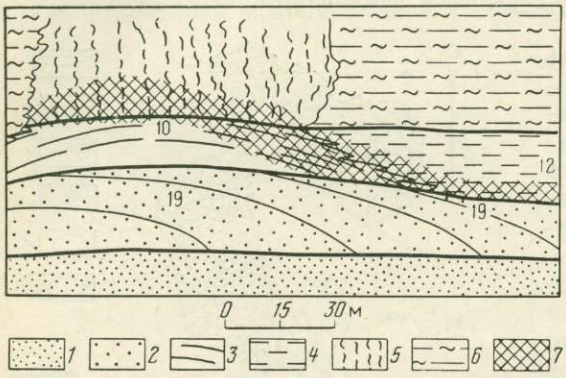


Рис. 86. Условия развития минерализации в пределах комплекса баровых рифов. На флангах сооружений руды приурочены к нижним горизонтам формации Бонн-Терр, а в центре — к надгребневым рифовым фациям (по Снайдеру и Гердеману).

1 — песчаники Ламотт; *2* — песчанистые доломиты; *3* — рыжевато-коричневые доломиты; *4* — серые доломиты; *5* — баровые рифы (гребневые структуры); *6* — главная зона рифов с маломощными горизонтами серых или рыжевато-коричневых доломитов и пропластками глинистых сланцев; *7* — рудное тело. Цифрами обозначены горизонты пород

5. Тип зон эрозионного несогласия. Редко проявленные зоны эрозионного несогласия среди доломитов Бонн-Терр вмещают рудные тела покровного несогласия (blanket-type).

6. Тип подводных оползней. Зоны брекчирования, образовавшиеся в результате подводных гравитационных оползней на флангах калькаренитовых баров, широко распространены в юго-восточной части штата Миссури. Такие оползни, особенно те из них, которые многократно проявлялись, являются важнейшими элементами локализации свинцово-цинкового оруденения. Отдельные рудные тела достигают 200 м в длину и 50 м по вертикали, имея в то же время незначительную ширину (рис. 87). Оползневые брекчии минерализованы на тех участках, где они пересекают зоны контактов различных горизонтов. Минерализация тяготеет к контакту и к участкам несортированного обломочного материала в краевых частях бассейна. Склоны, порождающие оползни, минерализованы лишь в редких случаях. Разрывные нарушения (типа сбросо-сдвигов) преимущественно северо-западного простирания играли важную роль в размещении оруденения. Они наряду с широко распространенными более мелкими разрывами и трещинами отдельности вмещают карбонаты и сульфиды свинца и цинка.

Большинство разрывов дорудные. Наиболее богатые руды с максимальным вертикальным размахом возникают в благоприятных горизонтах, барах и рифах вблизи разрывных нарушений. По удалении от них на 300—400 м в стороны качество руд снижается и резко уменьшаются ширина рудных тел и вертикальный размах оруденения. В целом вдоль разрывов образуется широкий и богатый рудоносный пояс северо-западного простирания, обусловленный сочетанием вытянутости первичных элементов осадочных пород и дорудных разрывов. Важное значение в предрудной подготовке вмещающих пород имели также межпластовые скарны и проскальзывания пород.

Среди рудных минералов главным является мелкозернистый и крупнокристаллический галенит, образующий пластовые залежи, приуроченные к несогласиям и плоскостям напластования, а также к секущим телам. В меньшем количестве развит сфалерит, который лишь иногда образует значительные

локальные концентрации. Он тяготеет преимущественно к зонам, сложенным серыми сланцеватыми доломитами и черными глинистыми сланцами. Халькопирит в изобилии встречается в восточной части рудного района, где он приурочен к нижней части формации Бонн-Терр, и редок на западе. В целом зональное распределение свинца, цинка и меди в юго-восточной части штата Миссури показано на рис. 88.

Помимо отмеченных минералов в рудах в незначительном количестве развиты зигенит (Co, Ni)$_3$S$_4$ и бравоит (FeNi)S$_2$. Пирит и особенно марказит — широко распространены. Из жильных минералов основное значение имеет доломит вмещающих пород, реже отмечаются кальцит, белый доломит, диккит, кварц и джаспероиды. Главное промышленное значение, помимо свинца, в меньшей мере цинка и меди, имеют кадмий и серебро, связанные в основном со сфалеритом (отношение Ag/Zn в 20 раз превышает отношение Ag/Pb).

Суммарные количества металлов в рудах, залегающих в формации Бонн-Терр, вычисленные по отношению к наименее распространенному серебру, принятому за единицу, составляют: свинец 25 000, цинк 1500, медь 500, никель 40, кобальт 20, кадмий 10 и серебро 1.

Околорудные изменения вмещающих пород выражены в незначительном окварцевании, а также в растворении и окислении карбонатов. Доломитизацию принято считать диагенетической.

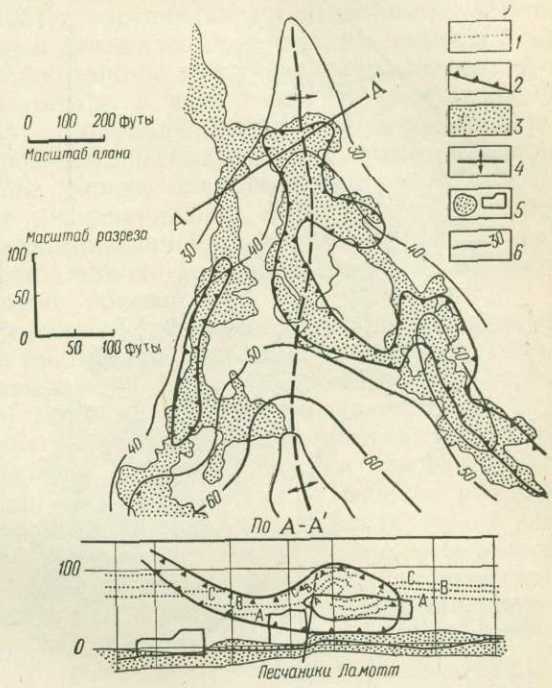


Рис. 87. Рудное тело месторождения Ледвуд, приуроченное к участку проявления подводного оползня (по Снайдеру и Гердеману).

1 — маломощные горизонты сланцев; *2* — брекчии, установленные горными выработками; *3* — калькаренитовый; *4* — шарнир калькаренитового поднятия; *5* — горные выработки; *6* — изолинии расстояний до кровли песчаников Ламотт

В отношении генезиса рассматриваемых месторождений высказывались различные мнения. Из них взаимоисключающими являются представления о сингенетическом или эпигенетическом происхождении месторождений.

Выше приведены убедительные данные, свидетельствующие о дорудном и интрарудном возрасте разрывных нарушений. Резкие изменения стратиграфического положения, мощности и качества руд, свойственные большинству рудных тел, как правило, связаны с разрывами, а не с первичными особенностями строения вмещающих толщ. Имеется много примеров согласного залегания рудных тел. Однако не менее многочисленны примеры пересечения рудными телами не только плоскостей напластования, но и контактов между различными формациями. Степень радиогенности свинца галенитов относительно высокая. Все это с уверенностью позволяет отнести охарактеризованные месторождения к эпигенетическим образованиям.

Вопрос об источнике металлов пока точно не решен. Снайдер и Гердеман высказывают предположение, что высококонцентрированные рассолы с металлами выносились за пределы бассейнов осадконакопления в результате уплотнения осадочных толщ. Миграция рассолов, вероятно, связана с поднятием и эрозией купола Озарк, а также с формированием кольцевых разломов, вызвавших нарушение гидродинамического равновесия. Растворы просачивались снизу вверх и направление их движения определялось топографией *поверхности фундамента*. Они перемещались до тех пор, пока не входили в контакт с доломитами Бонн-Терр. Это было возможно лишь в участках выклинивания песчаников Ламотт, близ выступов фундамента, где доломиты залегают непосредственно на породах докембрия. Снайдер и Гердеман предполагают, что и ювенильные воды входили в состав рудоносных флюидов.

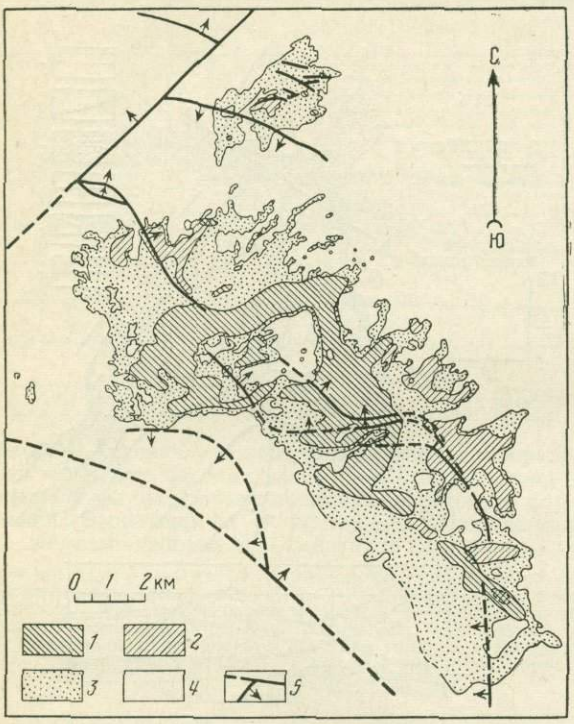


Рис. 88. Зоны преимущественного распространения руд свинца, цинка и меди (по Снайдеру и Гердеману).

1 — свинцово-цинковые руды; *2* — свинцово-медные руды; *3* — свинцовые руды; *4* — карбонатные породы (преимущественно доломиты); *5* — неминерализованные системы разломов

Месторождения собственно серебряных руд

Основная масса серебряных месторождений, так же как и золото-серебряных, размещается в пределах Тихоокеанского рудного пояса, где они пространственно связаны с образованиями мезо-кайнозойского вулканизма подвижных зон. В американском секторе пояса (Сидоров, 1966) *золото-серебряные месторождения* известны в провинции Бассейнов и Хребтов по периферии плато Колорадо, в пределах Скалистых гор и в Мексике. Они разделяются на две группы: миоценовые, связанные с риолитами, и плиоценовые, связанные с андезитами. Первые из них (Топонах, Аврора, Комсток и др.) характеризуются повышенным содержанием серебра, а вторые бедны им. В восточном полушарии золото-серебряные месторождения сосредоточены на современных островных дугах, где их руды характеризуются повышенной меденосностью.

Среди собственно серебряных месторождений крупнейшими в мире являются месторождения двух рудных районов Мексики — Пачука и Вета Мадре.

Месторождения района Пачука. Сереброносный район Пачука, протягивающийся более чем на 50 км, находится в горной области с абсолютными отметками 2400—3050 м и разрабатывается с 1522 г. до наших дней. Район Пачука *являлся ареной мощной вулканической деятельности в среднетретичное время.*

Среди вулканических продуктов особенно большое развитие получили андезиты, туфы, риолиты и конгломераты. Широко развиты также экструзивные образования, представленные штоками и дайками кварцевых порфиров и дацитов. Дациты слагают покровы венчающих разрез среднетретичных вулканогенно-осадочных образований. Рудоносная площадь перекрыта достаточно мощным чехлом четвертичных и современных образований.

Согласно Виссеру (Wisser, 1951), вертикально направленные усилия, проявившиеся к концу вулканической деятельности, привели к смятию пород в пологую антиклиналь с осью, вытянутой в северо-западном направлении. Северо-восточное крыло этой антиклинали к концу складчатости оказалось разбитым серией разрывов, вытянутых параллельно его оси и наклоненных к юго-западу. После перерыва, сопровождавшегося возникновением разрывных нарушений в северной части района, породы оказались смятыми в пологую антиклиналь с осью, вытянутой в меридиональном направлении. Формирование этой складки закончилось возникновением разрывов меридионального простирания, проявленных достаточно широко во всем районе и оказавшихся заполненными ранними минеральными жилами.

Продуктивные рудные жилы сформировались в основном в разрывах широтного простирания. Их проявление, по Виссеру, происходило в третий период тектонических деформаций, сопровождавшихся околорудным изменением вмещающих пород и минерализацией. Гидротермальные изменения вмещающих пород, наблюдаемые вдоль всех трех упомянутых систем трещин, выразились в пропилитизации, которая сопровождалась возникновением хлорита, карбоната и эпидота. Более локально вдоль каналов движения рудоносных растворов вмещающие породы были серицитизированы и силифицированы (процессы изменения пород названы в порядке их проявления). Более ранние минеральные жилы, имеющие преимущественно северо-западное и меридиональное простирание, сложены (в порядке отложения) грубозернистым серым или стекловатым кварцем, кристаллизовавшимся при температуре 573° С, массивным пиритом и темным железистым сфалеритом.

Продуктивная стадия началась после заметного тектонического перерыва и выразилась в отложении белого тонко- или среднезернистого кварца («продуктивный кварц»), пирита, светлого сфалерита, галенита, иногда халькопирита и аргентита. В некоторых жилах, например на руднике Боррон, помимо аргентита из серебряных минералов кристаллизовались также полибазит и стефанит, а из жильных — барит. В некоторых месторождениях, кроме того, отмечены флюорит и кальцит (Bastin, 1948). Аргентит часто образует хорошо ограненные кристаллы, отложившиеся в пустотах, находится между зернами кварца или образует корочки на стенках трещин. Мощность скоплений аргентита обычно 0,5 см, иногда достигает 15 см. В жилах широко проявлены брекчиевые и крустификационные текстуры. В зоне цементации развиты борнит, халькозин, вторичный аргентит и самородное серебро.

Как уже отмечалось, продуктивные жилы имеют широтное простирание и южное крутое падение. Мощность их 2—5 м, протяженность по простиранию до 1000 м, а по падению 500—600 м. Локализуются жилы преимущественно в горизонте распространения экструзивных риолитов и дацитов — вблизи сбросов (рис. 89). На большей части месторождений района Пачука главная масса серебряных руд концентрируется в рудных столбах, которые развиваются в местах искривления рудовмещающих разрывов либо сочленения их с боковыми трещинами. Надрудной толщей являются риолиты и поздние дациты. Эрозией вскрыта лишь часть рудных жил, а значительное их число

скрыто под надрудной толщей. Развитие рудных жил под горизонтом риолитов наблюдается в пределах всего рудного района Пачука (см. рис. 89). Рудные жилы были сформированы после остывания всех эффузивных и экструзивных пород * в близповерхностных условиях из низкотемпературных гидротермальных растворов.

Месторождение Вета Мадре разрабатывается с 1548 г. На рудоносной площади обнажаются юрские и более древние свиты осадочных пород, прорванных экструзивными и субвулканическими образованиями, представленными риолитами, андезитами, гранит-порфирами и монцонитами, которые перекрыты толщей эффузивов. Все упомянутые породы пересечены сколовыми нарушениями, к которым и приурочена минерализация. Вдоль сброса Вета Мадре длиной 25 км разместилась жила Вета Мадре (Материнская жила), мощность которой достигает 20 м. Промышленные руды сконцентрированы на 5-километровом интервале этого сброса в разобщенных рудных столбах длиной 200—400 м. Такие столбы приурочены к наиболее нарушенным участкам, возникшим в местах пересечения основного нарушения разрывами другого простирания, либо в ответвлениях от него боковых оперяющих трещин. Минерализация развивалась в две стадии, как и на месторождении Пачука. Отличие заключается в появлении во вторую стадию в ассоциации с минералами серебра некоторого количества золота, а из жильных минералов наряду с карбонатами также барита, флюорита и цеолитов. Отношение содержания Ag/Au 100 : 1. Вмещающие породы на контакте с рудными жилами подвергнуты пропилитизации, окварцеванию и аргиллизации.

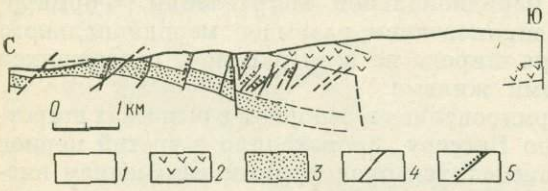


Рис. 89. Разрез через месторождение Пачука.

1 — дациты; *2* — риолиты; *3* — осадочные породы; *4* — кварцевые жилы; *5* — продуктивные интервалы кварцевых жил

Серебряные месторождения Мексики в течение многих лет давали около $^1/_3$ добычи серебра капиталистических стран. В настоящее время значение этих месторождений несколько снизилось.

Помимо охарактеризованных генетических и промышленных типов серебряных месторождений, согласно данным некоторых исследователей необходимо выделять серебряные месторождения осадочного генезиса. Одним из наиболее крупных является *месторождение Сильвер Риф*, находящееся в США (штат Юта) и детально описанное Хессом. Серебро в этом месторождении в промышленном количестве встречалось в горизонте светло-серого песчаника, характеризующегося косой слоистостью и залегающего непосредственно на конгломерате Шинарамп триасового возраста. Этот слой песчаника, называемый «рифом», расположен на северо-восточном крыле крупного антиклинального сооружения. Характерно, что и на юго-западном, противоположном крыле складки в песчаниках того же возраста было установлено серебро, хотя и в меньшей концентрации.

Песчаник на участке месторождения Сильвер Риф сильно дислоцирован и представлен тремя главными слоями. Самый верхний слой, содержащий основные запасы серебра, носит название Белый Риф. Под этим слоем залегает

---

* Виссер (Wisser, 1951) высказывает мнение, что рудные жилы сформировались одновременно с поздними дацитами, но фактическими наблюдениями этот вывод не подтвержден.

пачка сланцев мощностью 15 м, а ниже — другой сереброносный слой Бакин Риф, который вновь сменяется пачкой песчанистых сланцев мощностью около 30 м. Эти сланцы покрывают последний сереброносный пласт Бьют Риф. По данным Ролкера, мощность отдельных пластов сереброносного песчаника колеблется от 4,5 до 15 м. Содержание серебра, судя по единичным пробам, очень высокое, в среднем 2600 г/т. Серебро сопровождается селеном, содержание которого не менее 0,23%. За 15 лет с 1875 по 1890 гг. на рудниках Сильвер Риф добыто 214,89 т серебра.

В сереброносном песчанике Хесс наблюдал многочисленные карбонатизированные растительные остатки, а также остатки немного деформированного окаменелого и лигнитизированного дерева. Окаменелые растительные вещества ассоциируют с округлыми включениями карбонатизированной глины (гальками, по Хессу), образуя соотношения, аналогичные наблюдающимся в пластовых урановых месторождениях, залегающих в основании тех же конгломератов Шинарамп и в долине Монумент (Аризона) и имеющих, согласно Виткинду, осадочное происхождение.

Серебряные минералы на месторождении Сильвер Риф подвергнуты окислению и в настоящее время выше уровня грунтовых вод представлены кераргиритом. Кераргирит ассоциирует с растительными остатками, лигнитизированными деревом и карбонатизированными глинистыми «включениями». Предыдущие исследователи указывали, что Несбит обнаружил серебряные минералы непосредственно в карбонатизированном дереве. Ниже уровня грунтовых вод серебро заключено в сульфиде — акантите, который находится в ассоциации с халькозином, малахитом, самородной медью и гидроокислами железа.

Хесс считает, что отложение меди и серебра происходило одновременно с образованием вмещающей породы первоначально в форме халькозина, сульфида серебра и селенида серебра. Вероятно, эти минералы осаждались в восстановительных условиях при обилии углефицированных растительных остатков, захороненных в песчанике. Проявившиеся затем процессы окисления привели к возникновению кераргирита, лимонита, малахита и некоторых других вторичных минералов. Косая слоистость песчаников, наличие в них глинистых «галек», захороненность лигнитизированных растительных остатков и целых стволов деревьев — все эти факты позволяют согласиться с Уиткайндом, считавшим, что подобные образования представляют собой скорее всего дельтовые отложения крупных речных потоков. По мнению некоторых исследователей, осадочные месторождения серебра, подобные описанному, развиты на больших площадях. Так, есть указания, что в 36 км от месторождения Сильвер Риф, в районе Санта-Клара, серебро добывалось из песчаников того же возраста.

По Шнейдерхену, руды месторождения Сильвер Риф неравномерно распределены в нескольких пластах мощностью 17—23 м и связаны с участками, обогащенными растительными остатками. Типичные руды содержат 0,26% серебра и 0,23% селена.

В штате Колорадо на месторождении Браш Крик также в серых песчаниках с отчетливой косой слоистостью разрабатывался пласт с вкрапленностью сульфидов меди, примазок марганца и выделений кераргирита. Пласт имел мощность не более 2 м и был сереброносен на протяжении 300 м. Он дал более 4 т серебра. В Игле (штат Колорадо) из месторождения того же типа с 1913 по 1918 г. получено 6300 кг серебра.

Золоторудные россыпи бедны серебром, но в некоторых случаях, когда первичные руды за счет разрушения которых были образованы россыпи, были

обогащены серебром, могут возникнуть богатые элювиальные россыпи серебра (например, в районе Кобальт в Канаде). Значительными, даже уникальными по запасам серебра являются месторождения в отложениях цехштейна Польши и ГДР, где серебро, по-видимому, ассоциирует с халькопирит-борнитовыми рудами. В Мансфельде суммарная добыча серебра за последние 60 лет составила около 9200 т.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альжанов И. Т., Сидоренко П. П., Гриненко В. В. Тектонические и метасоматические процессы, определившие условия формирования Миргалимсайского свинцово-баритового месторождения. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1972, № 8, с. 50—62.

Амирасланов А. А., Иванова Н. С. Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М., Госгеолтехиздат, 1960, 136 с.

Архангельская В. В. Эволюция состава руд свинцово-цинковых месторождений в гранитоидах, возникших в различные эпохи развития земной коры. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1973, № 6, с. 54—59.

Афанасьев Л. А., Клиблей Г. Х., Мурадов З. М. Пропилитизация даек основных пород как критерий их дорудного возраста (на примере свинцово-цинкового месторождения Кургашинкан). — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1972, № 4, с. 97—103.

Баранов В. Д. Некоторые черты структуры полиметаллических месторождений Зыряновского района на Алтае. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 5, с. 34—54.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. и Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1954, № 1, с. 30—39.

Буров П. П. и Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. — «Цветные металлы», 1936, № 3, с. 3—17.

Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Особенности локализации рудных тел свинцово-цинковых месторождений в различных структурных этажах. М., «Наука», 1968, с. 226—284.

Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. М., Госгеолтехиздат, 1962, 167 с. Авт.: Ш. А. Азизбеков, А. А. Амирасланов, А. Г. Асланян и др.

Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. Под ред. Ф. И. Вольфсона. М., «Наука», 1965, 201 с.

Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. Под ред. Е. А. Радкевич. — «Труды ИГЕМ», 1960, вып. 34, 328 с.

Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит., 1951, с. 600.

Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая, 1957, с. 142—161.

Григорьев И. Ф. Первичные руды Тетюхе и их генезис. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1936, № 1, с. 155—174.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 286 с.

Кузнецов К. Ф. Екатерино-Благодатное свинцово-цинковое месторождение. — В сб.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83, с. 373—391.

Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик, Юта. М., Изд-во иностр. лит., 1951, 137 с.

Нехорошев В. П. Зоны смятия Рудного Алтая. — В кн.: Метериалы по геологии Рудного Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 29—105.

Парилов Ю. С. Генетические типы серебросодержащих месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 2, с. 40—53.

Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов. — В кн: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 353—384.

Радкевич Е. А. Генетические особенности скарново-полиметаллических месторождений Тетюхинского типа. — В кн.: Геология и рудные месторождения Дальнего Востока. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 3—21.

Свансон К. Рудник Салливан, Британская Колумбия. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит., 1953.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966, с. 141.

Смирнов В. И. Геология и методы разведок главных полиметаллических месторождений в известняках Северной Америки. — «Труды МГРИ», 1939, т. 15, с. 68—154.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961, 507 с.

Снайдер Ф. Г. и Гердеман П. Э. Геология свинцово-цинковых месторождений юго-восточной части штата Миссури. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1972, с. 42—79.

Сравнительная геолого-минералогическая характеристика колчеданно-полиметаллических месторождений Тянь-Шаня и других провинций СССР. — «Изв. АН СССР, серия геол.»,1972,№ 6,с. 58—64. Авт.: Д. И. Горжевский, И. З. Исакович, П. В. Панкратьев, Е. И. Филатов.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 2. Авт.: В. Л. Барсуков, Г. С. Дзоценидзе, Ш. Е. Есенов, Г. А. Твалчрелидзе, Н. А. Шило, А. Д. Щеглов.

Фремд Г. М. Маршруты в пределах Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса. — В кн.: Особенности геологии и металлогении Приморского края. Владивосток, 1971, с. 1—146.

Чуйко Д. Г., Ломаев В. Г. Некоторые вопросы геологии и генезиса Горевского месторождения. — В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 295—302.

Шепард У. М., Моррис Х. Т. и Кук Д. Р. Геология и рудные месторождения района Восточный Тинтик, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США, М., «Мир», 1972, с. 208—231.

Юшко С. А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М., «Недра», 1969, 150 с.

Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. «Вестн. МГУ, серия 4, геология», 1972, № 2, с. 73—84.

Bastin E. S. Mineral relationships in the ores of Pachuca and Real del Monte, Hidalgo, Mexico. — Econ. Geol., 43, 1948, p. 53—65.

Everhart D. L. Skaggs springs quicksilver mine, Sonoma, California. Calif. J. Mines and Geol., 46, 1950, p. 385—394.

King H. F., Thomson B. P. Geology of the Broken Hill district. The Geology of Australian ore deposits. Melbourne, 1953.

Segerstrom K. Regional geology of Chanarallo Silver Mining district and adjacent areas, Chile. — Econ. Geol., 1962, No 57.

Wisser E. The Pachuca silver district, Mexico, in Newhouse W. H. (ed.). Ore deposits as related to structural features. Princeton Univ. Press, New Jersey, 1942, p. 229—235.

Wisser E. Tectonic analysis of a mining district. — Econ. geol., vol. 46, 1951, No 5.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА

Олово принадлежит к числу первых металлов, ставших известными человеку, а широкое его применение в сплавах с медью определило продолжительную и важную эпоху в истории развития материальной культуры человечества — «бронзовый век». Разработка месторождений олова началась в раннюю эпоху развития человеческого общества. Крупные разработки оловянных руд производили финикияне на месторождениях Корнуэльского полуострова (Англия), известны также следы древней добычи оловянных руд в Южном Китае, Боливии, в Калба-Нарымском районе в СССР и на других территориях.

Олово химически устойчиво, соли его безвредны и оно в виде белой жести нашло широкое применение в консервной промышленности (40% добычи). Олово по-прежнему широко используется для получения бронз, баббитов,

припоев, типографских сплавов и в ряде других отраслей. Добыча олова возрастает очень медленно. Максимальная его добыча (240 тыс. т) была достигнута в 1940 г. Запасы и производство олова в некоторых странах приведены в табл. 15.

Таблица 15

Запасы и производство олова в некоторых странах

Страна	Запасы, тыс. т		Производство по годам, тыс. т			
	общие	в том числе достоверные	1913	1938	1957	1971
Всего	7077	2920	—	150,0	166,4	185,0
В том числе:						
Малайзия	1000	600	52,2	43,2	60,2	75,4
Индонезия	800	550	29,9	21,0	28,2	19,8
Боливия	1150	386	26,8	25,4	28,2	30,3
Заир	1000	200		8,6	14,5	6,5
Нигерия	100	100	—	7,3	9,8	7,3
Австралия	350	125	—	—	—	9,8
Остальные страны	2677	959	—	44,5	25,5	35,9

Всего с начала бронзового века добыто около 6 млн. т олова (без СССР), из них $^2/_3$ падает на юго-восток Азии. Промышленное содержание олова в руде: для коренных средних по масштабу месторождений 0,2%, для крупных 0,1%. Основное количество олова (75%) добывается из россыпей, разрабатываемых при содержании 0,01—0,02%, или 100—200 г/т.

До революции олово в нашей стране не добывалось и было известно лишь одно Ононское месторождение (Первоначальный прииск) в Забайкалье. Поиски оловорудных месторождений широко развернулись в период предвоенных пятилеток. В результате было открыто много новых месторождений на Востоке СССР (Верхоянье, Колыма, ДВК, Забайкалье), в Калба-Нарымском районе в Казахстане, в Северной и Южной Киргизии, в Центральном Казахстане.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ОЛОВА

Среднее содержание олова в земной коре $2{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Оно генетически связано с кислыми интрузивными породами. Олово имеет двойную геохимическую природу: являясь литофильным элементом, оно обладает и халькофильными свойствами. В результате у него повышенное химическое сродство, с одной стороны, с кислородом и частично с кремнием, а с другой — с серой.

SnO_2 является типичным амфотерным окислом. В связи с этим его поведение в растворах и роль в соединениях прежде всего зависит от кислотности среды. В кислой среде устойчив катион (Sn^{4+}), который, входя в состав комплексных анионов, образует станнаты и сульфостаннаты. Будучи слабым основанием, соли Sn^{4+} гидролизуются даже в кислой среде при pH = 2 с выпадением гидрата $Sn(OH)_4$, что в конечном счете ведет к образованию колломорфного SnO_2.

Гидрат окиси олова легко растворяется в сильных щелочах с образованием щелочных станнатов. Атомный и ионный (Sn^{4+}) радиусы олова равны соответственно 1,40 и 0,74 Å. Величина ионного радиуса Sn^{4+} близка к величине ионных радиусов Nb^{5+}, Ta^{5+} и Ti^{4+}, что позволяет объяснить присутствие олова

в изоморфной примеси во многих титанатах и тантало-ниобатах. В виде изоморфной примеси олово устанавливается в блеклых рудах (до 1,5%). Олово имеет относительно широкое распространение в природе. Наиболее высокие концентрации его связаны с гранитами, особенно с так называемыми оловоносными (содержание в них олова достигает 20—30 г/т). Основным минералом-концентратором олова здесь является биотит, содержащий до 100—400 г/т олова. Оловоносные граниты отличаются повышенной кислотностью, более высоким содержанием щелочей и прежде всего калия, а также наличием касситерита в качестве акцессориев. Олово легко образует высоколетучие галоидные соединения, в форме которых оно может выноситься из магматического очага.

Геологические факторы (переход кальцита во флюорит, альбитизация гранитов) указывают на щелочной характер рудоносных растворов, в которых SnF_4 существовать не может. В щелочной среде очень хорошо растворимым и устойчивым соединением является натриевая соль комплексной гексаоксикислоты $Na_2[Sn(OH)_6]$, где (OH) может замещаться F с образованием промежуточного соединения типа $Na[Sn(OH, F)_6]$. При гидролизе этого соединения (он наступает при pH = 7—8) выделяется плавиковая кислота, вызывающая разложение полевых шпатов с образованием топаза, мусковита, флюорита и кварца.

В гипергенных условиях касситерит является устойчивым, в то время как сульфостаннат окисляется с образованием колломорфного касситерита.

Минералы олова немногочисленны. Главным минералом, имеющим промышленное значение, является касситерит SnO_2 (содержит 78,6% Sn). Другие минералы олова: станнин Cu_2FeSnS_4 (27,7% Sn), тиллит SnSPbS (30,4% Sn), франкеит $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$, цилиндрит $Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Олово концентрируется в результате развития пегматитовых, гидротермальных и экзогенных процессов. Выделяются следующие генетические группы месторождений: 1) пегматиты, 2) контактово-метасоматические, 3) гидротермальные и 4) россыпи. Все эти генетические группы включают следующие главные промышленные типы месторождений: 1) пегматитовый, 2) касситерит-кварцевый (гидротермальный), 3) касситерит-сульфидный (контактово-метасоматические и гидротермальные) и 4) россыпи. Главное практическое значение имеют россыпи, заключающие 60% всех запасов и обеспечивающие до 75% всего производства оловянных концентратов. Среди коренных месторождений олова важное значение имеют сульфидно-касситеритовые, на долю которых приходится около 20% запасов и добычи олова.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения олова, так же как и месторождения большинства других металлов, формировались в различные эпохи. Докембрийский возраст имеют месторождения олова Карелии, а также Центральной Африки и Южной Австралии. Это преимущественно оловоносные пегматиты и грейзены, относительно меньшее значение имеют контактово-метасоматические месторождения. В герцинскую эпоху сформировались месторождения ряда стран Европы (ЧССР, ГДР, Англии и др.), Казахской ССР и Средней Азии. Большое количество оловорудных месторождений возникло в киммерийскую и альпийскую эпохи.

К ним относятся альпийские месторождения Тихоокеанского пояса (северо-восточные районы СССР, Бирма, Таиланд, Индонезия, Боливия, Мексика, Аргентина).

С. С. Смирнов впервые отметил, что в пределах Тихоокеанского пояса оловорудные месторождения размещаются во внешней зоне, в то время как во внутренней зоне преобладают медные месторождения. Наиболее насыщен оловянными месторождениями азиатский сектор Тихоокеанского пояса. В крайней юго-западной части Тихоокеанского подвижного пояса находится герцинская складчатая зона Австралийских Альп, охватывающая восточную часть материка и о. Тасмания. Оловянное и вольфрамовое оруденение приурочено к западной части этой области, а медное к восточной. Оловоносные площади КНР и Монголии находятся в пределах активизированной в мезозойское время каледонской платформы и герцинской складчатой зоны Монголо-Охотского пояса.

Оловоносные районы развились также на щитах и древних платформах, окаймленных отмеченными складчатыми поясами. Особенно продуктивны по олову древние активизированные щиты и платформы Гондваны. К настоящему времени оловоносные районы выявлены не только на Африканской, но также на Австралийской и Бразильской платформах. В целом, так же как и вольфрамовые, оловорудные месторождения развиты в интрагеоантиклиналях складчатых областей, в срединных массивах и на активизированных щитах и платформах. Подмечено, что положение оловянных и олово-вольфрамовых поясов совпадает с утолщениями земной коры либо с большими градиентами мощностей осадочных толщ, т. е. они приурочиваются к наиболее молильным участкам земной коры, а именно:

1) к зонам длительно развивающихся прогибов, выполненных песчано-сланцевыми отложениями;

2) к складчатым обрамлениям срединных массивов;

3) к глубоким расколам и к участкам пересечения между собой глубинных зон разрывных нарушений на платформах, фиксируемых на поверхности цепочками интрузий.

Оловоносные гранитные массивы и отдельные рудные поля оловянных месторождений контролируются следующими структурными элементами: 1) шарнирами крупных антиклинальных сооружений и участками изгиба осей складок, осложненных многочисленными разновозрастными разрывами; 2) глубинными разломами, особенно в местах их пересечения и изгибов.

Отдельные месторождения в пределах рудных полей размещаются в апикальных участках интрузивов, особенно в их куполах. Большую роль в локализации месторождений играет литологический состав пород; чаще всего рудные тела залегают в толще частой перемежаемости песчаников и сланцев, приурочиваясь к более хрупким пластам пород (песчаники, кварциты, амфиболовые плагиогнейсы).

Относительно рудоносных интрузивов касситерит-кварцевые месторождения удалены по восстанию и по падению от контактовой поверхности выступа не более чем на 1,5—2 км, образуя две главные группы: *надинтрузивную* во вмещающих породах и *внутриинтрузивную* в самих рудоносных гранитах.

Относительно рудоносных интрузий месторождения могут размещаться кольцеобразно, линейно и без видимой закономерности. Это обусловлено формой интрузива, уровнем эрозионного среза и наличием разрывов. Локальные тектонические элементы, регулирующие размещение оруденения:

1) рудоносные штокверки: а) на участке сопряжения разрывных нарушений различного направления; б) в апикальных частях интрузивных массивов,

где основная масса мелких трещин возникла в процессе их кристаллизации; в) в жерлах древних вулканов;

2) рудные тела в трещинах скола;

3) рудные тела в комбинации трещин скола и отрыва.

Наиболее надежным в промышленном отношении структурным типом являются рудоносные штокверки, в частности, связанные с формированием вулканических аппаратов. Месторождения, контролируемые вулканическими сооружениями, характеризуются нередко большими размерами и сложной многоактной историей формирования, начиная от момента внедрения даек, образования различных по возрасту и минеральному составу прожилков (от высоко- до низкотемпературных стадий) и кончая неоднократными послерудными подвижками.

Судя по данным изучения месторождений Восточного Забайкалья и других районов, верхняя часть кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых месторождений образуется на глубинах примерно 800—1200 м. Вертикальный размах оруденения зависит от масштаба проявления разрывных нарушений. Жилы, залегающие в крупных сколах, особенно характеризующихся повышенным содержанием сульфидов, распространяются до глубины 1000—1200 м и более.

Оловоносные пегматиты

Олово встречается в различных типах пегматитов, но только в натролитиевом типе (по А. Е. Ферсману) касситерит образует промышленные концентрации. Оловоносные пегматиты отличаются широким развитием грейзенизации и альбитизации. Они обычно возникают в эндо- и экзоконтактных зонах рудоносных гранитных массивов, удаляясь от их контакта до 1—2 км и более.

М. Ф. Стрелкин (1938) среди оловоносных пегматитов различает: 1) кварц-микроклиновые и 2) кварц-микроклин-сподуменовые.

Наибольшее распространение имеют кварц-микроклиновые пегматиты, характеризующиеся интенсивной альбитизацией и мусковитизацией. Альбит и сопровождающие его минералы — различные фосфаты, полихромные турмалины и колумбит — развиваются в основной массе жилы. Грейзеновая ассоциация с касситеритом в виде гнезд, линзочек и других неправильных тел сосредоточивается в зальбандах. В некоторых случаях на отмеченные образования накладываются сульфиды в ассоциации с кварцем. Наложение этой стадии минерализации на кварц-микроклин-сподуменовые пегматиты приводит к переходу сподумена в альбит-слюдистый агрегат. Оловоносные пегматиты имеют плитообразную, линзообразную, реже трубообразную форму. Содержание олова в пегматитовых месторождениях низкое (обычно менее 0,1%) и практическое значение их незначительное. Оловоносные пегматиты развиты в СССР (Средняя Азия), в ряде стран Центральной Африки, в Бразилии.

Перейдем к характеристике конкретных примеров касситерит-пегматитовых месторождений.

Оловоносные пегматиты Средней Азии приурочены к пегматитовому поясу, вытянутому вдоль водораздела хребта среди сланцев (средний палеозой) и прорывающих их гранитных массивов. Месторождения расположены как внутри гранитов, так и в зоне их ближайшего экзоконтакта. Для оловоносных пегматитов района, по А. А. Беусу (1948), характерно развитие зональности первичной кристаллизации и зональности, возникшей в процессе замещения. Для первичной кристаллизации характерны шесть зон: 1) пегматоидного гранита, 2) аплитовидная, 3) графическая, 4) средняя и грубозернистая кварц-

полевошпатовая, 5) блокового полевого шпата и 6) блокового кварца и кварц-сподуменовая. Эти зоны ориентированы как вкрест простирания пегматитовых жил, так и по вертикали. По относительному объему, занятому той или иной зоной, можно судить о преобладающей стадии пегматитообразования в формировании пегматитового тела.

Зональность замещения приводит к возникновению следующих зон: мусковитовой, альбитовой, лепидолитовой и грейзеновой. Мусковитовая зона сложена фосфатами марганца и железа, мусковитом и кварцем. Альбитовая — состоит из альбита, турмалина, фосфатов марганца, железа. В составе лепидолитовой зоны присутствуют альбит, лепидолит и кварц. Грейзеновая зона представлена мусковитом, кварцем, альбитом и касситеритом. Из рудных минералов также встречается колумбит $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$. Содержание олова в пегматитах колеблется от 0,1 до 0,2%. Альбитовые оловоносные пегматиты М. Ф. Стрелкин разделяет на два типа: 1) клевеландит-сподуменовый и 2) грейзенизированный. Касситерит находится в тесном парагенезисе с альбитом и грейзеновой слюдкой.

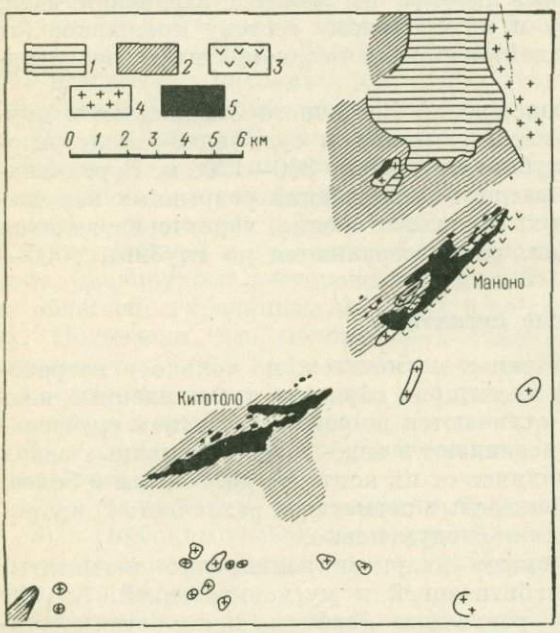


Рис. 90. Месторождение Маноно-Китотоло (по Ланду и др.).

1 — молодые формации; *2* — слюдяные сланцы; *3* — долериты; *4* — граниты; *5* — пегматиты

Оловоносные пегматиты широко распространены в Африке. Здесь известны две возрастные группы пегматитов, связанные с докембрийскими и нижнепалеозойскими гранитами. С. Е. Колотухина и др. (1964) выделяют пять структурных поясов, к которым приурочены оловоносные и редкометальные пегматиты: Родезийско-Трансваальский, Центрально-Африканский, Восточно-Африканско-Мадагаскарский, Нигерийско-Сахарский и Марокканско-Малийский. Среди пегматитовых месторождений этих поясов относительно более детально изученными оказались месторождения второго из упомянутых поясов, в частности *оловоносные пегматиты Заира.*

Оловоносные граниты верхнепротерозойского возраста (800—1015 млн. лет) и ассоциирующие с ними во времени и пространстве оловоносные пегматиты в пределах Центрально-Африканского пояса прослежены на 1100 км. Здесь развиты различные типы пегматитов, распределение которых, по Варламову (Varlamoff, 1961), обусловлено тектоническим и температурным режимом кристаллизующегося магматического расплава. Оловоносные пегматиты располагаются обычно в апикальных частях оловоносных гранитных массивов и в их экзоконтактовых зонах. Основная промышленная минерализация развита именно в последних. Наибольший практический интерес представляют 12 месторождений, в том числе месторождение Маноно-Китотоло, находящееся в провинции Катанга.

Месторождение Маноно-Китотоло является наиболее крупным оловянным месторождением Заира. Здесь выявлено два тела пегматитов, каждое из которых прослеживается на 5 км при ширине около 400 м. Восточное тело получило название месторождения Маноно, а западное — Китотоло (рис. 90). Пегматиты имеют зональное строение, причем от периферии к центральным частям наблюдаются следующие зоны: 1) кварцевая с мусковитом или без него, 2) альбит-аплитовая и 3) натриево-литиевая. Из рудных минералов в пегматитовых телах развиты касситерит и колумбит-танталит, а из литиевых — сподумен. Подчиненное развитие имеют апатит, циркон, флюорит, турмалин, рутил, торолит ($SnTa_2O_7$), леллингит, арсенопирит, пирит и ильменит. Зальбанды пегматитовых тел сложены слюдистыми сланцами. Касситерит неравномерно рассеян во всем теле пегматита, но более всего он концентрируется в кварц-мусковитовой зоне, образуя дипирамидальные кристаллы темно-коричневого цвета. Месторождение разрабатывается на касситерит, попутно с которым извлекается колумбит-танталит (отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 от 0,7—1,2 до 1,8). При обогащении получаются концентраты, содержащие Ta_2O_5 30—40%, Nb_2O_5 30—35%, SnO_2 1,9—2,2% и TiO_2 0,7—1,6%. С поверхности и до глубины 30—40 м пегматиты интенсивно выветрелы и представляют собой рыхлую каолинизированную массу. В настоящее время производится отработка коренных руд, содержащих 2 кг касситерита на 1 м³ пегматита.

Заканчивая рассмотрение оловоносных пегматитов, следует отметить, что они не дают крупных промышленных скоплений, но являются одним из основных источников оловоносных россыпей. Они могут представлять большой интерес для попутной добычи минералов тантала, лития, а иногда и бериллия.

Касситерит-кварцевые месторождения

Месторождения данного промышленного типа развиты в Малайской провинции, в Центральной Африке, на Пиренейском полуострове, в Рудных Горах Западной Европы, в некоторых районах Восточной Австралии. В пределах СССР эти месторождения развиты в Сибири. Общей особенностью рассматриваемых месторождений является их генетическая связь с кислыми и ультракислыми гранитными массивами, обычно характеризующимися постмагматическими изменениями с новообразованиями таких минералов, как топаз, турмалин, флюорит, фтор и литийсодержащие слюды. Эти интрузивы преимущественно возникают в гипабиссальных условиях, иногда на средних глубинах. Их возраст от архейского и нижнепротерозойского до верхнемезозойского и третичного.

О. Д. Левицкий среди месторождений рассматриваемого типа выделяет следующие рудные формации: 1) грейзеновую, 2) касситерит-топаз-кварцевую, 3) касситерит-полевошпат-кварцевую, 4) касситерит-кварцевую.

Месторождения всех этих формаций имеют много общих черт и отличаются в основном количественными соотношениями отдельных минералов и прежде всего кварца, топаза и мусковита. Между собой они имеют взаимопереходы. В связи с этим ниже мы охарактеризуем месторождения кварц-касситеритового типа в целом. Данные месторождения связаны с относительно глубинными крупными массивами гранитов, а также с гипабиссальными массивами. Нередко наблюдается широкое развитие постмагматических процессов, проявляющихся не только в экзоконтактных зонах, но и в центральных частях массивов. В целом рудоносные граниты рассматриваемых месторождений близки к гранитам, с которыми связаны оловоносные пегматиты.

Оруденение развито как внутри гранитных массивов, так и в зоне их экзоконтакта. В некоторых случаях на периферии рудных полей оловорудных месторождений появляются сульфидные рудные жилы — медные и свинцово-цинковые, возникшие в более поздние стадии минерализации. Большинство касситерит-кварцевых рудных тел представлено трещинными жилами, выполняющими трещины скалывания и отрыва. Штокверки в этом типе месторождений играют подчиненную роль. Протяжение рудных жил колеблется в широких пределах: от нескольких десятков метров до первых сотен метров. Мощность жил варьирует в пределах 0,1—1 м, причем обычно изменение мощности происходит постепенно. Часто от основных жил отделяются апофизы. Зальбанды жил обычно четкие, что свидетельствует об их образовании путем выполнения полостей.

В составе жил резко преобладает кварц. В заметном количестве присутствуют обычно мусковит и в некоторых провинциях также турмалин. В других провинциях турмалин имеет подчиненное развитие либо отсутствует. В качестве второстепенных, а иногда даже редких минералов отмечаются калиевый полевой шпат, альбит, берилл, топаз, флюорит, амблигонит, триплит, данбурит и др. Среди рудных распространены помимо касситерита вольфрамит и арсенопирит. Значение других рудных минералов, и в том числе сульфидов, обычно небольшое. Минерализация развивается, как правило, в несколько стадий, причем такие главные минералы, как кварц и некоторые другие, образуют несколько генераций. Время выделения касситерита относительно вольфрамита непостоянно. В некоторых месторождениях в более поздние стадии кристаллизуется халцедон, а иногда и сульфиды, нередко ассоциирующие с железистыми карбонатами. Изменение вмещающих пород выражается в появлении мусковитовых, топаз-мусковитовых и других грейзенов. Для более полного представления о конкретных месторождениях перейдем к описанию примеров.

Месторождения Корнуэльского полуострова. Многочисленные рудные участки и месторождения на Корнуэльском полуострове в Англии являются представителями кварц-касситеритовых рудных жил. Разработка этих месторождений ведется более 2000 лет и за этот период было получено 2 млн. т олова, в том числе 750 тыс. т из россыпей. В общей сложности на Корнуэльском полуострове в разное время добыча производилась на 180 рудниках. В настоящее время здесь разрабатываются два месторождения: *Саус-Крофти* и *Гивор*, которые в отличие от ранее разрабатывавшихся типичных касситерит-кварцевых месторождений содержат повышенное количество сульфидов. Промышленные запасы этих месторождений оцениваются в 5 тыс. т олова. Добыча олова из года в год уменьшается и в 1968 г. составила 1830 т.

Основная часть территории Корнуэльского полуострова представляет собой варисскую складчатую область, сложенную песчано-сланцевыми толщами с прослоями конгломератов (отложения «киллас») девона — карбона. В районе графства Девоншир каменноугольные отложения перекрываются полого залегающими пермскими терригенными красноцветными осадочными толщами и вулканогенными образованиями, а еще восточнее — мезозойскими образованиями Лондонского бассейна. Отложения девона — карбона интенсивно дислоцированы, смяты в складки субширотного простирания, разбиты разрывными нарушениями и прорваны пятью главными и серией более мелких массивов гранитов пермо-карбона (рис. 91). На контакте этих массивов возникли зоны роговиков. Согласно данным геофизических исследований на глубине все эти массивы соединяются в единый батолит, который распространяется под всей Корнуэльской металлогенической провинцией. Граниты двуслюдяные, много-

фазные, сопровождаются пегматитами. Они характеризуются преобладанием калия над натрием.

Рудные жилы приурочены к разрывным нарушениям, проходящим как среди гранитов, так и во вмещающих их песчано-сланцевых отложениях. Отчетливо выделяются жилы, приуроченные к трещинам отдельности, и более крупные, развившиеся вдоль сколовых нарушений, характеризующихся брекчиевой текстурой. Руды включают большое количество минералов (более 220), из которых главными рудными минералами являются касситерит, станнин, халькопирит, арсенопирит и вольфрамит. Реже встречаются шеелит, блеклая руда, сфалерит, висмутин, арсениды никеля и кобальта, урановая смолка,

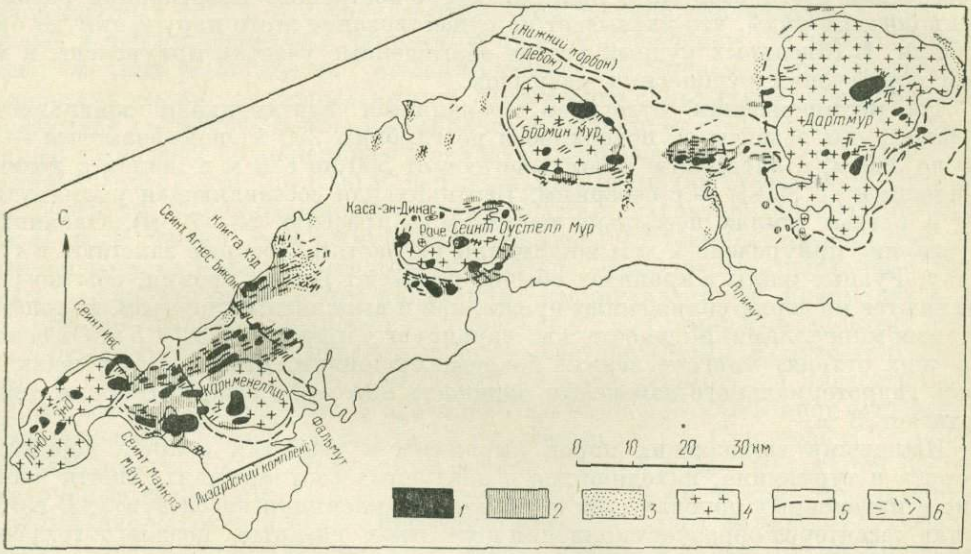


Рис. 91. Схематическая карта размещения оловянных, медных и свинцово-цинковых руд в Корнуэльском районе (по Дайнсу).

1 — олово; *2* — медь; *3* — свинец и цинк; *4* — граниты; *7* — внешние границы метаморфических толщ; *6* — рудные жилы

борнит, галенит и др. Из жильных минералов главным является кварц, а второстепенными хлорит, турмалин и флюорит. В распределении минералов наблюдается зональность. В жилах, залегающих в гранитах, на глубине 800—1200 м развиты кварц с касситеритом. С глубины 300 до 800 м с касситеритом ассоциируют сульфиды меди и вольфрамит. Выше (до самой поверхности) в основном залегают сульфидные руды.

Намечается и горизонтальная зональность. Бо́льшая часть оловянных жил залегает в гранитах и роговиках. По удалению от гранитов появляется все больше сульфидов и на флангах рудных полей зарегистрированы свинцово-цинковые руды. Однако эта зональность не постоянная и местами в гранитах развиты также сульфидные руды. Наиболее крупные жилы имеют протяжение до 7 км при средней мощности около 1 м. Жила Долькоаф, имеющая протяжение 6 км, вскрыта до глубины 950 м. Именно на этой жиле отчетливо проявлена вертикальная зональность. Среднее содержание олова в рудах 0,7—1,2%.

Месторождение Саус-Крофти. В пределах рудного поля Саус-Крофти обнажаются метаморфизованные песчаники и сланцы («киллас»). Они на глу-

бине прорваны массивом гранитов Кари Бри. В породах «киллас» залегают силлы зеленокаменных пород мощностью до 100 м. Поверхность контакта гранитов с породами «киллас» наклонена к северу и по мере углубления становится более пологой. Все породы пересечены системой даек кварцевых порфиров северо-восточного простирания. Наиболее нарушенной оказалась область выполаживания контакта гранитов с породами «киллас» и именно здесь развились многочисленные рудные жилы.

Исследователи считают, что в районе развиты послерудные нарушения северо-западного простирания, крупнейшим из которых является Большой Долкоатский разлом, смещающий рудные жилы на 100—120 м. Однако в месте пересечения этого разлома с жилами северо-восточного простирания развиты очень богатые руды, что указывает на существование этого нарушения до оруденения. В отдельных рудных жилах обогащенные участки приурочены к местам пересечения рудоносных разрывов.

На месторождении отчетливо проявляется вертикальная зональность. Медные руды развиты от поверхности до глубины 250 м, вольфрамовые — от 250 до 360 м, а оловянные руды залегают от 360 до 620 м в жилах с южным падением и до 820 м — с северным. Вертикальная составляющая упомянутых руд в разных жилах несколько меняется (в пределах 50—70 м). Оловянное оруденение приурочено к тем жилам или их частям, которые залегают в гранитах. Рудные жилы в гранитах обычно не имеют резких границ, обычно расщепляются на серию сближенных прожилков и выполнены хлоритом, кварцем и другими минералами. Мощность жил варьирует в пределах 0,3—1,5 м. От основных жил отходят многочисленные боковые прожилки. Жилы сопровождаются зоной гидротермального изменения, мощность которой с каждой стороны жилы достигает 3 м.

Изменения вмещающих пород выражены в развитии кварца, серицита, хлорита и турмалина, находящихся в различных соотношениях. Почти постоянно в измененных породах присутствуют вкрапленники касситерита. В самих жилах касситерит образует скопления в участках развития позднего голубого турмалина. В интервалах жил, в которых голубой турмалин не отмечается, отсутствует и касситерит. В некоторых участках жил характеризуемого месторождения проявлены более поздние по отношению к оловянному оруденению кварц-флюоритовые прожилки. В этих участках содержание олова невысокое, но в составе боковых пород заметную роль приобретают жильбертит и реже рубеллит.

В СССР *касситерит-кварцевые месторождения* встречаются в Забайкалье и в других регионах. В Забайкалье к этому типу относится одно из штокверковых месторождений. Рудоносная площадь сложена нижнепалеозойскими сланцами, интенсивно смятыми в складки и разбитыми разрывными нарушениями. К некоторым из этих нарушений северо-западного простирания приурочены дайки лампрофиров. Само месторождение размещается в участке интенсивного дробления сланцев, пересеченных серией разрывов меридионального и широтного простирания. В узлах этих пересечений локализуются оловоносные штокверки, включающие прожилки и неправильные участки кварца, несущие касситерит и небольшое количество сульфидов.

Касситерит-сульфидные месторождения

Данный промышленный тип включает месторождения, в которых касситерит тесно ассоциирует с разнообразными сульфидами железа, меди, цинка, свинца и других металлов. К этому же типу относятся и такие месторождения,

в которых касситерит ассоциирует с хлоритом, железо-магнезиальным турмалином, гранатом, пироксеном, магнетитом и некоторыми другими минералами. Среди этих месторождений выявлены крупные рудные объекты с запасами 500 тыс. т олова и более. В прошлом задержка в промышленном освоении касситерит-сульфидных месторождений (они стали разрабатываться только с конца XIX в). была вызвана мелкозернистостью касситерита и трудностью его выделения. Они известны в Боливии, Австралии, Южном Китае, в СССР (Сибирь, Средняя Азия) и в других странах.

Общей особенностью касситерит-сульфидных месторождений является нахождение их в связи не с кислыми интрузиями, характерными для ранее рассмотренных типов, а с гранитоидами повышенной основности — гранодиоритами и даже кварцевыми диоритами. В этом отношении эти месторождения имеют сходные геологические условия нахождения с некоторыми сульфидными и золоторудными месторождениями. Касситерит-сульфидные месторождения образуются преимущественно на небольшой глубине от поверхности, существовавшей в процессе оруденения, и в складчатых областях они обычно характеризуются значительным (до 1000 м) вертикальным размахом оруденения. Рудоносные растворы, порождавшие эти месторождения, характеризовались недостатком серы. В связи с этим из сульфидов железа в составе руд преобладает пирротин и широко проявлен железистый хлорит. Околорудные изменения выражены в хлоритизации, турмалинизации, серицитизации и пропилитизации.

Все отмеченные особенности учитывались С. С. Смирновым, который одним из первых предложил выделить все эти месторождения в самостоятельную группу, а также Е. А. Радкевич (1966), которая разработала классификацию данных месторождений. Ниже приведена группировка касситерит-сульфидных месторождений с учетом данных по их систематике С. С. Смирнова и Е. А. Радкевич. В целом среди описываемых месторождений нами выделяются следующие рудные формации: 1) касситерит-скарновая, 2) касситерит-турмалиновая, 3) сульфидно-касситеритовая с преобладанием сульфидов железа, 4) сульфидно-касситеритовая с преобладанием сульфидов свинца и цинка, 5) сульфидно-касситеритовая с широким развитием сульфосолей.

Касситерит-скарновые месторождения. Данные месторождения характеризуются развитием касситерита в зонах скарнов, обогащенных магнетитом и сульфидами. Рудные тела образуют круто- и пологопадающие залежи на контакте гранитоидов и известняков, трубы на пересечении разрывов, их сопряжениях и искривлениях, пластовые залежи.

Главная масса олова заключена в скарнах в виде касситерита, тесно ассоциирующего с другими рудными минералами: магнетитом и различными сульфидами, чаще всего арсенопиритом, пирротином и др. Такая тесная связь с сульфидами и позволяет относить оловоносные скарны к касситерит-сульфидному типу, хотя они занимают в нем несколько особое положение и по условиям формирования заметно отличаются от других формаций.

Е. А. Радкевич среди кассатерит-скарновых месторождений выделяет магнетитовые и сульфидные. Первые из них характеризуются резким преобладанием среди рудных минералов магнетита. Такие месторождения встречаются достаточно часто, но обычно имеют небольшое промышленное значение. Минералообразование при формировании этих месторождений проходило в несколько стадий. Магнетит выделялся позднее основных скарновых минералов, но местами наблюдается чередование зон магнетита и граната и, следовательно, он отлагается одновременно с алюмосиликатами. Касситерит обычно очень мелкозернистый и в основном кристаллизовался в более позднюю стадию

совместно с сульфидами железа, цинка и других металлов. Даже на отдельных месторождениях можно проследить переход от касситерит-магнетитовых к касситерит-сульфидным рудам. В касситерит-скарновых месторождениях, обогащенных сульфидами, широко развиты разнообразные бораты, в том числе данбурит, датолит и др., а на некоторых месторождениях станнобораты, например норденшельдит $CaO \cdot SnO_2 \cdot B_2O_3$ на месторождении Арандизе в Нимибии. Касситерит обычно ассоциирует с хлоритом и разнообразными сульфидами — пирротином, сфалеритом, халькопиритом, станнином, борнитом, кубанитом и др. В некоторых месторождениях заметное развитие приобретают минералы висмута.

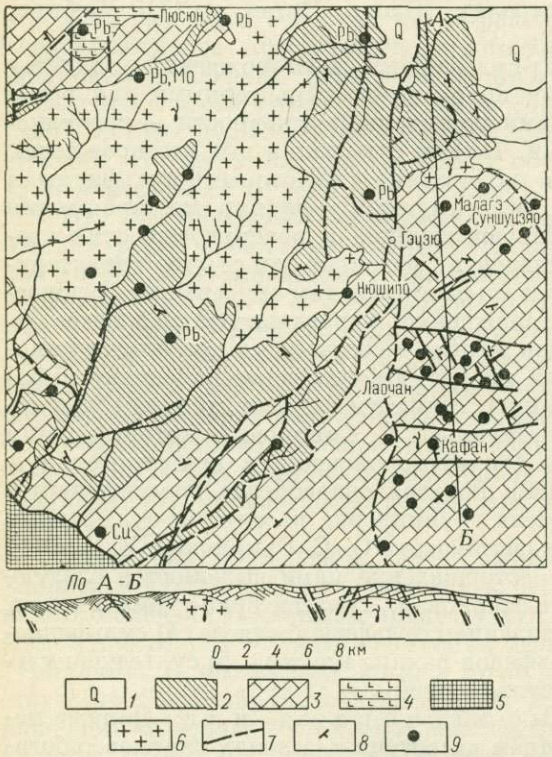


Рис. 92. Оловоносный район Гэцзю (по К. С. Лю и М. Т. Ли).

1 — аллювиальные и озерные рыхлые отложения; *2* — угленосные отложения, песчаники и сланцы верхнего триаса; *3* — гэцзюйские известняки (средний триас); *4* — нижнетриасовая толща красного цвета и серия базальта (пермь?); *5* — серия метаморфических пород Айлаошань (досиний); *6* — граниты; *7* — разрывные нарушения; *8* — элементы залегания осадочных пород; *9* — рудопроявления и месторождения

Касситерит-скарновые месторождения Южного Китая наиболее широко развиты в пределах Юго-Западного оловянного пояса, к которому относится оловоносный район Гэцзю. Этот район протягивается вдоль окраины платформы примерно на 80 км, но все крупные месторождения олова сконцентрированы в его юго-восточной части на относительно небольшой площади. В районе Гэцзю добывается более 60% всего получаемого в КНР олова, а в недалеком прошлом добывалось более 85%. Общее количество добытого олова, начиная со времени династии Юань (1280 г.), оценивается более чем в 500 тыс. т.

По М. П. Материкову, геологическое положение района определяется его приуроченностью (как и других районов Наньлинского пояса) к платформенной впадине, вытянутой в северо-восточном направлении и на юго-западе упирающейся в крупный разлом, ограничивающий платформу. Район имеет складчато-глыбовое строение (рис. 92) и характеризуется развитием горстов и грабенов со спокойными складчатыми дислокациями в породах платформенного чехла, обусловленными глыбовыми движениями фундамента. Нижние горизонты платформенных отложений, обнажающиеся на дневной поверхности, начинаются со среднего девона. Наиболее благоприятны для оруденения триасовые известняки, смятые в пологие куполообразные складки. Из разрывных нарушений самым крупным является сброс Гэцзюцун, который проходит через центральную часть района. Из изверженных пород развиты базальты и диабазы, а также гранитоиды, состав которых меняется от гранодиоритов до

сиенитов. Гранитоиды активно воздействуют на известняки, превращая их в мраморы, а песчано-сланцевые отложения в роговики.

Среди месторождений района наиболее крупными являются *Лаочан и Кафан*. Оба месторождения объединяются единой куполообразной складкой, осложненной серией разрывов. Лаочан находится в северо-восточном крыле складки, а Кафан размещается в центре купола вблизи небольшого массива гранитоидов. Второй подобный массив вскрыт на глубине на месторождении Лаочан (рис. 93). Оруденение этого месторождения тесно связано со скарнами, которые развиты по контакту гранитоидов и известняков, распространяясь

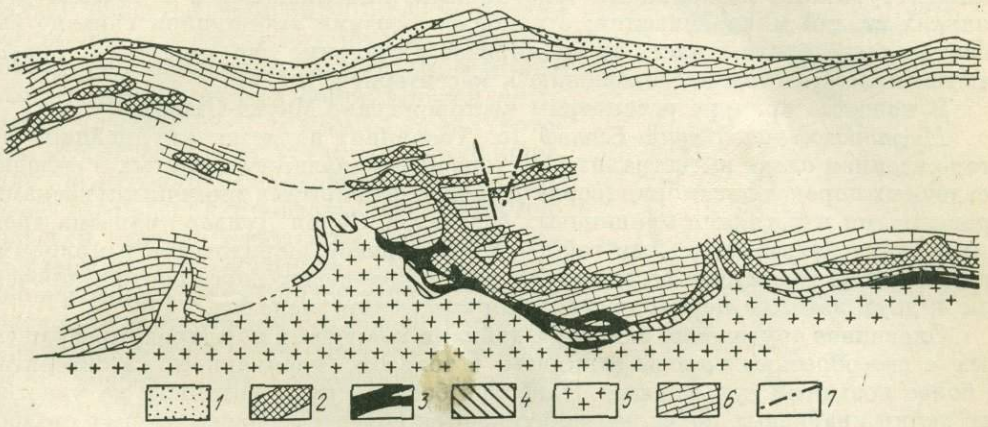


Рис. 93. Разрез месторождения Лаочан.

1 — оловоносные четвертичные отложения; *2* — окисленные руды; *3* — сульфидные руды; *4* — скарны; *5* — граниты; *6* — гэцзюйские известняки; *7* — разрывные нарушения

по разрывным нарушениям и напластованию в карбонатных породах кровли. Бо́льшая часть скарнов представляет собой убогие руды. Однако на выступах или мелких куполах интрузивного массива на скарны и частично на мраморизованные известняки накладывается сульфидное оруденение с касситеритом, иногда вкрапленное или сплошное, контролируемое разрывами. Вдоль сбросов северо-восточного простирания сформировались касситерит-турмалиновые жилы. Наиболее крупное рудное тело Лаочан приурочено к близширотному разрыву. В состав руд входят кварц, касситерит, арсенопирит, а также вольфрамит и берилл. За счет разрушения оловорудных месторождений района Гэцзю возникли крупные россыпные месторождения.

Месторождения касситерит - турмалин-сульфидной формации. Месторождения этой формации распространены достаточно широко и встречаются в Англии, Австралии, Тасмании, ЮАР. В СССР такие месторождения известны в Забайкалье, в Якутии, в Верхне-Колымском районе, на Чукотке и в других районах.

В целом интрузии гранитоидов, обнажающихся в районах развития касситерит-турмалин-сульфидных месторождений, характеризуются повышенным содержанием бора. В ряде этих провинций имеет место интенсивный вынос бора в различные этапы развития постмагматического процесса с образованием турмалиновых грейзенов, турмалиновых роговиков в сланцах экзоконтакта, а также турмалин-корундовых скарнов и, наконец, оловоносных кварц-турмалиновых жил с касситеритом и сульфидами. Рассматриваемые месторождения

обычно представлены минерализованными зонами дробления и жилами в гранитах либо в породах кровли.

Наиболее характерными минералами являются турмалин, кварц и касситерит. С ними ассоциируют мусковит, хлорит, вольфрамит, арсенопирит, пирит и некоторые другие минералы, которые как бы связывают рассматриваемый тип месторождений с кварц-касситеритовыми жилами. Турмалин выделяется одним из первых путем замещения породообразующих минералов боковых пород и обычно сопровождается кварцем. В некоторых месторождениях с турмалином ассоциирует топаз, который обычно отлагался раньше турмалина. Представлен турмалин несколькими генерациями, выделившимися в течение нескольких стадий минерализации; с наиболее поздним турмалином связано выделение касситерита и часто арсенопирита. Остальные же сульфиды оказываются наложенными по отношению к касситериту.

В качестве примера рассмотрим месторождение Маунт-Бишоф.

Месторождение Маунт-Бишоф (о. Тасмания) является крупнейшим месторождением олова в Австралии. Месторождение залегает в смятых в складки осадочных породах докембрия (серия Дундас), перекрытых третичными песками, гравелитами и потоками оливиновых базальтов. Серия Дундас прорвана древними дайкообразными телами габбро, пироксенитов, перидотитов и молодыми гранитами. С гранитами ассоциируют дайки кварцевых порфиров, приуроченные к двум взаимно перпендикулярным системами разломов.

Оловянное оруденение связано с дайками кварцевых порфиров, превращенных в своеобразные породы (пикниты) с топазом, турмалином, касситеритом и более поздними сульфидами. Наиболее богатые руды возникли на участке, где дайки кварцевых порфиров пересекаются сбросами. Часть рудных столбов образовалась путем замещения пластов доломитов. Меньшее значение имеют кварц-касситеритовые жилы. В рудных телах на долю сульфидов (пирротина, пирита и марказита) приходится до 50%, остальная часть сложена кварцем, тальком, магниево-кальциево-марганцевыми карбонатами и касситеритом.

Касситерит-сульфидные месторождения с преобладанием сульфидов железа. Это наиболее распространенная формация оловорудных месторождений. Постепенными переходами они нередко связаны с более высокотемпературными касситерит-турмалиновыми месторождениями. Общей особенностью таких месторождений является то, что они обычно размещаются на большом удалении от рудоносных интрузий. В рудах помимо сульфидов железа и прежде всего пирротина широко развит железистый хлорит, что послужило основанием даже выделить касситерит-хлорит-сульфидную формацию оловорудных месторождений. В зависимости от преобладания хлорита или сульфидов железа возникают либо хлоритовые жилы и зоны с подчиненным развитием сульфидов, либо касситерит-сульфидные образования, сопровождаемые хлоритизацией вмещающих пород, которая широко распространена на оловорудных месторождениях Тасмании, Австралии, СССР и других районов. В морфологическом отношении среди рассматриваемых месторождений преобладают жилы, приуроченные к трещинам скола, а также штокверковые зоны, обычно тяготеющие к серии сложных разрывов, возникших в участках ответвления от основного минерализованного тектонического шва многочисленных оперяющих трещин. В этой связи некоторые жилы по восстанию переходят в штокверковые зоны.

Список минералов в рассматриваемых месторождениях иногда относительно большой, но главные минералы сравнительно немногочисленны — пирротин, иногда пирит или халькопирит, арсенопирит, железистый хлорит и касситерит.

Второстепенными минералами являются сфалерит и станнин. В некоторых месторождениях незначительное развитие приобретает галенит, а иногда и сульфосоли либо висмутин и самородный висмут. В связи с недостатком серы в растворах образуются своеобразные магнетит-хлоритовые оловоносные породы.

Оруденение обычно формируется в 4—5 стадий. Примером месторождений рассматриваемого типа являются Хапчерангинское и Эгехайское.

Хапчерангинское месторождение (Забайкалье) является типичным представителем касситерит-сульфидных месторождений с преобладанием сульфидов железа и высоким содержанием хлорита. Район сложен породами палеозойского возраста, среди которых существенное развитие получили пермские отложения. Последние к юго-западу от месторождения прорваны гранитами триаса, а к северу небольшим верхнеюрским массивом гранит-порфиров. Рудные тела Хапчерангинского месторождения залегают среди песчано-сланцевых отложений нижней перми мощностью около 2000 м. В нижней части разреза этих отложений залегают углисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, а в верхней — граувакки и аркозовые песчаники. Все эти породы собраны в складки широтного простирания.

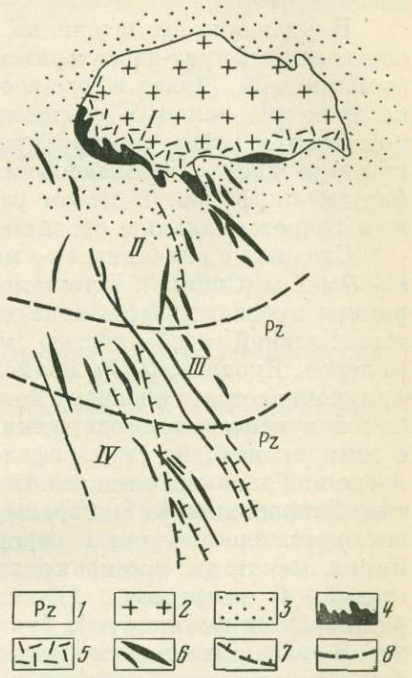


Рис. 94. Схема горизонтальной зональности Хапчерангинского рудного поля (по Д. О. Онтоеву).

1 — сланцы и песчаники (Pz); *2* — граниты (Mz); *3* — зона контактового метаморфизма (Pz); *4* — грейзены со слабым редкометальным оруденением; *5* — грейзенизированные и микроклинизированные граниты; *6* — рудные жилы; *7* — тектонические нарушения; *8* — границы минеральных зон: *I* — грейзенов, грейзенизированных и микроклинизированных гранитов в апикальной и эндоконтактовой частях гранитного массива; *II* — кварц-арсенопирит-касситеритовой минерализации; *III* — хлорит-сульфидно-касситеритового оруденения жильного типа; *IV* — существенно галенит-сфалеритовой минерализации

Характеризуемые отложения обладают фациальной изменчивостью. В средней части рудоносной площади, в пределах которой, сосредоточена основная масса оруденения, наблюдается частая перемежаемость пластов песчаников и сланцев. В северном направлении они переходят в песчаники, а к югу — в сланцы. Оруденение приурочено к четырем рудоносным зонам, вытянутым в северо-западном направлении (рис. 94). Во всех этих зонах в общей сложности установлено 20 оловорудных жил. Минеральный состав каждой из зон не постоянен. Наиболее богата оловом Центральная зона. Западная зона несет в основном свинцово-цинковое оруденение.

Согласно Д. О. Онтоеву, Хапчерангинское месторождение сформировалось в четыре стадии: 1) кварц-касситерит-арсенопиритовую с кварцем, темно-бурым касситеритом, пиритом, арсенопиритом и др.; 2) касситерит-сульфидно-хлоритовую с медово-желтым касситеритом, кварцем, хлоритом, пирротином, сфелеритом и пиритом; 3) галенитовую с пиритом, аргентитом, самородным серебром, пруститом, блеклой рудой и др.; 4) послерудную кальцитовую. На месторождении отчетливо проявлена зональность, вызванная прерывистым поступлением растворов, что обусловило распределение различных стадий минерализации в пределах рудоносных зон и, в частности, концентрацию

в определенных участках рудоносных зон свинцово-цинкового оруденения. Вместе с тем намечается также зональность, вызванная распределением геоизотерм. Она выражается в том, что в пределах апикальной части штока гранит-порфиров проявлена слабая грейзенизация, сопровождаемая флюоритом и реже касситеритом.

В удалении от штока на 0,5—1,2 км развиты преимущественно жилы, сложенные пирит-касситерит-кварцевыми и кварц-касситерит-арсенопиритовыми рудами. Далее в юго-восточном направлении увеличивается роль более поздних минеральных ассоциаций. На глубине в некоторых рудоносных зонах появляются дайки лампрофиров, подвергнутые интенсивной хлоритизации. На контакте даек с вмещающими породами местами появляются мелкие жилы фельзит-порфиров. В целом рассматриваемое месторождение является типичным гидротермальным среднетемпературным минеральным образованием.

Сходным с описанным по минеральному составу руд является *месторождение Эге-Хая* (Сибирь). В песчаниках и сланцах в соответствии с их общим простиранием прослеживается зона жил, косо секущих свиту даек диорит-порфиритов. Главной особенностью месторождения, подмеченной Б. Л. Флеровым (Флеров, Яковлев, 1965), является то, что наиболее богатое оруденение в жилах приурочивается к висячему боку линии их сопряжения со свитой даек. С глубиной и к флангам содержание олова в жилах уменьшается, соответственно с этим происходит смена сфалерит-пирротиновых руд существенно пирротиновыми. Главными минералами (более 10%) являются кварц, хлорит и пирротин. Второстепенные минералы (10—1%) кальцит, турмалин, сфалерит, мусковит, касситерит, пирит и сидерит. К минералам-примесям относятся халькопирит, марказит, арсенопирит и станнин. Рудный процесс развивался в пять стадий: 1) кварцевую, 2) касситерит-силикатно-кварцевую, 3) сульфидную (сфалерит-пирротиновую), 4) сульфидно-карбонатную, 5) кальцитовую.

В связи с «вечной» мерзлотой на месторождении до глубины 15 м проявлена своеобразная зона окисления («белая шляпа»). Вблизи поверхности развит ярозит, частично замещенный лимонитом, ниже наблюдается фиброферрит $Fe_2O_3 \cdot 2SO_3 \cdot 10H_2O$, который еще ниже сменяется мелантеритом $FeSO_4 \cdot 7H_2O$. В зоне цементации развит мельниковит, который сменяется первичными рудами.

Формация касситерит-сульфидных месторождений. К данной формации с преобладанием сульфидов свинца и цинка относится ряд месторождений Дальнего Востока, в частности *Хрустальное*. Это месторождение залегает в верхнепалеозойской толще перемежающихся сланцев с песчаниками, которые обнажаются в ядрах антиклинальных складок, перекрытых третичными эффузивами. Месторождение Хрустальное залегает в участке интенсивно тектонически разлинзованных пород, характеризующихся переслаиванием сланцев с отдельными тектоническими линзами песчаников. Рудные жилы приурочены к тектонической зоне близмеридионального простирания, контролирующей распределение серии даек лампрофиров и диабазовых порфиритов, вытянутых в том же направлении.

Рудные жилы сопровождаются апофизами, отдельные из которых являются относительно протяженными и ориентированы в северо-западном направлении. Обогащенные рудные участки в жиле Главной, Волковской, Хлоритовой и других приурочены к местам отщепления от них мелких апофиз (рис. 95). Сложены рудные жилы кварцем, касситеритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, а также кальцитом. Эти минералы сформировались в три стадии: 1) кварц-касситеритовую, 2) сульфидную и 3) карбонатную. На месторождении Хрустальном сложным является вопрос о возрастных соотношениях оруденения с дай-

ками интрузивных пород. Выделяются дорудные и послерудные (до карбонатной стадии) дайки. Г. А. Осиповой показано, что основная масса даек внедрялась до оруденения, к послерудным относятся четвертичные базальты.

Оруденение парагенетически предположительно связывается с гранодиорит-порфирами верхнепалеогенового возраста.

К а с с и т е р и т - с у л ь ф и д н ы е м е с т о р о ж д е н и я с ш и р о к и м р а з в и т и е м с у л ь ф о с о л е й с е р е б р а. Месторождения данной формации отличаются большим развитием сульфосолей серебра. Характерным представителем этой формации является *месторождение Потоси* в Боливии. Оно находится в южной части Боливийского пояса, проходящего вдоль восточного хребта Анд. Пространственно месторождение связано с этмолитом риолитов (кварцевых порфиров), прорывающим осадочные породы палеозойского и третичного возраста; с глубиной этмолит меняет свою форму и переходит в дайкообразное тело (рис. 96). Риолиты подвергнуты интенсивному изменению ранними и более поздними гидротермальными растворами, и точно судить об их составе не представляется возможным. На дневной поверхности обнажается более 30 рудных жил, залегающих как в риолитах, так и во вмещающих породах, сложенных касситерит-сульфидными рудами и ориентированных в основном в меридиональном направлении. Мощность жил колеблется от 0,1 до 0,3 м и редко в раздувах достигает 1—1,5 м. В верхней части месторождения часть сближенных мелких жил образуют штокверковые зоны мощностью от 4,5 до 10 м. В наиболее крупных жилах руда залегает в виде отчетливых рудных столбов. На глубине мелкие жилы сливаются и общее количество рудных тел уменьшается.

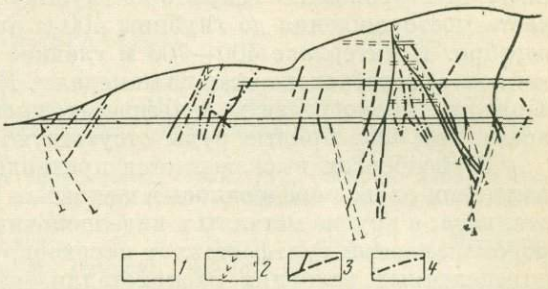


Рис. 95. Поперечный разрез месторождения Хрустального.

1 — песчаники и сланцы; *2* — дайки порфиритов; *3* — рудные жилы; *4* — разрывные нарушения

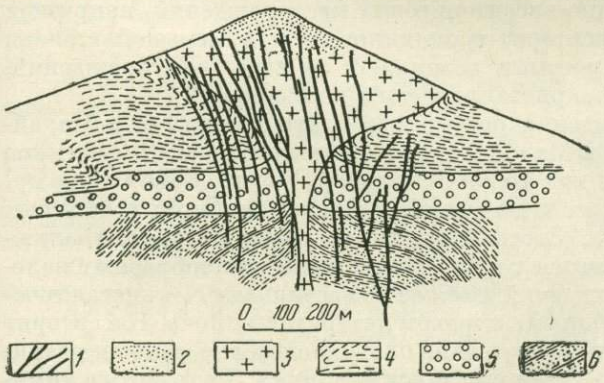


Рис. 96. Схематический разрез через месторождение Потоси (по Ривасу и др.).

1 — рудные жилы; *2* — зона окварцевания; *3* — кварцевые порфиры — дациты штока Серро-Рико; *4* — формация Кароколес; *5* — формация Паилавири; *6* — нерасчлененные породы ордовика

Рудные жилы сопровождаются зонами гидротермального изменения пород, выраженными в их пропилитизации с последующей силификацией и серицитизацией. Главными минералами в рудах являются пирит и кварц. Меньше распространены касситерит, тетраэдрит, станнин, матильдит, халькопирит, бурнонит, арсенопирит, пираргирит, прустит, серебросодержащий тетраэдрит, стефанит и аргентит. В ряде жил наблюдается полосчатая текстура, вызванная

чередованием полос серебросодержащих минералов и подчиненного касситерита с полосами, обогащенными касситеритом. Касситерит образует плотные массы, мелкозернистые агрегаты и игольчатые кристаллы, иногда колломорфные выделения. Сульфосоли серебра преимущественно встречаются в самостоятельных кварц-барит-кальцитовых жилах, содержащих подчиненное количество SnO_2. Месторождение вскрыто на глубину 800 м. Согласно Альфельду, верхняя часть месторождения до глубины 400 м чрезвычайно обогащена сульфосолями серебра. В интервале 400—700 м главное значение имеет касситерит и подчиненное — серебросодержащие минералы. На глубине 700—800 м наряду с касситеритом широко развиты вольфрамит, висмутин, станнин и халькопирит, в то время как серебряные руды отсутствуют.

Герценбергом высказывается предположение, что при образовании месторождения олово переносилось в щелочных растворах в виде калиевого сульфостанната, а другие металлы в виде щелочных сульфидов. При окислении кислородом калиевый сульфостаннат переходил в оловянную кислоту, которая при определенных условиях раскристаллизовывалась с образованием колломорфного касситерита.

За время эксплуатации с 1645 г. на месторождении Потоси добыто 30 000 т серебра. Добыча олова ведется с 1840 г. Содержание олова в руде 1,0—1,2%.

Оловоносные россыпи

Оловоносные россыпи возникают за счет разрушения коренных месторождений — касситерит-пегматитовых, кварц-касситеритовых, оловоносных грейзенов и некоторых типов сульфидно-касситеритовых месторождений, например: оловоносных скарнов, кварц-касситерит-турмалиновых и в меньшей степени других. В общем оловоносные россыпи возникают за счет месторождений, содержащих относительно крупнокристаллический касситерит.

Наиболее крупные месторождения россыпного олова находятся в Малайском архипелаге и прежде всего в Малайзии, где известно более 519 приисков и рудников. Наиболее важные из них Перак, Селангор, Негри, Сембилан и пр. Перак дает 60% добычи из богатых и доступных для эксплуатации россыпных месторождений долины р. Кинта. Здесь в основном разрабатываются аллювиальные россыпи, но отрабатывается также и несколько жилообразных залежей. Плотик россыпных месторождений сложен известняками, кристаллическими сланцами, перекрытыми мощным покровом латеритовых почв. Касситерит вначале накапливался в результате разрушения оловоносных грейзенов и кварц-касситеритовых жил в элювии, а затем смывался в долину. Разработка лимитируется тем, что в результате развития добычи портится земной покров, а это мешает земледелию. В других частях Малайзии плотиком является гранит. Местами оловоносные грейзенизированные граниты интенсивно выветрелы и разрушены на большую глубину, поэтому отрабатывается и кора выветривания гранитов.

Второй крупной провинцией оловоносных россыпей является Индонезия. Здесь касситеритовые концентраты добывают на трех островах — Банка, Биллитон и Сингкип, расположенных к югу от Малайзии. При этом $^2/_3$ добычи производится из аллювиальных россыпей о. Банка, где глубокому выветриванию подвергнуты послетриасовые граниты, содержащие оловоносные штокверки. Это привело к образованию остаточных увальных, элювиальных россыпей (коелиты). Часть россыпей смыта в прилегающие долины и перекрыта аллювиальными песчаными наносами, которые местами содержат висячие

россыпи. Погружение местности, происшедшее в четвертичное время, привело к затоплению нижних участков речных долин, которые вместе с плотиком погрузились на глубину 30 м ниже уровня моря. Затопленные россыпи были прослежены под морским дном и разрабатываются морскими драгами.

В последнее время достаточно крупные россыпные месторождения разрабатываются в южной части КНР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беус А. А. Вертикальная зональность гранитных пегматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштиру (Туркестанский хребет). — «Докл. АН СССР», 1948, т. 60, № 7.

Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М., «Недра», 1965, 207 с.

Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969, 328 с.

Иициксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. — «Советская геология», 1958, № 1, с. 86—113.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов в Африке. М., «Наука», 1964, 303 с.

Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., «Недра», 1965, 336 с.

Макеев Б. В., Политов В. К. Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах северо-востока СССР. — «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 3, с. 19—30.

Онтоев Д. О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчерангинского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 5, с. 55—71.

Радкевич Е. А. Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, 112 с.

Смирнов С. С. Об оловянно-вольфрамовом оруденении Востока СССР. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1945, № 6, с. 47—56.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 2, с. 13—27.

Стрелкин М. Ф. К вопросу об оловоносных пегматитах. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1938, № 3, с. 15—29.

Тернор Ф. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений Центральной Боливии. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 197—323.

Флеров Б. Л., Яковлев Я. В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эгехайского месторождения. — В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М., «Недра», 1965.

Шипулин Ф. К. и Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер. — «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 3, с. 3—18.

Ahlfeld F. Zinn und Wolfram. Die metallischen rohstoffe. B. 11, 1958, s. 212.

Fermor L. L. The mineral resources of Malaya. Bull. of the Imperial Inst., London, v. 38, No. 1, 1940, p. 240.

Turneaure F. S. The Bolivian tin. Silver province.— Econ. Geol., 1971, No. 2, p. 215—225.

Wang C. C. and Hsing I. V. The cassiterite — arsenopyrite types in Southern Hunnan, China. — Geol. Surv. China, Bull. No. 6, 1936, p. 75—111.

Varlamoff N. Relations spéciales entre les pegmatites en Afrique Centrale. Ann. *Soc. Geol. Belgique, 1960—1961, 84 bull. No. 3, p. 153—163.*

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛЮМИНИЯ

Алюминий получен в 1825 г. из боксита. В 1890 г. было произведено 193 т алюминия, цена его в то время составляла 45 руб. (золотом) за 1 кг. Этот металл начали широко использовать в промышленности в XX в, особенно после первой мировой войны.

Алюминий — легкий металл с плотностью 2,7. Он дает высококачественные сплавы с медью, кремнием (силумин), магнием (кольчугалюминий), марганцем (дюралюминий), цинком (магнал), никелем (электрон) и др., являющимися легкими и прочными материалами, которые широко применяются в самолетостроении. Алюминий и его сплавы используются также в машиностроении, судостроении и производстве предметов домашнего обихода. В последнее время алюминий начали широко применять в строительной индустрии.

Производство первичного алюминия в капиталистических и развивающихся странах в 1971 г. составило 8,63 млн. т. Основными производителями металла были США, Канада, Япония, Норвегия, Франция, ФРГ и Индия. Из них только Франция, частично США располагают собственным сырьем, алюминиевые заводы Канады, Японии, ФРГ и Норвегии работают только на привозных бокситах или глиноземе. Запасы бокситов в некоторых странах приведены в табл. 16.

Таблица 16

Запасы и добыча бокситов в некоторых странах

Страна	Запасы, млн. т		Добыча по годам, млн. т			
	общие	в том числе достоверные	1913	1937	1957	1971
Всего	9113	3469	—	3,391	16,18	54.11
В том числе:						
Франция	70	50	0,309	0,688	1,68	3,12
Гвинея	1660	1156	—	—	—	2,63
Гайана	150	80	—	0,337	2,05	4,23
Суринам	650	200	—	0,392	3,38	6,72
США	653	53	0,214	0,427	1,44	2,0
Ямайка	600	300	—	—	4,72	12,50
Австралия	3200	1050	—	—	—	12,54
Остальные страны	2130	630	—	1,547	2,91	10,37

Прогнозы на потребление алюминия в будущем очень оптимистичны. США планирует в 2000 г. вместо 4,2 млн. т алюминия в 1968 г. повысить потребление минимум до 19,2 млн. т и максимум до 38 млн. т.

Содержание Al_2O_3 в бокситах должно быть не ниже 45%. При этом важно также, чтобы модуль боксита, т. е. отношение Al_2O_3/SiO_2 составляло не менее 2,6. Вредными примесями являются карбонаты, пирит и др.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ АЛЮМИНИЯ

Кларк алюминия в земной коре 8,05%. В эндогенных условиях этот металл концентрируется преимущественно в щелочных нефелин- и лейцитсодержащих породах, а также в некоторых разновидностях основных пород, например в анортозитах. Значительные массы алюминия накапливаются в связи с процессами алунитизации, связанными с гидротермальной переработкой кислых вулканогенных образований, а также в экзогенных условиях. Он концентрируется в процессе латеритного выветривания кислых и щелочных пород, образуя остаточные месторождения, либо Al_2O_3 переносится в виде обломочных

частиц и концентрируются в виде механических осадков в озерах или морских бассейнах, где они подвергаются диагенетическим процессам. Al_2O_3 может растворяться и переносится только в кислых (pH менее 4) и сильно щелочных (pH более 9,5) растворах. Речные воды содержат обычно 1—3 мг/л растворенного алюминия; в водах с повышенным содержанием гумусовых кислот количество алюминия повышается до 7 мг/л. Алюминий легко образует коллоидные системы, различные соли.

Осаждение гидроокисей алюминия начинается при pH=4,1, в то время как Fe^{3+} при pH=2, Fe^{2+} — 5,1, а марганца — 8,5—8,8. Большое влияние на осаждение Al_2O_3 оказывает присутствие в растворах некоторых ионов. При наличии SiO_2 осаждение гидроокиси алюминия происходит уже при pH = 5,7. В присутствии CO_2 растворимость Al_2O_3 понижается, а SiO_2 — возрастает. Коллоидный Al_2O_3 по сравнению с коллоидным SiO_2 менее устойчив и быстрее коагулирует, поэтому в процессе их совместной миграции происходит разделение этих элементов.

Гидроокислы алюминия характеризуются значительной адсорбционной способностью. В минералах, слагающих бокситы, постоянно, но в переменных количествах содержатся Fe, Be, V, Cr, Cu, Zn, Mn, Sn, Ga, Ti, B, Mg, P, Zr и др. Аморфный Al_2O_3, имеющий основное значение в процессах минералообразования, с течением времени испытывает явления старения, в результате чего идет упорядочение структуры по схеме: аморфная гидроокись алюминия→ →бёмит→байерит→гидраргиллит.

Известно около 250 минералов, содержащих алюминий, но промышленное значение имеют только 8—10: бёмит и диаспор $Al_2O_3 \cdot H_2O$ (85% Al_2O_3), гидраргиллит (гиббсит) $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ (65,4% Al_2O_3), андалузит, дистен $Al_2[SiO_4]O$, силлиманит Al ($AlSiO_5$) (63,1% Al_2O_3), алунит $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$ (37% Al_2O_3), нефелин Na $[AlSiO_4]$ (34% Al_2O_3), лейцит — K $[AlSi_2O_6]$ (23,5% Al_2O_3), каолинит $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ (до 40% Al_2O_3).

Важнейшими рудами на алюминий являются бокситы. Это порода, состоящая из гидратов глинозема (диаспора и гидраргиллита) с примесью гидроокислов железа, титана, гематита, сидерита, опала, алюмосиликатов и других минералов. Иногда в бокситах устанавливается в промышленных концентрациях галлий.

По минеральному составу различаются бокситы гидраргиллитовые, диаспор-бёмитовые и др. По текстуре они разделяются на каменистые рыхлые, маркие (пачкающие пальцы) и немаркие, оолитовые, бобовые, яшмовидные, брекчиевидные и пр. Бокситы большей частью окрашены окислами железа в красные цвета разных оттенков; встречаются также белые, серые, зеленые бокситы и др.

Все большее значение как руда на алюминий приобретает нефелин (Хибины, Западная Сибирь, Армянская ССР и др.), а также миаскиты (Южный Урал) и мариуполиты (г. Жданов). В качестве алюминиевого сырья могут быть использованы глинистые породы (каолины). Значительные их скопления известны на Украине и в других районах СССР.

Относительно простой технологический процесс переработки нефелинов позволяет одновременно получать глинозем, цемент, поташ, соду. Запасы нефелинов практически неисчерпаемы.

Алунитовые руды представляют собой ценное комплексное сырье: при получении 1 т Al_2O_3 попутно получается 10,5 т серной кислоты. Месторождения алунитов находятся в Азербайджанской ССР, в Средней Азии и Казахстане. В будущем рудой на алюминий могут служить и высокоглиноземистые породы—

каолинитовые и андалузитовые вторичные кварциты, кристаллические сланцы, распространенные на Кавказе, в Казахстане, на Кольском полуострове, в Красноярском крае и других районах.

В некоторых случаях в качестве сырья на алюминий могут использоваться высокоглиноземные шлаки от металлургической переработки железных оолитовых руд, например кустанайских, приаральских и других месторождений.

Получение металлического алюминия из бокситов (и других видов сырья) включает две стадии производства: 1) получение Al_2O_3; 2) восстановление Al_2O_3 до металлического алюминия. Имеется два основных метода получения глинозема из боксита и других видов сырья. Первый из них получил название метода Байера. Сущность этого метода заключается в том, что в автоклавах с помощью $NaOH$ *обрабатывается обожженный боксит. При этом алюминий переходит* в раствор в форме Na_3AlO_3. Из раствора осаждается $Al(OH)_3$, который при прокаливании при 1200° С дает чистый Al_2O_3.

Второй метод Кузнецова — Жуковского, или метод спекания, заключается в том, что бокситы сплавляются с углекислым барием. При этом получается легко растворимый в воде алюминат бария, который смешивают с раствором соды и получают $Na_2OAl_2O_3+BaCO_3$. Алюминат натрия обрабатывается CO_2, прокаливается при температуре 1200—1400° С и переводится в Al_2O_3. Спекание боксита и других видов сырья по этой же схеме может производиться с содой и известняком. При этом также получается алюминат натрия, который подвергается дальнейшей обработке, описанной выше. Для получения металлического алюминия глинозем растворяется в расплавленном криолите $3NaF\times$ $\times AlF_3$, через который пропускается электрический ток, восстанавливающий *глинозем до металлического алюминия (последний выделяется в расплавленном* состоянии на катоде); кислород глинозема окисляет угольные аноды.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Известные на земном шаре месторождения бокситов разделяются на остаточные и осадочные. Они же и являются промышленными типами, но вторая группа еще разделяется по геологическим условиям формирования на два класса (см. ниже).

Остаточные месторождения

Эти месторождения образуются при латеритном выветривании горных пород, протекавшем при особых условиях. Благоприятными факторами бокси*тообразования являются:*

1) наличие пород с относительно легко растворимыми породообразующими минералами, нерастворимый остаток которых богат глиноземом; наиболее благоприятны высокоглиноземистые малокварцевые породы — лейкократовые щелочные изверженные породы, глинистые сланцы и продукты их метаморфизма. Главными минералами — источниками алюминия при латеритном выветривании являются алюмосиликаты — полевые шпаты, слюды, нефелин, пироксены и хлориты;

2) тропический или жаркий климат, обильные осадки, чередующиеся с засушливыми периодами;

3) достаточная пористость и нарушенность пород;

4) равнинный или слабохолмистый рельеф дневной поверхности;

5) длительные периоды покоя в развитии Земли;

6) наличие растительного и бактериального мира.

Бокситовые остаточные месторождения возникают за счет выветривания и разложения многих пород:

1) щелочных, например нефелиновых, сиенитов (месторождения Бразилии, Арканзас и Лос-Айленд в США);

2) осадочных глин, содержащих небольшое количество свободного кварца (месторождения в Юго-Восточной Алабаме, США);

3) изверженных пород среднего и основного состава — габбро, диабазов, базальтов и пр. (Центральная Индия, Гвинея, Северная Ирландия, США);

4) изверженных, метаморфических и осадочных пород, содержащих умеренное количество Al_2O_3 и большее или меньшее кварца (гранитов, сиенитов, гнейсов, кристаллических и глинистых сланцев).

Форма бокситовых месторождений — плащеобразные покровы, образовавшиеся на месте и за счет подстилающих материнских высокоглиноземистых пород. На долю остаточных (латеритных) месторождений приходится более 50% всех мировых запасов бокситов, нередко очень высокого качества. Это наиболее перспективный тип бокситовых месторождений.

Процесс образования латеритных месторождений обычно не ограничивается лишь простым накоплением остаточного продукта в виде каолинита, гиббсита и др. Часть Al_2O_3 мигрирует в нижние зоны коры выветривания с образованием латеритно-метасоматического боксита. Этот процесс фиксируется развитием структур замещения минералов материнской породы гиббситом и окислами железа, образованием натеков и жил.

Осадочные месторождения

Осадочные месторождения образуются в результате размыва и переотложения латеритных бокситов, а также последующих процессов их обогащения и разубоживания. Бокситообразование при благоприятном сочетании климатических, тектонических и других факторов происходит в пределах всех тектонических сооружений земной коры. Осадочные месторождения по геологическим условиям образования и составу разделяются на платформенные и геосинклинальные.

Платформенные бокситовые месторождения связаны с континентальными отложениями (преимущественно озерно-болотной фации). Они приурочиваются:

1) к периферическим частям обширных платформенных синеклиз типа Московской, Тургайской и других или к впадинам между выступами более древних пород (месторождения Тихвинские, Онежские и др.);

2) к впадинам в пределах отдельных платформенных выступов — континентальных водоемов (озера), не имевших видимой связи с морскими бассейнами. Чаще всего эти месторождения размыты и сохранились только в карстовых депрессиях (месторождения Татарской группы Енисейского кряжа, района Салаира, Кузнецкого Алатау). Источником глинозема являются приподнятые участки поверхности, сложенные алюмосиликатными породами;

3) к эрозионно-тектоническим котловинам, часто развивающимся в зонах сочленения платформ со складчатым обрамлением (впадины Западного Прибайкалья и др.).

К платформенному типу относятся также бокситовые месторождения, приуроченные к угленосным бассейнам и непосредственно связанные с платформенными угленосными формациями. Они образовались на участках платформ, отличающихся относительно большой подвижностью, выражающейся в более глубоких прогибаниях и последующих дислокациях участков.

Месторождения платформенного типа обычно характеризуются почти горизонтальным залеганием пластообразных и линзообразных тел, отсутствием метаморфизма бокситов и вмещающих их пород. В составе руд преобладает гидраргиллит (гиббсит).

Платформенные бокситовые месторождения широко распространены в СССР в пределах древней Русской и Сибирской платформ и более молодой Урало-Сибирской.

Геосинклинальные бокситовые месторождения связаны с карбонатными и карбонатно-сланцевыми формациями, развивающимися в окраинных частях геосинклинальных прогибов в зонах их примыкания к консолидированным участкам земной коры — платформам, а также встречаются в срединных частях геосинклиналей. Они приурочиваются главным образом к перегибам, тяготеющим к краевым частям крупных антиклинориев и средних массивов, которые в период бокситообразования представляли собой острова или значительные по площади участки суши.

Бокситы залегают на резко неровной поверхности подстилающих известняков, обычно закарстованных и перекрытых несогласно залегающими более молодыми карбонатными толщами. Карстовые образования представляют собой ловушки, благоприятные для накопления бокситов и для сохранения их от последующего размыва. Наиболее качественные бокситы приурочиваются к самым глубоким частям прогибов. По направлению к центрам депрессий и к выступам дорудного рельефа бокситы выклиниваются, постепенно переходя в пестроцветные глины или расчленяясь на несколько прослоев. Бокситовые пласты и вмещающие их породы дислоцированы в складки и метаморфизованы. Бокситы — диаспоровые и бёмитовые.

Осадочные месторождения играют важную роль, особенно для СССР (Северный и Южный Урал, Боксон) и стран Средиземноморского бассейна (Венгрия, Франция, Югославия).

Единого мнения относительно образования бокситов нет. Так, большинство зарубежных исследователей придерживается представления об элювиальной (остаточной) природе основной части бокситовых месторождений. Некоторые советские ученые вслед за академиком А. Д. Архангельским считают, что все промышленные бокситовые месторождения СССР имеют осадочное происхождение. В последние годы на основании большого фактического материала представления об образовании осадочных бокситов существенно дополнены. Чисто осадочная гипотеза претерпела изменения. При формировании осадочных бокситов много споров вызывает вопрос об условиях переноса глинозема из коры выветривания в бассейн накопления. Одни геологи считают, что перенос глинозема осуществляется механическим путем, в виде взвесей. Обломочный характер осадочных платформенных бокситов и наличие в них кусков латеритов и отдельных минералов латеритов с несомненностью свидетельствуют о механической транспортировке материала из области сноса в область аккумуляции. Другие геологи (А. Д. Архангельский и его ученики) предполагают перенос глинозема в виде обычных коллоидных растворов (золей) под защитным действием гумусовых кислот. Благоприятные условия для разложения алюмосиликатов с выносом глинозема создаются при кислых почвообразовательных процессах и особенно в условиях резко кислой среды болотных процессов.

Наконец, в последнее время высказано мнение о перемещении алюминия в форме металлоорганических соединений. Дальность переноса бокситового материала была невелика — обычно 1—3 км, редко до 8 км по поверхности си-

ликатных пород и до 40 км по карбонатным породам. В настоящее время в СССР пропагандируется вулканогенно-осадочная гипотеза (Пейве, 1947; К. К. Зеленов и др.). Появившись в конце XIX столетия (Кокан, 1870 г.), эта гипотеза нашла подтверждение при изучении процессов современного вулканизма. Выделяющиеся из вулканического очага газы H_2S, SO_2, Cl и др., просачиваясь через вулканические постройки, сложенные пористыми породами, встречаются с нисходящими атмосферными водами. Растворяясь, эти газы образуют нагретые и сильные кислоты, которые, энергично воздействуя на вулканические породы, переводят в раствор почти весь алюминий, железо и другие элементы. На месте остается кремнезем в виде обеленных пород. Далее эти кислые растворы, выходя на поверхность в виде источников, образуют небольшие реки, которые впадают в море или озеро, где и происходит отложение Al_2O_3.

По подсчетам ученых только из вулканической сопки на одном из островов Курильской гряды выносится ежедневно в море около 65 т алюминия и ряд других элементов (Fe, Zn, Pb, Sn, Ag и др.).

Бокситообразование происходило на протяжении почти всей геологической истории развития Земли от синия до современного периода, но основная масса мировых бокситовых месторождений имеет мезо-кайнозойский возраст. Продолжительность периодов бокситообразования — от нескольких геологических периодов до геологической эпохи.

Основные эпохи бокситообразования в СССР: 1) нижнекембрийская (Боксонское месторождение); 2) средне-верхнедевонская (Урал, СУБР); 3) нижне-среднекаменноугольная (Русская платформа, Средняя Азия); 4) нижнемезозойская (Северный Урал, юго-западные отроги Гиссарского хребта); 5) средне-верхнеюрская (Русская платформа, Крым, Карпаты); 6) апт-альбская (Юго-Западная Сибирь, Урал, Казахстан, Украинский щит); 7) верхнемеловая слабо проявлена (Краснооктябрьское месторождение в Тургайском прогибе); 8) палеоцен-эоценовая (Центральный Казахстан, Енисейский кряж).

Крупные месторождения остаточных бокситов находятся в Африке, Австралии, Латинской Америке и США. Бокситоносная полоса протягивается через Ямайку, Суринам и Гайану. Бокситы здесь образовались за счет выветривания древних метаморфических пород. Второй бокситоносный район располагается на Больших Антильских островах (Доминиканская Республика, Гаити), где бокситы связаны с корой выветривания древних метаморфических пород. В Африке сосредоточено более 39% общих запасов бокситов капиталистического мира. Пояс бокситовых месторождений тянется вдоль Атлантического побережья от Гвинеи-Бисау через Гвинею, Мали, Сьерра-Леоне, Берег Слоновой Кости, Гану, Того с перерывом в Дагомее и Нигерии до Камеруна. Бокситы связаны с послемеловыми латеритными корами выветривания, развивающимися на разновозрастных и различных по составу и происхождению породах — долеритах, базальтах кайнозоя, филлитах и кристаллических сланцах нижнего протерозоя. Крупнейшие месторождения высококачественных бокситов находятся в Гвинее (Боке, Туге, Киндья) и Кении (Адамава).

В Австралии бокситы связаны с третичной мощной корой выветривания в северной территории и Квинсленде. Важнейшие районы — Уэйпа (Квинсленд), Гоув (Северная Австралия) и Дарлит (Западная Австралия). В районе Уэйпа запасы составляют 2,5 млрд. т со средним содержанием 52% Al_2O_3. Общие запасы бокситов в Австралии достигают 4,5—5 млрд. т (около 50% всех известных запасов бокситов капиталистического мира).

Бокситы Гвинейской Республики. По запасам высококачественных бокситов Гвинея занимает первое место в мире. Они сосредоточены на западе

(у побережья Атлантического океана) и в центральной части страны. Латериты здесь имеют исключительно широкое распространение, приурочиваясь к плоским относительно ровным водоразделам («Бовалям»). Наиболее значительные латеритные покровы высококачественных бокситов развиты в нагорье Фута Джаллон (Средняя Гвинея), в частности, в районах рек Бади-Конкуре и Когон, и образованы за счет выветривания сланцев силура. Крупнейшие бокситовые месторождения, также связанные с силурийскими сланцами и долеритами, расположены в районе Туге к северо-востоку от нагорья Фута Джаллон.

В Нижней Гвинее, представляющей собой низменность, кора выветривания развита на нефелиновых сиенитах на островах Касса и Тамара архипелага Лоос. Общий характер строения разреза бокситовой залежи почти не зависит от петрографического состава материнских пород (рис. 97). На нефелиновых сиенитах или глинистых сланцах залегает кристаллический гидраргиллитовый боксит, а затем следует зона конкреций. Иногда конкреционный боксит

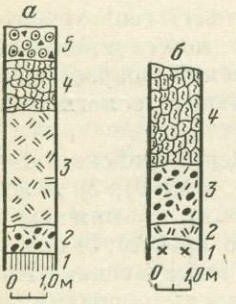


Рис. 97. Схематические разрезы бокситовых залежей Гвинеи-Бисау (по Ю. К. Горецкому).

а — на глинистых сланцах (район Туге): *1* — обломки сланца; *2* — боксит конкреционный (в конкрециях иногда сохраняется структура сланцев); *3* — боксит гидраргиллитовый пористый (псевдоморфоза по сланцу); *4* — боксит крепкий железистый, трубчатый (панцирь); *5* — боксит обломочно-оолитовый с микроолитовым цементом; *б* — на нефелиновом сиените (о. Касса): *1* — нефелиновый сиенит; *2* — боксит гидраргиллитовый (псевдоморфоза по нефелиновому сиениту); *3* — боксит конкреционный; *4* — боксит крепкий железистый, трубчатый (панцирь)

располагается под гидраргиллитовым. В верхней части образуется железистый каменистый боксит (панцирь), который в некоторых случаях перекрывается бокситом с обломочно-оолитовой структурой. Содержание глинозема изменяется от 35,7 до 62,9%, но чаще всего колеблется от 45 до 50%, содержание Fe_2O_3 — от 8 до 37,8% (в среднем 16—22%), SiO_2 — от 0,72 до 3—4% (в среднем около 2%), TiO_2 — от 0,72 до 3,71% (в среднем около 2%). В небольших количествах присутствуют Mn, Ni, Co, V, Cr, Mo, Nb, Cu, Pb, Zn, Sn, Ga, Be. Состав бокситов: гидраргиллит, бёмит, гематит, гётит, гидрогётит и в виде примеси каолинит и минералы титана.

Мощность бокситов меняется и в среднем составляет около 5 м. Вверх по разрезу, как правило, наблюдается общее повышение содержания Fe_2O_3. Гидраргиллитовый кристаллический боксит образовался в результате замещения (псевдоморфоза) материнских пород.

Бокситовые месторождения центральной части штата Арканзас (США) залегают непосредственно на неравномерно эродированной поверхности массива нефелиновых сиенитов (рис. 98), внедрившегося в палеозойские отложения. Многочисленные, сложные по форме залежи бокситов приурочены к холмам нефелиновых сиенитов и располагаются на их вершинах, склонах и у подножий. Размеры залежей небольшие (от долей гектара до нескольких сот гектаров). Между выветрелыми нефелиновыми сиенитами и бокситами наблюдается горизонт коалиновых глин мощностью 4—18 м. Они образовались на месте в результате замещения первичных пород каолинитом и гиббситом.

Считают, что образование бокситов происходило в дотретичное время. В третичное время они частично подверглись размыву и были переотложены

среди песчано-глинистых эоценовых отложений, перекрывающих массив нефелиновых сиенитов. В это время были образованы остаточные низкосортные бокситы за счет выветривания эоценовых глин. Качество руд высокое, содержание Al_2O_3 56—59% SiO_2 менее 5% и Fe 2—6%.

В генетическом отношении месторождения штата Арканзас являются платформенными остаточными образованиями, частично осадочными. Мощность пластов и линз бокситов 3—4 м, максимум 6—10 м. Каолинитовые глины выше постепенно сменяются псевдоморфным (2—3 м), пизолитовым (2—5 м) бокситом. Пизолиты и цемент сложены скрытокристаллическим гиббситом, гематитом, каолинитом и анатазом. Самая верхняя часть пласта пизолитового боксита местами очень твердая, мощность ее 0,2—0,5 м.

Бокситы каолинизированы, во многих местах они пересекаются жилами белого каолинита. В псевдоморфном и пизолитовом боксите встречаются глыбы разложенного нефелинового сиенита, в которых можно наблюдать все переходы от частично каолинизированного нефелинового сиенита в ядре до глины и боксита и железной корки в наружной части.

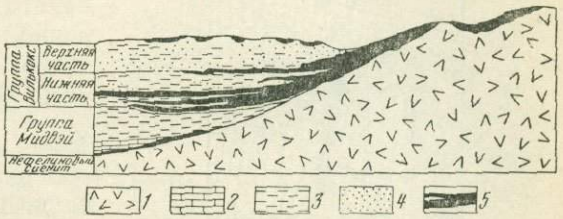


Рис. 98. Типы важнейших залежей бокситов Арканзаса и их геологическое положение (по Гордону, Треси и Эллису, 1958).

1 — нефелиновые сиениты; *2* — карбонатные породы; *3* — глины; *4* — пески и песчаники; *5* — залежи бокситов

Североуральские бокситовые месторождения (*СУБР*) относятся к классу геосинклинальных осадочных месторождений. Бокситовые месторождения северной части Среднего Урала были открыты в 1931 г. Ранее они считались буро-железняковыми железорудными месторождениями. Находятся эти месторождения недалеко от Турьинских медных рудников и вытягиваются в виде полосы, ориентированной в меридиональном направлении (рис. 99). Все месторождения приурочены к перерыву в отложении карбонатных толщ петропавловской свиты нижнего девона, среднего силура, с одной стороны, и среднего девона — с другой. Сама же петропавловская свита подстилается брекчиями слоистых известняков с обломками диабазов. Месторождения представляют собой пластообразные залежи. Падают рудные тела на восток под углом 25—45°, причем в лежачем боку бокситы проникают в сложные карстообразные углубления (рис. 100). Поперечный разрез бокситовых пластов характеризуется развитием в нижней части рудной брекчии, состоящей из обломков известняка, сцементированных бокситом. Выше залегают красные неслоистые плотные либо бобовые бокситы высокого качества, которые сменяются серыми слоистыми бокситами и каолиновыми глинами, содержащими прослои пиролюзитовых руд. Качество слоистых бокситов низкое. Высшие сорта бокситов СУБР содержат Al_2O_3 50%, низшие — 27%. Красные неслоистые бокситы содержат Al_2O_3 48—70%, SiO_2 4—15%, Fe до 30%. В состав руд входят бёмит и диаспор (62,4%), лептохлорит и шамозит (10,4%), гематит (21—22%), SiO_2 (от 1 до 18%, в среднем 4—5%), TiO_2 частью входящая в решетку минералов железа и алюминия, частью связанная в сфене (2,2%).

Из вредных примесей в рудах содержится CaO, количество которого с глубиной увеличивается. Для бокситов также характерно широкое развитие пирита. Усложняет разработку СУБР большой приток воды, составляющий

2—3тыс.м³/ч. Для метода Байера руды характеризуемых месторождений, состоящие в основном из $Al_2O_3 \cdot H_2O$, низкокачественные. В связи с этим их смешивают с каменскими мезозойскими бокситами, состоящими в основном из гидраргиллита $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$.

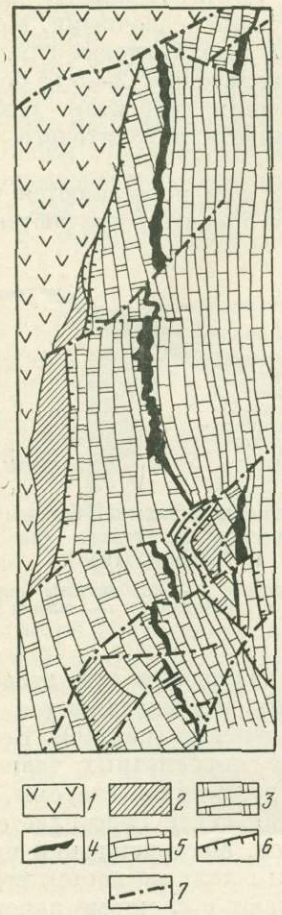


Рис. 99. Геологическая схема месторождений Красная Шапочка на Северном Урале (по А. В. Пейве).

1 — вулканические породы сосьвинской свиты; *2* — слоистые известняки сарайной свиты; *3* — массивные известняки петропавловской свиты; *4* — бокситы; *5* — известняки вагранской свиты; *6* — надвиги; *7* — сбросы

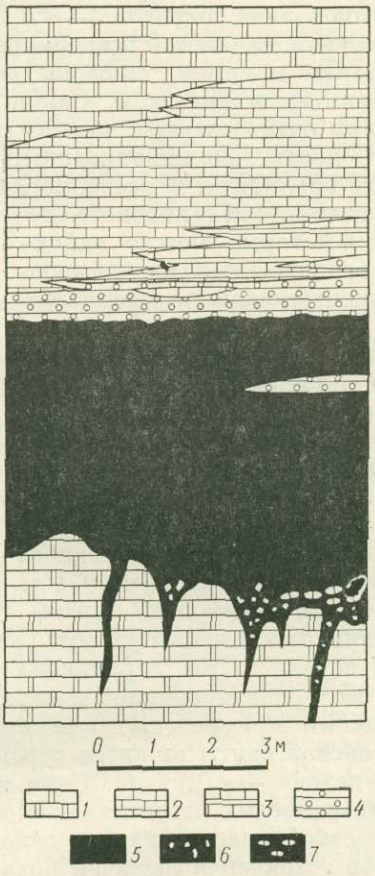


Рис. 100. Обобщенная геологическая колонка девонских бокситовых залежей геосинклинального типа Северного Урала (по Г. И. Бушинскому).

1—известняки светло-серые массивные; *2*—известняки темно-серые; *3* — мергели темно-серые и черные с прослоями известняков; *4* — бокситы серые слоистые с морской фауной; *5* — бокситы красные; *6* — куски известняка в боксите (подрудная кварцевая брекчия); *7*— гальки известняка в боксите

В отношении генезиса Североуральских бокситовых месторождений высказываются различные представления. Одни исследователи считают, что источником бокситов являются палеозойские эффузивы, из которых Al_2O_3 выносится в виде $Al(OH)_3$, предохраненного от коагуляции гумусами. Однако пока не решен вопрос, с какой стороны располагался берег моря. А. Д. Архан-

гельский (1937) высказал предположение, что источником алюминия являлась вулканическая деятельность, в результате которой в морской бассейн алюминий поступал в виде $Al_2(SO_4)_3$. Высказывалось также мнение, что алюминий переносился в морской бассейн в виде щелочных растворов. Академик Берг отстаивал представление, согласно которому алюминий накапливался в связи с жизнедеятельностью бактерий. А. В. Пейве (1947) высказал мнение, что глинозем накапливался на дне моря в связи с сольфатарной деятельностью. В подтверждение своего представления он указывал на факт развития в бокситах прожилков пирита и халькопирита, свидетельствующих о проявлении гидротермального процесса. Из всех высказанных гипотез наиболее обоснованной следует считать гипотезу, согласно которой поступление глинозема в морской бассейн происходило в виде механического осадка в связи с разрушением коры выветривания, развивавшейся за счет эффузивов и других кислых пород, и дальнейшего выноса кремнезема из обогащенных глиноземом осадков в период их диагенеза. Наличие же в бокситах прожилков сульфидов можно связать с более поздним воздействием на породы гидротермальных растворов.

Месторождения Средиземноморской зоны. Наиболее крупными и детально изученными являются месторождения Южной Франции и Югославии. Все они имеют осадочное происхождение и возникли в геосинклинальных условиях.

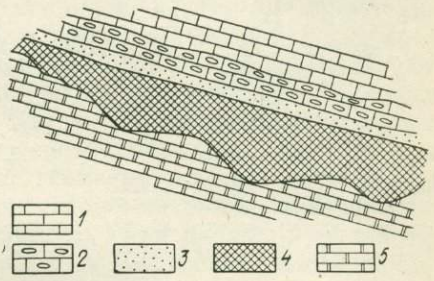


Рис. 101. Месторождение Газуль (департамент Вар, Южная Франция).

Отложения мела: *1* — известняки компактные; *2* — известняки узловатые; *3* — пески; *4* — бокситы, *5* — юрские доломиты

Месторождения Южной Франции развились на осадочных карбонатных породах от нижнеюрских до нижнемеловых (баррем, апт) и перекрыты песчано-глинистыми отложениями сеноманского до датского яруса. Возраст самих бокситов обычно альб — апт. Месторождения очень крупные. Рудные тела залегают в форме пластообразных залежей (рис. 101) мощностью от 5—6 до 18—20 м и протяженностью до 20—25 км. Карманы, заполняющие карстовые углубления, распространяются по падению до 30 м и достигают мощности 100 м. Руды бёмитовые или бёмит-гидраргиллитовые, богатые. Содержание Al_2O_3 50—70% и более, SiO_2 обычно 7—10%, Fe_2O_3 до 25—30%, H_2O 10—15%.

Месторождения Югославии развиты в прибрежной части Динарской складчатой системы, главным образом в Истрии, Словении, Боснии и других районах. Возраст бокситов верхнемеловой и эоценовый. Главное значение имеют руды, выполняющие карстовые воронки. Качество руд достаточно высокие, но ниже, чем в месторождениях Южной Франции.

Тихвинские бокситовые месторождения. Месторождения находятся в краевой части Московского угленосного бассейна в районе г. Тихвина Ленинградской области. Они приурочены к нижней части продуктивной угленосной толщи, к так называемому «рудному горизонту» и перекрыты песчано-глинистыми отложениями верхних горизонтов этой толщи, известняками. Когда эти породы размыты, рудный горизонт выходит на поверхность либо перекрыт ледниковыми отложениями. В основании бокситов залегает песчано-глинистая толща верхнего девона. Все упомянутые образования залегают почти горизонтально со слабым уклоном на юго-восток.

Бокситы залегают в виде пластообразных залежей и линз. Бокситы обычно плотные, реже пористые, иногда с бобовым строением белого и серого цвета; иногда они окрашены в фиолетовый цвет и даже красно-бурый. В составе бокситов преобладают диаспор, но развит также гиббсит. Содержание Al_2O_3 42—53%, SiO_2 12—13%, Fe_2O_3 в светлых разностях не превышает 3—5%, а в красно-бурых достигает 30%. Отношение $Al_2O_3/SiO_2 \geqslant 4$. Руды, в общем, высококачественные.

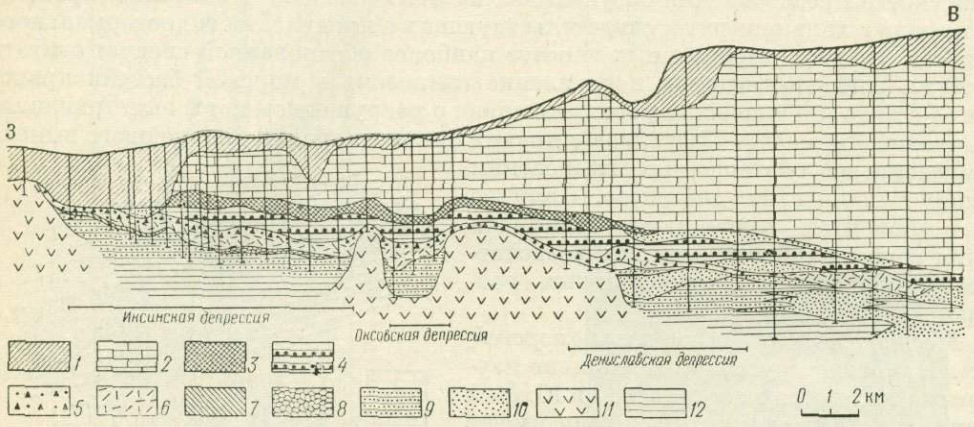


Рис. 102. Профиль Северо-Онежского месторождения по линии Хям-гора — Пукса (по К. Н. Трубиной).

1 — суглинки, пески, глина с валунами (Q); *2* — известняки, доломиты мергели (C_1^{2-3} — C_3); *3* — алевролиты и алевриты (C_1^{2-3}); *4* — глинисто-железистые породы (C_1^2); *5* — продукты латеритной коры выветривания протерозойских пород с сильножелезистым бокситом крупноблочного строения; *6* — продукты латеритной коры выветривания протерозойских пород (C_1^2) с мелкоблочным маложелезистым бокситом; *7* — каолиновая глина ($D_3 + C_1^1$); *8* — сиаллитовая брекчия (C_1^2); *9* — слюдисто-каолиновая зона коры выветривания на верхнедевонских породах ($D_3 + C_1^1$); *10* — пески и песчаники ($D_3 + C_1^1$); *11* — диабазовые порфириты и серпентиниты (Pt_3); *12* — пестроцветные глинистые породы (D_3)

Характеризуемые месторождения являются типичными осадочными платформенными образованиями, возникшими в озерно-болотных условиях. В отношении источника глинозема высказывались два представления. Согласно одному из них глинозем возникал в связи с латеритным выветриванием верхнедевонских глин, а затем был перенесен в качестве механического осадка в водный бассейн, где концентрация его повышалась в связи с продолжавшимся латеритным выветриванием. Согласно другому представлению глинозем переносился в водный бассейн в растворенном виде на значительное расстояние и отлагался в качестве химического осадка, причем источником его являлись не только глины, подвергшиеся латеритному выветриванию, но также и граниты Финляндии. Первое из этих представлений следует считать более обоснованным.

Северо-Онежские месторождения в северо-западной провинции СССР относятся к платформенному типу. Бокситы обнаружены на пологих склонах и незначительных понижениях поверхности кристаллического фундамента под перекрывающими ее осадками палеозоя (нижнего и среднего карбона или верхнего девона). Бокситовые породы залегают в понижениях довизейской поверхности, в основании толщи нижнего карбона (рис. 102). Исходным материалом для формирования бокситовых пород служили продукты выветривания верхнепротерозойских основных и ультраосновных пород, сносимые с водораздельных пространств и отложенные во впадинах, где происходило их даль-

нейшее преобразование. Бокситы развиты на нескольких горизонтах развития кор выветривания протерозойских пород, имеющих делювиальное и элювиальное происхождение.

Содержание Al_2O_3 увеличивается от краевых частей залежи к внутренним от 37 до 77%, в этом же направлении происходит обеднение SiO_2 (1—32%). По минеральному составу руды относятся к гиббсит-бёмит-каолинитовому типу.

Алунитовые и другие месторождения высокоглиноземистого сырья

Уже отмечалось, что в качестве сырья на алюминий помимо бокситов могут служить алунитовые, андалузитовые, силлиманитовые и другие вторичные кварциты, а также силлиманитовые кристаллические сланцы и другие высокоглиноземистые породы. Вторичные кварциты возникают преимущественно за счет гидротермальной переработки эффузивных пород (апоэффузивные), прорванных массивами гранитоидов. Вторичные кварциты образуются по эффузивам как в контакте с этими массивами, так и на достаточно большом расстоянии от них. В некоторых случаях вторичные кварциты возникают и по интрузивам (апоинтрузивные). В генетическом отношении вторичные кварциты представляют собой гидротермально-метасоматические образования независимо от того, где они возникли: вблизи контактов с интрузивными массивами или в удалении от них. Гидротермальные растворы, приводящие к возникновению вторичных кварцитов, видимо, связаны с сольфатарной деятельностью, заканчивающей эффузивные процессы, а не с глубинными магматическими очагами, порождающими руды цветных, редких и благородных металлов.

В состав вторичных кварцитов входит серия высокоглиноземистых минералов: алунит, пирофиллит, каолинит, диаспор, андалузит, дюмортьерит, корунд и др. Количественное распространение этих минералов в отдельных массивах вторичных кварцитов крайне неравномерное. В некоторых из них преобладает алунит, в других — каолинит, диаспор или андалузит. В качестве сырья на алюминий наибольший интерес представляют вторичные кварциты с преобладанием алунита. Примером таких месторождений является *Заглик* в Азербайджане, переданное промышленности. Наибольшее количество (более 400) массивов вторичных кварцитов выявлено в Центральном Казахстане. Вторичные кварциты содержат диаспор, алунит, андалузит и другие минералы. Все эти массивы представляют собой крупный резерв для дальнейшего развития на их базе алюминиевой промышленности. Причем сырьем на алюминий являются не только алунит и диапор, но также и андалузит. Это находит подтверждение в том, что в Институте минерального сырья Казахской ССР в лабораторных условиях уже получен силумин из андалузитовых кварцитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельский А. Д. О происхождении бокситов и поисках новых их месторождений. — В сб.: Бокситы, т. 1, ч. 1. «Труды ВИМС», 1937, вып. 110, с. 6—10.

Бенеславский С. И. Алюминий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1964, с. 245—314.

Бобров Е. Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М., «Наука», 1968, 123 с.

Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, 489 с.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971, 366 с.

Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964, 481 с.

Генезис бокситов. М., «Наука», 1966, 274 с.

Гладковский А. К. О генезисе уральских бокситов. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1948, № 2, с. 71—80.
Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. «Труды ВИМС, нов. серия», 1960, вып. 5, 257 с.
Зеленов К. К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972, 207 с.
Каржавин Н. А. Месторождение бокситов «Красная Шапочка». — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1942, № 4, с. 12—22.
Кашкай М. С. Алуниты, их генезис и использование. М., «Недра», 1970, т. 1, 400 с., т. 2, 317 с.
Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. М., «Недра», 1968, т. 1 — 367 с., т. 2 — 327 с.
Латериты. М., «Недра», 1964, 138 с.
Галявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР. — «Материалы ЦНИГРИ, общ. серия», 1936, сб. 1.
Наливкин Д. В. Месторождения бокситов СССР и зарубежных стран. М., Изд-во АН СССР, 1949.
Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., «Наука», 1947, 207 с.
Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971, 387 с.
Происхождение бокситов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, 167 с.
Bardossy G. The geochemistry of Hungarian bauxites. Acta Geologica, Budapest, 1958, t. 5, fasc. 1—2, p. 103—155; 255—286; t. 6, p. 1—53.
Blanck E. Die Medditerran Roterde (Terra Rossa). Handbuch der Bodenlehre, 1930, Bd. 3.
Lapparent I. Les bauxites de la France Méridionale. Paris, 1930.
Singewald Q. D. Bauxite deposits at Geant, Hungary. — Econ. Geol., v. 33, No. 7, 1938, p. 730—736.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНИЯ

Металлический магний впервые был получен в 1808 г. Однако широкое промышленное применение он получил только в сороковых годах в период Великой Отечественной войны. Магний образует с алюминием, цинком и марганцем высококачественные сплавы, широко применяемые в авиационной и частично автомобильной промышленности. Характерными чертами сплавов, содержащих повышенное количество магния, являются прочность, упругость, ковкость и низкий модуль упругости. Все эти свойства придают сплавам способность хорошо поглощать вибрацию, что особенно важно для самолетостроения. Магнезит нашел применение в производстве огнеупорных материалов, кислотостойких цементов, сырья для удобрения, в бумажном, сахарном и резиновом производствах. В 1969 г. в основных капиталистических странах было добыто металлического магния 214 тыс. т, в том числе в США около 100 тыс. т. Почти половина его была получена из доломита; из рассолов, морской воды и магнезита добыча распределяется поровну (по 15—18% от валового производства).

Кларк магния 1,87%. Это относительно распространенный элемент земной коры, в то же время это один из самых легких металлов. Плотность его 1,74. Главными видами магнезиального сырья являются морская вода (0,12—0,13% Mg), карналлит $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ (8,7% Mg), бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (11,9% Mg), кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$ (17,6% Mg), эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ (16,3% MgO), каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ (9,8% Mg), магнезит $MgCO_3$ (28,7% Mg), доломит $CaMg\,[CO_3]_2$ (13,1% Mg), брусит $Mg\,(OH)_2$ (41,6% Mg).

Существующие кондиции на магнезитовые руды следующие. Сырой магнезит, пригодный для производства металлургического порошка, должен содержать не менее 43% MgO, не более 2,5% CaO и не более 2% SiO_2. Для произ-

водства магнезиального цемента допускается содержание CaO до 4,5% и SiO_2 до 20%.

Магнезиальные соли встречаются в больших количествах в солевых отложениях самосадочных озер Приаралья, в водах заливов Аральского моря. Магниевые соли могут быть получены путем естественного выпаривания воды Каспийского моря. Они имеются в рассолах хлоридных озер Северного Казахстана (Щалауны и др.), Прииртышья (Калкашан и др.), в Барабинской степи и в других местах. Из всех этих озер путем естественного испарения может быть получен хлористый магний в виде так называемой рапы маточных рассолов.

Месторождения ископаемых солей карналлита осадочного происхождения известны в ГДР, СССР (Верхнекамское на Урале, Солегорское в БССР и др.), во Франции, Испании и других странах. Магнезит образуется преимущественно в гидротермальных условиях и относится к среднетемпературным гидротермальным месторождениям. Гидротермальные залежи магнезита могут возникнуть двумя путями: 1) в результате метасоматического замещения магнезитом, образованным горячими магнезиальными растворами, известняков и доломитов. Причем не исключено, что магний этими растворами мог заимствоваться из осадочных толщ; 2) при воздействии горячих растворов, содержащих CO_2, на ультраосновные породы (серпентиниты, перидониты и т. п.) по схеме

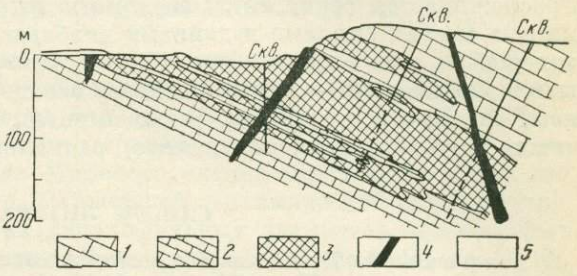


Рис. 103. Геологический разрез Саткинского месторождения магнезита (гора Карагай).

1 — серый и темно-серый доломит; *2* — черный доломит с прослоями сланцеватого мергелистого доломита; *3* — диабаз; *4* — магнезит; *5* — современные отложения

$$\underset{\text{серпентин}}{Mg[Si_4O_{10}][OH]_8} + 6CO_2 \rightarrow \underset{\text{магнезит}}{6MgCO_3} + 4SiO_2 + 4H_2O$$

Гидротермальные месторождения известны в СССР на Урале (Саткинское), в Иркутской области, в Восточном Казахстане (Ушчарышх) и в других районах. Крупными запасами магнезита обладают Австрия, Греция, Канада и КНР.

Скопления магнезита образуются также в связи с выветриванием ультраосновных пород. В процессе разложения магнезиальных силикатов магний в форме бикарбоната проникает в нижние горизонты коры выветривания, создавая залежи «аморфного» (скрытокристаллического) магнезита. Накапливающийся при этом магнезит инфильтрационного происхождения имеет меньшие масштабы по сравнению с гидротермальными месторождениями, но в некоторых случаях образует промышленные концентрации. Промышленные инфильтрационные месторождения магнезита известны на Южном Урале, в Греции и других странах.

Доломит является важным магниевым сырьем. Месторождения доломита широко распространены, запасы их огромны. Они ассоциируют с карбонатными толщами и большинство из них имеет докембрийский или пермский возраст. Доломитовые залежи образуются осадочным путем, но могут возникнуть также при воздействии на известняки гидротермальных растворов, подземных или поверхностных вод.

Таким образом, можно наметить следующие промышленные типы месторождений магнезиального сырья: 1) ископаемые минеральные отложения (*магнезиальные и калийно-магнезиальные соли, прежде всего карналлит*); 2) морская вода; 3) рассолы (рапа соляных озер и растворов, содержащих $MgCl_2$); 4) природные карбонаты (магнезит и доломит).

Производство металлического магния на базе рассолов организовано в СССР и США, из магнезитов в США, ФРГ и Франции, из доломитов во Франции и Англии.

В качестве примера кратко охарактеризуем *Саткинское месторождение* кристаллического магнезита на Южном Урале. Среди протерозойских мелкозернистых доломитов, содержащих прослои мергелистых сланцев и доломитов, прослеживается серия согласных магнезитовых залежей, инъецированных во многих местах силлами и дайками диабазов и габбро-диабазов. Одна из таких залежей на горе Карагай (рис. 103) с падением под углом 20—30° на юго-восток имеет мощность 80—110 м. Магнезит ассоциирует с доломитом, кварцем, тальком, *кальцитом, хлоритом, редко пиритом и галенитом*. Текстуры руд полосчатые (грубо- и тонкополосчатые) радиальнолучистые и звездчатые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Тарань М. И. Саткинское месторождение магнезита. (XVII Межд. геол. конгресс. Уральская экскурсия, Южный маршрут). М., Госгеолиздат, 1937.

Рыбников В. А. и Вейхер А. А. Магнезит. — «Требования промышленности к качеству минерального сырья», вып. 40. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Татаринов И. И. Магнезит. — В кн.: Курс месторождений металлических полезных ископаемых. М., «Недра», 1969, с. 160—168.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ

Ртуть известна с древнейших времен. Она упоминалась Аристотелем и Теофрастом в 315 г. до н. э. На древней рельефной карте Китая, выполненной в 210 г. до н. э., океан и реки были залиты ртутью. В IX—XI вв. н. э. добычу ртути в относительно большом масштабе производили арабы в Средней Азии. В частности, следы их разработок установлены на Хайдарканском месторождении в Киргизии, где были найдены даже специальные бутыли, наполненные

Таблица 17

Запасы и производство ртути в некоторых странах

Страна	Общие запасы, тыс. т	Производство по годам, т			
		1913	1938	1957	1971
Всего	498	4042	4663	6090	—
В том числе:					
Испания	250	1245	1379	1720	1683
Италия	100	1004	2301	2180	1471
США	50	687	620	1151	608
Мексика	13	166	155	726	1220
Канада	15	—	—	—	520
Турция	27	—	—	—	357
Алжир	18	—	—	—	246
Остальные страны	25	940	208	313	

ртутью. Ртуть широко используется в различных отраслях промышленности. Она необходима для создания специальных приборов. Соединения ртути и металлическая ртуть применяются в медицине (в виде сулемы и пр.), в химической промышленности и электропромышленности, в энергетике (в ртутно-паровых котлах и турбинах с высоким к. п. д.), в ядерных реакторах (как поглотитель тепла), при производстве взрывных работ. В сельском хозяйстве соединения ртути используются для протравы семян.

Добыча ртути в капиталистических странах растет медленно (табл. 17).

Главными производителями ртути являются Италия, Испания, Мексика и США. Среднее содержание ртути в рудах обычно 0,1—0,5%.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ РТУТИ

Кларк ртути $8{,}3 \cdot 10^{-6}$%. Основная форма нахождения ртути в природе рассеянная и только 0,02% ее заключено в месторождениях. Содержания ртути в различных типах изверженных пород близки между собой (около $1 \cdot 10^{-5}$%). Из осадочных пород максимальные концентрации ртути установлены в глинистых сланцах (до $2 \cdot 10^{-5}$%). В водах Мирового океана содержание ртути, по данным Н. Х. Айдиньян, $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Важнейшей геохимической особенностью ртути является то, что среди других халькофильных элементов она обладает самым высоким потенциалом ионизации. Это определяет такие свойства ртути, как способность восстанавливаться до атомарной формы (самородной ртути), значительную химическую стойкость к кислороду и кислотам.

Ртуть присутствует в большинстве сульфидных минералов; особенно высокие ее содержания (до тысячных и сотых долей процента) устанавливаются в блеклых рудах, антимонитах, сфалеритах и реальгарах. Близость ионных радиусов двухвалентной ртути (1,10 Å) и кальция (1,06 Å), одновалентной ртути (1,49 Å) и бария (1,43 Å) определяет их изоморфизм во флюоритах и баритах. В киновари и метациннабарите сера иногда замещается селеном и теллуром; содержание селена часто составляет сотые и десятые доли процента. Известны крайне редкие селениды ртути — тиманит (HgSe) и онофрит (смесь тиманита и сфалерита).

Ртуть является одним из наиболее чувствительных индикаторов скрытого оруденения не только ртутных, но и различных сульфидных месторождений, поэтому ореолы ртути обычно выявляются над всеми скрытыми сульфидными залежами и вдоль дорудных разрывных нарушений. Эта особенность, а также незначительное содержание ртути в породах, видимо, объясняются высокой упругостью паров ртути, возрастающей с увеличением температуры и определяющей высокую миграцию этого элемента в газовой фазе.

В зоне гипергенеза киноварь и металлическая ртуть растворимы в воде даже при отсутствии сильных окислителей, но при наличии их ($[Fe_2(SO_4)_3]$, озон, перекись водорода) растворимость этих минералов достигает сотых долей грамма ртути на 1 л раствора. Особенно хорошо растворяется ртуть в сульфидах едких щелочей с образованием, например, комплекса $HgS \cdot nNa_2S$. Ртуть легко сорбируется глинами, гидроокислами железа и марганца, глинистыми сланцами и углями.

В природе известно около 20 минералов ртути, но главное промышленное значение имеет киноварь HgS (86,2% Hg). В редких случаях предметом добычи являются самородная ртуть, метациннабарит HgS и блеклая руда — шватцит (до 17% Hg). На единственном месторождении Гуитцуко (Мексика) главным рудным минералом является ливингстонит $HgSb_4S_7$.

В зоне окисления ртутных месторождений образуются вторичные минералы ртути. К ним относятся прежде всего самородная ртуть, реже метациннабарит, отличающиеся от таких же первичных минералов большей чистотой состава. Относительно распространена каломель Hg_2Cl_2. На месторождении Терлингуа (шт. Техас, США) распространены и другие гипергенные галоидные соединения, например: терлингуаит Hg_2ClO и эглестонит Hg_4Cl.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ртутные месторождения разделяются на две генетические группы: 1) гидротермальные низкотемпературные и 2) элювиально-делювиальные россыпи.

Первые из них имеют основное промышленное значение. По минеральному составу среди гидротермальных месторождений выделяются монометальные ртутные месторождения (магнезиально-карбонат-киноварные, карбонат-киноварные, кварц-диккит-киноварные, барит-киноварные) и комплексные ртутьсодержащие месторождения сложного состава (ртутно-сурьмяные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые, ртутно-сурьмяно-вольфрамовые, золото-ртутные, свинцово-цинковые с ртутью). По геологическим условиям образования среди ртутных месторождений выделяют:

1) низкотемпературные гидротермальные, сформированные в осадочных породах и характеризующиеся простым составом руд;

2) низкотемпературные гидротермальные, возникшие среди вулканогенных образований и характеризующиеся сложным составом руд.

Первые из них имеют главное промышленное значение.

По морфологическим признакам среди ртутных месторождений выделяются два промышленных типа: пластообразные залежи (наиболее важные в промышленном отношении), жилы и минерализованные штокверковые зоны, характеризующиеся преимущественно простым минеральным составом.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные ртутные месторождения, так же как и сурьмяные, неизвестны среди рудных месторождений каледонского и более древних тектономагматических циклов. К герцинской эпохе рудообразования относятся ртутные месторождения Южной Киргизии и Горного Алтая. Подавляющее большинство ртутных месторождений имеет позднекиммерийский и альпийский возраст (месторождения Испании, Югославии, Северо-Востока СССР, Китая и Алжира). Известны ртутные месторождения и четвертичного возраста (Монте-Амиата в Италии) и даже современные, возникающие в настоящее время (Стимбоат-Спрингс, Сульфур-Бенк и др. в США, термальные источники Камчатки и Курил).

Среди главнейших ртутоносных провинций наиболее продуктивной является Средиземноморская, включающая известные месторождения Испании, Италии, Югославии, Алжира и других стран. Важное значение имеет также Тихоокеанская провинция, в которую входят месторождения Северо-Востока СССР, Японии, Юго-Восточного Китая, Индонезии, Новой Зеландии, Канады, западных штатов США, Мексики, Венесуэлы, Перу, Чили и некоторых других стран. Третья провинция Тянь-Шаня и Алтая объединяет месторождения Средней Азии, Горного Алтая и Тувинской АССР.

Ртутные месторождения появляются в позднеорогенные стадии развития регионов и в периоды тектоно-магматической активизации разновозрастных

консолидированных геотектонических сооружений. Ртутные месторождения локализуются вдоль региональных зон разломов (Федорчук, 1971), вытягивающихся в периферических частях платформ и древних срединных массивов (Колымский, Зея-Буреинский и др.), а также в краевых частях прилегающих складчатых зон. Для краевых частей платформ характерно развитие пологих согласных рудных залежей в толщах карбонатных пород. Для оруденевшей части складчатых зон более типичны секущие тела и седловидные залежи в ядрах сжатых антиклинальных складок, сложенных песчаниками и сланцами.

Ртутные месторождения установлены и на активизированных платформах, удаленных от складчатых зон, где они приурочены к глубинным разломам (район Усть-Илимских железорудных месторождений в Сибири, Иркутский амфитеатр и др.). К областям активизации консолидированных массивов тяготеют ртутные месторождения и рудопроявления в Кузбассе, Большом Донбассе, на юге Туранской плиты. Ртутные месторождения закономерно не связаны с массивами изверженных пород. Однако в некоторых случаях они пространственно ассоциируют с серпентинизированными массивами габброидов и гипербазитов или субвулканическими телами (штоки, некки, дайки) дацитов и других пород среднего, основного и кислого состава, внедрившихся вдоль зон разломов. Для Восточного Саяна В. А. Кузнецов отмечает пространственную связь ртутного оруденения с щелочным — ультраосновным магматизмом, с дайковыми телами кимберлитов, а также излияниями траппов. Месторождения, ассоциирующие с серпентинизированными гипербазитами, размещаются в экзоконтактовых зонах этих массивов, характеризующихся развитием брекчий. Дробление пород, по-видимому, было вызвано увеличением объема массива гипербазитов в связи с серпентинизацией (магнезиально-карбонатные ртутные месторождения).

Эти месторождения отличаются небольшими поперечными сечениями (десятки квадратных километров) и значительной глубиной распространения (Нью-Альмаден в Калифорнии). Подобные месторождения известны в Горном Алтае (Акташ, Чаган-Узун), Средней Азии (Чонкой), Закавказье (Шорбулак, Агятас и др.), на Сахалине и Чукотке (Тамватней и др.).

Шире распространены месторождения, залегающие в толщах, сложенных чередующимися пластами песчаников, сланцев и известняков. Наиболее благоприятными тектоническими элементами для локализации рудных тел являются: 1) поднадвиговые зоны; 2) зоны межпластовых срывов на контактах песчаников, конгломератов, известняков, перекрытых малопроницаемыми горизонтами глинистых сланцев; 3) зоны дробления, связанные с диапирами; 4) участки повышенной трещиноватости в пластах хрупких пород; 5) трещины скола и отрыва, оперяющие рудоконтролирующие нарушения; 6) полости выщелачивания (карсты) в карбонатных породах. Большинство месторождений контролируется взбросо-надвигами и часто рудные тела формируются под горизонтами глинистых пород, осложненных поверхностями надвигов. В таких структурно-геологических условиях образовались ртутные месторождения Алжира (Исмаил, Мрасма, Генеша и др.). Во всех случаях трещиноватость пород является одним из главных факторов локализации ртутного оруденения.

По структурно-морфологическим типам все месторождения подразделяются на согласные и секущие.

Ртутные месторождения формировались в условиях небольших глубин при температурах 50—150° С. Из других особенностей этих месторождений следует отметить: 1) значительный размах при невыдержанности оруденения (до 2500 м); 2) многоярусность, определяемую литологическими и структурными

факторами, а также наличием малопроницаемых экранов для растворов; 3) тесную пространственную и генетическую связь с рудопроявлениями других металлов (свинцово-цинковыми, оловянно-вольфрамовыми, золоторудными); 4) изменения вмещающих пород, выражающиеся в окварцевании, аргиллизации, алунитизации, серицитизации и доломитизации.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения, сформированные в осадочных породах

Для более полного представления об особенностях геологического строения ртутных месторождений ниже будут рассмотрены наиболее типичные примеры месторождений, сформированных в осадочных породах, — Хайдарканское, Никитовское, Чаган-Узунское и Альмаденское.

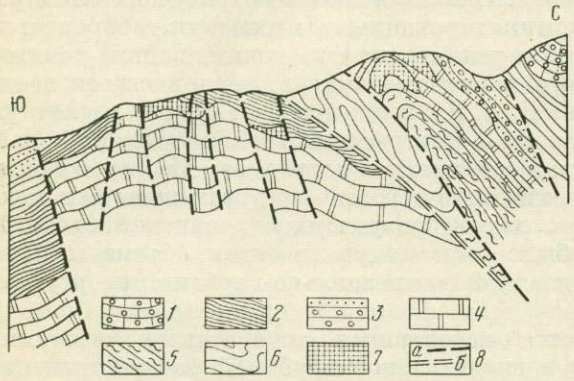


Рис. 104. Схематический разрез через Хайдарканское рудное поле (по Н. А. Никифорову и др.).

1 — конгломераты известняковые мелкогалечные, песчаники и сланцы (C_2); *2* — глинисто-песчанистые сланцы (C_2); *3* — сланцево-конгломератовая Кара-Арчинская толща (C_2); *4* — массивные слоистые известняки (C_1); *5* — глинисто-серицитовые сланцы, часто переходящие в углисто-кремнистые (D_3); *6* — верхнесилурийские сланцы (S_2—D_1); *7* — роговики; *8* — сброс и взбросы (*а*) и надвиги (*б*)

Хайдарканское рудное поле. Согласно А. А. Саукову (1946), В. И. Смирнову (1947), В. Э. Пояркову (1955), рудное поле размещается в южном крыле антиклинория непосредственно в зоне его перехода в синклинорий. По данным упомянутых исследователей, на рудоносной площади обнажаются осадочные породы палеозоя начиная от силура до верхнего карбона, смятые в складки субширотного простирания (в том числе две антиклинальные — Северная и Южная) и осложненные продольными разрывами. Небольшое развитие получили залегающие несогласно на палеозойских юрские отложения. Характерной особенностью геологического строения рудного поля является широкое развитие надвигов и сбросов, расчленяющих площадь на серию узких тектонических блоков. На севере рудного поля толща силура надвинута на отложения карбона по поверхности сложного надвига, вытянутого в субширотном направлении. Южнее примерно параллельно ему прослеживается так называемый Рудный сброс, ориентированный по оси Северной антиклинали, вдоль которой на дневную поверхность выведен ряд рудных участков. С юга рудное поле ограничивается Южным сбросом. Чередование надвигов и сбросов обусловило возникновение ряда чешуй, в пределах которых известняки нижнего — среднего карбона то оказываются выведенными на дневную поверхность, то скрыты под более молодыми образованиями (рис. 104). Соответственно и рудные тела, приуроченные к контакту известняков и перекрывающих их сланцев, в одних тектонических блоках обнажаются на поверхности, в других — залегают на глубине. Наиболее продуктивны сводовые части куполов, осложненных разрывными нарушениями.

В пределах Хайдарканского рудного поля находится шесть месторождений, два из которых тяготеют к Южной антиклинали, три находятся в Северной антиклинали. Одно месторождение размещается в осевой части Главной Хайдарканской антиклинали. В каждом из этих месторождений выявлено много рудных тел, большинство из которых размещается в участках ответвления от основных продольных разрывов, оперяющих боковые трещины. Главная масса рудных тел залегает среди роговиков, локализующихся под сланцами (рис. 105, *а*). При этом рудоподводящие разрывы либо заканчиваются под сланцами, либо «гасятся» сланцами (см. рис. 105,*б*), иногда частично проникают в сланцы (см. рис. 105, *в*), либо над разрывами в сланцах возникают флексуры. Часть роговиковых рудных тел возникает в известняках под пологими разрывными нарушениями (см. рис. 105, *а*) либо локализуется в местах пересечения рудопроводящими разрывами прослоев тонкоплитчатых известняков (см. рис. 105, *г*), либо они размещаются на сочленении трещин в роговиках (см. рис. 105, *д*), а также в шарнирах мелких складок в роговиках под сланцами и известняками (см. рис. 105, *е*).

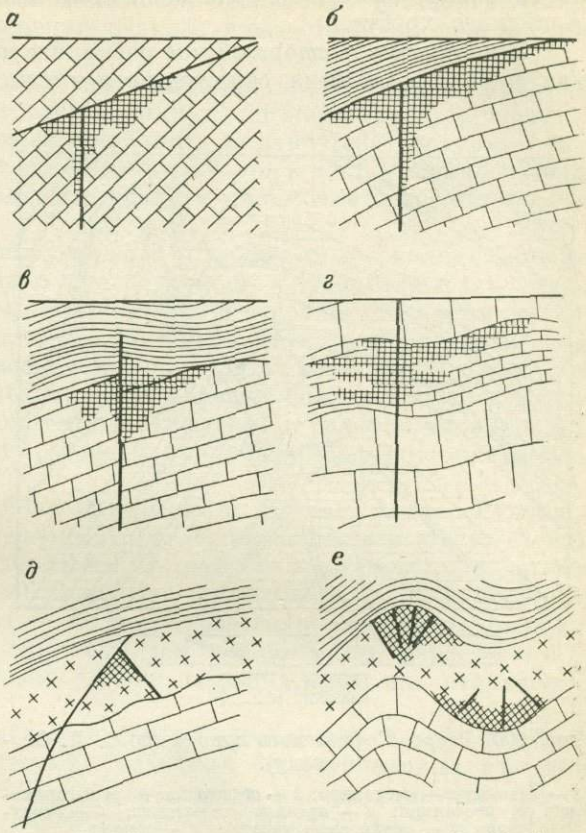


Рис. 105. Типы «рудных ловушек» (по В. И. Смирнову).

а — в породах одного состава у сопряжения пологого разрыва и крутопадающего; *б* — у сопряжения крутопадающего разрыва с контактом экранирующей породы, залегающей на более хрупкой породе; *в* — на пересечении разрывным нарушением контакта экранирующей породы (сланцы) с подстилающей более хрупкой породой; в опущенном блоке руда проникает в сланцы, подвергшиеся растяжению; *г* — вдоль пересечения крутопадающим разрывом благоприятного горизонта (пачки тонкослоистых известняков внутри массивных); *д* — в углу между двумя пологими трещинами, пересекающими пласт джаспероидов; *е* — в пласте джаспероидов в связи с трещинами отрыва, возникающими при изгибе. Мелкая клетка — рудные гнезда

Руды Хайдаркана помимо роговиков содержат кварц, флюорит, карбонат, барит, каолинит, накрит, антимонит и киноварь. При этом отчетливо проявляется горизонтальная зональность оруденения, выражающаяся в том, что месторождения и рудные тела размещаются вдоль основных продольных (субширотных) разрывов и содержат не только ртутное оруденение, но также флюорит и антимонит, выделившиеся в первую стадию минерализации. По мере удаления от этих разрывов содержание флюорита и антимонита уменьшается и на расстоянии 1—1,5 км они исчезают. Наблюдается определенная зональность и в размещении жильных минералов. На месторождениях Южной антиклинали с киноварью ассоциируют барит и кальцит, а на месторождениях Северной антиклинали — кварц и флюорит.

Хайдарканское месторождение сформировалось в верхнепермское время. Юрские отложения являются послерудными. В генетическом отношении оруденение связано общностью магматического очага с пермскими интрузиями нефелиновых сиенитов, обнажающихся южнее в более высокогорной части Алайского хребта.

Никитовское месторождение расположено в Донбассе (Украина). Рудоносная площадь сложена отложениями среднего карбона, смятыми в складку с осью, вытянутой в северо-западном направлении, и входящими в состав основной угленосной толщи Донбасса. В связи с ундуляцией оси Донбасского антиклинала возник ряд куполов, в которых и развилось оруденение. Рудоносными оказались пласты песчаников мощностью 40 и 70 м, подстилающихся и перекрывающихся сланцами.

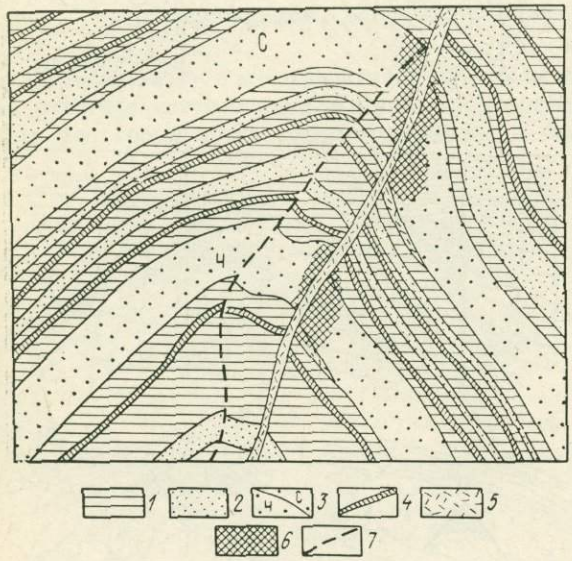


Рис. 106. Разрез Софиевского купола (по С. Д. Ступаку).

1 — сланцы; *2* — песчаники; *3* — софиевские (с) и чегарникские (ч) песчаники; *4* — прослои известняка; *5* — «секущая»; *6* — оруденелые участки; *7* — сбросы

Чтобы лучше представить условия локализации ртутного оруденения, рассмотрим структуру месторождения, приуроченного к Софийскому куполу, в свое время детально изученному Е. Е. Захаровым и Н. И. Королевым (1940), а позднее И. Л. Никольским (1959). Исследования показали, что купол достаточно интенсивно нарушен разрывными нарушениями. Несколько косо к оси его простирания складка рассекается так называемым близширотным «секущим» дорудным нарушением, сопровождаемым зоной дробления мощностью 2—9 м (рис. 106). Кроме того, развиты разрывные нарушения: 1) послойные, прослеживающиеся как внутри песчаников, так и по их контакту со сланцами. Они наиболее интенсивно проявлены вблизи «секущего» нарушения; 2) поперечные (азимут простирания 20°) разрывы, пересекающие пласты песчаников, сопровождаемые зеркалами скольжения; 3) диагональные разрывы с падением на восток и запад под углом 40—60°; 4) трещины отдельности, в плане ориентированные параллельно слоистости, а по падению пересекающие ее. Некоторые из них падают вертикально и ориентированы параллельно осевой плоскости. Все упомянутые разрывные нарушения влияют на условия размещения оруденения.

Выделяются следующие структурно-морфологические типы рудных тел: пластообразные залежи, пластовые и жилообразные рудные тела. Пластообразные залежи приурочены к участку пересечения разрыва с горизонтами песчаников и вытягиваются вдоль этого разлома. Пластовые рудные тела локализуются вдоль послойных зон дробления, главным образом в средних частях

и у почвы рудоносных песчаников. Жилообразные тела развиваются в крупных поперечных или диагональных трещинах и зонах брекчирования. Все эти рудные тела развиваются на крыльях куполов, в песчаниках, под пластами сланцев, служивших полупроницаемыми экранами для рудоносных растворов. Оканчивается оруденение и при достижении сланцев лежачего бока, подстилающих рудоносный пласт.

Главными минералами рудных тел являются кварц (в виде кристаллических корочек), киноварь, антимонит, пирит, арсенопирит и марказит. Из жильных, кроме того, установлен каолинит. Структурно-текстурное разнообразие руд определяется как отложением минералов в макро- и микропустотах, так и метасоматическим замещением киноварью обломочного кварца и цемента песчаников.

Наличие в разрезе каменноугольных отложений нескольких мощных горизонтов песчаников обусловило многоярусность оруденения и его большой вертикальный размах (до 2000 м). Никитовское месторождение сформировалось в послегерцинское время и является типичным низкотемпературным гидротермальным (температура образования киновари — 120—150° С), возникшим из рудоносных растворов. Последние поднимались с больших глубин по крупным разрывным нарушениям типа секущего разлома и распространялись вдоль более мелких разрывов и по порам, хорошо проявившимся в хрупких и высокопроницаемых песчаниках.

Чаган-Узунское месторождение находится в Горном Алтае. Рудоносной оказалась зона разрывных нарушений, прослеживающихся в северо-западном направлении на протяжении более 10 км. В пределах этой зоны выделяется три рудных поля: Западное (Главное), Восточное и Центральное. В Западном рудном поле минерализация развита по контакту известняков и песчаников силура, с одной стороны, и сланцев и перпентинитов кембрийского возраста — с другой. На характеризуемом интервале рудоносная зона имеет значительное протяжение и мощность.

Киноварь связана с кальцитовыми прожилками мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров, секущими брекчированные известняки и частично песчаники и местами проникающими в серпентиниты. Кальцит содержит некоторое количество $MgCO_3$ и $FeCO_3$. Киноварь связана с одной из генераций кальцита и частично с халцедоном и кварцем. Форма рудных тел — неправильные рудные залежи, гнезда и жилы.

Акташское месторождение находится в 40 км от Чаган-Узунского, размещаясь в той же тектонической зоне вдоль надвига кембрийских сланцев на силурийские известняки. Киноварь развилась в известняках, особенно в их брекчированных разностях в виде вкрапленности и тонких прожилков. Наиболее обогащены ею карбонатные жилы и прожилки.

Оба кратко рассмотренные ртутные месторождения являются типичными штокверковыми зонами, развившимися вдоль крупного разрывного нарушения.

Месторождение Альмаден находится в Испании в горах Сиерра-Морена, в 200 км к юго-западу от г. Мадрида. Рудоносная площадь сложена песчано-сланцевыми отложениями, известняками и вулканическими туфами силура и девона, смятыми в серию антиклинальных и синклинальных складок и разбитыми разрывными нарушениями, по отдельным из которых внедрились дайки диабазов (рис. 107). Ртутное оруденение приурочено к трем крутопадающим пластам песчаников, перекрытых сланцами. Протяжение рудоносных пластов, представляющих собой типичные согласные рудные тела, 250—300 м, мощность колеблется от 2 до 14 м, составляя в среднем около 10 м. Содержание ртути

в рудах очень высокое и в двух пластах в среднем составляет 6—8%. В третьем пласте оно достигает в среднем 15%. Минерализация в рудных телах представлена кварцем и киноварью с незначительным проявлением антимонита. По вертикали оруденение прослежено до глубины 400 м. В настоящее время в эксплуатации находится 13 горизонт на глубине 325 м. Каждый горизонт отрабатывается очень долго, например на 11 горизонте разработка продолжалась 44 года. Ежегодно на месторождении добывается около 1500 т ртути. Разработка месторождения с перерывами продолжается более 2000 лет. Однако интенсивная его эксплуатация началась с XVI столетия. При современном масштабе добычи учтенные запасы руд и металлов позволяют рассчитывать на дальнейшее производство в течение 100 лет.

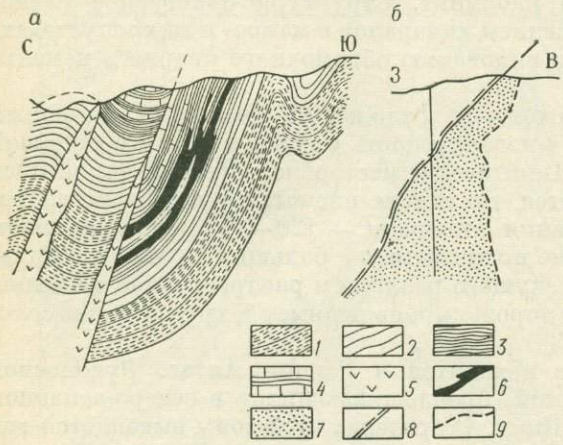


Рис. 107. Схема геологического строения месторождения Альмаден.

а — меридиональный разрез через месторождение; *б* — широтный разрез в плоскости рудной залежи Сан-Педро и Диего; *1* — билобитовые песчаники (S_1); *2* — глинистые сланцы (S_1); *3* — углистые сланцы (S_1); *4* — пиритизированные графитовые сланцы с прослоями известняков (S_2); *5* — дайки диабазового порфирита; *6* — рудоносные кварциты; *7* — рудоносный кварцит; густота точек соответствует интенсивности оруденения; *8* — косой сброс, отороченный глиной; *9* — контур выклинивания рудоносной линзы кварцита

Месторождения, возникшие среди вулканогенных образований

В качестве примеров охарактеризуем месторождения Нью-Альмаден и Пламенное.

Месторождение Нью-Альмаден находится в горах Берегового хребта, в 80 км к северо-востоку от г. Сан-Франциско (США). Площадь рудного поля сложена эффузивно-терригенными породами юрского возраста. Преобладающими среди них являются граувакки, но распространены также аркозы и сланцы с прослоями конгломератов, известняков и роговиков. Эффузивные части разреза, первоначально представленные туфами и лавами основного состава, претерпели зеленокаменный метаморфизм. Главным тектоническим элементом в районе является крупный протяженный региональный сброс глубокого заложения типа глубинных разломов, по обе стороны от которого слоистые породы юры смяты в складки. Вдоль этого нарушения, очевидно, еще в юрское время, внедрились локальные тела основных пород, позднее превращенных в серпентиниты. Ртутное оруденение развилось вдоль упомянутого сброса и обособлено в его пределах на участках интенсивно деформированных штоков серпентинитов.

Рудные тела месторождения локализуются в купольной части одного из штоков серпентинитов (рис. 108). Оруденение приурочено к апикальным частям раздавленных серпентинитовых массивов, претерпевших гидротермальное метасоматическое изменение и превращенных в силикатно-карбонатную породу. Рудные тела развились вдоль разрывов, зон трещиноватости и участков дробления силикатно-карбонатной оболочки змеевикового массива. Реже прожилки и вкрапленные руды встречаются за его пределами, с одной стороны, в неизмененной, ядерной части серпентинитов, а с другой — в песчаниках кровли. Рудные тела бессистемно распределены по апикальной части изменен-

ных серпентинитовых массивов. Размеры их колеблются от мелких локальных гнезд до сравнительно крупных залежей, протяжение которых достигает 300 м, ширина 70 м и мощность 5 м. Огромное значение в их локализации имеют структурные ловушки, составными элементами которых являются купольные вершины серпентинитовых массивов, разрывы, секущие силикатно-карбонатный панцирь, и надрудная толща осадочных пород.

Ртутное оруденение связывается с щелочными гидротермальными растворами плиоценовой эпохи, выделявшими рудообразующие минералы на глубине до 1 км от поверхности земли при температуре от 125 до 50° С. Минеральный состав руд относительно простой. Промышленное значение имеет только киноварь. Кроме того, в небольшом количестве встречаются пирит, антимонит,

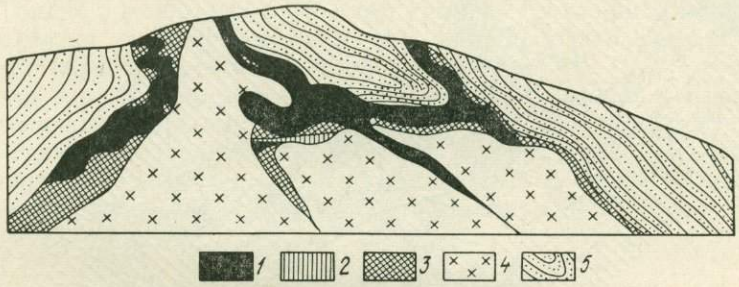


Рис. 108. Схематический разрез месторождения Нью-Альмаден (США) (по Шютту).

1 — ртутная руда; *2* — глинка трения; *3* — брекчия; *4* — серпентиниты; *5* — песчаники и сланцы

халькопирит, сфалерит, галенит и борнит. Жильными минералами являются кварц и доломит с выделениями среди них битумов шарообразной формы. Наличие твердых битумов, капельная форма их выделения и характер соотношений с другими рудообразующими минералами ртутных руд позволили Бейли высказать предположение о смешивании рудообразующих гидротермальных растворов с жидкой нефтью в период их циркуляции в верхней зоне земной коры. При этом могла образоваться несмешивающаяся жидкость с обособлением внутри нее нефтяных капель. В процессе эволюции такого охлаждающегося раствора часть рудообразующих минералов разрасталась на сферической поверхности сгущавшихся битумных шариков. Другая часть битумов была законсервирована в жидком виде и, испарившись, позднее создала своеобразную «пенистую» текстуру ртутной руды.

Месторождение Пламенное расположено в северном окончании Охотско-Чукотского вулканического пояса. По данным П. В. Бабкина (1969), в районе месторождения развиты покровы нижнемеловых вулканогенных образований кислого состава, несогласно перекрывающие складчатые осадочные толщи верхнего триаса и нижнего мела. Осадочные и вулканогенные образования прорваны небольшим штоком позднемеловых диоритов и раннемеловыми субвулканическими телами гранитоидов и андезитов. Рудное поле (рис. 109) сложено интенсивно раздробленными и гидротермально измененными крупно- и мелкопорфировыми липаритами мощностью 350—400 м, разделенными горизонтом (20—30 м) туфобрекчий и туфолав. Рудные тела залегают в верхней части покрова крупнопорфировых липаритов и обычно контролируются круто-

падающими (70—80°) зонами интенсивного окварцевания, игравшими роль своеобразных экранов для поднимавшихся снизу рудоносных растворов.

На месторождении известно четыре рудоносных участка. На одном из них рудное тело представлено пластообразной залежью, падающей под углом 8—10° на юго-запад согласно залеганию вмещающих липаритов. Северо-восточный контакт залежи резко обрезается крутопадающим (75°) на северо-восток сбросом, вдоль которого проходит зона мощностью до 20 м окварцованных пород.

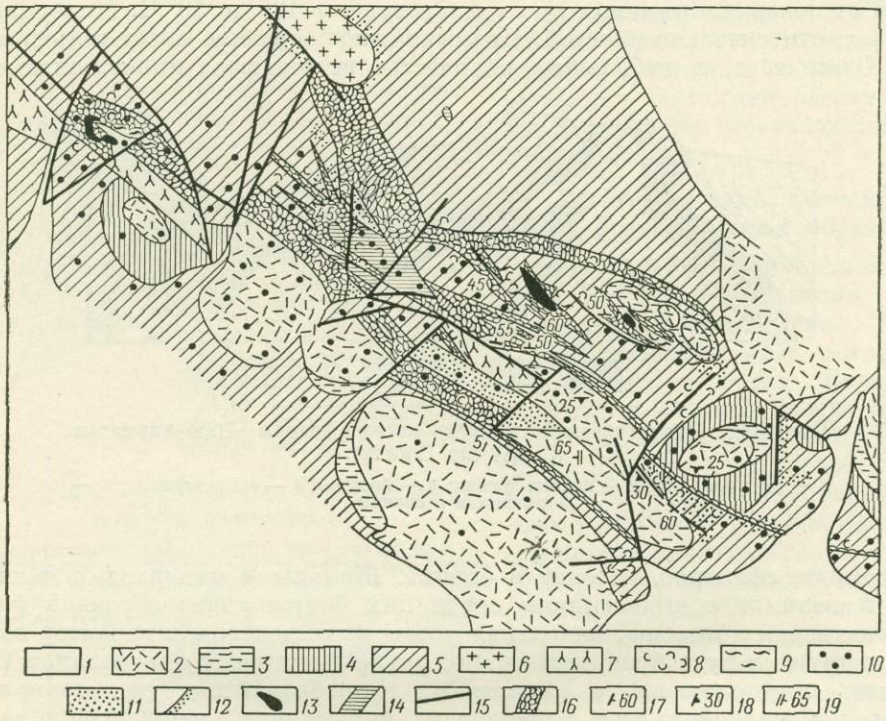


Рис. 109. Схематическая геологическая карта месторождения Пламенное (по П. В. Бабкину).

1— четвертичные отложения; *2* — мелкопорфировые липариты; *3* — липариты со следами течения; *4* — туфолавы и туфы липаритового состава; *5* — крупнопорфировые липариты; *6* — диориты; *7* — андезиты; *8—11* — измененные породы: *8* — каолинизированные, *9* — хлоритизированные, *10* — пиритизированные, *11* — окварцованные; *12* — зоны контактового метаморфизма; *13* — рудные тела; *14* — проявления сурьмяной минерализации; *15* — тектонические нарушения; *16* — зоны дробления; *17—19* — элементы залегания: *17* — контактов пластов и зон дробления, *18* — следов течения в липаритах, *19* — трещин отдельности

На юго-западе залежь имеет постепенные переходы к безрудным липаритам. Более мелкими нарушениями рудное тело разбито на отдельные блоки, которые отличаются друг от друга различной степенью дробления и гидротермального изменения. Отдельные блоки пород подвергнуты рудной минерализации неравномерно. В окварцованных блоках наблюдаются густовкрапленные богатые руды. В блоках же, испытавших незначительное окварцевание и дробление, развиты убогие руды. Широко распространены прожилково-вкрапленные руды.

Рудные тела месторождения сопровождаются мощными зонами околорудных изменений (от центра к периферии), выраженных окварцеванием, каолинизацией, пиритизацией, серицитизацией и хлоритизацией. Главный рудный

минерал месторождения киноварь, подчиненное значение имеют антимонит, пирит и марказит. В зоне окисления широко развиты самородная ртуть, фиброферрит, мелантерит и др. Месторождение является типичным низкотемпературным гидротермальным, сформировавшимся в альпийскую эпоху.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осадочные россыпные месторождения ртути в промышленных концентрациях встречаются редко. Киноварь из-за небольшой твердости и хрупкости плохо выдерживает транспортировку в водном потоке, легко разрушается и истирается в тончайшие частицы. Часть ее уносится во взвешенном состоянии, часть растворяется и сорбируется глинистым веществом, гидроокислами железа и марганца. Только в некоторых особо благоприятных условиях (жаркий влажный климат, развитая гидрографическая сеть, карбонатный состав вмещающих пород) могут образоваться остаточные месторождения.

Киноварь в виде обломков вместе с глинистым материалом накапливается в коре выветривания карбонатных пород или заполняет в них карстовые воронки и пещеры. Такие месторождения известны в Южном Китае (Гунчэн, Линчуань и др.). Шнейдерхен описал богатые делювиальные россыпи киновари вблизи месторождения Нью-Альмаден (штат Калифорния, США).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969, 183 с.

Вопросы металлогении ртути (по материалам Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1968, 232 с.

Захаров Е. Е. и Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1940, 110 с.

Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, т. 7. М., «Наука», 1964, с. 300—316.

Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, 1969, 224 с.

Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений центрального района Донецкого бассейна. Изд-во Донецк. политехн. ин-та, 1959, 87 с.

Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., «Недра», 1966, 335 с.

Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 15, М., Госгеолтехиздат, 1955, 208 с.

Сауков А. А. Геохимия ртути. — «Труды ИГН АН СССР», 1946, вып. 78, 127 с.

Сауков А. А., Озерова Н. А. Ртуть. — В кн.: Металлы в осадочных породах. М., «Наука», 1965, с. 208—232.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолиздат, 1947, 80 с.

Федорчук В. П. Методика разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964, 287 с.

Федорчук В. П. Критерии перспективной оценки ртутоносности. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 10, с. 7—13.

Шлосберг М. М. Ртутное месторождение Альмаден в Испании (реферат). «Цветные металлы», 1939, № 7, с. 118.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.

Almela S. Antonio, Alvarado M., Coma I., Felqueraso C., Quentro I. Estudio geologico de la region de Almaden. Inst. geol. y min. de Espana. Bol. 73, 1962.

Bailey E. H., Everhart D. L. Geology and quicksilver deposits of the New Almaden district, Santa Clara County, California. U. S. Geol. Surv., Prof. paper 360, 1964, 206 p.

Bennet E. Almaden world's greatest mercury mine. Min. and. Met., v. 19, No. 493, 1948, p. 6—11.

Colbertaldo D., Slavik S. Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Soc. min. ital. Rendiconti, v. 27, 1961, p. 301—327.

Friedrich G. H., Hawkes H. E. Mercury as an ore guide in Pachuca. Real del Monte district, Hidalgo, Mexico. — Econ. Geol., v. 61, No. 4, 1966, p. 744—753.

СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сурьма известна человеку с древних времен и применялась в виде соединений в качестве красок. Промышленное использование сурьмы в заметных количествах началось со второй половины прошлого столетия. В настоящее время сурьма широко применяется главным образом в виде сплавов со свинцом, оловом и некоторыми другими металлами. Эти сплавы используются при изготовлении аккумуляторных пластин, металла для типографского шрифта, насосов для кислот, упорных колец, подшипниковых сплавов, а также в военном деле (изготовление пуль, шрапнели) и др. В последнее время сурьму стали применять для пропитки деталей легковых автомобилей, что повышает их огнестойкость. Запасы сурьмы в некоторых странах приведены в табл. 18.

Таблица 18

Запасы и производство сурьмяных концентратов в некоторых странах

Страна	Общие запасы, тыс. т	Производство по годам, тыс. т			
		1913	1938	1957	1971
Всего	1585	22,7	35,1	29,17	41,97
В том числе:					
Китай	—	13,0	8,0	Свед. нет	Свед. нет
Мексика	200	0,9	8,6	5,20	3,28
Боливия	340	—	9,4	6,35	11,67
ЮАР	250	—	—	10,00	14,35
Турция	125	—	—	0,80	2,80
Алжир	—	—	—	1,43	—
Остальные страны	670	8,8	9,1	5,39	9,87

Особенно ценятся в промышленности богатые антимонитовые руды (Sb_2S_3), именуемые крудум. Они применяются непосредственно в ряде отраслей промышленности и для выплавки регулюса — металлической сурьмы.

Минимальное содержание сурьмы в рудах для их рентабельной добычи должно быть не менее 1,5—2%.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ СУРЬМЫ

Сурьма, с одной стороны, в природных соединениях имеет свойства металла и является типичным халькофильным элементом, образуя антимонит. С другой стороны, она обладает свойствами металлоида, проявляющимися в образовании различных сульфосолей — бурнонита, буланжерита, тетраэдрита, джемсонита, пираргирита и др.

С такими металлами, как медь, мышьяк и палладий, сурьма может давать интерметаллические соединения. Ионный радиус сурьмы Sb^{3+} 0,76 Å наиболее близок к ионным радиусам мышьяка (0,58 Å) и висмута (0,96 Å), благодаря чему наблюдается изоморфное замещение сурьмы и мышьяка в блеклых рудах и геокроните $Pb_5(Sb, As)_2S_8$ и сурьмы и висмута в кобеллите $Pb_6FeBi_4Sb_2S_{16}$ и др.

Сурьма в небольших количествах (десятитысячные, тысячные, редко сотые доли процента) отмечается в галенитах, сфалеритах, висмутинах, реальгарах и других сульфидах. Летучесть сурьмы в ряде ее соединений сравнительно невысокая. Наиболее высокой летучестью обладают галогениды сурьмы ($SbCl_3$), упругость ее паров 1 мм при 49° С и 20 мм при 100° С.

В гипергенных условиях антимонит подвергается окислению, примерно, по следующей схеме: $Sb_2S_3 + 6O_2 = Sb_2(SO_4)_3$. Возникающий при этом сульфат окиси сурьмы очень неустойчив и быстро гидролизирует, переходя в сурьмяные охры — сервантит Sb_2O_4, стибиоконит $Sb_2O_4 \cdot nH_2O$, валентинит Sb_2O_3 и др. По данным Я. И. Ольшанского, растворимость в воде довольно низкая ($1{,}3 \cdot 10^{-3}$ г/л), но она значительно возрастает в растворах щелочей и сернистых металлов с образованием тиокислоты типа Na_3SbS_3.

Кларк сурьмы, по А. П. Виноградову, $5 \cdot 10^{-5}$%. Ее содержание в изверженных породах в общем ниже, чем в осадочных. Из осадочных пород наиболее высокие концентрации сурьмы отмечаются в сланцах ($1{,}2 \cdot 10^{-4}$%), бокситах и фосфоритах ($2 \cdot 10^{-4}$%) и самые низкие в известняках и песчаниках ($3 \cdot 10^{-5}$%). Повышенные количества сурьмы установлены в золе углей.

Главное промышленное значение имеет антимонит Sb_2S_3 (71,7% Sb). Сульфосоли тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, бурнонит $PbCuSbS_3$, буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ и джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ имеют небольшое значение.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сурьмяные месторождения относятся к низко- и частично к среднетемпературным гидротермальным образованиям. По геологическим условиям формирования среди сурьмяных месторождений выделяются: 1) образованные среди слоистых толщ осадочных пород; 2) возникшие среди вулканогенных образований, интрузивных и метаморфических пород. Основными промышленными типами месторождений являются:

1) пластовые, залегающие в осадочных породах и связанные со складчатыми структурами;

2) жильные и штокверковые, залегающие в различных породах и связанные с трещинными структурами.

В месторождениях первого типа развиты руды собственно сурьмяные либо сурьмяно-ртутные. В месторождениях второго типа также преобладают собственно сурьмяные руды, но встречаются и более сложные по составу комплексные руды (с мышьяком, золотом, вольфрамом и др.).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сурьмяные месторождения не приурочены к строго определенным геологическим образованиям. Однако же все известные месторождения развиты преимущественно в складчатых областях и на активизированных платформах, залегая в породах различного геологического возраста начиная от докембрия до четвертичных. В отличие от большинства месторождений других металлов, которые начали формироваться в протерозойскую или даже архейскую эру,

среди сурьмяных месторождений наиболее древними являются месторождения герцинского возраста, развитые в Южной Киргизии, Казахстане, Западной Сибири и в некоторых странах Центральной Европы. К киммерийским относятся сурьмяные месторождения и рудопроявления Восточной Сибири и крупные месторождения Юго-Восточного Китая (часть их, по-видимому, сформировалась в третичный период). Большое число сурьмяных месторождений и среди них ряд крупных объектов относится к третичной металлогенической эпохе. В их числе следует упомянуть месторождения Италии, Югославии, Турции, СССР (Кавказ), Алжира, Японии, Южного Китая, Мексики, Боливии, западных штатов США, Перу и Чили. 75% мировых запасов сурьмы концентрируется в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса.

Бóльшая часть сурьмяных месторождений всех отмеченных районов и провинций локализуется в образованиях нижнего яруса складчатых областей, что накладывает отпечаток на структурные условия оруденения. Наиболее крупные и важные промышленные месторождения связаны с развитием складчатых структур и размещаются в зонах окварцованных брекчий, залегающих на контакте пород с различными физико-механическими свойствами. Особенностью всех этих месторождений является то, что рудоносные площади разбиты крутопадающими разрывными нарушениями, которые и являлись рудоподводящими для поднимавшихся снизу рудоносных растворов.

В целом сурьмяные месторождения образуются в районах, испытавших сложные и многократные тектонические движения. В тех случаях, когда в рудовмещающих толщах благоприятные по физико-механическим свойствам породы повторяются и оказываются достаточно интенсивно деформированными, месторождения обычно располагаются в несколько ярусов, залегающих друг над другом. Согласно В. Э. Пояркову (1955), в большинстве случаев сурьмяные месторождения группируются в линейно вытянутые зоны, иногда значительной протяженности, достигающей сотен километров. В пределах таких зон отдельные рудные поля и месторождения размещаются в участках изменения простирания рудоконтролирующих разломов либо отщепления от них боковых разрывных нарушений. Последние рассекают породы разного состава. Рудовмещающими обычно являются известняки, реже другие породы, перекрытые плотными, малопроницаемыми отложениями. К ним часто относятся глинистые сланцы, но могут быть и покровы эффузивных пород, слои глинистых песчаников либо тонкослоистых мергелистых известняков, залегающих над массивными или грубослоистыми разностями. Нередко экранирующими для рудоносных растворов оказывались блоки мало деформированных пород, залегающих над породами того же состава, но интенсивно раздробленными. На некоторых месторождениях слабо проницаемыми экранами являлись маломощные тектонические глинки.

По условиям залегания сурьмяного оруденения в слоистых породах В. Э. Поярков (1955) выделяет три структурных типа месторождений. К первому из них он относит месторождения, приуроченные к согласным межформационным разрывам, положение которых определяется поверхностью соприкосновения двух литологически разнородных геологических формаций. В этом случае малопроницаемыми породами обычно являются сланцевые толщи. Рудные тела в общем имеют пластообразную форму с хорошо проявленным висячим боком и часто недостаточно четко выраженным лежачим. Среди месторождений этого типа развиты наиболее крупные из известных рудные объекты.

Ко второму структурному типу относятся месторождения, сформированные внутри одной формации, сложенной толщами относительно однородных

пород. Роль литологического фактора в локализации оруденения в этих породах выражена значительно менее отчетливо. В этом типе часто выявляются трещинные жилообразные тела и неправильные рудные залежи, секущие вмещающие породы. Иногда отмечаются штокверковые тела, но встречаются также и пластообразные залежи, возникающие преимущественно на контактах тонкослоистых карбонатных пород и подстилающих их грубослоистых разностей.

К третьему типу В. Э. Поярков относит месторождения, залегающие в пачках слоистых пород пестрого и сложного состава. В этих условиях развиты преимущественно пластовые рудные залежи, локализующиеся в пластах хрупких пород, заключенных в пластичных разностях. К более хрупким породам обычно относятся кварциты, а иногда и известняки, заключенные в сланцы. Следует отметить, что в районах развития сурьмяных месторождений, связанных со складчатыми структурами, обычно выявляются все три структурных типа месторождений. Согласно Н. А. Никифорову, глубина формирования верхней части сурьмяных и сурьмяно-ртутных тел, судя по мощности надрудной толщи, составляет примерно 700—1000 м, а вертикальный размах оруденения 1000—2000 м.

Сурьмяные месторождения, связанные с трещинными структурами, формировались в более разнообразных геологических условиях; они залегают в образованиях и нижнего и верхнего ярусов складчатых областей. Возникли они среди разнообразных пород — гранитоидов, кислых и основных эффузивов, сланцев и др. Обычно развита не одна, а целая система рудных жил, как правило, контролируемая крупными разрывными нарушениями.

Пластовые месторождения, залегающие в осадочных породах и связанные со складчатыми структурами

В рассматриваемом типе сосредоточены наиболее крупные по запасам сурьмяные месторождения. Как правило, руды пластовых месторождений залегают согласно со слоистостью смятых в складки вмещающих пород. Они локализуются в брекчированных и окварцованных породах (роговиках) на контакте малопроницаемых сланцев в висячем боку и известняков в лежачем. Во всех известных месторождениях известняки и роговики пересечены крутопадающими разрывными нарушениями, служившими рудоподводящими каналами. В сланцы, представляющие собой породы надрудной толщи, эти нарушения проникают далеко не всегда. Однако наиболее крупные из них пересекают и сланцы. Брекчированные роговики, залегающие на контакте сланцев и известняков, на ряде месторождений возникли в зоне крупных межформационных срывов или даже шарьяжей.

В составе руд рассматриваемых пластовых месторождений преобладает кварц и антимонит, часто представленный крупными кристаллами. В некоторых случаях из жильных минералов широко развиты флюорит, а иногда карбонат, а из рудных появляется киноварь. В качестве примера пластовых месторождений, связанных со складчатыми структурами, рассмотрим месторождения Кадамджай в Киргизской ССР, Джижикрут в Таджикской ССР, Си-Гуань-Шань в КНР и Сан-Жозе в Мексике.

В районе *Кадамджайского месторождения* обнажаются те же осадочные образования палеозойского возраста, которые были рассмотрены при описании Хайдарканского месторождения. Однако в связи с проявлением интенсивной тектоники, выразившейся в развитии шарьяжей, которые в дальнейшем были смяты в складки, условия залегания пород были резко нарушены. Сланцы

нижнего девона и силура оказались надвинутыми на среднекаменноугольные образования. В результате в висячем боку пластового рудного тела, сложенного брекчированными оруденевшими роговиками, залегают более древние сланцы по сравнению с карбонатными породами лежачего бока. В соответствии с элементами залегания нижележащих известняков рудное тело приобретает то более крутое, то более пологое падение и на втором горизонте даже имеет куполовидную форму.

Условия залегания рудного тела осложняются крутопадающими разрывами, которые обусловили его ступенчатое строение (рис. 110). Разрывы воз-

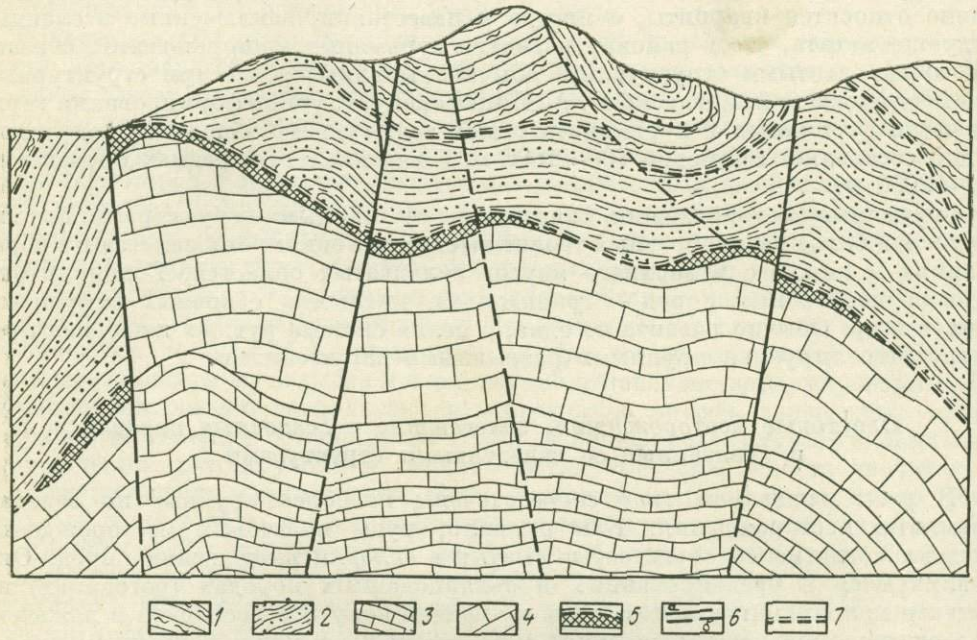


Рис. 110. Схематический разрез Кадамджайского месторождения (по материалам Кадамджайской ГРП).

1 — сланцы (S_{1+2}); *2* — песчано-сланцевые отложения (S_{1+2}); *3* — известняки (D_3?); *4* — массивные известняки; *5* — рудоносные роговиковые брекчии; *6* — крутопадающие разрывы: *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые; *7* — надвиги и шарьяжи

никли еще до оруденения и служили рудоподводящими каналами. В этом отношении особо важную роль сыграли два крутопадающих сброса, по которым свод рудоносной антиклинали оказался взброшен по отношению к крыльям. Из минеральных образований в оруденевших брекчированных роговиках основное значение имеют кварц и антимонит. В незначительном количестве развиты кальцит, арагонит и флюорит. Часто роговики пересекаются более поздними трещинами, выполненными антимонитом второй генерации. Кадамджайское месторождение находится в пределах Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, прослеживающегося по южному борту Ферганской долины на протяжении более 200 км. Вдоль этого пояса отмечается серия продольных и секущих разрывных нарушений, которые и явились рудопроводящими каналами. Кадамджайское сурьмяное месторождение является типичным средне-низкотемпературным гидротермальным месторождением, имеющим пластовую форму.

Джижикрутское сурьмяно-ртутное месторождение расположено на северном склоне Гиссарского хребта в высокогорном массиве вершины Каптар-Хана. Основанием стратиграфического разреза пород рудного поля служит мощный комплекс монолитных доломитов и толстослоистых мраморизованных известняков лудлоу — нижнего девона; на них с угловым несогласием залегают слоистые породы терригенной толщи верхнего девона — нижнего карбона, верхи которой представлены слоистыми известняками визе.

Отмеченные породы слагают нижний ярус геосинклинального этажа. Между карбонатным комплексом и терригенной толщей в зоне углового несогласия и осложненного соскладчатого нарушения залегает горизонт окварцованных межформационных брекчий, которые в основном сформировались за счет карбонатных пород. Брекчии, характеризующиеся крайне невыдержанной мощностью, являются основным рудовмещающим горизонтом и в зависимости от их нарушенности в связи с проявлением крутопадающих разрывов они могут быть безрудными, рудоносными или слабо рудоносными.

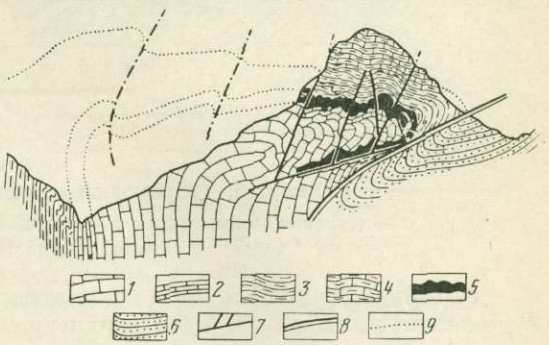


Рис. 111. Схематический геолого-структурный разрез через Джижикрутское рудное поле (по данным И. З. Корина, А. К. Скулета, [А. А. Кашина и др., 1971).

1 — известняки и доломиты толстослоистые (S_2—D_1); *2* — известняки слоистые (D_1); *3* — терригенная толща сланцев с прослоями известняков (D_2—C_1); *4* — известняки слоистые (C_1V); *5* — рудоносная роговиковая межформационная брекчия; *6* — сланцы и песчаники (J); *7* — разрывные нарушения; *8* — альпийский надвиг; *9* — контакты пластов эродированной части складки

Геологическая позиция Джижикрутского месторождения хорошо видна из рис. 111. На нем видно, что породы, слагающие месторождение, смяты в тесно сжатую лежачую изоклинальную складку, запрокинутую с севера на юг. Ядро складки сложено карбонатными породами среднего силура — нижнего девона, а крылья — терригенной толщей верхнего девона — нижнего карбона. Представление об опрокинутой лежачей складке высказано И. З. Кориным. Замок складки и прилегающая часть висячего бока облегают рудовмещающие брекчии, достигающие здесь максимальной мощности. Наряду с этим окварцованные рудные брекчии развиваются вдоль пологого разрывного нарушения, образуя нижнее пластообразное рудное тело.

На локализацию оруденения большое влияние оказывали крутопадающие дорудные разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простирания. К участкам сочленения этих нарушений с межформационными соскладчатыми зонами скольжения приурочены окварцованные рудоносные брекчии максимальной мощности. Рудные тела сложены антимонитом, киноварью, кварцем и карбонатом. Джижикрутское месторождение имеет верхнепалеозойский возраст и осложнено крупным альпийским надвигом.

Месторождение Си-Гуань-Шань находится в провинции Хунань (КНР). Площадь месторождения сложена палеозойскими кварцевыми песчаниками и кварцитами (роговиками), перекрытыми сланцами, над которыми залегают известняки с прослоем железной руды. На известняках несогласно залегают юрские угленосные образования (рис. 112). Мощность оруденевших роговиков, залегающих под сланцами, превышает 50 м. Эти роговики содержат крупные

скопления кристаллов антимонита. Редко в них наблюдается также небольшое количество пирита, киновари и кальцита. Месторождение Си-Гуань-Шань было открыто еще в XVI столетии. Вначале предполагалось, что оно содержит олово. Однако поскольку это предположение не подтвердилось, месторождение было заброшено вплоть до 1895 г.

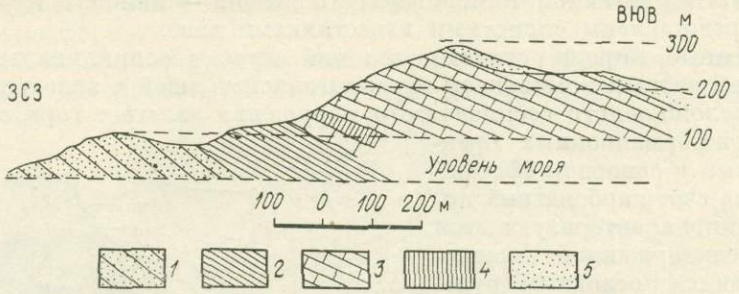


Рис. 112. Разрез месторождения Си-Гуань-Шань.

1 — роговики с антимонитом; *2* — сланцы и рассланцованные известняки; *3* — массивный известняк (S—C); *4* — залежь железной руды; *5* — угленосная свита

Месторождение Сан-Жозе находится в Мексике в штате Сан-Луис-Потоси. Рудоносная площадь сложена верхнеюрскими отложениями, представленными четырьмя формациями. Наиболее древняя из них Кализа-дел-Фондо мощностью

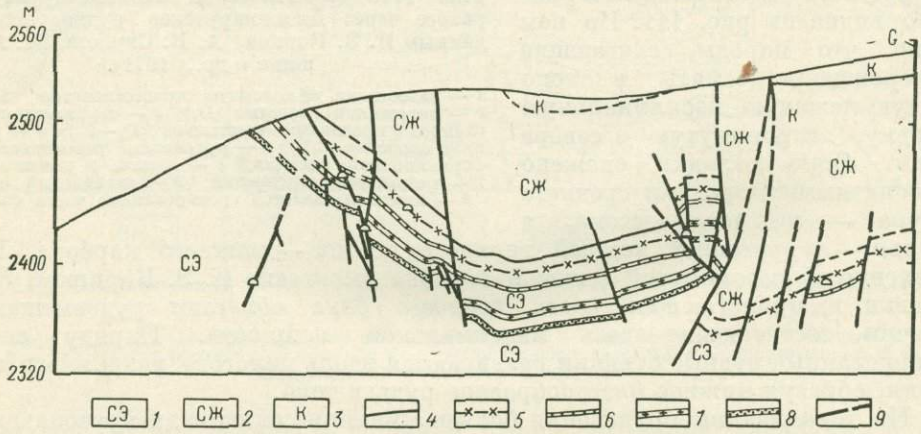


Рис. 113. Поперечный разрез рудника Сан-Жозе (по Дональду и др.).

1 — формация Санта-Эмилия; *2* — формация Сан-Жозе; *3* — формация Корона; *4* — контакты между формациями; *5* — первое манто; *6* — второе манто; *7* — третье манто; *8* — четвертое манто; *9* — секущие разрывные нарушения

120 м сложена пластами известняков и сланцев в основании с отчетливо проявленным кливажем. Выше залегает формация Санта-Эмилия, в основном сложенная известняками, пласты которых имеют мощность около 3 м, с тонкими прослоями сланцев. Мощность этой формации около 250 м. Следующая вверх по разрезу формация Сан-Жозе мощностью 60—120 м сложена известковыми сланцами и известняками в верхней части (рис. 113). Венчает разрез формация Корона, в литологическом отношении сходная с формацией Санта-Эмилия, но

мощность слоев известняка здесь меньше и не превышает 1 м. Все породы смяты в асимметричные складки с осями, вытянутыми в меридиональном и северо-восточном направлении, разбиты сбросами и зонами трещиноватости северо-западного простирания.

Согласно Дональду (Donald, 1946), сурьмяное оруденение развито в верхней части формации Санта-Эмилия. Здесь выделяются четыре горизонта, расположенные по вертикали через 8—12 м друг от друга и несущие сурьмяные руды. Они получили название манто (см. рис. 113). Мощность их колеблется от 0,5 до 1,5 м. Каждый из этих манто разделяется другими слоями на две части. Верхняя часть представлена пластом окварцованной породы мощностью от 0,1 до 1 м, а нижняя состоит из мрамора, частью тонкозернистого, частью грубозернистого пористого. Строение манто в целом показано на рис. 114. Маркирующий горизонт глинистых сланцев мощностью до 2,5 м отделяет первый (сверху) манто от нижележащего — второго. В каждом из упомянутых манто, а наиболее интенсивно в первом, развито сурьмяное оруденение. Наибольшая его концентрация наблюдается в местах пересечения манто шарнирными сбросо-сдвигами с амплитудами вертикального и горизонтального перемещения от 3 до 70 м. В направлении к северо-западу амплитуда перемещений постепенно уменьшается вплоть до перехода в безамплитудную зону брекчирования.

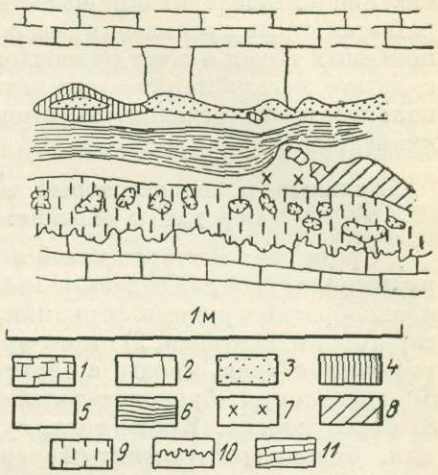


Рис. 114. Строение первого манто на руднике Сан-Жозе.

1 — голубой мрамор (неперекристаллизованный); *2* — окремненная часть манто мощностью 20—30 см (бывший глинистый кварцит, частично перекристаллизован). Верхняя часть пористая за счет выщелоченного карбоната, вертикальные трещины выполнены кальцитом; *3* — богатые сурьмяные охры с сохранившимися пачками антимонита; *4* — халцедон с небольшим количеством окислов сурьмы; *5* — грубозернистый светлый кальцит (местами коричневый за счет окислов железа) с кристаллами размером 1 см; *6* — связующая зона в стратификации, серый, белый или коричневый железосодержащий кальцит, тонкозернистый и более поздний, чем кальцит *5—7*; *7* — белые крупные кристаллы кальцита со следами киновари; *8* — включения тонкозернистой окварцованной породы, видимо, оттороженцы зоны *2*; *9* — зона рекристаллизованного кальцита, главным образом коричневого в верхней и нижней частях и более светлого в средней части с большим количеством выщелоченных растворами пустот до 10 см в диаметре, выполненных белым кальцитом до 1/3 см длины; *10* — стилолитовый контакт; *11* — голубой известняк, сходный с известняком *1*

Антимонитовые рудные залежи развиты на площади 2×1 км, вытянутой в меридиональном направлении. На выходах месторождения обнажаются окисленные руды, сложенные сервантитом, валентинитом и стибиоконитом и содержащие небольшое количество кристаллов антимонита, сохранившихся от окисления. С глубиной количество антимонитовых руд увеличивается. Основным рудопроводящим каналом являлся так называемый Главный сброс, у которого один бок сложен формацией Сан-Жозе, а другой — Санта-Эмилия. Растворы поднимались вверх по разлому, рассекающему шарнир антиклинали; далее вверх их проникновение ограничивалось малопроницаемыми сланцами. Воздымание осей складок к юго-западу способствовало миграции основного потока растворов в том же направлении. Антимонит обычно отлагался в порах, кавернах и в приоткрытых трещинах, а также развивался метасоматически по известнякам. Часть сурьмяных руд ассоциирует с халцедоном, выполняющим пустоты и развившимся метасоматически по известнякам. Местами проявлена

киноварь, наблюдающаяся в виде тонких пленок с окисленными сурьмяными рудами.

Месторождение Сан-Жозе формировалось в два этапа. В первый из них под воздействием горячих растворов, поступивших снизу, происходило окварцевание и выщелачивание известняков с возникновением пор и каверн. Во второй этап после проявления северо-западных сбросо-сдвигов и дробления окварцованных пород в зону рудоотложения поступали рудоносные растворы, в результате раскристаллизации которых происходило заполнение пор и каверн кальцитом, халцедоном, антимонитом и отложением небольшого количества киновари.

Жильные и штокверковые месторождения, залегающие в различных породах и связанные с трещинными структурами

Среди этих месторождений нередко встречаются собственно антимонитовые рудные тела, сопровождаемые кварцем. Однако широко развиты также и другие разнообразные рудные формации, содержащие антимонит, например: 1) реальгар-аурипигментовая; 2) пирит-арсенопиритовая; 3) арсенопирит-галенит-сфалерит-карбонатная, иногда с баритом и кварцем; 4) флюоритовая; 5) баритовая; 6) арсенопирит-бурнонит-джемсонитовая; 7) кварц-золото-арсенопиритовая; 8) ферберитовая. Кроме того, сурьма концентрируется в кварц-буланжеритовых, буланжерит-галенит-сфалеритовых и некоторых других рудных формациях. В качестве примеров сурьмяных месторождений, связанных с трещинными структурами, кратко охарактеризуем месторождение Раздольнинское в Красноярском крае, а также упомянем некоторые месторождения Северной Африки, Боливии и КНДР.

Раздольнинское месторождение, в основном уже выработанное, находится в Красноярском крае. Район сложен осадочно-метаморфическими породами верхнего протерозоя при весьма подчиненном распространении основных изверженных пород. Ближайшие выходы кислых интрузивных пород удалены от месторождения на 30—40 км.

Осадочно-метаморфические породы (глинистые и песчано-глинистые сланцы), слагающие рудное поле, относятся к основанию раздольнинской свиты. Породы, вмещающие оруденение, представлены сланцами, перемежающимися с кварцитами (кремнепорода) с карбонатным веществом. Среди карбонатов развит сидерит. Особенностями пород являются отсутствие среди них грубообломочных фаций, а также пиритизация. Рудоносная площадь характеризуется весьма сложной тектоникой, обусловливающейся интенсивным проявлением складчатых форм и разрывных нарушений. Последние в пределах рудного поля имеют значительное распространение и нередко создают зоны разломов, внутри которых располагаются кварцевые жилы и линзовидные тела.

Разрывные нарушения большей частью характеризуются несогласным положением по отношению к вмещающим породам. В таких случаях наблюдаются кварцевые жилы с убогим сурьмяным оруденением. Более редки согласные разрывы, среди которых особое значение имеют нарушения северо-западного падения под углом 55—65°, развивающиеся из послойных перемещений. К нарушениям такого типа приурочены промышленные рудоносные зоны месторождения. Эти зоны включают комплекс, состоящий из кварцевых жил сложного строения и узкой приконтактовой полосы интенсивно раздробленных сланцев, несущих, как и кварцевая жила, промышленное сурьмяное оруденение. Вмещающие породы подвергнуты хлоритизации, а пирит, развитый в них вблизи рудных тел, замещен марказитом. Рудные зоны развиты вдоль наруше-

ний, секущих слоистость вмещающих филлитовых сланцев, но местами они совпадают со слоистостью и в этом случае на морфологию рудных тел оказывают влияние различные складки. Рудные тела осложнены пострудными тектоническими нарушениями с амплитудой обычно 1—2, реже 5—10 м.

Основными рудными минералами являются антимонит и бертьерит. Из прочих сульфидов присутствуют пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит и группа железисто-свинцово-сурьмяных минералов (феррибурнонит и ферриджемсонит). Под микроскопом устанавливаются также халькопирит, блеклая руда, марказит, самородное золото, серебро, ковеллин, магнетит, галенит, никелин и пентландит. Антимонит и бертьерит встречаются как в виде более или менее интенсивной вкрапленности в кварце и сланцах, так и в виде скоплений сливных сульфидных (так называемых штуфных) руд. Степень оруденения в рудных зонах неравномерна и быстро меняется как по простиранию, так и по падению.

Месторождения Северной Африки. В Африке известны две сурьмяно-ртутные провинции: Северо-Африканская и Южно-Африканская. В Северной Африке сурьмяные месторождения встречаются реже, чем ртутные. Они образуют пояс, пересекающий территорию Туниса, Алжира и Марокко. Наиболее крупные сурьмяные месторождения располагаются в Алжире (Хамимат, Сенза, Тайа, Аин-Керна) и представлены жилами, а также метасоматическими залежами в меловых известняках. Руды сильно окислены и характеризуются развитием сервантита, сенармонтита и валентинита.

Следует также отметить месторождение Хамам Н'Байльс, которое отличается своеобразием руд, т. е. развитием наряду с антимонитом надорита ($PbClSbO_2$). Содержание сурьмы 30—35%.

В Марокко, вблизи Суеты, в палеозойских породах прослеживается жильная зона протяженностью 8 км. Здесь известно шесть рудных жил длиной до 200 м и мощностью около 2 м. В составе руд кварц, кальцит и антимонит. Оруденение неравномерное в виде отдельных гнезд и линзообразных скоплений.

Месторождения Боливии располагаются в пределах известного оловянного пояса на юге страны. Главными месторождениями являются Туписа, Чурквими, Атоха, Аята и Индиа. Это жильные месторождения, сложенные антимонитом, пиритом, иногда ферберитом и золотом. Мощность жил 0,6—0,9 м, в раздувах до 8 м. Содержание сурьмы достигает 20%. Общим для сурьмяных месторождений Боливии является зональное распределение рудных и жильных минералов по вертикали. На верхних горизонтах жилы сложены халцедоновидным кварцем и антимонитом; в небольших количествах встречаются кальцит и киноварь. На средних горизонтах халцедоновидный кварц вытесняется белым кварцем, антимонит развивается в центральных частях жил. В рудах появляются джемсонит, блеклая руда, ферберит, анкерит, коллоидный пирит и золото. На нижних горизонтах руды имеют более простой состав и сложены кварц-антимонитовым агрегатом с золотом.

Месторождения КНДР. Сурьмяное оруденение на месторождении Инпхен приурочено к мощной зоне дробления в гнейсах и гранито-гнейсах архея. Раздробленные породы сцементированы кварцем с антимонитом; в небольших количествах отмечаются халькопирит и пирит. Антимонит образует гнезда, массивные скопления, прожилки и рассеянную вкрапленность. Рудоносная зона характеризуется развитием многочисленных и кулисообразно расположенных небольших по протяженности (5—50 м) и мощности (1—30 см) жилообразных тел, прослеживающихся по падению до 200 м. Протяженность рудоносной зоны 1500 м, ширина 500 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основные особенности строения и размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 5, с. 38—54. (Авт.: В. Ф. Чернышев, И. З. Корин, К. А. Харневич, А. Д. Мельниченко).

Поярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 15. М., Госгеолтехиздат, 1955, 208 с.

Сауков А. А., Озерова Н. А. Сурьма. — В кн.: *Металлы в осадочных породах*. М., «Наука», 1964, с. 143—158.

Федорчук В. П. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации. — «Ученые записки САИГИМС МГиОН СССР», 1961, вып. 6, с. 59—84.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964, с. 5—68.

Tegengren F. The Hsi-Kuang-Shan antimony mining fields, Hsi-Hus district, Hunan. — Geol. Surv. of China, 1921, No. 3.

The mineral resources of Africa. By N. de Kun, 1965, p. 342—346.

Donald E. White and Jenaro Gonzales R. San Jose antimony mines near Wadley, State of San Luis Potosi, Mexico. United States Government Printing Office, Washington, 1946, p. 146.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВИСМУТА

Металлический висмут был открыт в 1799 г. Бергманом. До этого времени он рассматривался в качестве разновидности свинца или олова. Висмут потребляется в относительно небольшом количестве, но некоторые его специфические особенности придают ему важное значение. Висмут обладает лечебными свойствами, имеет низкую точку плавления и увеличивается в объеме при затвердевании. Наибольшее его количество применяется для изготовления лекарственных и косметических препаратов. Соли висмута употребляются также для придания глянца фарфору, для изготовления эмалей, набивки тканей и производства оптического стекла.

Висмут образует разнообразные сплавы со свинцом, оловом, кадмием и мышьяком. Их особенность состоит в том, что они плавятся при температурах, гораздо более низких, чем точка плавления отдельных входящих в их состав металлов. Например, висмут плавится при 271° С, а сплав вуда (Bi—Sn—Cd)—при 60° С. Другие сплавы плавятся при еще более низких температурах. В связи с этим сплавы применяются для автоматических огнетушителей, а также для электрических предохранителей, предохранительных пробок паровых котлов и т. п. Благодаря способности висмута расширяться при затвердевании он используется для изготовления литейных форм, для производства отливок изящных предметов и для гальванопластики. В соединении с латунью и бронзой он дает антифрикционные сплавы. Висмутовая проволока употребляется в электрической аппаратуре и чувствительных измерительных приборах. Висмут используется и в атомной технике в связи со способностью не поглощать, а отражать, отталкивать нейтроны.

Запасы висмута в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 113 тыс. т. (Боливия, Мексика, Перу, США, Австралия и др.). Мировая добыча по годам: в 1937—600—700 т, в 1958—2500 т и в 1971 — 3324 т. Главными производителями висмута в настоящее время являются Боливия, Перу, Мексика, Австралия и США.

В мировой практике главная масса висмута добывается в качестве попутного компонента при переработке свинцовых (около 60% всего количества висмута), медных, медно-золотых, олово-вольфрамовых и других руд.

В собственных висмутовых месторождениях содержание висмута в рудах должно быть не менее 0,2—0,3%.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ВИСМУТА

Висмут — элемент пятой группы периодической системы элементов Д. И. Менделеева. Его порядковый номер 83, атомная масса 208,980. В природных условиях известен изотоп висмута Bi^{209} с периодом полураспада $2 \cdot 10^{18}$ лет. Температура плавления 271,3° С, температура кипения 1560° С.

Висмут является последним членом подгруппы мышьяка, характеризуется отчетливым преобладанием металлических свойств над металлоидными и ведет себя преимущественно как металл. Его амфотерные свойства проявлены слабо. Висмут относится к группе халькофильных элементов. Ближайшие аналоги висмута сурьма и свинец.

Висмут характеризуется переменной валентностью, он может существовать в атомном состоянии; в соединениях проявлена валентность 3^-, 1^+, 2^+, 3^+, 4^+, 5^+. В природных условиях преобладает Bi^{3+}. Высокое сродство с серой, способность существовать в свободном состоянии и склонность к образованию основных солей определяют основные формы нахождения висмута в природе. Его важнейшие минералы представлены сульфидами, сульфосолями, самородным висмутом, гидроокислами и карбонатами. Кларк висмута, по А. П. Виноградову, $9 \cdot 10^{-7}$%.

Висмут в повышенных концентрациях накапливается в месторождениях различных генетических типов: в пегматитах, в контактово-метасоматических, а также высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождениях. Висмут в том или ином количестве в виде изоморфной примеси входит в состав галенита и некоторых других сульфидов. Он образует самостоятельные минералы — самородный висмут, висмутин Bi_2S_3 и входит в состав соединений меди и других металлов: виттихенит Cu_3BiS_3, тетрадимит Bi_2Te_2S, галеновисмутит $PbBi_2S_4$, козалит $Pb_2Bi_2S_5$, айкинит $CuPbBiS_3$ и др. В зоне окисления обычно развиваются бисмит Bi_2O_3, бисмутит — $Bi_2CO_3OH_4$ и др.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Собственно висмутовые месторождения и месторождения других металлов, из руд которых висмут добывается попутно, относятся к контактово-метасоматическим и гидротермальным, преимущественно среднетемпературным. Собственно висмутовые месторождения имеют ограниченное распространение и обычно этот металл образует комплексные руды с другими металлами в ряде рудных формаций гидротермальных месторождений. Среди них Н. Н. Попова и Э. Ф. Минцер (1966) выделяют следующие: 1) вольфрам-медно-висмутовые, 2) месторождения пятиэлементной формации (Co—Ni—Bi—Ag—U), 3) золото-висмутовые, 4) мышьяк-висмутовые, 5) медно-висмутовые и 6) кварц-висмутовые. Упомянутые формации не охватывают всего многообразия висмутсодержащих месторождений, которые характерны для той или иной рудоносной провинции. Например, для Боливийской провинции ведущими в отношении висмута являются сульфидно-касситеритовые месторождения, для Забайкалья

и Южного Китая — кварц-вольфрамитовые, для Кореи — скарново-шеелитовые и т. п. Тем не менее упомянутые шесть рудных формаций месторождений являются наиболее распространенными. Не останавливаясь на характеристике всех названных рудных формаций, поскольку они рассмотрены при описании месторождений других металлов, охарактеризуем лишь месторождения мышьяк-висмутовой и медно-висмутовой формации, в которых висмут представляет основную ценность руд.

Мышьяк-висмутовые месторождения

Висмутовая минерализация развита во всех арсенопиритовых месторождениях. Однако концентрация висмута обычно не превышает сотые доли процента. Известны и такие арсенопиритовые месторождения, в рудах которых содержание висмута достигает десятых долей процента или даже целых процентов (месторождение Сан-Грегорио в Перу — 3% Bi).

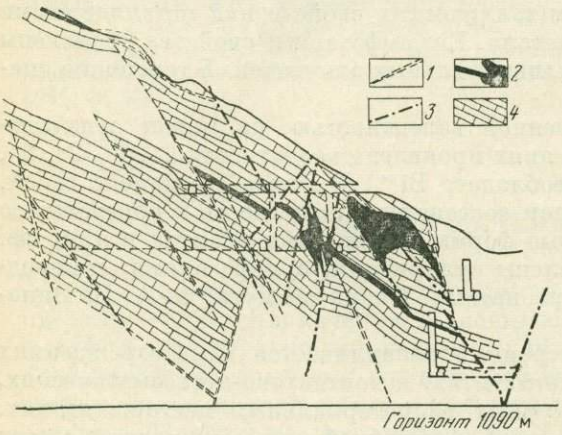


Рис. 115. Геологический разрез Центрального участка Устарасайского месторождения (по Л. З. Мирошникову).

1 — кварц-висмутиновые жилы; *2* — мышьяково-висмутовые жилы замещения; *3* — сбросы; *4* — фаменские известняки

В качестве примера мышьяк-висмутовых месторождений охарактеризуем месторождения *Брич-Муллинского рудного поля*, находящегося в Чаткальском хребте (Узбекская ССР). Упомянутое рудное поле, в состав которого входят месторождения Брич-Мулла и Устарасай, разместилось среди отложений верхнего девона — нижнего карбона, смятых в антиклинальную складку, именуемую Коксуйской. Оруденение развито в шарнирной части и в юго-восточном крыле складки. Наиболее древними породами, залегающими в ядре антиклинали, являются песчаники, кварциты и конгломераты франского яруса. Верхняя их часть представлена тонкослоистыми и сланцеватыми разностями известняков, получивших название бричмуллинского горизонта. На нем согласно залегают тонкослоистые известняки турне. Из изверженных пород в пределах рудного поля обнажаются небольшие штоки гранит-порфиров, кварцевых порфиров и дайки диабазов. Тектонические деформации, протекавшие в процессе складчатости и наложенные на складчатость, привели к возникновению серии пологих надвигов северо-восточного простирания и ряда крутопадающих сбросов северо-восточного и северо-западного простирания. Последние в пределах шарнирной части Коксуйской антиклинали играли роль рудоподводящих каналов. Оруденение же локализовалось вдоль ранее возникших надвигов, пластовых срывов и мелких трещин.

Месторождение Устарасай характеризуется развитием в фаменских известняках как секущих кварц-висмутовых жил, так и пластообразных рудных залежей и столбообразных мышьяк-висмутовых метасоматических тел (рис. 115). Формирование месторождения протекало в четыре стадии: тремолит-кварцевую, кварц-висмутовую, мышьяк-висмутовую и хлорит-карбонатную. Отложение

минералов второй стадии (пирита, висмутина, самородного висмута, висмутовых сульфосолей и халькопирита) происходило в основном путем выполнения трещинных полостей широтного простирания. Третья стадия минерализации приурочена главным образом к разрывным нарушениям северо-западного простирания. В эту стадию выделялись кварц и тесно ассоциирующие с ним пирит и арсенопирит, а также позднее образованные висмутин, висмутсодержащие сульфосоли (кобеллит, бурнонит, джемсонит), самородный висмут, очень редкие реальгар и киноварь. Висмутовые минералы распределяются неравномерно среди арсенопирита, в виде отдельных небольших скоплений и гнезд.

В отличие от Устарасая на *Брич-Муллинском месторождении* характерны приуроченность оруденения к межпластовым срывам с образованием сложных метасоматических залежей и преимущественное развитие в рудах третьей стадии минерализации, включающей арсенопирит, пирротин, сфалерит, бурнонит и некоторые другие минералы.

Медно-висмутовые месторождения

В медных месторождениях признаки висмутовой минерализации отмечаются достаточно часто. Однако повышенные концентрации висмутовых минералов, имеющих промышленное значение наряду с медными, встречаются в общем редко. К ним, в частности, относится месторождения Аннивере (Швейцария) и Нейбулах (Шварцвальд — ФРГ), а также Адрасманское и некоторые другие медно-висмутовые месторождения Восточного Карамазара (Таджикская ССР).

Месторождение Нейбулах (Шварцвальд) представлено серией крутопадающих жил северо-западного простирания, залегающих в окварцованных пестроцветных песчаниках средней и верхней части нижнего триаса. По простиранию рудоносная зона вытянута до 4 км. Мощность отдельных жил колеблется в пределах 0,5—1 м, но в некоторых из них проявлены рудные столбы, имеющие значительно большую мощность. В промежутке между крупными жилами развита сеть тонких прожилков. Вместе с тем зальбанды отдельных жил нечетко проявлены и в ряде случаев наблюдается постепенный переход между жильной массой и гидротермально измененными вмещающими породами. Общая мощность зоны минерализации 250—300 м. На глубину месторождение вскрыто до 160 м, но оруденение по падению рудных тел постепенно обедняется. Основными рудными минералами являются висмутсодержащая блеклая руда и эмплектит. В незначительном количестве встречаются халькопирит и борнит. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, иногда сидеритом.

По Грейеру, намечается следующая последовательность процесса минералообразования: 1) окварцевание вмещающих пород и отложение части жильного кварца; 2) кристаллизация основной массы жильного кварца и минералов висмута и меди, местами сопровождаемое образованием барита; 3) формирование безрудных кварцевых прожилков.

Отложение руд происходило преимущественно путем выполнения полостей. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в кварцевых жилах. На участках жил, обогащенных баритом, оруденение беднее. Основные висмутсодержащие минералы — блеклая руда и эмплектит — обычно пространственно разобщены. В связи с отсутствием в районе интрузивных массивов высказывались противоречивые соображения о генезисе месторождения. Характеризуемое месторождение явилось примером, на базе которого Зандбергер в 1891 г. предложил латераль-секреционную теорию образования месторождения. Однако более позд-

ние исследования Шмидта и Штиера доказали несостоятельность данной гипотезы и в последнее время преобладает мнение, что оруденение генетически связано со Шварцвальдским гранитным массивом.

Месторождение Адрасман в отличие от Нейбулахского характеризуется более высоким содержанием меди. Главная зона этого месторождения, залегающего среди пород верхнепалеозойской эффузивной толщи, прослеживается в направлении СВ 20—30° при крутом северо-западном падении и располагается в висячем боку крупного Свинцового разлома, который имеет северо-западное простирание и круто падает к северо-востоку (рис. 116).

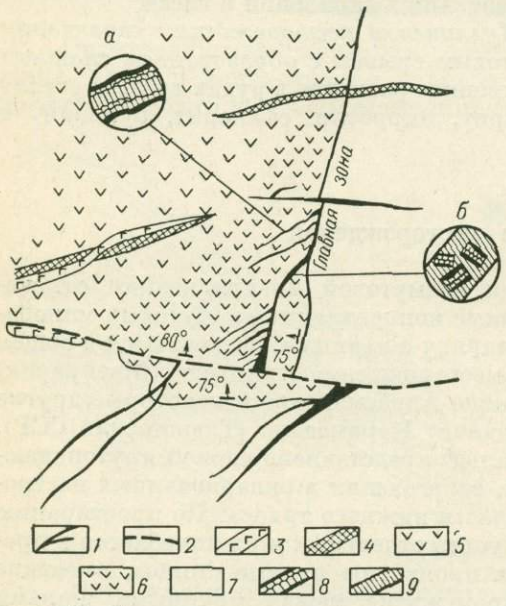


Рис. 116. Схема строения медно-висмутового месторождения Адрасман.

а — схема строения рудоносной жилы, приуроченной к оперяющей трещине отрыва; *б* — схема строения рудоносной жилы, приуроченной к тектоническому шву Главной зоны; *1* — рудоносные трещины; *2* — Свинцовый разлом: *3* — дайки диабазового порфирита; *4* — дайки кварцевого сиенит порфира; *5* — туфолавы кварцевого порфира покровные; *6* — туфолавы кварцевого порфира, образующие некк; *7* — верхнепалеозойские кварцевые порфиры; *8* — минералы I стадии; *9* — минералы II стадии

Исследования показывают, что тектонические нарушения, определяющие положение Главной зоны и Свинцового разлома, являются наиболее древними. С ними почти точно совпадают южный и восточный контакты некка туфолав кварцевого порфира, внедрившегося в эффузивную толщу и образовавшего покров к северо-западу от месторождения. В последующее время движения по Свинцовому разлому возобновились. Они фиксируются приуроченностью к нему на отдельных участках даек кварцевого сиенит-порфира и диабазового порфирита, более молодых, чем туфолавы, слагающие некк. Одновременно произошло двукратное приоткрывание трещин с простиранием СВ 60—70° и выполнение их дайками кварцевого сиенит-порфира и диабазового порфирита.

Дальнейшее развитие месторождения связано с проявлением гидротермальной деятельности, которая развивалась в четыре стадии, на фоне относительно небольших тектонических движений. Наиболее ранние гидротермальные образования представлены кварц-сульфидно-висмутовыми метасоматическими телами и рудными жилами, сложенными кварцем, халькопиритом, висмутом, эмплектитом и другими медно-висмутовыми соединениями. Вторая стадия выражена кварцевыми жилами с пиритом и гематитом, третья характеризуется развитием жил и метасоматических тел тонкозернистого халцедоновидного кварца с галенитом и халькопиритом. Завершается гидротермальный процесс формированием кальцитовых безрудных жил.

Главная рудоносная зона представляет собой минерализованный тектонический разрыв, в висячем боку которого развиты многочисленные рудоносные жилы, имеющие простирание СВ 60—70°, т. е. образующие с общим направлением зоны (и с направлением основного тектонического разрыва) угол в 40—50°. Эти жилы характеризуются неправильной формой, быстро выклиниваются

с удалением от минерализованного тектонического разрыва и представляют собой по генезису оперяющие трещины отрыва. Особенно много их в непосредственной близости к Свинцовому разлому, в связи с чем рудоносная зона образует здесь незначительный раздув и концентрирует главную массу висмутовых руд.

Каждая из жил чаще представлена комплексом какой-либо одной (преимущественно первой или второй) стадии минерализации, нередко минеральными комплексами нескольких стадий. Минералы второй стадии развиваются в трещинах, возникших путем повторного приоткрывания рудоносных трещин, выполненных минералами первой стадии, без какого-либо их дробления (см. рис. 116).

В пределах тектонического разрыва Главной зоны также проявлены все стадии минерализации. Но здесь отчетливо отмечается раздробление более ранних минеральных комплексов. Минералы второй стадии цементируют обломки минералов первой стадии, повернутые один относительно другого в процессе внутриминерализационных движений (см. рис. 116). Это дает основание заключить, что по разрыву Главной зоны в процессе минерализации происходили многократные подвижки.

Положение рудоносных жил, приуроченных к трещинам отрыва, оперяющим Главную зону, показывает, что эти движения имели единое направление, отвечающее сдвиго-надвигам с перемещением северо-западного блока к северу при некотором поднятии его вверх. Отсюда было сделано заключение, что в пределах тектонического разрыва Главной зоны рудные тела наиболее вероятны на участках с большим азимутом простирания, что и было подтверждено дальнейшими разведочными работами.

Формирование месторождения продолжалось и в послерудное время. Оно проявилось в виде сбросов, проходящих преимущественно по контактам рудоносных жил. Послерудные нарушения имеют небольшие амплитуды и в основном не нарушают залегания рудных тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вернадский В. И. Висмут в земной коре. — Избр. соч. т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, 696 с.

Каленов А. Д. Геология и рудоносность района висмутовых месторождений Восточного Карамазара. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 1. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939, с. 379—434.

Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Месторождения висмута. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 3. М., «Наука». 1966, с. 560—576.

Сахарова М. С. О висмутовых сульфосолях Устарасайского месторождения. — «Труды Мин. музея АН СССР», 1955, вып. 7, с. 112—126.

Сахарова М. С., Ратникова Г. И. Висмут. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965, с. 276—313.

Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. Под ред. В. В. Иванова. М., «Наука», 1969, 190 с.

Янишевский Е. М. и Харитонов М. И. Адрасманское медно-висмутовое месторождение. — «Советская геология», 1939, № 4—5, с. 78—94.

Ahfeld Fr. Der Wismutberg Tasna (Bolivien). Zeitschrift für praktisch Geologie. 1932, 40, Ht. 8, S. 12.

Blumfeldt H. Wismut — Aufgaben. Vorkommen und Gewinnung. «Metall», 8, Nr 9/10, 1954, p. 416—418.

Mrna F., Pavlu D. Nekolik poznamek k teorii rudodarnych roztokü na podkladě studia Ag—Bi—Co—Ni formace Jaachymove — Vest. Ustred. stavu geol., 1958, No. 4, p. 235—244.

Wernicke F. A. Die Wismut — Kupfer — Erzlagerstätte von Neubulach in Schwarzwald. Untersuchungen zur Nutzbarmachung der Haldenerze. Z. Erzbergbau — und Metallhüttebwesen, 1953, 6, No. 9, s. 350—356.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЫШЬЯКА

Соединения мышьяка в большинстве случаев ядовиты и поэтому применяются в сельском хозяйстве для уничтожения вредителей и протравы семян. Мышьяк в небольших количествах применяется также в медицине (против малокровия и малярии), в металлургической промышленности (в антикоррозионных сплавах с сурьмой и свинцом), в кожевенном и керамическом производстве (для получения эмали, молочных стекол).

Годовая добыча «белого» мышьяка (As_2O_3) в капиталистических странах составляет 60—70 тыс. т (главным образом США, Швеция, Мексика). Большая часть мышьяка добывается попутно при переработке мышьяксодержащих золотых, свинцово-цинковых, медноколчеданных и других руд. Из многочисленных (более 120) минералов, содержащих мышьяк, наибольшее практическое значение имеют арсенопирит FeAsS (46% As), леллингит $FeAs_2$ (72,8% As), реальгар AsS (70,1% As), аурипигмент As_2S_3 (61% As), блеклая руда (теннантит) $3Cu_2S \cdot As_2S_3$ (до 22% As), энаргит $3Cu_2S \cdot As_2S_5$ (20% As) и скородит $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$ (27—36% As). Среднее содержание мышьяка в промышленных рудах должно быть около 2%, хотя обычно отрабатываются руды с более высокими (5—7% As) концентрациями.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные концентрации мышьяка образуют две генетические группы месторождений: 1) контактово-метасоматические и 2) гидротермальные (высоко-, средне- и низкотемпературные).

Высокотемпературные гидротермальные месторождения распространены очень широко. Среди них выделяются следующие рудные формации: 1) арсенопирит-золоторудная (Кочкарское на Южном Урале, сульфидные залежи Колар в Индии, Морру-Велью в Бразилии); 2) арсенопирит-золото-полисульфидная (Болиден в Швеции); 3) арсенопирит-касситеритовая (Хрустальное в Приморье); 4) арсенопирит-шеелитовая (Кти-Теберда на Северном Кавказе).

Среднетемпературные гидротермальные месторождения также достаточно широко распространены. Среди них выделяются следующие рудные формации: 1) собственно арсенопиритовая (Запокровское и Октябрьское в Восточном Забайкалье, Мосриф в Таджикистане, Учем-Чак в Киргизии); 2) арсенопирит-галенит-сфалеритовая (Такели в Таджикской ССР); 3) арсенопирит-золото-полисульфидная (Дарасунское в Восточном Забайкалье).

Низкотемпературные гидротермальные месторождения. Руды этих месторождений сложены реальгаром и аурипигментом, нередко ассоциирующими с антимонитом, арсенопиритом, марказитом, реже киноварью. Месторождения обычно мелкие и средние, крупные встречаются редко. Они размещаются в молодых складчатых областях (Кавказ, Карпаты, Турция, Иран, Афганистан) среди песчаников, сланцев, карстированных известняков, реже эффузивов. Форма рудных тел — жилы, линзы, штокверковые зоны и гнездообразные скопления.

Месторождение Болиден (Швеция) является типичным представителем высокотемпературной арсенопирит-золото-полисульфидной формации. Рудное тело погребено под мощными ледниковыми отложениями. Вмещающими породами являются интенсивно метаморфизованные вулканогенные породы, филлиты. Вблизи рудного тела древние вулканогенные породы превращены в кварц-серицитовые сланцы и андалузитовые кварциты. Рудное тело имеет линзооб-

разную форму (рис. 117) протяженностью 600 м и мощностью 40 м; оно приурочено к шарниру погружающейся складки. Месторождение было сформировано в три стадии. В первую стадию происходило отложение тонкозернистого арсенопирита и в меньших количествах пирротина, халькопирита, кварца, апатита, сфалерита, блеклых руд, сульфидов и сульфосолей Fe, Pb, Ag, Cu, As и Sb.

Вторая стадия проявлялась после внедрения лампрофировых даек. Она представлена прожилками кварца с турмалином, сульфидами, сульфосолями, золотом, висмутом и теллуром. Третья стадия характеризуется выделением пирита, пирротина, рутила, кварца, сфалерита, халькопирита и кальцита.

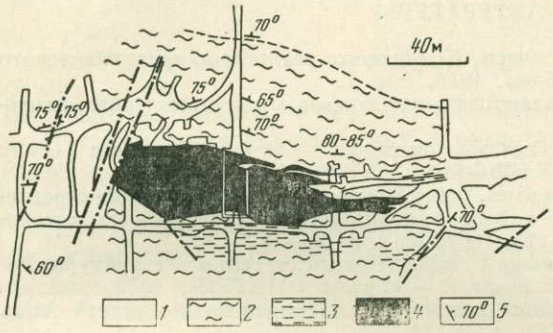


Рис. 117. План месторождения Болиден.

1 — лавы (дациты); *2* — серицитовые сланцы; *3* — зона рассланцевания; *4* — рудное тело; *5* — элементы залегания

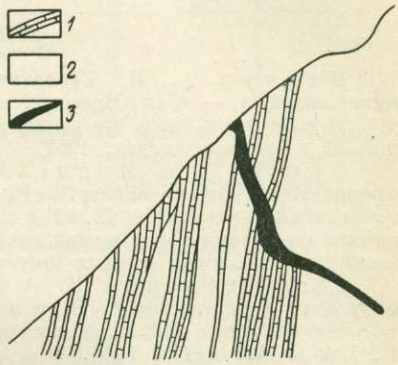


Рис. 118. Разрез через Лухумское месторождение.

1 — известняки (J_3); *2* — известково-глинистые сланцы (J_3); *3* — рудное тело

Руды содержат около 2% Cu, 8—9% As, 60 г/т Ag, 15 г/т Au. Запасы оцениваются в 5 млн. т руды.

В качестве представителя среднетемпературного арсенопирит-золото-полисульфидного месторождения кратко охарактеризуем *Дарасунское* (Восточное Забайкалье). Участок месторождения сложен различными интрузивными породами доюрского (габбро, диориты, гранодиориты, порфировидные граниты, сиениты, лейкократовые граниты) и послеюрского (гранит-порфиры) возраста. Верхнеюрские гранит-порфиры слагают сложное неккообразное тело с отходящими от него ветвящимися жилами преимущественно северо-западного и близмеридионального простирания. Рудные жилы тяготеют к дайкам гранит-порфиров и ориентированы в восток-северо-восточном, широтном, северо-западном и меридиональном направлениях.

Установлено, что жилы восток-северо-восточного простирания имеют сложный состав в связи с проявлением в них всех стадий минерализации, характерных для рудного поля. Широтные жилы обогащены арсенопиритом и, так же как жилы восток-северо-восточного простирания, имеют важное промышленное значение. Жилы северо-западного и меридионального простирания, сложенные кварцем, турмалином и пиритом, являются наиболее ранними. Промышленного значения они не имеют.

Процесс минерализации происходил в семь стадий: 1) кварц-турмалиновую, 2) кварц-пиритовую (с небольшим количеством золота), 3) арсенопиритовую (важная на золото стадия), 4) галенит-сфалеритовую, 5) халькопирит-

тетраэдрит-бурнонитовую, 6) менегинит-антимонитовую (с золотом), 7) карбонатную. Текстуры руд полосчатые, симметрично-полосчатые, реже брекчиевидные.

Лухумское месторождение (Грузинская ССР) является типичным представителем низкотемпературных минеральных образований. Рудное тело представляет собой сложную ветвящуюся жилу, секущую вмещающие черные глинистые сланцы, переслаивающиеся с прослоями известняков (рис. 118). Для рудной жилы характерна изменчивая мощность с раздувами, пережимами и непостоянными элементами залегания. В составе руд реальгар, аурипигмент, примесь антимонита и марказита. Жильные минералы представлены кварцем и кальцитом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Демчук А. И. Геологический очерк Лухумского реальгаро-аурипигментового месторождения. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1935, вып. 1.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям мышьяка. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Онисси Х. и Манделл Э. Геохимия мышьяка. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 435—510.

Сахарова М. С., Некрасов Е. М. Минералого-геохимическая характеристика и условия локализации новых типов золото-сульфидных руд Дарасунского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 3, с. 39—55.

Тимофеевский Д. А. Особенности геологического строения и структуры Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье). — «Труды ЦНИГРИ», 1962, вып. 43.

Чупилин И. И. Генетические типы мышьяковых месторождений Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Odman O. H. Geology of the Boliden deposits. SGU ser., 1941, p. 438.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Золото в виде украшений — подвесочек, ожерелий, сережек и т. п., изготавливавшихся из сплюснутых самородков, — применялось уже в эпоху Амра * (Соболевский, 1970). Особенно большой масштаб добыча коренного золота достигла в Риме в I в. до н. э. Знаменитый ученый Гай Плиний Старший (23—79 г. н. э.) наблюдал и описал методы работы арругий, когда за одну операцию добывали по нескольку тонн золота.

На территории СССР золото также добывалось с древнейших времен. Разработку его вели скифы. Еще в VI в. до н. э. Аристей упоминал о грифах, которые стерегут золото в Рифейских горах, т. е. на Урале. «На севере Европы несомненно находится золото в огромном количестве...» — писал Геродот в V в. до н. э., также имея в виду Уральские горы.

Золото в те отдаленные времена добывалось также на Украине, в Нагольном Кряже, в Казахстане и других районах. Суммарная добыча золота с древних времен и вплоть до открытия Америки, по данным В. И. Соболевского, составила 12 569 т (табл. 19).

В настоящее время подавляющая часть добываемого во всех странах золота хранится в виде слитков в фондах государств, составляя так называемый «золотой запас» в государственных казначействах и в эмиссионных банках.

---

* Культура Амра относится к неолиту — медному веку (по проф. Г. Квирингу), т. е. она существовала за 4500—4000 лет до н. э., а по мнению других исследователей за 6000 лет до н. э. (см. «Месторождения меди»).

Таблица 19

Добыча золота по континентам до открытия Америки по В. И. Соболевскому (в т)

Век	Европа	Азия	Африка	Всего
Каменный и медный	50	140	730	920
Бронзовый	400	525	1720	2 645
Железный	1810	895	1415	4 120
Эпоха Римской империи	1710	542	320	2 572
Средние века	571	903	838	2 312
	4541	3005	5023	12 569

Цель золотого запаса — служить обеспечением и валютой при международных (межгосударственных) платежах и расчетах. Золото применяется для чеканки монет и ювелирных изделий, в медицине, в фарфоровой промышленности, в виде краски или так называемой «позолоты», для атомных исследований, в радиоэлектронике, современной химии, в производстве искусственных волокон, в ракетной и космической технике.

С момента открытия Америки с 1493 по 1964 г. общее количество добытого золота составило около 475 000 т и золотой запас человечества достиг примерно 60 000 т. Эту цифру назвал профессор Квиринг и американские экономисты. Однако значительное количество (около 2—3 тыс. т) золота было утрачено, захоронено, подверглось снашиванию и т. д. Добыча золота в капиталистических и развивающихся странах в различные годы сведена в табл. 20.

Таблица 20

Добыча золота в некоторых странах

Страна	Добыча по годам, т			
	1913	1940	1960	1971
Всего				1226,10
В том числе:				
Австралия	68,65	49,75	34,20	20,80
Канада	24,98	163,71	143,10	69,80
Колумбия	4,47	19,67	14,00	5,90
Мексика	28,97	27,48	10,00	4,70
США	133,74	151,26	52,26	46,50
Филиппины	1,30	35,46	12,40	19,80
Гана	11,97	27,57	27,77	21,70
ЮАР	274,00	438,00	665,20	976,20
Южная Родезия	21,43	25,71	17,51	15,60
Остальные страны	—	—	—	55,10

Запасы золота в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 35—40 тыс. т. Из них более 80% находится в недрах Африки, в том числе 75% в ЮАР.

Кондиции руд сильно меняются. Обычно содержания для коренных месторождений составляют 3—10 г/т, для россыпей — 0,5—1 г/т.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТА

Золото весьма рассеянный элемент, кларк его в земной коре $4{,}3 \cdot 10^{-7}\%$. Золоторудные месторождения возникают преимущественно в районах развития гранитоидов, небольшое их количество ассоциирует с основными и ультраосновными породами. Золото образует промышленные концентрации в постмагматических, главным образом гидротермальных, месторождениях. В экзогенных условиях видимое золото является очень устойчивым элементом и легко накапливается в россыпях. Однако субмикроскопическое золото, входящее в состав сульфидов, при окислении последних приобретает способность мигрировать в зоне окисления. В результате золото иногда накапливается в зоне вторичного сульфидного обогащения, но максимальные его концентрации связаны с накоплением в зоне окисления, где оно ассоциирует с гидроокислами железа, иногда с ярозитом. Миграция золота в зоне окисления сульфидных месторождений, по мнению Ф. В. Чухрова, происходит в виде бромистого и иодистого соединений в ионной форме. В. М. Крейтер допускает растворение и перенос золота в зоне окисления сульфатом окиси железа, а М. Н. Альбов в виде суспензионной взвеси.

В природе известны 15 золотосодержащих минералов: самородное золото с примесями серебра, меди и других компонентов; электрум Au + 25—45% Ag; порпесит (палладистое золото) AuPd; медистое золото AuCu до Au_2Cu_3; бисмутоаурит Au, Bi (висмутистое золото); родит (родистое золото) Au, Rh; ираурит (иридистое золото) AuIr?; платинистое золото AuPt?. Остальные семь минералов представлены теллуридами золота: калаверит $AuTe_2$; креннерит $AuTe_2$; сильванит $AuAgTe_4$; петцит Ag_3AuTe_2; мутманит (Ag, Au)Te; монтбрейит Au_2Te_3; нагиагит $Pb_5AuSbTe_3S_6$.

Из всех этих минералов самое главное значение имеет самородное золото. Крайне небольшое количество его добывается из теллуридов и медистого золота. В связи с нахождением в золоте примесей других металлов введено понятие «проба золота», означающее содержание золота в тысячных долях для природного золота и в процентах для изделий из золота. Высокопробное золото имеет золотисто-желтый цвет. По мере понижения пробности золота и соответственно повышения содержания серебра цвет его меняется и становится почти серебряно-белым (у электрума). Повышенное содержание меди вызывает у золота розоватый цвет. Исследования показывают, что высокопробное золото характерно для высокотемпературных, а низкопробное серебристое для низкотемпературных месторождений. В россыпях в связи с растворением посторонних примесей пробность золота повышается по мере их удаления от коренного источника.

При аффинаже золота (очистке от примесей) все ценные примеси улавливаются. В тех случаях когда золото является побочным продуктом при процессах получения других металлов (меди, свинца, цинка), оно присутствует в рудах в виде мельчайших субмикроскопических выделений и является «невидимым», или субмикроскопическим. В коренных месторождениях, где основное значение имеет золото, оно также во многих случаях является «невидимым». Относительно крупные золотинки — «видимое золото» — встречаются в общем редко. Развито золото в коренных месторождениях в виде прожилков, моховидных агрегатов, проволочек, листочков различных очертаний, «дробинок» и других форм. Масса таких скоплений колеблется от долей миллиграмма до самородков с массой 60—70 кг и даже больше. Крупные самородки в природе встречаются исключительно редко. По подсчетам В. И. Соболевского в течение

3000 лет число обнаруженных самородков во всем мире массой более *10* кг вряд ли превышало 20—30.

Наиболее крупный из сохранившихся ныне русских самородков «Большой треугольник» (Мировой монстр) имеет массу 36 кг 22 г.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золото образует концентрации во всех эндогенных генетических группах рудных месторождений, исключая пегматиты, в двух группах экзогенных — выветривания и осадочной, а также в метаморфогенной. В магматических месторождениях золото в незначительных количествах накапливается лишь в медно-никелевых ликвационных месторождениях. Контактово-метасоматические месторождения имеют относительно небольшое значение; золото здесь заключается в наложенных на скарны пирите и других сульфидах. Большие промышленные концентрации золота возникают в гидротермальных месторождениях, формирующихся при высоких, средних и низких температурах. Важное промышленное значение имеют месторождения экзогенные (зоны окисления сульфидных месторождений, россыпи) и образованные при процессах метаморфизма. В метаморфогенных месторождениях сосредоточена подавляющая масса запасов золотых руд.

В целом среди золоторудных месторождений могут быть выделены следующие промышленные типы:

1. *Высокотемпературные гидротермальные*
а. скарновой формации
б. кварц-золото-сульфидно-силикатной формации
2. Среднетемпературные гидротермальные
а. золото-кварцевой формации
б. золото-баритовой формации
в. золото-сульфидной формации
3. Низкотемпературные гидротермальные
а. золото-кварц-адуляр-алунитовой формации
б. золото-карбонатной формации
4. Метаморфогенные золотоносные конгломераты
5. Золотоносные железные шляпы
6. Современные и древние россыпи.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золото относится к тем металлам, месторождения которых формируются в различные геологические эпохи и в разнообразных геологических условиях. В отличие от многих других металлов наиболее крупные месторождения золота сформировались в протерозойскую эпоху и именно в это время возникли уникальные золотоносные конгломераты Витватерсранда. Докембрийские месторождения золота встречаются почти во всех районах развития древних протерозойских и архейских толщ: в Африке, Канаде, Бразилии, Индостане, Китае, СССР (Сибирь). В каледонскую эпоху возникли золоторудные месторождения в двух районах СССР: в Северном Казахстане и Кузнецком Алатау.

В СССР имеется и ряд герцинских золоторудных провинций, к которым, в частности, относятся месторождения Урала, Казахстана, Алтая и Средней

Азии. В герцинскую эпоху сформировалось Бендиго и некоторые другие месторождения Австралии. В СССР также имеются киммерийские золоторудные месторождения (Колыма, Алдан, Восточное Забайкалье). В киммерийскую металлогеническую эпоху сформировались многие месторождения США, Канады (Британская Колумбия) и Аляски. Большое количество золоторудных месторождений возникло в альпийскую эпоху в СССР, США, Мексике, Перу, Чили, Новой Зеландии, Индонезии, Филиппинах, Японии, а также Румынии. Таким образом для зарубежных стран наиболее продуктивными по золоту оказались докембрийская и альпийская эпохи, которые в сумме дают до 90% золота, а в СССР герцинская и киммерийская.

В геотектоническом отношении золоторудные месторождения развиты: 1) на древних и активизированных щитах; 2) в складчатых областях, где они размещаются в нижнем и среднем ярусе; 3) частью на активизированных платформах. Особенностью локализации золотого оруденения на активизированных щитах является то, что оруденение здесь размещается как в небольших, так и в крупных разломах. Вместе с тем рудовмещающие разломы были заложены еще в нижнем протерозое и многократно подновлялись, наиболее интенсивно проявившись в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации (Казанский и др., 1970). Поэтому в них совмещены структурные элементы, сформированные в разное время и в разных условиях.

В нижнепротерозойских разломах развиты зоны бластомилонитов альмандин-амфиболовой фации, сопровождаемые высокотемпературными метасоматическими кварц-полевошпатовыми породами, возраст которых около 1,9 млрд. лет. Кварц-ортоклазовые золотоносные метасоматиты имеют абсолютный возраст около 150 млн. лет и по времени формирования близки к мезозойским дайкам щелочноземельного и щелочного состава, рассекающим кристаллические породы фундамента. Золотоносные метасоматиты оторваны от ультраметаморфического комплекса пород почти на 1,8 млрд. лет и в то же время они наследуют нижнепротерозойские структурные элементы разломов. Оруденение формировалось под чехлом платформенных образований на глубине около 1 км в относительно закрытой системе. Золоторудные месторождения на щитах обладают максимальной глубиной по падению, которая на примере месторождения Колар в Индии превышает 3500 м.

Вместе с тем на щитах обычно формируются высокотемпературные золоторудные месторождения. В образованиях нижнего яруса складчатых областей главное значение имеют месторождения золото-кварцевой формации, обычно залегающие как в интрузивных образованиях, так и в слоистых толщах. В первом случае развиты рудные жилы и штокверки. В слоистых толщах залегают пластовые или седловидные жилы, которые обычно приурочиваются к контактам компетентных и некомпетентных пород, вдоль которых проявляется дробление и отслаивание. На этих месторождениях проявлены, кроме того, крутопадающие разрывы, которые играли роль рудопроводящих каналов.

В ряде золотоносных районов слоистые толщи пересечены дайками кислых интрузивных пород с развитыми лестничными жилами, интенсивность проявления которых увеличивается в участках пересечения золотоносными дайками более пластичных слоев. Верхняя часть рудных жил всех этих месторождений также формируется на глубине около 1000 м. Однако вертикальный размах у них оказывается резко различным. В кристаллических породах оруденение распространяется на достаточно большую глубину, нередко превышающую 1000 м. В слоистых толщах отдельные рудные тела могут иметь значительное протяжение, но на глубину они обычно распространяются на 100—200 м. Мно-

гие седловидные, а иногда и пластовые рудные тела располагаются многоярусно, одно над другим, в результате общий вертикальный размах оруденения нередко соответствует мощности всей пачки рудовмещающих пород, составляющей 500—800 м и более. В характеризуемых геологических условиях обычно возникают среднетемпературные месторождения, сопровождающиеся березитизацией, окварцеванием и другими среднетемпературными изменениями.

Для золоторудных месторождений, возникающих в верхнем ярусе геосинклинальных областей, складчатые структуры роли не играют. Здесь возникают крутопадающие жилы и штокверковые зоны. Физико-механические свойства вмещающих пород оказываются более контрастными по сравнению с таковыми месторождений, залегающих в породах более нижних ярусов. Верхняя часть рудных жил формируется на глубине около 700—800 м. Примерно таким же оказывается и вертикальный размах оруденения. В подобных условиях локализуются среднетемпературные и низкотемпературные золото-серебряные месторождения, сопровождающиеся березитизацией, пропилитизацией и аргиллизацией вмещающих пород.

На активизированных платформах или в эрозионно-тектонических впадинах, развившихся в процессе активизации складчатых областей, развиты осадочные и эффузивно-осадочные толщи, залегающие практически горизонтально. Контрастность физико-механических свойств вмещающих пород здесь еще более возрастает. Оруденение связано с трещинными структурами и развивается в определенных горизонтах пород, обладающих благоприятными физико-механическими свойствами. Глубина формирования верхних частей рудных тел не превышает 500 м. Вертикальный размах оруденения обычно составляет 200—300 м. Золотое оруденение, формирующееся в рассматриваемых условиях, является обычно низкотемпературным, характеризующимся развитием низкопробного золота и сульфосолей серебра. Вмещающие породы подвергнуты преимущественно аргиллизации.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как уже отмечалось, среди высокотемпературных месторождений выделяются две формации: золото-скарновая и кварц-золото-сульфидно-силикатная.

Золото-скарновая формация

Месторождения скарновой формации обычно небольшие по масштабам. Золото связано с сульфидами (пиритом, пирротином), наложенными на скарны. Они известны в США (Кейбл, Элкхорн, Спрингс-Хилл, Оурей), Мексике (Санта-Фе), Бразилии (шт. Минас-Жерайс), КНДР (Холтан, Суан). В СССР к этому типу относятся месторождения Западной Сибири и Киргизии.

В качестве типичных примеров охарактеризуем месторождения Холтан, Ольховка и Чибижек.

Месторождение Холтан (КНДР). Район месторождения сложен доломитами, известняками, хлорит-глинистыми и хлорит-серицитовыми сланцами и кварцитами, прорванными габбро, диабазами, гранитами и дайками кварцевых порфиров. Оруденение локализуется в зоне экзоконтакта гранитов с карбонатными породами. Скарноворудные тела имеют форму пластовых и линзообразных залежей, реже трубообразных тел. Протяженность рудных тел колеблется от 30 до 1200 м, мощность от 0,5—3 до 30—40 м (в среднем 6—15 м).

По падению они прослеживаются от 100 до 650 м. В составе руд преобладают гранат и геденбергит, в подчиненном количестве развиты волластанит, скаполит, магнетит, эпидот, амфиболы, слюды, шеелит, людвигит, котоит и ашарит. Из сульфидов отмечены халькопирит, борнит, висмутин, пирит, арсенопирит, пирротин, молибденит, галенит, сфалерит, золото и висмут самородный. Руды вкрапленные.

Месторождения Ольховка и Чибижек находятся в Западной Сибири. Оруденение размещается на контакте гранитоидов, прорывающих кембрийские сланцы и известняки, осложненные серией разрывных нарушений (рис. 119). Вблизи контакта гранитоиды меняют состав от адамелитов до габбро и кварцевых диоритов. Пространственно со скарнами совмещаются колчеданные залежи, сложенные пирротином, пиритом и халькопиритом, ассоциирующими с кварцем. Все эти минеральные образования накладываются на скарны. Рудные тела вытягиваются вдоль разрывных нарушений и приурочиваются к тем их интервалам, где граниты в виде пластин оказываются как бы вдвинутыми в известняки, размещаясь на контакте этих двух пород.

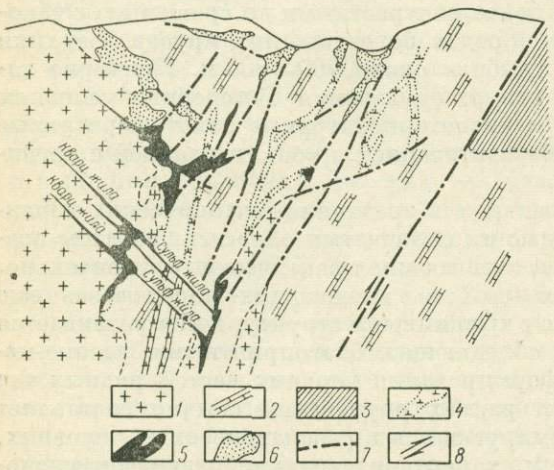


Рис. 119. Схематический разрез через центральную часть Ольховского месторождения (по А. М. Хазагарову).

1 — граниты и гранодиориты; *2* — известняки и доломиты; *3* — сланцы, роговики; *4* — древние дайки; *5* — сульфидные рудные тела; *6* — окисленные руды; *7* — разрывные нарушения; *8* — направление движений по разрывам

Помимо колчеданных залежей на месторождении развиты кварцевые жилы, залегающие только в гранитоидах и приуроченные к пологим разрывам. Колчеданные залежи на значительную глубину подвергнуты процессам окисления и бурые железняки характеризуются повышенным содержанием золота. Повышенные концентрации золота отмечаются и в первичных колчеданных рудах, содержащих медь. Кратко рассмотренные месторождения не являются типичными скарновыми, так как сульфидное и золотое оруденение накладывается на скарны и не находится с ними в парагенетической ассоциации.

Кварц-золото-сульфидно-силикатная формация

Месторождения данной формации залегают преимущественно в докембрийских породах. В морфологическом отношении здесь преобладают простые и сложные жилы, а также штокверковые зоны, характеризующиеся невысоким, но равномерным содержанием золота. К ним относятся Колар (Индия), Морру-Велью и Пассагем (Бразилия), Паркьюпайн (Канада), Болиден (Швеция). В качестве примеров охарактеризуем месторождения Колар, Морру-Велью и Кочкарское.

Группа *месторождений Колар* находится на востоке плато Майсур и приурочена к узкому (3—5 км) и протяженному (70—75 км) меридиональному трогу, выполненному архейскими кристаллическими сланцами. Более чем за 1000-летний период отработки рассматриваемых месторождений извлечено 40 млн. т руды, из которой получено более 700 т золота. Глубина отработки достигла 3500 м. В трогообразном прогибе, возникшем на древнем гнейсово-гранитном основании, развиты различные амфиболиты, которые образуют сжатую синклиналь. Синклиналь в свою очередь осложнена серией поздних наложенных и кулисообразно расположенных складок север-северо-западного и юго-юго-западного простирания и разбита продольными (по отношению к мелким складкам) и поперечными разрывными нарушениями (рис. 120). Рудные залежи располагаются параллельно друг другу в зоне шириной 180 м и приурочены к сланцевым амфиболитам на контакте или вблизи контакта с зернистыми, волокнистыми и массивными амфиболитами (рис. 121). Падение их крутое. В восточной части рудного поля залегают кварцевые залежи, в западной — сульфидоносные. Главная залежь (протяженностью более 8 км с глубиной отработки 2800 м) и другие кварцевые залежи представляют собой кварцевые жильные зоны мощностью от 0,05 до 15 м (средняя 1,5 м), состоящие из ряда параллельных кулисообразных жил, линз и прожилков кварца мощностью от 2 см до 1,2 м.

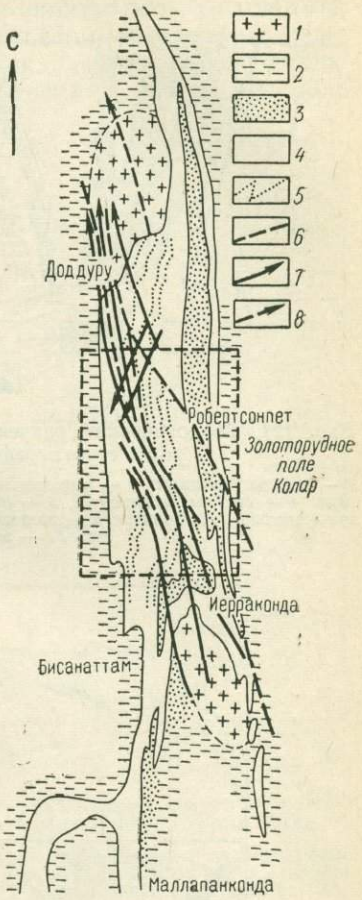


Рис. 120. Структурный контроль рудных залежей в пределах сланцевого пояса Колар.

1 — граниты; *2* — гнейсы Пенинсула; *3* — гнейсы Чемпион; *4* — сланцевый пояс Колар; *5* — золотоносные залежи; *6* — разломы; *7* — оси кулисообразных наложенных складок; *8* — ось первичной синклинальной складки

Кварцевые залежи (Ориенталь и др.) имеют среднюю мощность 3 м, отличаются наличием сульфидов (10—20%), развивающихся в виде тонких жилок, линз и полос. В составе кварцевых залежей катаклазированный кварц, шеелит, магнетит и ильменит. Из сульфидов отмечены галенит, пирротин, пирит, арсенопирит и халькопирит. Среди силикатных минералов отмечены пироксен, роговая обманка, тремолит, эпидот и биотит. Встречается кальцит.

Сульфидоносные залежи состоят из пирротина (75%), арсенопирита (20%), пирита и халькопирита. Они образуют полоски и линзы.

Содержание золота в кварцевых жилах (10—15 г/т) выше, чем в сульфидных (4—6 г/т). С глубиной оно существенно не меняется. Околорудные изменения выражаются в развитии зон слюдяных сланцев за счет первичных амфиболитов и в образовании тонких оторочек диопсида или роговой обманки и эпидота. Концентрация золота в рудных залежах неравномерная с образованием рудных столбов. Последние локализуются в замковых частях антиклинальных и синклинальных складок, осложненных разрывами. Процесс минерализации происходил в высокотемпературных условиях. Он характеризовался

отложением силикатов, кварца, затем сульфидов. Золото выделялось после тектонического перерыва, приведшего к дроблению всех упомянутых минералов.

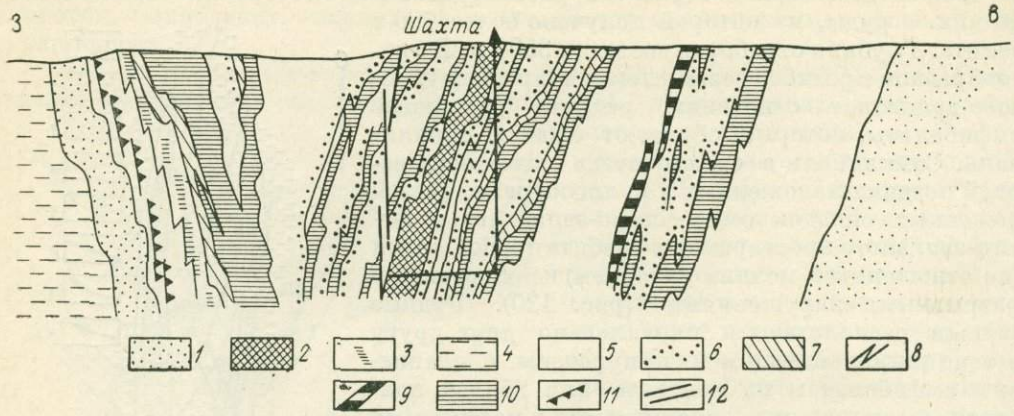


Рис. 121. Геологический разрез вкрест простирания рудного поля Колар, показывающий роль стратиграфического контроля в размещении залежей

1 — гнейсы Чемпион; *2* — массивные амфиболиты; *3* — гранит-сульфидно-кварцевые залежи смешанного типа; *4* — гнейсы Пенинсула; *5* — сланцеватые амфиболиты; *6* — кварцевые и сульфидные залежи; *7* — волокнистые амфиболиты; *8* — железистые амфиболиты; *9* — дайки долеритов; *10* — зернистые амфиболиты; *11* — магнетитовые кварциты; *12* — разломы

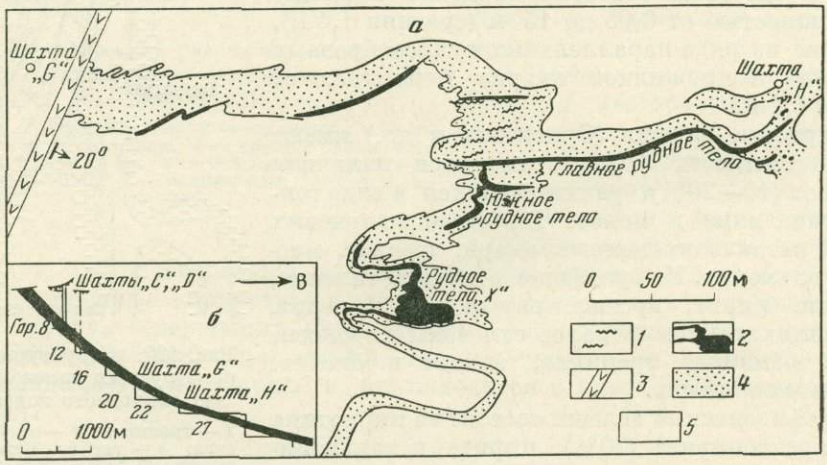


Рис. 122. План и разрез рудника Морру-Велью.

а — геологический план 20 горизонта (1750 м ниже устья шахты); *б* — продольный разрез по Главному рудному телу; *1* — зоны скалывания; *2* — рудные тела; *3* — диабазы; *4* — Лапа-Сека (кремнисто-доломитовая вмещающая порода); *5* — кристаллические сланцы (первичноосадочные)

Месторождение Морру-Велью находится в штате Минас-Жерайс и является одним из крупнейших и богатых золоторудных месторождений в мире. В районе месторождения обнажаются переслаивающиеся между собой докембрийские метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы (слюдистые

кристаллические сланцы, филлиты, железистые кварциты, линзы мраморов). Эти породы на западе несогласно перекрываются кварцитами, сланцами, филлитами, конгломератами и карбонатными породами серии Минас. В пределах месторождения осадочные породы представлены граувакками, песчаниками, конгломератами, линзами кварцитов или карбонатно-силикатных гранулитов. Породы смяты в сжатые складки. Оруденение приурочено к гранулитам, сидеритовым кварцитам (в их составе кварц и анкерит) и локализуется в замках складок (рис. 122). Главное рудное тело представляет собой уплощенный столб (ленту), погружающийся к востоку под углом от 45 до 15° (на глубине). Оно приурочивается к зоне скалывания или сплющивания, вытянутой вдоль осевой поверхности сжатой складки. Рудная залежь имеет мощность 14 м, ширину 180 м и протяженность 4,8 км (по падению).

Минеральный состав руд — кварц, арсенопирит и пирит. В подчиненном количестве встречаются халькопирит и еще реже вольфрамит, шеелит, борнит и сфалерит. Из жильных минералов помимо кварца развиты в небольшом количестве турмалин, гранат, серицит, альбит и анкерит. Золото в основном субмикроскопическое и связано с арсенопиритом и пиритом, реже встречается видимое золото. Золото развито в рудном теле относительно равномерно. Содержание его 8—9 г/т. Глубина разработки достигла 2700 м.

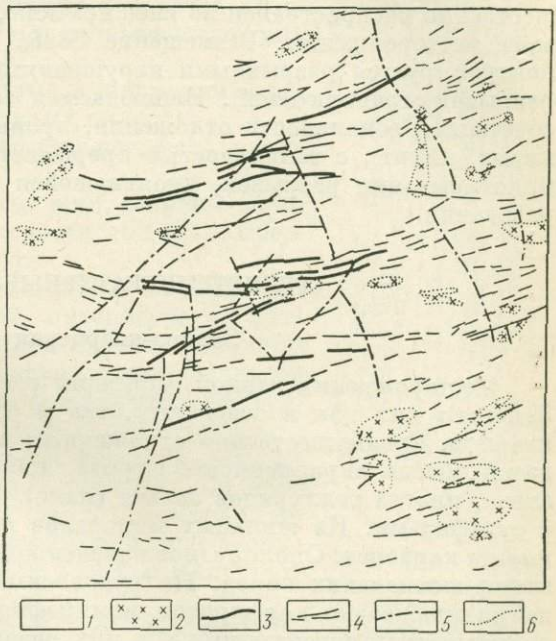


Рис. 123. Геологическая схема северной и центральной частей Кочкарского рудного поля.

1 — плагиограниты; *2* — лейкократовые плагиограниты *3* — промышленные жилы и рудные зоны; *4* — непромышленные жилы; *5* — разрывные нарушения; *6* — контакты пород

Кочкарское месторождение (Южный Урал) находится в северной части массива плагиогранитов, пересеченного дайками *плагиогранит-аплитов* и *плагиогранит-пегматитов*, а также метасоматическими образованиями по дайкам более основного состава, получившими название «табашек». «Табашки», простирающиеся в восток-северо-восточном, широтном и реже в субмеридиональном направлении, в целом образуют дайковый штокверк с отдельными участками сгущений. Сложены метасоматические образования турмалином, биотитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом и другими минералами. Развиты также зоны рассланцевания, брекчирования и милонитизации ВСВ 60—70°, ЗЮЗ 105—110° и близмеридионального простирания, разбивающие участок месторождения на ряд блоков.

Рудные жилы в виде пучков и кулисообразно расположенных серий развиваются вдоль разрывных нарушений, проходящих среди гранитоидов и по контактам даек и «табашек». Они имеют субширотное, восток-северо-восточное и запад-северо-западное простирание и крутое падение (рис. 123). «Табашки»

в ряде случаев содержат сульфиды и являются золотоносными. Вблизи субмеридиональных разрывов рудные жилы изменяют простирание и углы падения, затухают или, наоборот, резко увеличиваются в мощности.

В сложении кварцевых жил участвуют следующие минеральные ассоциации (в последовательности их выделения): арсенопирит-кварцевая и кварц-пиритовая, сфалерит-халькопирит-пирротиновая, золото-тетрадимитовая и кварц-карбонат-галенитовая. Основное количество золота связано с кварц-пиритовой ассоциацией, в которой золото присутствует в субмикроскопической форме. Минеральные ассоциации располагаются закономерно. Арсенопирит преимущественно распространен во внешней зоне, в то время как пирит во внутренней зоне месторождения. Размещение более поздних продуктивных ассоциаций контролируется разрывными нарушениями, ограничивающими блоки (вблизи разрывов-ограничителей). Наблюдаемая зональность оруденения обусловлена сочетанием зональности отложения, проявившейся в раннюю стадию (арсенопирит, пирит), с зональностью прерывистого поступления растворов на фоне приоткрывания разрывов, проявившейся в заключительные моменты рудообразования.

СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золото-кварцевая формация

Месторождения данной формации распространены в различных районах. Залегают они как в осадочных, так и изверженных породах. Представлены кварцем, преимущественно отложенным в несколько стадий. В кварце находится убогая вкрапленность пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, шеелита, иногда теллуридов золота (мало). Золото видимое, частично связанное с сульфидами. Из жильных минералов помимо кварца часто развит альбит, иногда карбонат. Околорудное изменение выражено в окварцевании и березитизации вмещающих пород. На рудоносных площадях нередко распространены дайки диабазовых порфиритов, лампрофиров и кислых пород. Последние часто оказываются оруденевшими и в них развиваются так называемые лестничные жилы. В ряде рудоносных провинций месторождения золото-кварцевой формации тесно связаны со штоками. Среди рассматриваемых месторождений выделяются три основных структурных типа: 1) месторождения складчатой структуры; 2) жильные месторождения, развитые преимущественно вдоль сколов; 3) лестничные жилы. Типичным представителем месторождений складчатой структуры является Бендиго в Австралии.

Месторождение Бендиго. Главное рудное поле, именуемое Западная Виктория, сложено силурийскими сланцами и песчаниками, пересеченными дайками лампрофиров. Массив гранитов, прорывающий осадочную толщу, отстоит на расстоянии 8 км от месторождения. Осадочные толщи смяты в серии сжатых антиклинальных и синклинальных складок близмеридионального простирания. Всего закартировано 14 антиклинальных складок, отстоящих на расстоянии 200—400 м друг от друга (рис. 124). На глубину около 350 м выявлено 24 горизонта, включающих кварцеворудные жилы седловидной формы. В горизонтальном направлении ширина седел 7—15 м, по падению (на крыльях) они прослеживаются на 30—90 м. Седловидные жилы, мощность которых колеблется от первых метров до 10 м и более, сложены кварцем, содержащим убогую вкрапленность сульфидов (пирит, сфалерит, галенит, пирротин и арсенопирит). Образованы они частично выполнением открытых пустот, частично метасомати-

ческим путем. Протяженность некоторых седловидных жил достигает почти 3 км. В лежачем боку всех этих жил залегают сланцы, а в висячем — песчаники. Мощность сланцев в шарнирах в 6 раз больше, чем на крыльях. В пределах рудного поля прослеживаются надвиги, ориентированные параллельно слоистости, но в шарнире они пересекают слоистость и при этом несколько выполаживаются. Вдоль надвигов залегают пластовые и другие рудные тела, от которых отходят по трещинам отрыва апофизы, именуемые шпорами. Надвиги, падающие на восток, смещают надвиги, падающие на запад. Характерно, что дайки следуют вдоль осевых плоскостей складок и выполнили трещины отрыва, возникшие в связи с явлениями растяжения. Различают три морфологических типа рудных тел (рис. 125):

1) седловидные жилы, приуроченные к шарнирам антиклинальных и очень редко синклинальных складок;

2) пластообразные залежи, вытягивающиеся вдоль согласных надвигов;

3) неправильные жилы и системы жил, секущие слои. Глубина разработки на месторождении достигла 1400 м. Среднее содержание золота в рудах 5—25 г/т.

Месторождение Бендиго исключительно типично по структуре и морфологии и в мировой литературе по рудным месторождениям седловидные жилы даже получили название «жилы типа Бендиго». Однако много вопросов геологии этого месторождения осталось неизученными (возраст, связь оруденения с магматизмом и т. п.).

Жильные месторождения золото-кварцевой формации являются широко распространенными. Среди них выделяются представители кварцеворудных жил, характеризующиеся низким или умеренным содержанием сульфидов. Рассмотрим месторождения Советское в СССР и Калгурли в Австралии.

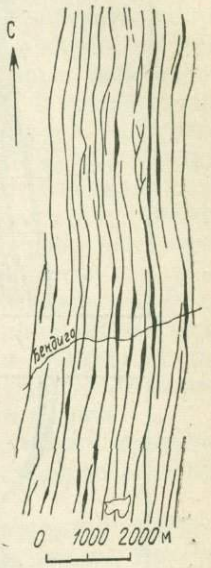


Рис. 124. Схема расположения осей рудоносных антиклиналей Бендиго. Наиболее продуктивные интервалы осей складок показаны жирной линией (по Томсону)

Согласно П. С. Бернштейну и Н. В. Петровской, площадь Советского месторождения сложена удерейской толщей филлитов протерозойского возраста и рудные участки находятся на расстоянии 15 км от близлежащих выходов гранитных массивов. Оруденение приурочено к зоне интенсивно деформированных филлитов, вытянутой в северо-западном направлении и являющейся продолжением разрывных нарушений, сопровождающих Колчиканский грабен. В пределах месторождения монотонные филлиты разделяются на три стратиграфических горизонта, из которых средний мощностью 400 м обогащен органическим веществом. Филлиты смяты в относительно крупные антиклинальные складки. Обе упомянутые складки характеризуются весьма сложным строением сводов, которые осложнены серией складок более высокого порядка вплоть до плойчатости.

Наряду со складчатыми формами на площади месторождения выявлены зоны дробления достаточно большой протяженности и мощности северо-западного направления. Кроме того, выделяется зона разрывов широтного простирания, ограничивающая распространение жильных зон на юго-восток.

Золото-кварцевые рудные тела образуют серии сближенных сливающихся и вновь ветвящихся систем жил, прожилков и сложных линз. Такие жильные зоны проявляют относительную выдержанность по простиранию и по падению,

хотя общая их мощность может существенно меняться (от первых метров до первых десятков метров). Простирание жильных зон СЗ 305—310°, падение на юго-запад под углом 80—85°, но в отдельных случаях отмечается пологое падение до горизонтального.

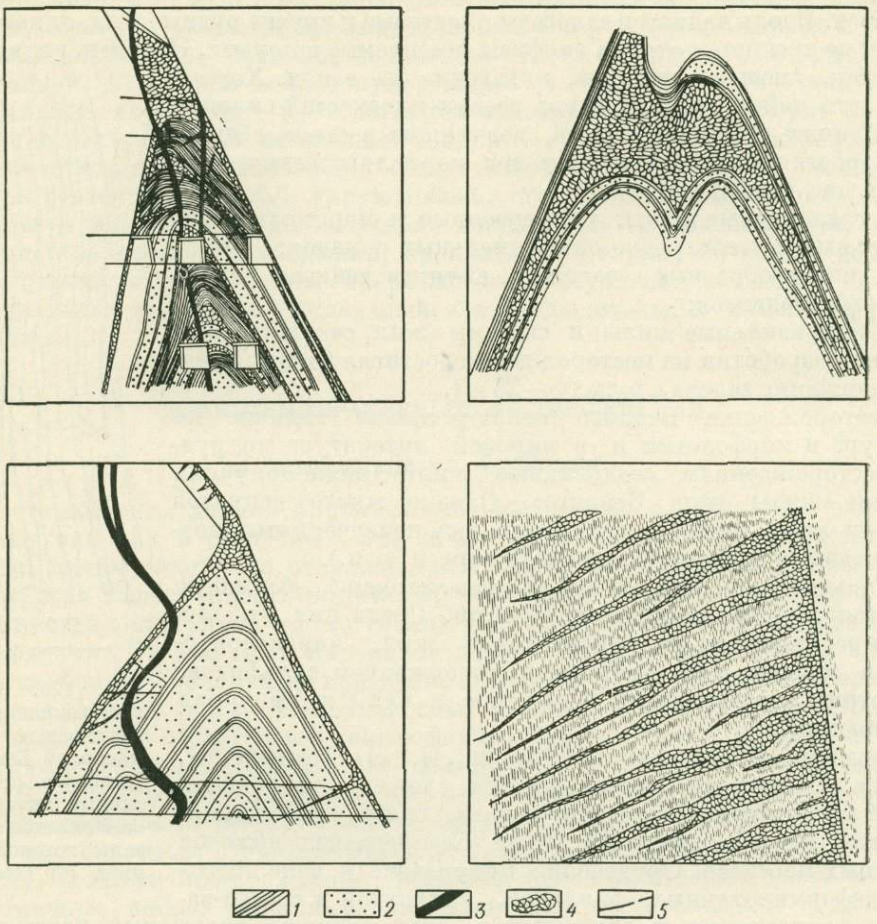


Рис. 125. Примеры строения сложных седловидных жил на различных горизонтах рудника Бендиго (по Томсону).

1 — сланцы; *2* — песчаники; *3* — дайки мончикитов; *4* — рудные тела; — разрывные нарушения

При этом минерализованы преимущественно жилы, размещающиеся вблизи висячего и лежачего боков зон дробления. По вертикали намечается ярусное строение жильных зон, обусловленное чередованием систем пологих мощных жил и раздувов с участками развития крутопадающих маломощных жильных тел. Среднее расстояние между такими жильными узлами по вертикали составляет примерно 60 м. Кварцеворудные жилы выполнены крупнозернистым массивным молочно-белым кварцем, слагающим 80—95% массы жил, с небольшой примесью карбонатов, альбита, серицита и хлорита. Суль-

фиды образуют только небольшие обособления или разобщенную вкрапленность. Среди рудных минералов преобладают пирит и арсенопирит, в подчиненных количествах присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, часто в сопровождении пирротина и марказита. В целом руды месторождения относятся к типу малосульфидных образований. Среди них Н. В. Петровская выделяет существенно кварцевые убогосульфидные и кварцсодержащие малосульфидные.

Весь процесс минералообразования протекал в семь последовательно развивавшихся стадий. С первой стадией связано предрудное изменение, выраженное в развитии альбита, турмалина, графита, незначительного количества хлорита, мусковита и анкерита. Со второй стадией связано образование крупнокристаллического белого кварца, сопровождавшегося выделением небольшого количества турмалина, графита, хлорита, мусковита и альбита. В третью стадию происходила кристаллизация арсенопирита и пирита, в ассоциации с которыми выделялось небольшое количество хлорита и мусковита. В четвертую стадию, отделенную длительным тектоническим перерывом от третьей, выделялся сахаровидный кварц в ассоциации с небольшим количеством хлорита и мусковита. В пятую полиметаллическую стадию шло выделение небольшого количества пирита II, пирротина, висмутина, сфалерита, маухерита, халькопирита, галенита, фрейбергита, самородного серебра и некоторых других минералов. В шестую стадию выпадало золото, ассоциирующее с небольшим количеством калаверита. Околорудное изменение, сопровождавшее пятую и шестую стадии, выразилось в серицитизации вмещающих пород. В седьмую стадию шло формирование прожилков кальцита, низкотемпературных кварца и пирита.

Таким образом, месторождение Советское является типичным гидротермальным среднетемпературным, в котором золото выделилось после всех рудных минералов.

Месторождение Калгурли. Золото-теллуровые месторождения рудного района Калгурли находятся в восточной части архейского блока Йолгари в пределах меридионально ориентированного золотоносного пояса Западной Австралии. В пределах этого пояса широко развиты гранитизированные архейские породы, образующие пологие поднятия. Между поднятиями располагаются геосинклинальные троги или рвы, выполненные зеленокаменными вулканогенными породами, смятыми в пережатые изоклинальные складки с уменьшенными мощностями пород на крыльях и раздутыми в сводовых частях. Все золоторудные месторождения размещаются линейно вдоль синклинальных трогов, а их позиция определяется складками второго порядка и поперечными разрывами (Шер, 1970).

В районе выделяются две свиты основных изверженных пород, которые известны как «древняя» и «молодая» зеленокаменные свиты. Верхняя свита несогласно залегает на нижней. «Древние» зеленокаменные породы содержат основные и кислые лавы и туфы с редкими маломощными прослоями осадочных отложений и силлами кислого состава. «Молодые» зеленокаменные породы сложены вулканическими породами основного состава и интенсивно метаморфизованными интрузивными силлами кварцевых долеритов. Многочисленные небольшие дайки, силлы и некки кислых и основных порфиров интрудируют породы обеих серий. Залегающие выше осадочные породы свиты Блэк-Флег развиты в восточной и западной частях района (рис. 126). Они представлены туфами, лавами, песчаниками, сланцами и кварцитами общей мощностью 3000 м. Золото-теллуровое оруденение приурочено в основном к хлоритизированным кварцевым долеритам, входящим в свиту «молодых» зеленокаменных пород. В них локализуется наибольшее число промышленных рудных тел. Но известны

сравнительно богатые рудные столбы в известковистых кристаллических сланцах (карбонатизированных «древних» зеленокаменных породах) и в порфирах, что связано, очевидно, с благоприятной структурной обстановкой.

«Сердце» рудного района — *месторождение Голден-Майн* — расположено в пределах S-образной синклинали, ядро которой сложено кварцевыми доле-

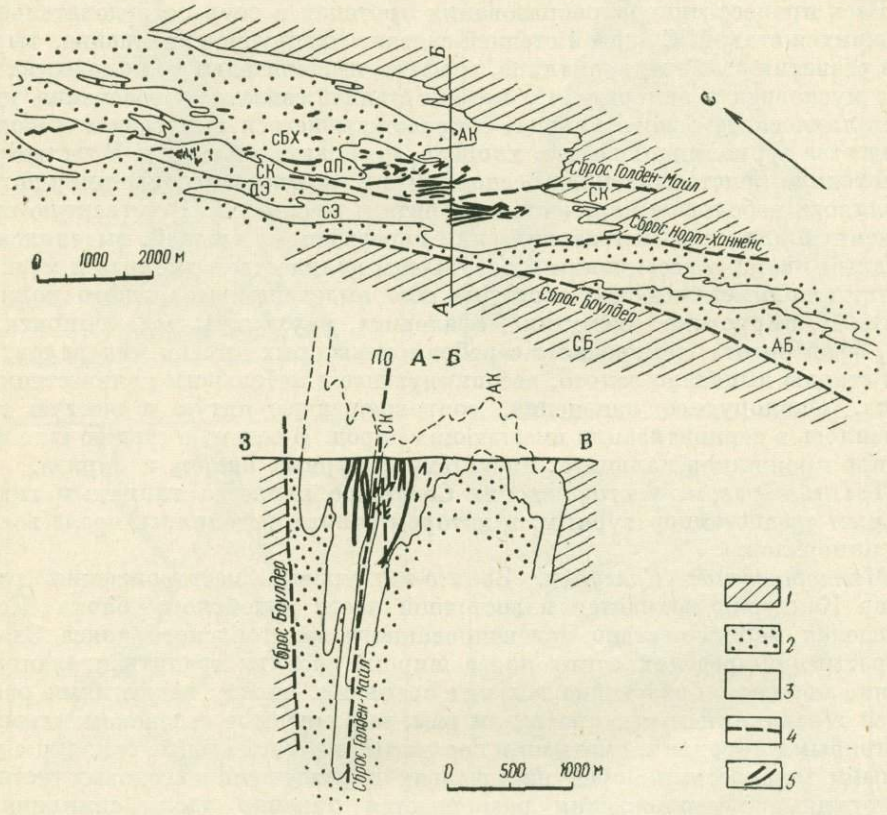


Рис. 126. Схематическая геологическая карта рудного района Калгурли и поперечный разрез месторождения Голден-Майн (по Кампбеллу).

1 — отложения свиты Блэк-Флег; *2* — тонкозернистые зеленокаменные породы; *3* — кварцевые долериты; *4* — разрывные нарушения; *5* — рудные залежи; складчатые формы первого порядка: АК — антиклиналь Калгурли; СК — синклиналь Калгурли; АБ — антиклиналь Боулдер; СБ — синклиналь Боулдер; складчатые формы второго порядка: сБХ — синклиналь Браун-Хилл; аП — антиклиналь Паринга; аЭ — антиклиналь Энтерпрайз; сЭ — синклиналь Энтерпрайз

ритами (см. рис. 126). На месторождении выделяются две системы жильных залежей: Западная и Восточная. Восточная жильная система содержит небольшое число крупных рудных тел и многочисленные мелкие рудные тела различных морфологических типов. Западная жильная система состоит из трех крупных выдержанных по мощности жильных залежей и сравнительно небольшого числа второстепенных рудных тел. Жильные тела в известковистых кристаллических сланцах на границе Восточной жильной системы также имеют промышленное значение (рудник Норт-Калгурли). К контактовой зоне известковистых

сланцев приурочены некоторые богатые рудные тела, такие, как знаменитый рудный столб Ороя и залежь Федерал-Лод. Столб Ороя представляет собой пологопадающую (20°) рудную трубу протяжением 1400 м и максимальной мощностью 25 м, локализованную на пересечении двух сколов на крыле синклинали Калгурли.

В пределах рудного поля Калгурли выделяется два типа золоторудной минерализации: 1) золото-теллуровая, представленная золото-пирит-теллуровыми рудными залежами, локализующимися в крутопадающих сколах (с явлениями окремнения в зальбандах); 2) золото-кварцевая, представленная золотоносными кварцевыми жилами, лишенная теллуридов. Пирит в жилах более крупнозернистый и содержание золота в нем незначительно. Золото-кварцевая минерализация, хотя и имеет очень небольшое промышленное значение (на ее долю приходится всего 2% всей добычи золота), характеризуется более широким площадным распространением, прослеживаясь до 15 км вдоль золоторудного пояса. Возрастное соотношение этих двух типов минерализации пока не выяснено.

Рудные минералы в месторождениях представлены пиритом, халькопиритом, самородным золотом и теллуридами. Сопутствующие минералы галенит, сфалерит, энаргит, пираргирит, леллингит, магнетит, спекулярит, флюорит, турмалин, карбонат, роскоэлит и др.

Золото в первичных рудах района Калгурли частично находится в виде свободного золота, а частично в виде теллуридов золота. Наиболее богатое содержание золотосодержащих теллуридов отмечается в жильных залежах рудного поля Боулдер. В этих залежах теллуриды локализуются в виде коротких (несколько сантиметров) и тонких (доли миллиметра, редко 2 мм) прожилков и небольших неправильной формы гнезд. Изредка встречаются прожилки мощностью до 5 мм при длине до 10 см и более.

В месторождениях рудного поля Калгурли известны следующие теллуриды: алтаит, колорадоит, мелонит, вейссит, гессит, петцит, сильванит, креннерит, калаверит и нагиагит. Колорадоит, калаверит и креннерит являются наиболее распространенными и вместе с более редкими алтаитом, мелонитом и нагиагитом встречаются только в неизмененной первичной руде. Вейссит встречается только как вторичный теллурид, в то время как гессит, петцит и сильванит были описаны как в первичной, так и во вторичной ассоциациях. Помимо отмеченных минералов новейшими исследованиями установлены теллуровисмутит Bi_2Te_3, тетрадимит Bi_2Te_2S и фробергит $FeTe_2$. В сульфидных концентратах месторождения Калгурли содержится 80 г/т теллура и незначительное (0,01%) количество селена. По вопросу генезиса золото-теллурового месторождения Калгурли существуют два представления. Одни исследователи связывают оруденение с магматической деятельностью, проявившейся вдоль краевых (периферических) зон осадочных прогибов. Другие же высказывают предположение о том, что породы, вмещающие оруденение, были обогащены металлами в результате вулканизма, химической седиментации и вероятного участия органического материала, сопровождавшего терригенную седиментацию.

Помимо охарактеризованных жильных месторождений золото-кварцевой формации могут быть упомянуты многочисленные жильные *месторождения Ганы*. Здесь выделяются три золотоносные зоны протяженностью в несколько сот километров и шириной 40—50 км. В первой наиболее продуктивной зоне северо-восточного простирания известны месторождения Престеа, Бондане, Ашанти и Кононго. Самое крупное месторождение Ашанти представлено серией кварцевых жил среди древних метаморфических пород. В кварцевых

жилах отмечаются анкерит, пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, альбит и золото, среднее содержание которого 25 г/т.

В Кении также известны золоторудные месторождения. Наиболее крупным является жильное *месторождение Макалдер*. Система кварцевых жил протяженностью от нескольких десятков метров до 1000 м и средней мощностью 0,5 м характеризуется средним содержанием золота 15—18 г/т.

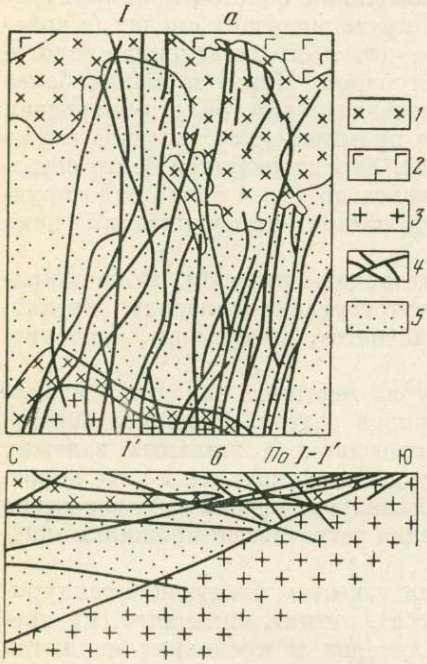


Рис. 127. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) Березовского месторождения.

1 — серпентиниты и тальк-карбонатные породы; *2* — габбро; *3* — граниты; *4* — дайки гранитоидов; *5* — вулканогенно-осадочные породы

К месторождениям золото-кварцевой формации, как уже упоминалось, в качестве самостоятельного структурного типа относятся также так называемые лестничные жилы. Эти месторождения приурочены к дайкам кислых или средних пород, обычно подвергнутых интенсивному дроблению и гидротермальному изменению, выраженному в их березитизации, иногда хлоритизации и альбитизации. Золото, ассоциирующее с сульфидами, как правило, развито в кварцевых прожилках, пересекающих гидротермально измененные дайки вкрест или диагонально к их простиранию. Месторождения рассматриваемого структурного типа имеют достаточно широкое распространение в различных золоторудных провинциях (в Канаде, в северо-восточных районах СССР, на Урале и в других районах). Наиболее типичным и в то же время детально изученным является Березовское месторождение на Урале.

Березовское месторождение. В пределах рудного поля обнажаются туфогенно-осадочные образования среднего палеозоя, состоящие из кремнистых сланцев, туффитов, толщи верхних туфов, толщи нижних туфов и толщи диабазов. Все породы интенсивно рассланцованы и смяты в синклинальную складку, которая покоится на серпентинитах, подстилаемых филлитовыми и другими сланцами. Породы нарушены надвигами северо-восточного простирания с падением к северо-западу под углом 10—30°. В зоне надвигов сланцеватость проявлена наиболее интенсивно и вдоль них внедрились дайки диоритов и гранодиорит-порфиров первого этапа. Дайки второго этапа, отвечающие по составу гранит-порфирам, внедрились вдоль крутопадающих разрывов меридионального простирания (рис. 127). Протяженность их достигает 1,5—2 км, а мощность 4—15 м.

Характерной структурной особенностью рудного поля является развитие в его пределах сдвигов широтного простирания, по времени заложения близких к надвигам и сформированных до внедрения даек интрузивных пород. Сдвиги, по данным М. Б. Бородаевской и Н. И. Бородаевского (1947), ограничивают дайки интрузивных пород по простиранию, либо последние на определенных интервалах поворачиваются вдоль них, а затем пересекают плоскость нарушения и следуют в прежнем (меридиональном) направлении.

По минеральному составу в пределах рудного поля выделяются две группы жил: 1) кварц-шеелит-турмалиновые и 2) кварц-золото-сульфидные. Последние сложены молочно-белым кварцем и сульфидами — пиритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, айкинитом и др. Среди них различают красичные и поясовые жилы.

Красичные жилы обычно проявлены группами в 10—15 жил. Жилы следуют вдоль сдвигов и кулисообразно располагаются параллельно им, отстоя друг от друга на расстоянии 10—15 м. Развиты такие жилы преимущественно на севере вблизи контакта с габбро, где количество их составляет 80% от общего числа жил. Большинство красичных жил имеет пологое западное склонение, обусловленное ограничением каждой из них по простиранию двумя ближайшими надвигами. Имеется еще система трещинных жил северо-западного простирания. В местах их пересечения с красичными наблюдаются обогащенные участки.

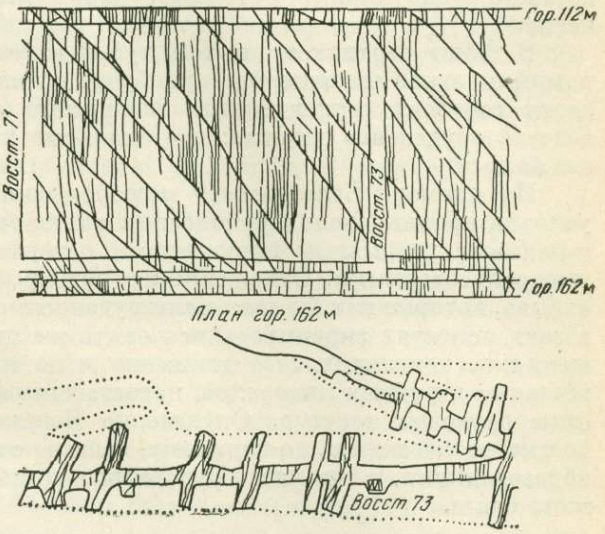


Рис. 128. Продольный разрез и план Второ-Павловской дайки. Сочетание крутопадающих и пологопадающих поясовых жил

На месторождении поясовые жилы простираются по азимуту 100—110° и круто падают к югу. Кроме того, известны диагональные жилы, простирающиеся по азимуту 130—170° и падающие к юго-западу под углом 50—80° (рис. 128). В среднем через каждые 2—3 м проявлен по крайней мере один прожилок, соответствующий поясовой жиле или диагональной. Более насыщены рудными жилами дайки *второго этапа, подвергнутые интенсивной березитизации*. Дайки *первого этапа* пологие, слабо рудоносны. Почти горизонтальные дайки практически безрудны.

Поясовые жилы выклиниваются по падению, часто вблизи диагональных жил, но с глубиной появляются другие жилы, расположенные кулисообразно по отношению к упомянутым, а в общем, как показали последние данные, они прослеживаются на значительную глубину. Вдоль трещинок, вмещающих поясовые жилы, местами проявлены штрихи скольжения. Диагональные жилы иногда прослеживаются на нескольких горизонтах, а на отдельных интервалах от них ответвляются рудные апофизы. Рудоносные дайки в ряде участков нарушены послерудными нарушениями, что сильно осложняет эксплуатацию месторождения.

Наиболее сложный вопрос, который дискутируется в последние годы, это вопрос генезиса трещин, вмещающих поясовые жилы. Имелись высказывания, согласно которым эти трещины являются: 1) контракционными; 2) трещинами *растяжения в результате воздействия меридиональных тектонических усилий*; 3) трещинами кручения; 4) трещинами отрыва в дайке, отороченной глинистыми

оторочками; 5) трещинами отрыва, оперяющими диагональные сколы. Наиболее обоснованным представляется пятый из упомянутых вариантов образования трещин, вмещающих поясовые жилы, в свое время предложенный П. И. Кутюхиным.

Исследования показывают, что раскрытие поясовых трещин, протекавшее синхронно с поступлением рудоносных растворов, было вызвано движением тектонической пластины, зажатой между двумя диагональными сколами. Это движение проявлялось по-разному в зависимости от состава вмещающих пород, во всяком случае трещинная пустотность в дайках оказалась различной и соответственно разные интервалы дайки несут резко неравномерное оруденение.

В толще верхних и нижних туфов интенсивность оруденения снизилась, и минимальное значение оно приобрело в толще диабазов. Ниже диабазов оказался горизонт серпентинитов мощностью около 40 м, в пределах которого золотое оруденение исчезло; диагональные жилы в серпентинитах также выклинились.

На примере Березовского месторождения очень отчетливо воссоздаются условия проникновения рудоносных растворов в зону рудоотложения по диагональным разрывным нарушениям, которые сами по себе оказались слабо минерализованными. Отложение же руд происходило в оперяющих трещинах отрыва, которые как бы всасывали рудоносные растворы. Вместе с тем растворы в этих полостях экранировались опять же диагональными разрывными нарушениями, замедляли свое движение и из них происходила кристаллизация жильных и рудных минералов, нараставших на плоскостях трещин с образованием друзовых текстур. Оруденение Березовского месторождения является постмагматическим и, по-видимому, связано с наиболее поздними интрузивными образованиями, в том числе рудовмещающими дайками, общностью магматического очага.

Золото-баритовая формация

Месторождения данной формации имеют относительно небольшое развитие. Залегают они чаще всего среди рассланцованных нижнепалеозойских эффузивных пород. Руды сложены в основном почти сплошным баритом, содержащим убогую вкрапленность сульфидов, преимущественно пирита, халькопирита, реже других минералов, а иногда и самородное золото, представленное тончайшей вкрапленностью. Главное значение имеет субмикроскопическое золото, связанное с сульфидами. В связи с тем, что подобные месторождения встречаются редко, мы не будем останавливаться на описании примеров.

Золото-сульфидная формация

Среди месторождений характеризуемой формации выделяются золото-колчеданные и золото-полиметаллические. В первых из них золото обычно субмикроскопическое и содержится в небольших концентрациях в пирите и других сульфидах. При выветривании таких месторождений золото высвобождается и накапливается в зоне окисления. Золото-полиметаллические месторождения, примером которых является Лениногорское характеризуются повышенным содержанием золота в первичных рудах, где оно частично субмикроскопическое, частично видимое, обычно ассоциирующее с галенитом и блеклыми рудами.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Низкотемпературные золоторудные месторождения характеризуются развитием низкопробного золота, часто электрума, ассоциирующего с сульфосолями серебра, сульфидами тяжелых металлов, низкотемпературными кварцем, кальцитом, адуляром и другими минералами. Изменения вмещающих пород выражены в их пропилитизации и аргиллизации. Подобные месторождения широко развиты среди эффузивных пород третичного возраста и известны в США (в Кордильерах), Румынии, в северо-восточной части СССР. Низкотемпературные золото-серебряные месторождения формировались и в более раннее время, например, в нижнем мелу (Забайкалье), в перми (Рудные горы, ГДР; Таджикская ССР и другие районы). Рассмотрим примеры низкотемпературных золоторудных месторождений, два из них золото-кварц-адуляр-алунитовой формации (Репаблик в штате Вашингтон, США и Балейское в Восточном Забайкалье), месторождение Сопки Рудной.

Из месторождений золото-карбонатной формации охарактеризуем Лебединое месторождение на Алдане.

Месторождения рудного района Репаблик (США, шт. Вашингтон). Все рудные месторождения района, согласно Фуллу и Грантему (1973), приурочены к зоне разрывных нарушений, развившихся в пределах крупного грабена, выполненного мощной толщей третичных вулканических и связанных с ними осадочных и интрузивных пород. Близмеридиональная зона (ее протяженность более 7 км) разрывов представлена многочисленными относительно короткими разрывными нарушениями северо-восточного, меридионального и северо-западного простирания, которые вмещают тела интрузивных андезит-порфиритов и рудные жилы. Последние развиты во всех породах, слагающих грабен, но наиболее важные жильные тела размещаются в покровах зеленых андезитов и их интрузивных аналогов. По выходе из базальных андезитов в менее компетентные пирокласты жилы становятся маломощными, значительно менее выдержанными и малопродуктивными.

В районе Репаблик подавляющая масса руд связана с жилами, приуроченными к разлому Юрика северо-западного простирания и сопряженным с ним трещинам. Эта зона представлена довольно сложной системой жил, ограниченных многочисленными поперечными дорудными разрывными нарушениями, расчленяющими жилы на отдельные короткие отрезки. Строение жил довольно простое. Они сложены тонкозернистым кварцем обычно халцедоновидным или фарфоровидным от почти белого до темно-серого цвета. Из других жильных минералов постоянно присутствует кальцит. Мощность жил колеблется от 0,5 до 1,5 м, протяжение от 70 до 200 м. На месторождении Ноб-Хилл протяжение отдельных жил достигает 500 м. Жилы образовались путем выполнения трещинных полостей, но основная роль принадлежит метасоматозу. Почти во всех жилах наблюдаются обломки брекчированных пород. Наиболее богаты обычно темно-серые или черные жилы с тонкой концентрической полосчатостью. Темная окраска обусловлена наличием тонкорассеянных сульфидов. Главным рудным минералом является пирит. Установлены стефанит Ag_5SbS_4, науманнит Ag_2Se, самородное серебро, электрум, пираргирит-прустит и халькопирит.

Гидротермальные изменения проявлены широко и выражены в каолинизации, окварцевании, адуляризации и серицитизации вмещающих пород. В целом рассматриваемые месторождения относятся к типичным низкотемпературным гидротермальным образованиям.

Месторождения Балейского рудного поля залегают в пределах одной из впадин Ундино-Даинской депрессии Восточного Забайкалья, выполненной верхнеюрскими конгломератами, а также озерно-делювиальными отложениями верхней юры — нижнего мела и перекрывающими их третичными конгломератами. Фундаментом впадины служат герцинские гранитоиды. Рудоносные участки размещаются на площади интенсивного проявления поперечных разрывов и приурочены к наиболее опущенным блокам. Рудные тела размещаются в гранитах основания и в породах балейской свиты. Они представляют собой неправильные жилы, залегающие среди пластов песчаников, конгломератов и по восстанию ограничиваются прослоями алевролитов, образуя при этом сложные разветвления типа мелких штокверков.

Нередко оруденение распространяется также вдоль согласных срывов по контактам хрупких и более пластичных пород. В этом случае возникают пластовые тела, которые иногда имеют значительную протяженность. Оруденение формировалось путем выполнения полостей трещин и пор во вмещающих породах. При этом оказывается, что породы с большой пористостью неблагоприятны для рудоотложения. Так, пористые конгломераты, залегающие выше балейской свиты, практически нерудоносны. Месторождения Балейского рудного поля являются типичным примером, характеризующим структурные условия локализации оруденения в образованиях верхнего структурного этажа.

Собственно Балейское месторождение тяготеет к контакту мезозойских осадочных пород и гранитов фундамента. Здесь, согласно В. И. Лозовскому и др. (1960), развита серия кварцеворудных жил близмеридионального простирания, залегающих в гранитоидах фундамента. Эти жилы пересекаются немногочисленными, но более протяженными пологими жилами, разбитыми на отдельные отрезки близмеридиональными разрывами. Простирание пологопадающих жил обычно широтное, падение на юг под углом 15—35° (рис. 129). В северо-западной части месторождения минерализация развивается согласно с тектоническим контактом конгломератов депрессии и гранитоидов основания. Среди последних, на отдельных участках совпадая с контактом гранитоидов и пород депрессии, на достаточно большом расстоянии прослеживается выдержанная жила Контактовая северо-восточного простирания с крутым падением на юго-восток. В лежачем боку этой жилы среди гранитоидов развита серия крутопадающих и пологопадающих маломощных жил.

Тасеевское месторождение (Южный участок) залегает в осадочных породах депрессии и представлено крутопадающими жилами северо-восточного простирания, наклоненными на северо-запад под углом 50—80°. Характерной особенностью жил является их разветвление и выклинивание по восстанию (см. рис. 129). На дневную поверхность выходят лишь отдельные прожилки незначительных размеров. Обычно жилы сопровождаются короткими апофизами с висячего и лежачего боков, которые отходят от основной жилы под острым углом и нередко вновь примыкают к ней. На участках резкого местного выполаживания жил в висячем боку развивается густая сеть ветвящихся апофиз, удаляющихся от жилы по восстанию. На северо-восточном фланге вскрыта пологопадающая рудная жила, ограниченная крутопадающим разрывом. По-видимому, обе эти системы разрывов возникли одновременно. Рудные жилы часто приурочены к взбросам, сопровождающимся большим количеством пологих трещин отрыва, также выполненных кварцеворудными прожилками (рис. 130). В некоторых случаях апофизы распространяются по оперяющим трещинам скола. Состав зон гидротермального измене-

ния и минеральный состав жил в общем одинаковы как на собственно Балейском, так и на Тасеевском месторождениях. Гидротермальные изменения, непосредственно предшествующие оруденению, выражены в каолинизации и окварцевании вмещающих пород.

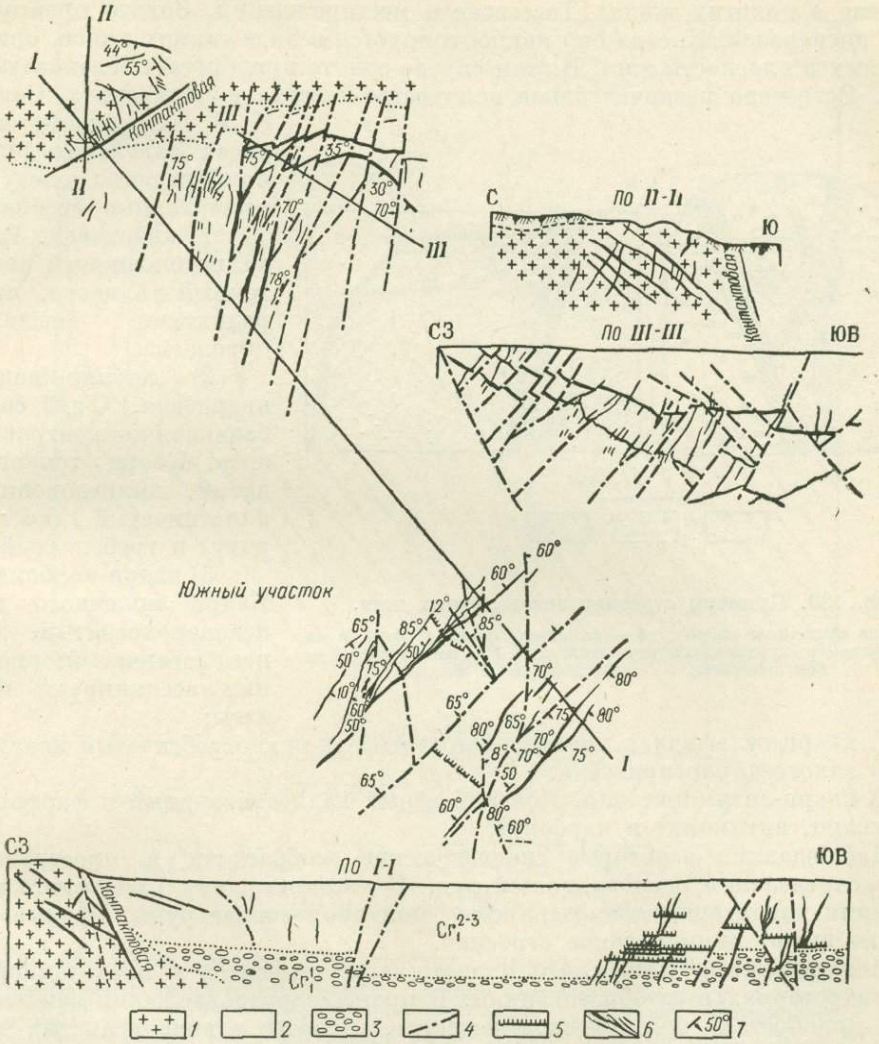


Рис. 129. Схематическая геологическая карта и разрезы Балейского рудного поля (по В. И. Лозовскому).

1 — ундинские гранитоиды; *2* — осадочные отложения балейской свиты; *3* — осадочные отложения тергенской свиты; *4* — крутопадающие разрывные нарушения; *5* — пологопадающие разрывные нарушения; *6* — кварцевые золотоносные жилы; *7* — элементы залегания

Руды Балейского золотоносного поля сложены халцедоновидным кварцем и халцедоном, составляющими до 95% минерального выполнения жил, адуляром, карбонатом и серицитом. Сульфиды, представленные в основном пиритом и марказитом, составляют 0,5—1,5% по отношению к жильным минералам.

В тесной ассоциации с золотом развиты блеклые руды и особенно пираргирит. Весьма небольшое развитие получили арсенопирит, халькопирит и только в отдельных шлифах обнаружены галенит и сфалерит, в виде примеси отмечен линнеит. Особое положение занимает антимонит, получивший максимальное развитие в пологих жилах Тасеевского месторождения. Золото преимущественно дисперсное. Иногда оно концентрируется в виде тонких полос, ориентированных в плоскости жил. В этом случае золото приобретает зеленоватый оттенок. Встречено незначительное количество гессита и калаверита. Согласно Н. В. Петровской, в пределах Балейского рудного поля развиты следующие минеральные ассоциации:

1) кварцевая. Ранний халцедоновидный кварц и темный халцедон, часто с реликтами вмещающих пород;

2) адуляр-каолинит-кварцевая. С ней связана основная концентрация золота. Кварц тонкополосчатый, халцедоновидный, пластинчатый (по кальциту) и гребенчатый;

3) кварц-карбонатная. Кварц молочного цвета, неясно-полосчатый, крупнопластинчатый; иногда с ним ассоциируют карбонаты;

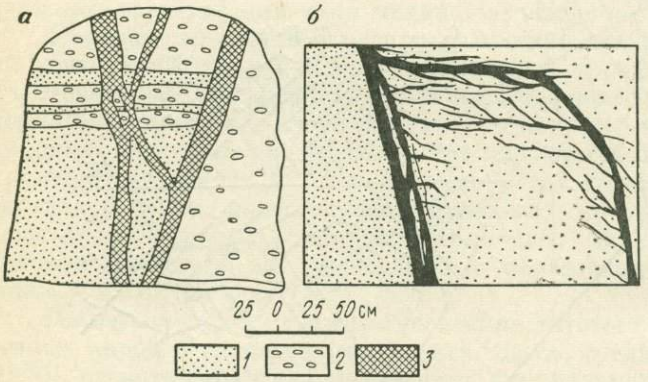


Рис. 130. Примеры строения золоторудных жил.

а — жила выполняет взброс; *б* — развитие пологих жил и их сопряжение с крутопадающими жилами; *1* — песчаники; *2* — конгломераты; *3* — кварцеворудные жилы

4) кварц-сульфидная. Белый полосчатый и мелкогребенчатый кварц;

5) золото-пираргиритовая;

6) кварц-антимонитовая. Поздний серый халцедоновидный и фарфоровидный кварц, антимонит и карбонат.

Наблюдаются некоторые специфические особенности в пространственном распределении разновидностей руд. В частности, для Тасеевского месторождения характерны тонкозернистые, тонкополосчатые руды. Рудные жилы нередко имеют симметричное строение.

Месторождения Балейского рудного поля относятся к низкотемпературным гидротермальным образованиям. В процессе рудоотложения важное значение приобретало органическое вещество, развитое в виде углистых частиц в рудоносных песчаниках и сыгравшее определенную роль в восстановлении золота из рудоносных растворов, особенно в мощных раздробленных минерализованных зонах. Месторождение является близповерхностным и, согласно Л. И. Лукину, верхние части золоторудных жил сформировались на глубине около 500 м под горизонтом конгломератов, представлявших собой надрудную толщу.

Типичным представителем золото-серебряных месторождений является *месторождение Сопки Рудной*. В геологическом строении месторождения принимают участие песчано-сланцевые толщи верхнего триаса, слагающие северо-западное крыло крупной брахисинклинальной складки синклиналь-

ного прогиба. Упомянутые толщи перекрыты эффузивными образованиями верхнемелового — палеогенового комплекса, представленными липаритами, туфами, игнимбритами и туфоконгломератами общей мощностью около 230—

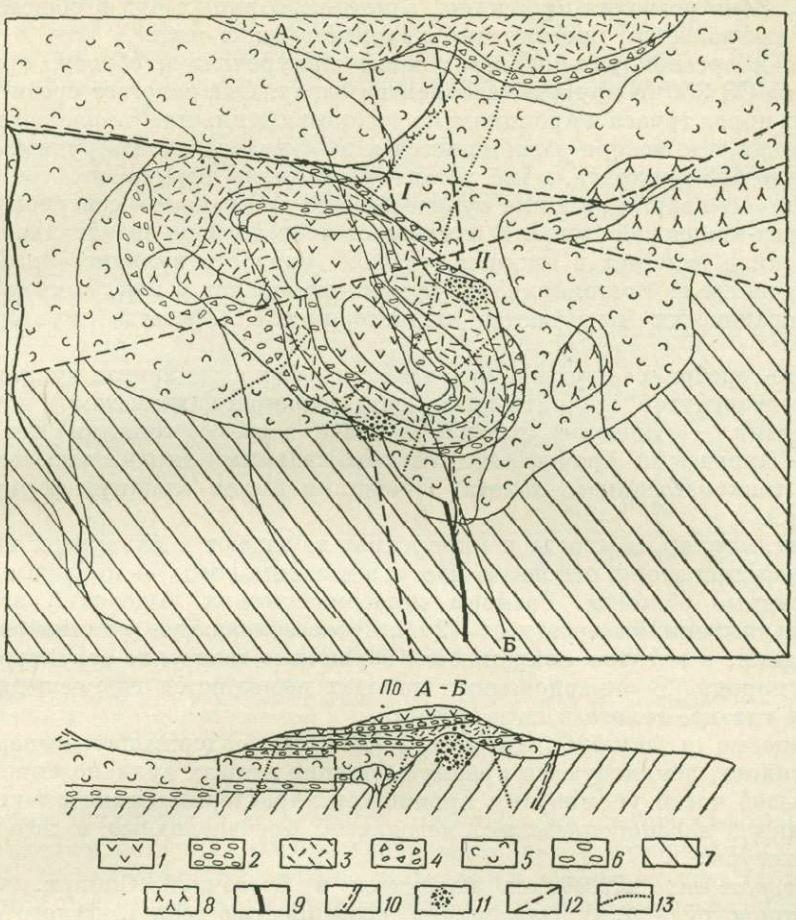


Рис. 131. Схема геологического строения Сопки Рудной (по А. А. Сидорову).

1—6 — вулканогенные толщи верхнего мела: *1* — верхний витрофиро-липаритовый покров; *2* — горизонт туфоконгломератов; *3* — туфо-липарито-игнимбритовая толща; *4* — горизонт конгломератов с рыхлым песчано-туфовым цементом; *5* — липарито-туфогенная толща; *6* — горизонт базальных конгломератов (мощности конгломератовых горизонтов на карте утрированы); *7* — песчано-сланцевая толща карнийского яруса (направление штриховки по простиранию пород); *8* — субвулканические трахиандезиты, андезито-базальты верхнего мела — палеогена; *9* — арсенопирит-кварцевая жила; *10* — антимонит-кварцевая жила; *11* — участки развития кварцевых прожилков и метасоматических образований с вкрапленностью сульфосолей серебра и золота; *12* — разрывные нарушения; *13* — границы рудоносных зон прожилково-вкрапленного характера; *I* — зона сурьмяного оруденения и каолинизации; *II* — зона золото-серебряного оруденения и адуляризации

250 м (Сидоров, 1966). Вулканогенная толща прорвана субвулканическими интрузиями андезито-базальтов, которые приурочены к крупным разрывным нарушениям субширотного простирания (рис. 131).

Для руд месторождения Сопки Рудной характерно явление телескопирования. На небольшом вертикальном интервале здесь развиты три совершенно

различных минеральных комплекса: арсенопиритовый, антимонитовый и золото-пираргиритовый. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с сульфидами, на которые накладываются золото-серебряные прожилково-вкрапленные руды. Зона развития прожилков золото-серебряных руд в общем вытягиваются в направлении простирания кварцеворудных жил.

Главная арсенопирит-кварцевая жила приурочена к сбросу, ориентированному на СЗ 350° с крутым падением на запад. Она залегает среди песчано-глинистых пород триаса и проникает по восстанию в нижние горизонты вулканогенной толщи, где вскоре разветвляется и выклинивается. Из рудных минералов, помимо арсенопирита, в ней установлены пирит и марказит.

Антимонит-кварцевая жила кулисообразно примыкает к северному флангу арсенопирит-кварцевой жилы. В отличие от последней на значительном интервале эта жила залегает в нижнем туфовом горизонте вулканогенной толщи. Мощность жилы не постоянная. Из рудных минералов в ней, помимо антимонита, спорадически встречаются мелкозернистые агрегаты пирита и марказита.

Золото-серебряное оруденение залегает в туфах и липаритах вулканогенной толщи, подвергнутой серицитизации, окварцеванию (пятнистому) и частично адуляризации. Оруденение развито в виде зоны с тонкими кварцевыми и адуляр-кварцевыми прожилками, сопровождаемыми вкрапленностью пираргирита и тонкорассеянного золота. Прожилки имеют сложную форму вплоть до сетчатой.

Кварц, адуляр, а иногда и пираргирит замещают в липаритах вкрапленники полевых шпатов и основную массу, а в игнимбритах — пепловые частицы и пемзовидные обломки. Размеры метасоматических выделений варьируют от нескольких миллиметров до 1—2 см. Реже отмечаются участки сплошного окварцевания, в которых сохраняются первичные текстурно-структурные особенности породы. В окварцованных породах выявляются гидрослюда, пирит, минералы титана, золото и пираргирит.

Кварцевые и адуляр-кварцевые прожилки, содержащие минералы серебра и золота, локализуются преимущественно в низах вулканогенной толщи. Для большей части упомянутых прожилков характерны симметрично-крустификационные, неясно-полосчатые, массивные, брекчиевидные и жеодово-друзовые текстуры.

Месторождение Лебединое находится в Восточной Сибири. Согласно Н. В. Петровской и А. И. Казаринову, особенностью геологического строения месторождения является развитие в его пределах образований, слагающих два структурных этажа. Нижний из них представляет архейский кристаллический фундамент с абрадированной, почти горизонтальной поверхностью, а верхний сложен относительно маломощной (не более 70—80 м) толщей горизонтально залегающих кембрийских доломитов, с прослоями известняков и песчаников. В пределах рудного поля выделяются разнообразные интрузивные породы послеверхнеюрского возраста, образующие сложный комплекс различных по форме и составу тел, секущих как архейский фундамент, так и осадочную толщу кембрия.

Согласно Ю. Г. Сафонову (1971), рудное поле приурочено к зоне повышенной тектоно-магматической активности и располагается в участке изменения простирания основных разрывов зоны с северо-восточного на субмеридиональное. Здесь развиты разломы основной концентрической системы, а также радиальные по отношению к изгибу. Перемещения по разломам и определили блоковое строение рудного поля. Золотая минерализация наиболее интенсивно

проявилась в узком относительно приподнятом блоке, где широко распространены интрузивные тела различных типов (лакколиты, пластовые и дайковые). Локализация рудных тел определяется благоприятным сочетанием согласных зон рассланцевания с крутопадающими разрывными нарушениями, субвертикальными зонами мелкой трещиноватости и своеобразной пологой складчатостью. Развитие рудоконтролирующих структурных элементов в породах платформенного чехла обусловлено малоамплитудными перемещениями мелких блоков фундамента.

На месторождении золотое оруденение проявляется в виде трех морфологических типов рудных тел: 1) крутопадающих жил, 2) горизонтальных метасоматических залежей и 3) участков рассеянного вкрапленного оруденения.

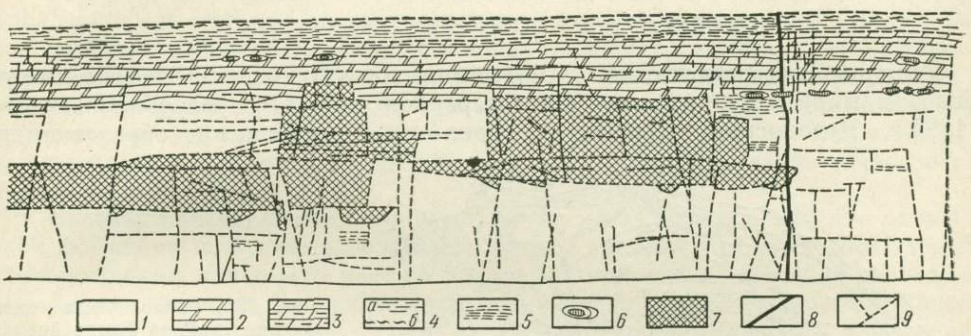


Рис. 132. Строение золоторудной залежи «Черная» II месторождения Лебединого (по Ю.Г. Сафонову).

1 — серые зернистые доломиты; *2* — темно-серые зернистые доломиты; *3* — рассланцованные тонкоплитчатые мергелистые доломиты; *4* — зоны рассланцевания (*а*) и перетирания (*б*) доломитов; *5* — доломиты полосчатой текстуры; *6* — кремнистые желваки; *7* — пирит-карбонатные золотоносные руды; *8* — пирит-кварц-карбонатные прожилки; *9* — мелкие трещины

Крутопадающие жилы секут все породы, развитые на месторождении. Горизонтальные залежи получили распространение только в кембрийских осадочных породах. Вкрапленное оруденение встречается в породах всех геологических формаций, участвующих в геологическом строении месторождения.

Крутопадающие жилы характеризуются значительной протяженностью при сравнительно небольшой мощности. Местами жилы пережимаются и продолжаются в виде тонкого проводника. В отдельных участках они образуют раздувы различной, часто причудливой формы или переходят в сеть тесно сближенных, параллельных прожилков.

Рудные залежи представляют собой лентообразные рудные тела, залегающие горизонтально среди пород кембрия согласно с напластованием последних (рис. 132). Залежи в большинстве случаев вытянуты по простиранию крутопадающих дорудных разрывов, пересекающих пласты осадочных пород. Зоны вкрапленного оруденения вследствие низкого содержания золота промышленностью не используются.

Минеральный состав рудных тел имеет ряд особенностей. Это, например, широкое развитие железо-магнезиальных карбонатов, обилие чешуйчатого гематита, наличие халькопирита и висмутовых минералов наряду с шеелитом, пирротином и магнетитом. Общий список минералов, входящих в состав руд,

достигает 64. Главными из них являются кварц, анкерит, кальцит, пирит, гематит, халькопирит и самородное золото. Среди второстепенных минералов могут быть упомянуты шеелит, галенит, пирротин, сфалерит, борнит, галеновисмутит, сульванит и др.

В целом минерализация развилась в семь последовательных стадий. По преобладающему составу упомянутых минералов руды месторождения могут быть отнесены к кварц-сульфидным и карбонат-сульфидным. Золото видимое и субмикроскопическое.

Окисленные руды представлены разнообразными гидроокислами железа и марганца, ярозитом, карбонатами меди и свинца; редко отмечаются ярко-голубой аллофан, ванадиевая слюдка и некоторые другие минералы. Текстуры руд брекчиевые, такситовые и слоисто-полосовидные.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типичным представителем метаморфогенных месторождений является крупнейшее в мире месторождение Витватерсранд в ЮАР, разрабатывающееся с 1885 г. Рудоносная площадь сложена протерозойскими образованиями

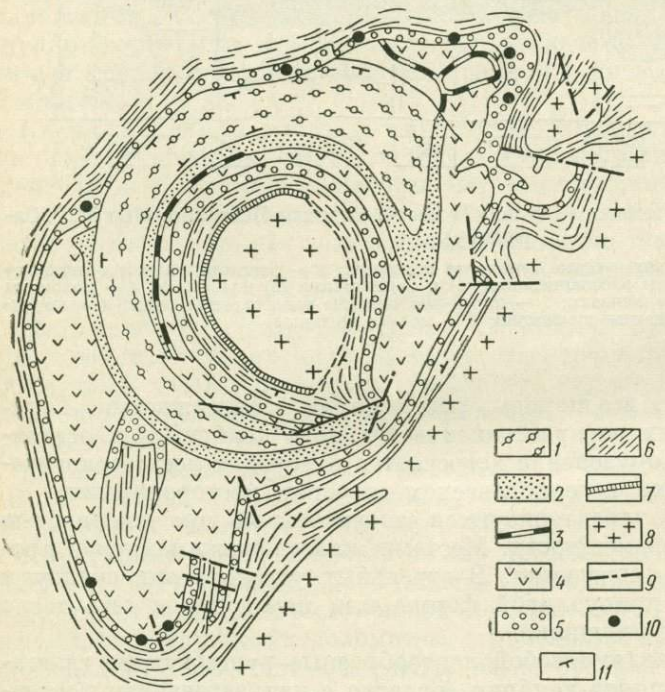


Рис. 133. Геологическая схема рудного района Витватерсранд (отложения системы Карро *сняты*).

1—3 — система Трансвааль: *1* — серия Претория, осадочные породы, лавы течения; *2* — серия доломитовая, доломитовые известняки и роговики; *3* — серия Блек, кварциты, сланцы и конгломераты в основании; *4* — система Вентерсдорп, лавы с прослоями кварцитов и конгломератов; *5—7* — система Витватерсранд: *5* — верхний отдел, преимущественно кварциты и конгломераты, линзы сланцев; *6* — нижний отдел, песчаники, кварциты, конгломераты; *7* — лавы и базальные отложения, включая конгломераты; *8* — формация Бейсмент, граниты и кристаллические сланцы; *9* — разломы; *10* — месторождения; *11* — элементы залегания

(рис. 133). В основании стратиграфического разреза района залегают породы системы Свазиленд (формация Бейсмент), представленные кристаллическими сланцами, интрудированными гранитами. На этих породах несогласно залегает толща сланцев, кварцитов и конгломератов, составляющих свиту Витватерсранд мощностью от 4200 до 7500 м. Последняя подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита состоит из переслаивающихся кварцитов и сланцев, частью железистых, среди которых присутствуют немного-

численные пласты конгломератов, иногда содержащих промышленные концентрации золота. Верхняя подсвита состоит главным образом из кварцитов и грубых песчаников, среди которых залегают основные горизонты золотоносных конгломератов Витватерсранда. Выше залегает свита Вентерсдорп, сложенная вулканическими породами типа амигдалоидных диабазов, переслаивающимися с подчиненным количеством осадочных пород. В основании свиты имеются слои золотоносных конгломератов с промышленным содержанием золота. Мощность свиты непостоянна, в округе Клерксдорп она составляет 1800 м.

На предыдущих свитах несогласно залегает свита Трансвааль, разделяющаяся на три подсвиты: 1) серию горизонта Блэк, 2) серию Доломитовую и 3) серию Претория.

Горизонт Блэк распространен на большей части площади Витватерсранда, имея мощность от 6 до 15 м. В основании его залегают конгломераты, в отдельных районах содержащие промышленное количество золота. Доломитовая серия мощностью в несколько сот метров не содержит концентраций рудных минералов. С серией Претория связаны промышленные месторождения железных руд и строительного камня. В ней встречаются небольшие залежи кварца, содержащие золото, свинец и серебро. Возраст свиты Трансвааль точно не установлен.

На всех перечисленных толщах несогласно залегают девонские слои Капской формации и верхнепалеозойские породы системы Карро, которая вмещает месторождения каменного угля, а также битуминозные сланцы. Вся основная рудоносная площадь Витватерсранда, в пределах которой находится подавляющее большинство золотых рудников, в структурном отношении представляет синклиналь, вытянутую в запад-юго-западном направлении примерно на 80 км.

Золотое и связанное с ним урановое оруденение в пределах стратиграфического разреза развито начиная от нижней подсвиты свиты Витватерсранд и до горизонта Блэк системы Трансвааль. Оруденение приурочено к отдельным горизонтам, каждый из которых состоит из нескольких пластов золотоносных конгломератов, именуемых рифами. Мощность их колеблется от долей метра до нескольких метров. Между такими рудоносными слоями развиты безрудные образования.

Нижняя подсвита свиты Витватерсранд является малопродуктивной. Она состоит преимущественно из сланцев, образованных из глинистого материала и тонкозернистых кварцитов и имеет мощность от 2700 до 6000 м. В этой подсвите выделяются два горизонта, содержащих золотоносные конгломераты, местами имеющие промышленное значение: 1) серия Доминион, залегающая вблизи основания системы; 2) серия Говернмент, приуроченная к средней части подсвиты.

Основные золотоносные горизонты приурочены к верхней подсвите свиты Витватерсранд, мощность которой колеблется от 1500 до 4500 м. Подсвита сложена в основном кварцитами, среди которых имеется только один горизонт, состоящий из глинистых сланцев. Слои конгломератов весьма многочисленны и приурочены к двум сериям: 1) Мейн-Бирд и2) Кимберли-Эльсбург (рис. 134).

Серия Мейн-Бирд имеет мощность 900—1500 м и состоит из кварцитов, среди которых залегают многочисленные слои конгломератов. Она содержит три рудоносных горизонта, из которых наиболее важным является группа Мейн, состоящая из большого числа весьма выдержанных пластов конгломератов, разделенных главным образом кварцитами и грубыми песчаниками. Наиболее выдержанными золотоносными пластами этой группы являются

Мейн-Риф, Мейн-Риф-Лидер и Южный. Средняя мощность пласта Мейн-Риф колеблется в пределах 1,2—1,8 м. Пласт Мейн-Риф-Лидер местами отделен от предыдущего слоем кварцитов мощностью 0,6—0,9 м, часто в основании его залегает слой черной глинистой породы, иногда образующей линзы мощностью до 30 м. В некоторых районах в пределах пласта или чаще под ним залегают «пиритовые кварциты» мощностью до 21 м. Эти кварциты содержат повышенное количество пирита, а иногда и золота и местами разрабатываются. Там, где эти породы получают развитие, нижележащий пласт Мейн выпадает из разреза. Мощность пласта Мейн-Лидер в среднем 0,6—0,9 м, а Южного — 0,6—1,5 м.

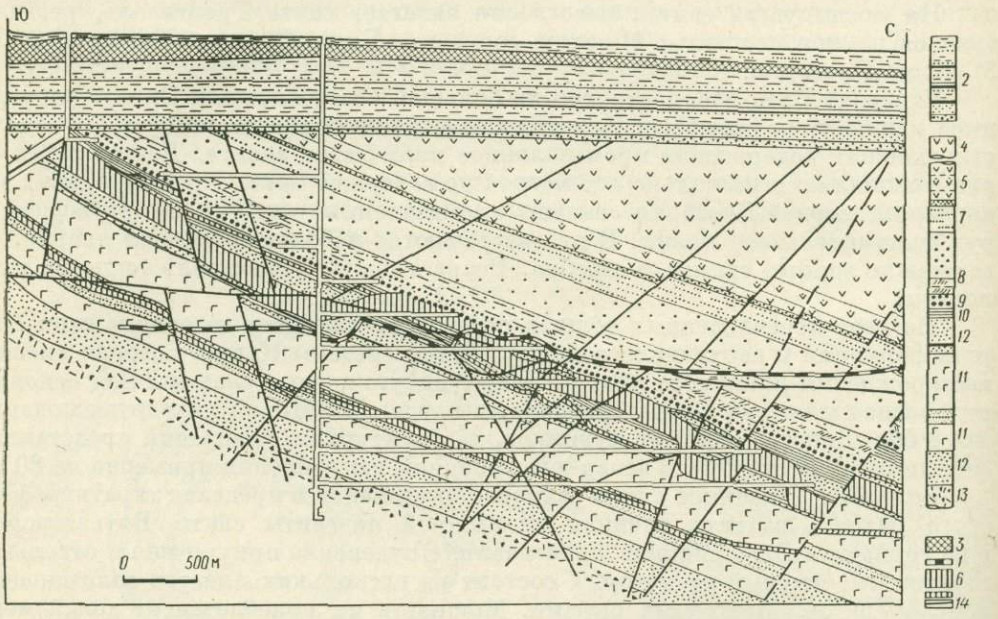


Рис. 134. Поперечный разрез рудника Лесли Голд рудного поля Эвандер (по Твиделлу).

1 — дайки долеритов Карру; система Карру: *2* — угленосные отложения; *3* — долериты; Вентерсдорпская система: *4* — амигдалоидные лавы; *5* — порфириты и их туфы; *6* — диабазы (силлы лежачего бока); формация Кимберли-Эльсбург: *7* — зона прерывистых рифов; *8* — зона кварцитов; *9* — риф Кимберли и др.; *10* — сланцы Кимберли; формация Майн-Берд: *11* — амигдалоидные лавы; *12* — кварциты; *13* — голубые гравелиты; *14* — разрывные нарушения

Серия Кимберли-Эльсбург имеет мощность 1800 м. Она содержит большое количество пропластков и пластов грубых песчаников в двух горизонтах: 1) в группе Кимберли и 2) в группе Эльсбург.

Самый верхний по стратиграфическому разрезу золотоносный горизонт Блэк свиты Трансвааль. Золотоносные конгломераты пересечены дайками и сбросами. Гальки их, сложенные кварцем и кварцитом, имеют диаметр 3—4, реже 10 см. Изредка гальки сильно деформированы, в некоторых случаях раздроблены.

Конгломераты содержат пирит от 0,5 до 50%. В пласте Мейн-Лидер его содержание в среднем 3%. Из других сульфидов присутствуют главным образом пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит, количество которых возрастает вблизи крупных разрывных нарушений и даек. Местами отмечаются арсениды кобальта, самородное золото, платина и урановая смолка. Из нерудных обычными компонентами конгломератов являются серицит, доломит, хлоритоид,

кальцит, иногда присутствуют гранат и корунд. Часто отмечаются окатанные зерна циркона, хромита и ильменита.

В рудниках восточной части Ранда встречаются алмазы зеленого оттенка. Самородное золото конгломератов содержит серебро от 5 до 43% и около 3% цветных металлов, преимущественно меди. При этом содержание серебра увеличивается в верхних горизонтах месторождения. В ассоциации с золотом, среднее содержание которого в отдельных пластах конгломератов составляет не менее 10 г/т, находятся платиноиды в количестве от 3,1 до 31 г на 1000 т руды. Состав платиноидов: 26—43% осмия, столько же иридия и небольшое количество платины, рутения, родия и золота.

Урановая минерализация представлена тухолитом и урановой смолкой в виде мельчайших сферических образований, ассоциирующих с галенитом и золотом. Содержание U_3O_8 колеблется в пределах 0,02—0,05%. Рудные минералы развиты в основном в цементе конгломератов, причем пирит часто присутствует в виде хорошо образованных кристаллов. Золото образует мелкие кристаллики, волосяные и угловатые агрегаты и лишь в исключительных случаях окатанные зерна. Размер зерен золота 0,07—0,1 мм. Отмечается связь золота с пиритом. Золото образует пленку вокруг пиритного ядра или цементирует несколько зернышек пирита. Последний в свою очередь включает вкрапленность золота. Золото часто связано также со вторичным кварцем. Повышенные концентрации золота приурочиваются к вытянутым рудным столбам или рудным струям, достигающим в длину (по склонению) 1500 м, а в ширину 300 м. Вытянутость таких струй параллельна длинным осям галек.

По вопросу о генезисе золотых и урановых руд Витватерсранда уже ряд лет проводится острая дискуссия. Бóльшая часть исследователей относит это месторождение к первичноосадочным россыпным образованиям, подвергнутым интенсивному метаморфизму.

Источником сноса рудного материала считают архейские образования, включающие древние кварцевые золотоносные жилы и ураноносные пегматиты. Девидсон отстаивает представление о гидротермальном происхождении золоторудного и уранового оруденения месторождения Витватерсранд. Сам же гидротермальный процесс упомянутый автор связывает с явлениями гранитизации. Свое представление Девидсон обосновывает следующими данными: 1) перенос измельченного уранинита диаметром менее 0,75 мм поверхностными водами невозможен; 2) во всех известных современных россыпях содержание тория во много раз превышает содержание урана. В рудах же Витватерсранда минералы тория отсутствуют и он входит лишь в состав урановой смолки, содержащей 72,83% U_3O_8, 15,99% PbO и лишь 2,43% ThO_2; 3) отчетливо наблюдается тесная парагенетическая связь золота, урановой смолки, галенита и платиноидов. Последние из упомянутых минералов широко проявлены в различных гидротермальных месторождениях Африки, и в том числе в урановом месторождении Шинколобве; 4) из окатанных рудных минералов достоверно установлены лишь хромит, ильменит, циркон и монацит. Все остальные рудные минералы возникли на месте их нахождения; 5) в цементе конгломератов развиты кварц, хлорит, серицит и пирофиллит, типичные жильные минералы гидротермальных месторождений.

Высказываются и другие представления о генезисе месторождения. В частности, Симпсон пришел к выводу, что перенос рудного вещества происходил не механическим путем, а в виде ионных или коллоидных растворов с осаждением в восстановительных условиях. Луи, Хетчем и другие высказали также гипотезу инфильтрационного происхождения месторождения Витватерсранд.

Однако эти две последние гипотезы имеют значительно меньше сторонников, хотя и должны учитываться при дальнейшем изучении рассматриваемого уникального месторождения.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ ШЛЯПЫ

Как уже упоминалось, первичные руды некоторых колчеданных месторождений содержат субмикроскопическое золото. При окислении сульфидов золото становится свободным и накапливается в железной шляпе (в ярозите и гидроокислах железа), приобретая промышленное значение. На некоторых колчеданных месторождениях наиболее высокое содержание золота, а также серебра, представленного в форме галоидов, отмечалось в слое кварц-баритовой сыпучки, залегающем под железной шляпой.

СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ РОССЫПИ

Из различных типов современных и древних (погребенных под эффузивными или другими образованиями) золотоносных россыпей основное значение имеют аллювиальные россыпи, прежде всего долинные и террасовые. Относительно легкие условия отработки этих месторождений привели к тому, что во многих странах они уже полностью исчерпаны.

В качестве примера аллювиальных россыпей рассмотрим *Ленский золотоносный район*, отличительной особенностью которого является развитие погребенных россыпей с подчиненной ролью долинных. В размещении золотоносных россыпей, по Ю. П. Казакевич, важное значение имеет структурный фактор. На территории Витимо-Патомского нагорья золотоносные россыпи располагаются в синклинальных погружениях и крупных синклиналях, образующих синклинорий, сложенный протерозойскими и кембрийскими отложениями. На протерозойский синклинорий наложена кайнозойская депрессия типа синеклизы. Состав кайнозойских отложений (снизу вверх):

1) пестроцветная кора выветривания;

2) валунники, галечники и пески, содержащие большое количество экзотического несортированного материала, свидетельствующего о ледниковом генезисе валунных отложений. Мощность 100 м;

3) пестроцветные галечники и щебенистые накопления аллювиального и пролювиального генезиса, составляющие первый золотоносный горизонт. Эти осадки залегают на цоколях древних погребенных террас, реже в древнем русле;

4) на пестроцветных отложениях в кайнозойской депрессии залегает морена, а местами флювиогляциальные пески. В отдельных участках в морене встречены промышленные концентрации золота. Возраст пестроцветных отложений вместе с перекрывающей их мореной предположительно эоплейстоценовый;

5) выше располагается сероцветная толща валунников и галечников, содержащая большое количество экзотического материала. Залегая на коренных породах или на морене и пестроцветных галечниках, валунники и галечники погребены под мощной толщей ледниковых отложений (до 100—150 м). Серые галечники и валунники имеют повышенную концентрацию золота и относятся ко второму золотоносному горизонту;

6) толща галечников (реже валунников, песков и илов) аллювиального и пролювиального происхождения, залегающая в области депрессии на размы-

той поверхности ледниковых отложений самаровского оледенения, в области поднятий и низкогорья — на коренных породах. Она выполняет долины современных рек и участвует в строении низких цокольных террас. В области депрессии данные отложения лишь местами содержат небольшие концентрации золота, а в области поднятий и низкогорья в них заключена основная масса золота. Это третий золотоносный горизонт. Возраст отложений верхнеплейстоценовый.

Отложения голоцена представлены аллювием, делювием, пролювием и солифлюкционными образованиями. Сложная история формирования кайнозойских отложений предопределила большое разнообразие в условиях залегания золотоносных россыпей, выразившееся в совпадении (полном или неполном) или в разобщенности эоплейстоценового, нижнеплейстоценового и верхнеплейстоценового врезов.

Предполагается, что источником россыпей являются золото-кварцевые жилы и зоны сульфидной вкрапленности, подвергшиеся выветриванию в верхнетретичное время. Образование россыпей происходило длительно при неоднократной смене периодов потепления (верхнетретичное время, начало нижнего плейстоцена) и похолодания (оледенения в конце третичного периода, в конце нижнего плейстоцена) на фоне глыбовых перемещений тектонических блоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданович В. А. Новые данные о строении Советского золоторудного месторождения. — «Геология и геофизика СО АН СССР», 1962, № 7, с. 38—45.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. — «Труды ЦНИГРИ», 1960, вып. 35, 417 с.

Бородаевская М. Б. и Бородаевский Н. И. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947, 257 с.

Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970, 463 с.

Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 87, 255 с.

Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). — «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 45, ч. 2, 128 с. Авт.: Н. В. Петровская, П. С. Бериштейн, С. Г. Мирчинк, М. Г. Андреева.

Геология и методы изучения золоторудных провинций. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, 208 с.

Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1968, 137 с.

Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, 146 с.

Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, 137 с.

Ивенсен Ю. П., Левин В. И., Пужнов С. В. Формационные ряды древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М., «Наука, 1969, 208 с.

Казакевич Ю. П. Золотоносные россыпи Витимо-Патомского нагорья, условия их формирования и размещения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960, с. 210—219.

Казанский В. И., Крупенников В. А. и Розанов Ю. А. Условия локализации мезозойских золотоносных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1970, № 6, с. 5—16.

Лозовский В. И., Чеглоков С. В., Сидоренко А. В. Основные черты структуры Балейского золоторудного поля. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 608—621.

Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 267. Авт.: В. М. Крейтер, В. В. Аристов, И. С. Волынский, А. Н. Крестовников, В. В. Кувичинский.

Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, 1969, 396 с.

Сафонов Ю. Г. Роль боковой тектоники в формировании золоторудного поля Лебединское (Центральный Алдан). — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 5, с. 76—86.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966, 141 с.

Соболевский В. И. Благородные металлы. Золото. М., «Знание», 1970, с. 3—48.

Фулл Р. П. и Грантем Р. М. Месторождения рудного района Репаблик в штате Вашингтон. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1973, с. 549—561.

Хазагаров А. М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле (Восточные Саяны). — «Геология рудных месторождений», 1963, № 3, с. 92—96.

Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). М.,«Недра», 1972, 295 с.

Яновский В. М. Рудные столбы в блоковой структуре Кочкарского золото-мышьякового месторождения. — В сб.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 193—198.

Baragwabath W. The Ballarat gold field. In book «Geology of Australian ore deposits», Melbourne, Australia, 1953, p. 986—1002.

Ismail M. El Boushi. Geology of the Gebeit Gold Mine, Democratic Republic of the Sudan. — Econ. Geology, v. 67, 1972, No. 4, p. 481—486.

Thomas D. E. The Bendigo Gold field. In the book: «Geology of Australian ore deposits, Melbourne, Australia, 1953, p. 1011—1027.

Tweddle K. M. M. The stratigraphy and sedimentary structures of the kimberley Shales in the Evander Goldfield, Eastern Transwaal, S. Africa. Geol. Soc. S. Africa, v. 71, No. 3, 1968.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНЫ И МЕТАЛЛОВ ЕЕ ГРУППЫ

В группу платины входят рутений, родий, палладий, осмий, иридий и платина. Платина впервые была обнаружена в Колумбии. В XVII в. она считалась бесполезной. В начале XIX в. платина была найдена на Урале и скоро нашла промышленное применение. В период с 1819 по 1919 г. Россия была монополистом по производству платины. Рутений открыт казанским химиком К. К. Клянусом в 1844 г. и назван рутением в честь России (по-латыни Ruthenia).

Платина и в меньшей мере металлы ее группы используются при изготовлении химической посуды и отдельных частей аппаратуры для химических заводов, а также в ювелирном деле. В электротехнике платина и частью металлы

Таблица 21

Запасы и добыча металлов платиновой группы в некоторых странах

Страна	Запасы, т	Добыча по годам, кг		
		1937	1957	1971
Всего	6966	11 300	33 000	55 699
В том числе:				
ЮАР	6200	1 232	18 777	39 650
Канада	498	8 062	12 733	14 554
Колумбия	155	912	809	
США	93	640	585	467
Остальные страны	20	754	96	1 028

ее группы применяются для изготовления нагревательной обмотки электрических печей и приборов, служащих для измерения высоких температур (термометры сопротивления и термопары). Платина и металлы ее группы употребляются также в качестве катализаторов в химической промышленности, при получении кислот, витаминов и антибиотиков, а также для изготовления свечей зажигания двигателей. В последнее время для изготовления фильтров нейтрализаторов выхлопных газов автомобилей начато использование платинового катализатора. Запасы платины в некоторых странах приведены в табл. 21.

Из общего количества 55 699 кг металлов платиновой группы, добытых в капиталистических странах в 1971 г., на долю платины приходится 35 388 кг.

Коренные месторождения разрабатываются с содержанием платиновых металлов 5—15 г/т; для россыпных месторождений кондиции более низкие — десятые доли граммов на 1 м³ песков.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ПЛАТИНЫ

Платина и металлы ее группы встречаются в природе в весьма рассеянном состоянии. Кларки их, по Ноддаку, следующие (в %): Ru $5 \cdot 10^{-6}$, Rh $1 \cdot 10^{-6}$, Pd $5 \cdot 10^{-6}$, Os $5 \cdot 10^{-6}$, Ir $2 \cdot 10^{-6}$, Pt $5 \cdot 10^{-6}$.

По последним данным кларк палладия 0,013 г/т. В целом относительное распространение упомянутых элементов следующее: $Pd > Pt \gg It \gg Os > = Rh \approx Ru$ (Юшко-Захарова и др., 1970). Геохимически все эти элементы тесно связаны с ультраосновными и основными породами. В настоящее время известно около 50 минералов платиновой группы. Платина, иридий и палладий в горных породах и месторождениях развиты как в самородном виде, так и в виде твердых растворов и интерметаллических соединений с Fe, Ni, Cu, Sn, реже Au, Os, Pb, Zn, Ag. Наиболее распространенными являются поликсен Pt, Fe (Pt 80—88%, Fe 9—11%), ферроплатина Pt, Fe (Fe 16—19%), палладистая платина Pt, Pd (Pd 7—40%), станнопалладинит Pd_3Sn_2Cu (Pd 40—45, Pt 15—20, Sn 28—33%), гиверсит $PtSb_2$(Pt 45, Sb 51,5%), звягинцевит $(Pd, Pt)_3$ (Pb, Sn).

Осмий, рутений и родий образуют твердые растворы. К ним относятся такие минералы, как невьянскит Ir, Os (Ir 46,8—77,2%, Os 21—49,3%), сысертскит Os, Ir (Os 67,9, Ir 17, Ru 8,9, Rh 4,5), родиевый невьянскит Ir, Os, Rh (Ir 69,9—70,4, Rh 11,2—11,3, Os 17,2%).

Кроме того, в природе известны арсениды, сульфоарсениды и сульфиды платины, рутения и палладия, а именно сперрилит $PtAs_2$ (Pt 56,5%), куперит PtS (Pt 79,2—85,9%), высоцкит $(Pd, Ni)_5S$(Pd 59,5, Pt 4,81, Ni 14,18%), холлингвортит (Rh, Pt)AsS(25% Rh).

В поверхностных условиях минералы платиновой группы устойчивы и могут переноситься в водном потоке с образованием россыпей.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделяются следующие группы месторождений платины: 1) магматические, 2) гидротермальные и 3) россыпи.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основное значение в промышленном отношении имеют магматические месторождения и россыпи. Среди магматических месторождений выделяются следующие промышленные типы: 1) гистеромагматические хромит-платиновые

месторождения (уральский тип); 2) собственно магматические месторождения комплексных платина-хромит-медно-никелевых руд (бушвельдский тип); 3) ликвационные медь-никель-платиновые месторождения (норильский тип).

Месторождения уральского типа

Месторождения платины на Урале связаны с дунитами, пироксенитами, иногда перидотитами. Развиты они в пределах габбрового пояса Урала. В ряде пунктов среди габбро обнажаются дуниты, окаймленные пироксенитами (рис. 135). Согласно А. Н. Заварицкому, все эти породы, включая габбро,

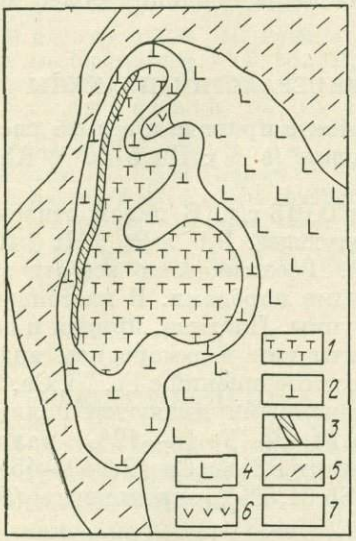


Рис. 135. Геологическая схема Нижне-Тагильского рудоносного района (из книги И. Г. Магакьяна).

1 — дунит; *2* — пироксенит; *3* — серпентинит; *4* — габбро, диорит; *5* — динамометаморфические сланцы; *6* — тылаит; *7* — кристаллические сланцы

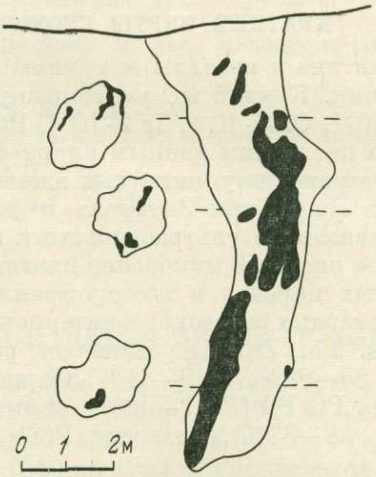


Рис. 136. Форма платиноносных гнезд хромистого железняка в проекции на вертикальную плоскость. Слева поперечные сечения этих гнезд (по А. Г. Бетехтину).

представляют собой члены магматической дифференциации единого плутона, из которых первыми кристаллизовались дуниты. Все массивы дунитов содержат платину, находящуюся в рассеянном виде. Содержание ее, по данным Н. К. Высоцкого, колеблется от 0,0027 до 0,095 г/т. Такое содержание при современном уровне техники не является промышленным, но за счет разрушения платиноносных дунитов образуются россыпи в реках и логах, разрезающих эти массивы.

Помимо рассеянной платины в дунитах выявляются также хромитовые скопления, с которыми ассоциирует платина. Такие скопления залегают в форме гнезд, а также своеобразных трубообразных рудных тел (рис. 136).

В хромитовых скоплениях устанавливается повышенное содержание платины. Хромиты, ассоциирующие с платиной, характеризуются развитием своеобразных текстур, приближающихся к петельчатым, пятнистым, брекчиевым. Платина содержит железо, иридий и осмий. В некоторых образцах содержание железа составляет 12—20%. Долгое время геологи придерживались

представления, впервые высказанного Н. К. Высоцким, что платина и ассоциирующие с ней хромиты являются раннемагматическими образованиями и кристаллизовались до породообразующих оливинов. Однако А. П. Карпинский, учитывая развитие брекчиевых и нодулярных текстур в хромитах, пришел к выводу, что эти месторождения являются взрывными и их образование близко к образованию алмазоносных кимберлитов. В дальнейшем исследования А. Н. Заварицкого убедительно показали, что платина не принадлежит к ранним образованиям, кристаллизующимся до ортосиликатов. Он пришел к выводу, что выделение платины в ультраосновных породах было вызвано распадом определенных соединений, в виде которых она находилась в магматическом расплаве. Парагенезис платины и хромистого железняка дает возможность предполагать, что в эти соединения входили также хром, железо и, вероятно, другие элементы. Выделение металлической платины явилось результатом распада таких соединений.

В дальнейшем идею позднемагматического образования платиновых месторождений развил А. Г. Бетехтин (1935). Он показал, что платина ксеноморфна по отношению к хромитам. Вместе с тем А. Г. Бетехтин доказал, что в определенных условиях остаточный расплав, содержащий соединения хрома, может обогатиться летучими и прежде всего группой ОН, а также бором. В результате дуниты, вмещающие хромитовые скопления, подвергаются серпентинизации и в них, кроме того, в некоторых случаях проявляются хромгранат, хромхлорит и даже хромтурмалин. Проведенные исследования позволили А. Г. Бетехтину отнести подавляющее большинство хромитовых месторождений, в том числе платиноносные хромиты, к типу гистеромагматических образований, в отличие от акцессорных хромшпинелидов, являющихся протомагматическими (раннемагматическими).

Месторождения бушвельдского типа

Месторождения этого типа связаны с Бушвельдским лополитом (ЮАР), кратко описанным нами при характеристике хромитовых месторождений. Однако здесь следует отметить, что лополитообразная форма залегания основных — ультраосновных пород в последнее время отрицается геофизиками на том основании, что в центральной части граниты не подстилаются ультрабазитами. Предполагается, что бушвельдский комплекс формировался в несколько стадий по типу не полностью замкнутых кольцевых даек, которые в западной части имеют согласное залегание, а в восточной — секущее по отношению к породам трансваальской системы. Платиновое оруденение приурочено к верхней части так называемой «критической» зоны, характеризующейся интенсивной стратификацией пород (нориты, пироксениты, анортозиты, перидотиты). Здесь выделяется горизонт пород, состоящий из двух полос норитов, обогащенных сульфидами (первый и второй рифы Меренского), разделенных между собой и перекрытых пластообразными залежами платиноносных хромитов.

Горизонты Меренского имеют мощность 1,5—8 м, а общая мощность пород, несущих платиновое оруденение, 15—20 м. Прослеживаются они, так же как и хромитовые полосы, на огромные расстояния, а именно: 1) в округах Рюстенбург (рис. 137) и Претория на 290 км; 2) в округах Лиденберг и Питсбург на 160 км; 3) в округе Потгитерсрест на 65 км. Вся стратифицированная пачка пород вместе с рифами Меренского падает внутрь массива под углом 10—25°.

Характерно, что нижняя граница рифов Меренского резкая, а верхняя постоянная. Они сложены гиперстеном и бронзитом, в небольшом количестве

присутствуют полевой шпат и диаллаг. Развиты сульфиды (в количестве 2—3%): пирротин, пентландит, халькопирит, сперрилит ($PtAs_2$), куперит (PtS), стибиопалладинит (Pd_3Sb), арсенопалладинит (Pd_3As), брэггит (Pt, Pd, Ni)S, мончеит $(Pt,Pd)(Te, Bi)_2$, меренскит $(Pd, Pt)(Te, Bi)_2$. В платиновых минералах, а также в стибиопалладините содержатся палладий, осмий, иридий, родий, частично золото и серебро. В хромитах все эти минералы отсутствуют, а платина представлена в самородном виде. Содержание платиноидов в руде в целом высокое (от 3 до 18 г/т). Наиболее богатые по содержанию платины месторождения известны в округе Рюстенбург, где они отрабатываются на протяжении 12 км (см. рис. 137). Оруденение концентрируется у верхнего и особенно у нижнего контактов рифов, где минерализация сосредоточивается в узенькой полосе шириной 5 см. Здесь основным платиновым минералом является ферроплатина, ассоциирующая с хромитами. В верхнем контакте платиноиды встречаются

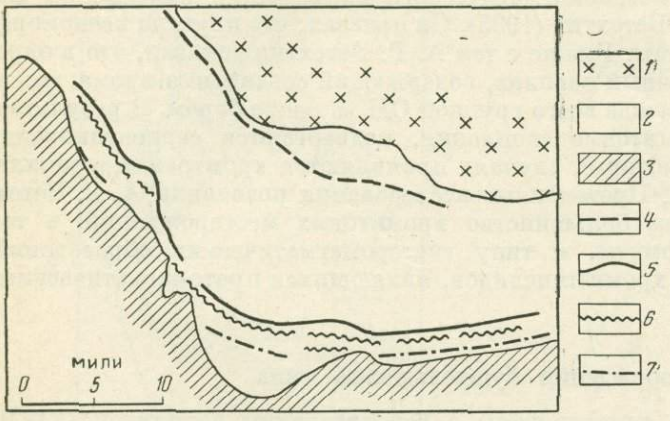


Рис. 137. Хромитовые и платиновые месторождения площади Рюстенбург массива Бушвельд (по Куну).

1 — граниты; *2* — нориты; *3* — осадочные породы; *4* — титаномагнетит; *5* — риф Меренского; *6* — хромиты; *7* — разрывные нарушения

в основном в виде сульфидов и диарсенидов — сперрилита и куперита в сопровождении окислов железа и кобальта.

На некоторых участках наблюдаются усложнения пластообразной формы рудных тел, вызванные развитием куполов и столбообразных тел. Благодаря развитию куполовидных вздутий (куполов) происходит утонение мощности рифа и одновременно уменьшается содержание платиноидов. Столбообразные тела характеризуются более крупными размерами (их диаметр колеблется от 15 до 50 м) и имеют спиралеподобный вид. На глубину они прослеживаются до 30 м.

Большой интерес вызывают своеобразные месторождения, развитые в верхней части дифференцированной зоны и представленные платиноносными крутопадающими телами гортонолитовых дунитов. В районе Лиденбурга разрабатываются только три трубообразных тела. Диаметр их колеблется от 10—20 до 100 м. Содержание самородной платины возрастает по восстанию и от периферии к центру трубок (от 3—10 до 65 г/т) и достигает максимума там, где оливиновая порода имеет пегматоидный облик, содержит крупные кристаллы роговой обманки и биотита.

Магматические месторождения платины известны также в Южной Родезии, Сьерра-Леоне и Алжире.

В Южной Родезии оруденение приурочено к так называемому «сульфидному слою» среди ультраосновных пород Великой Дайки. К востоку от Селукве почти

на 50 км прослеживаются два-три таких платиноносных горизонта в пироксенитах мощностью от 0,9 до 3 м. Платина встречается в виде тонкокристаллического и рассеянного сперрилита.

В отношении генезиса месторождений платины, связанных с Бушвельдским массивом, высказываются различные представления. Наиболее распространено мнение о раннемагматическом формировании оруденения, накапливавшегося в нижней части стратифицированного плутона в связи с протокристаллизацией. Исходя из этого представления находит удовлетворительное объяснение распространение рудоносных слоев на огромной площади. Однако некоторые исследователи высказывают предположение и о позднемагматическом происхождении платиноносных хромитов, отличающихся высоким содержанием трехвалентного железа, а также медно-никелевого сульфидного оруденения, ассоциирующего с минералами платины. Это представление подтверждается фактом нахождения платинового оруденения того же состава в зоне скарнов месторождения Ватсберг. Здесь наблюдаются крупные кристаллы сперрилита и куперита, развитые в гранатовых скарнах. Баддингтон отнес это месторождение к ксенотермальному типу.

Месторождения норильского типа

Поскольку сульфидные медно-никелевые месторождения были подробно охарактеризованы (см. «Месторождения никеля»), здесь приводятся только некоторые дополнительные сведения, касающиеся особенностей локализации платиновых минералов.

В рядовых рудах Сёдбери содержание платиноидов колеблется от 0,1 до 1,5 г/т (среднее 0,77 г/т). Платиноиды присутствуют в виде сперрилита, фрудита $PdBi_2$, майченерита $PdBi_2$, а также в виде изоморфной примеси в сульфидах меди, никеля и железа. Наиболее обогащены платиной руды на руднике Фруд, отличающиеся высоким содержанием меди. Здесь отмечается увеличение содержаний платиноидов с глубиной от 5 до 20 г/т.

Для Норильского месторождения А. Д. Генкиным (1968) установлено, что количество платиновых минералов, общее число которых превышает 20, увеличивается по мере возрастания в рудах содержания халькопирита и кубанита, а также в висячих боках жил. Платиновые минералы выделяются позднее пирротина, пентландита и халькопирита и близко одновременно с самородным золотом и галенитом, которые встречаются в некоторых жилах. Исследования показали, что платиновые минералы возникли из остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами. Особенностью состава платиновых минералов является сочетание в них металлов платиновой группы с оловом, свинцом, мышьяком, висмутом и другими элементами. В рудах широко развиты минералы палладия (высоцкит, звягинцевит и разновидности — твердые растворы Pd, Pt, Pb, Sn). Из платиновых минералов наиболее широко распространены ферроплатина, самородная платина и сперрилит.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К гидротермальным, по-видимому, относится ряд месторождений в ЮАР, расположенных вблизи Бушвельдского массива. К северу от Бушвельда (округ Потгитерсрес) вкрапленные сульфидные руды, содержащие платину, известны в измененных доломитах и в зонах нарушений, секущих доломиты. Платиноносные арсениды, стибиопалладинит, сульфиды никеля, меди и платины

встречены в зонах рассланцевания и пегматитах среди слоистых железистых пород Твифонтейн. Вблизи Нобумспрут в Северном Трансваале платиновая минерализация отмечается в различных минеральных жилах. Палладий в тех или иных количествах постоянно устанавливается в урано-никелевых рудах Шинколобве (Заир).

ПЛАТИНОНОСНЫЕ РОССЫПИ

Платиноносные россыпи в общем мало отличаются от россыпей золота и других полезных ископаемых. Среди платиноносных россыпей развиты элювиальные, делювиальные и аллювиальные. Основное значение имеют последние, развитые, например, на Среднем Урале. Рудоносный пласт обычно залегает в основании разреза аллювиальных отложений и покоится на плотике, представленном преимущественно различными сланцами или изверженными породами. Платиноносные россыпи разрабатываются на Аляске (в районе бухты Гудньюс, Дайм-Крик, Кварц-Крик), а также в Колумбии (на побережье Тихого океана и на западных склонах Кордильер), в Родезии, Заире (в районе оз. Эдвард) и Эфиопии (месторождения Ибдо-Соддо). Платиноиды встречаются в золотоносных и алмазоносных россыпях как современных, так и древних, в метаморфизованных золотоносных конгломератах Витватерсранда. Роль россыпей в запасах и добыче постепенно снижается

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А. Г. Платина. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1935, 148 стр.

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Пер. с англ. М. — Л., Цветметиздат, 1932, 276 с.

Генкин А. Д. Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения. «Геология рудных месторождений», 1959, № 6, с. 74—84.

Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., «Наука», 1968, с. 79—103.

Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., «Недра», 1970, 200 с. Авт.: О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, И. С. Разина, Л. А. Черняев.

Фосс Г. В. Платина. — В сб.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1966, с. 82—101.

Kingston G. A. The occurence of platinoid bismutho-tellurides in the Merensky Reef at Rustenburg platinum mine in the Western Bushveld. Miner. Mag., 1966, 35, No. 247, p. 815—834.

Nicolas de Kun. The mineral resources of Africa, 1965, p. 425—429.

Stumpff E. F. Some aspects of the genesis of platinum deposits. — Econ. Geol., 1962, No. 4, p. 619—623.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

Уран как химический элемент открыт в 1798 г. в урановой смолке из месторождений Саксонии немецким ученым Клапротом. Металлический уран получен в 1914 г. химиком Билли путем восстановления хлористого урана при помощи натрия. До 1914 г. уран применялся для стекольного производства и красок. Начиная с 1914 г. из руд урана стали извлекать радий. С конца Великой Отечественной войны уран нашел применение для получения атомной энергии вначале в военных, а затем в мирных целях в качестве горючего для атомных электростанций и других установок.

Производство урана в капиталистических странах в ощутимых количествах началось с 1942 г. и до 1953 г. ежегодно добывалось от 3 до 5 тыс. т U_3O_8. Максимальная добыча была достигнута в 1959 г. (39 300 т U_3O_8). В 1971 г. добыто 22 110 т U_3O_8.

В связи с широким применением урана в энергетических целях, по прогнозам Международного агентства по атомной энергии (МАПТЭ), спрос на уран будет расти следующим образом: 1975 г. — 35 тыс. т, 1980 г. — 68—72 тыс. т, 1985 г. — 120 тыс. т и 1990 г. 155 или 255 тыс. т.

Наряду с использованием урана в качестве топлива для атомных электростанций в последние годы появились новые области его применения. Из них могут быть упомянуты ядерное топливо в морском судоходстве, нефтедобывающая промышленность, где с помощью ядерных взрывов интенсифицируется добыча нефти и газа и создаются искусственные подземные нефте- и газохранилища. Ядерные взрывы используются также в горной промышленности для вскрышных работ и для подземного дробления руды с целью дальнейшего выщелачивания из нее металла. Ядерные взрывы начали использоваться также для строительства каналов и при создании искусственных водоемов и гаваней (Аляска).

В СССР уделяется большое внимание мирному использованию атомной энергии. В нашей стране были построены первая в мире атомная электростанция и первый атомный ледокол.

Достоверные запасы U_3O_8 в капиталистических и развивающихся странах на начало 1972 г. составляли 1049,3 тыс. т. По отдельным континентам они распределяются следующим образом (в тыс. т): Европа 69,5, Азия 17,1, Африка 346,6 (в том числе ЮАР 182), Америка 496,1, Австралия 120. Обычно разрабатываются руды с содержанием U_3O_8 не ниже 0,1—0,2%.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ УРАНА

В природе известно несколько изотопов урана (238, 234, 235). В чистом виде уран — серебристо-белый металл с голубоватым оттенком. Плотность 19,05, температура плавления 1133° С.

Уран известен в природе в четырех- и шестивалентной форме (в лаборатории получен также двух-, трех- и пятивалентный уран). Важным свойством урана является химическое сродство с кислородом, с которым он образует различные соединения. Наиболее распространен ион четырехвалентного урана, устойчивый в восстановительной обстановке. При экзогенных процессах такие условия часто создаются в присутствии органического вещества. Четырехвалентный уран имеет большой размер ионного радиуса (0,97 Å) и при эндогенных процессах образует простые окислы, а также сложные соединения с железом, титаном, торием и др. Окись четырехвалентного урана $U^{4+}O_2$ трудно растворима в воде.

По Гаррелсу, константа диссоциации для реакции $U^{4+}O_2 + 2H_2O \rightarrow \rightarrow U^{4+} + 4OH$ при 25° С и давлении 1 атм составляет лишь 10^{-52} и мало изменяется при возрастании температуры до 120° С. Эта устойчивость четырехвалентного урана в восстановительных условиях и объясняет преимущественное развитие в природных соединениях UO_2 и UO_2UO_3 (смолка, уранинит). Для высокотемпературных месторождений наиболее часта ассоциация урана и тория. Вследствие близости ионных радиусов четырехвалентного урана (0,97 Å) и кальция (0,99Å) четырехвалентный уран часто присутствует в таких кальций-

содержащих минералах, как сфен и апатит. Ион четырехвалентного урана в водных растворах легко окисляется с образованием иона уранила по схеме

$$U^{4+} + 2H_2O \rightarrow (U^{6+}O_2)^{2+} + 4H + 2e.$$

Четырехвалентный уран устойчив примерно в тех же условиях, что и H_2S, HS^- и S^{2-}, а шестивалентный совместно с SO^{2-} и HSO_4^-.

Шестивалентный уран обычно представлен ионом уранила UO_2^{2+}, образующим с кислотами соли, а с водой соединения $[U(OH)_4]^{2+}$ желтого цвета. Ионный радиус шестивалентного урана, по В. М. Гольдшмидту, 0,80 Å. Легкая растворимость его сульфатных и карбонатных соединений вызывает широкую миграцию урана в поверхностных условиях.

Важной геохимической особенностью урана является его способность легко восстанавливаться из шестивалентного состояния в четырехвалентное. Такое восстановление обычно происходит в эндогенных условиях, но имеет место также и при экзогенных процессах в присутствии сероводорода. Изменение валентного состояния с образованием комплексных соединений является причиной переноса урана в различной геохимической обстановке.

По А. П. Виноградову, среднее содержание урана в земной коре $2{,}5 \cdot 10^{-4}$% В кислых породах (граниты, липариты и др.) содержится в среднем $3{,}6 \cdot 10^{-4}$% урана. Содержание урана обычно увеличивается от ранних к поздним членам магматических серий, представленных кислыми, субщелочными и щелочными породами, формирующимися в поздний тектоно-магматический этап развития рудоносных территорий.

Исследования И. Е. Сморчкова и О. П. Елисеевой показали, что в гранитоидах примерно 50% урана связано с акцессорными минералами, от 3 до 15% входит в состав породообразующих минералов и около 35% находится в субмикровключениях и межзерновых швах. Уран широко распространен в осадочных породах. Повышенное его содержание наблюдается в темных глинистых сланцах, битуминозных образованиях, фосфоритах и других породах с повышенным содержанием органики. Повышенные концентрации урана и тория характерны для многих терригенных образований, особенно для древних базальных конгломератов и песчаников.

Общее число минералов урана превышает 150. Однако основное промышленное значение имеют следующие

настуран $kUO_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$ ($k = 0{,}44 - 5$; $l = 1$; между UO_2 и UO_3 имеет место непрерывный переход); уранинит $kUO_2 \cdot lUO_3 \cdot mPbO$; урановые черни $k(U, Th)O_2 lUO_3 \cdot mPbO$ ($k = 0{,}08 - 0{,}44$ при $l = 1$, или по В. Г. Мелкову, $UO_{2{,}7-2{,}92}$); торианит $k\,(Th, U)O_2 \cdot mPbO$(ThO_2 до 93%, UO_2 до 14%); пирохлор $(Ca, Na, U, TR)_{2-m}(Nb, Ta, Ti)_2O_6(O, F)_{1-n} \cdot nH_2O$; ураноторит $(Th, U, Fe, Ca, Pb)\,(SiO)_{1-x}(OH)_{4x}$ (UO_2 7,7—10%, UO_3 9,5%, ThO_2 46—52%); коффинит $U\,[(SiO_4)_{1-x}\,(OH)_{4x}]$; ненадкевит * $(U^{4+}, Y, Ce, Th)U^{6+}(Ca, Mg, Pb) \cdot [(SiO_4)_2(OH)_4] \cdot nH_2O$?; уранофан $Ca(H_3O)_2\,[(UO_2)SiO_4]_2 \cdot 3H_2O$; казолит $Pb\,[(UO_2)SiO_4] \cdot H_2O$; отенит $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ UO_3 62,7%, торбернит $Cu\,(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 12H_2O$ UO_3 57,50%, ураноспинит $Ca[UO_2]_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$; цейнерит $Cu[UO_2]_2[AsO_4]_2 \cdot 12H_2O$; тюямунит $Ca\,[UO_2]_2[VO_4]_2 \cdot 8H_2O$ UO_3 59,9%; V_2O_5 19,06%; карнотит $K_2\,[UO_2]_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$ UO_3 63,41%, V_2O_5 20,16%.

---

* Минерал недостаточно изучен. Возможно, является смесью ряда минералов, среди которых преобладают сложные окислы урана и титана.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для урана выделяются следующие генетические группы и классы месторождений:

1. Магматические
2. Контактово-метасоматические
3. Гидротермальные *
а. высокотемпературные
б. средне-низкотемпературные
4. Инфильтрационные
5. Осадочные
6. Метаморфогенные.

Основное промышленное значение имеют месторождения четырех последних групп. Месторождения четвертой и пятой групп (стратиформные) концентрируют 34% общих запасов урана капиталистических стран, шестой — 38—40%, третьей — 18—20%.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Урановые месторождения формировались в различные эпохи развития земной коры. Известны урановосные провинции, связанные со всеми тектономагматическими циклами. По геологическим особенностям урановосные провинции могут быть разделены на следующие три группы: 1) активизированных древних стабильных областей; 2) древних платформ и щитов; 3) складчатых областей.

В первой группе выделяются урановосные провинции, располагающиеся: 1) на активизированных платформах, 2) на активизированных щитах и в жестких блоках среди древних складчатых областей. Во второй группе выделяются урановосные провинции, размещающиеся: 1) в краевых частях щитов и платформ; 2) в наложенных прогибах срединных частей щитов и платформ. В третьей группе выделяются три типа урановосных провинций: 1) в интрагеоантиклинальных поднятиях, 2) в срединных массивах, 3) в краевых прогибах геосинклинальных областей, осложненных поперечными поднятиями.

Подавляющая часть крупных месторождений и большое количество рудопроявлений находится в пределах щитов и главным образом в их окраинных частях, либо в складчатых областях, окаймляющих щиты; возникли они в докембрийское время. К докембрийским относятся месторождения, развитые на Канадском, Бразильском, Южно-Африканском, Индийском и Австралийском щитах. Наряду с очень крупными гидротермальными месторождениями и месторождениями урановосных конгломератов (Витватерсранд, ЮАР) в пределах щитов широко развиты относительно небольшие по масштабу месторождения урановосных пегматитов. Ряд промышленных месторождений урана установлен в герцинских складчатых областях и в срединных массивах, активизированных в герцинскую эпоху. К ним, в частности, относятся месторождения Корнуэлла, Испанской Мизетты, Центрального массива Франции и другие месторождения Европы. Большое количество месторождений среднего, крупного и очень крупного масштаба выявлено в слоистых толщах активизированных платформ верхнепалеозойского и мезозойского возраста. Из них особый

---

* Более дробное подразделение гидротермальных месторождений будет приведено при их описании.

интерес представляют месторождения плато Колорадо США, а также Республики Нигер (южной части Сахары) в Африке. Известны также месторождения третичного возраста, развитые в складчатых областях США, Мексики, Перу, Чили, Боливии и других стран.

Несмотря на то, что эндогенные урановые месторождения находятся в различных геологических условиях и сформировались в разное время, наряду с существенными отличиями они имеют и ряд общих особенностей.

1. Урановое оруденение образуется либо в завершающий этап развития геосинклинальных областей и перехода их в платформенное состояние, либо в заключительный этап активизации щитов и платформ. Формируется урановое оруденение в поздние стадии единого гидротермального процесса, связанного *с данным тектоно-магматическим циклом.*

2. Для урановосных провинций характерно: а) блоковое, мозаичное строение, выражающееся в чередовании поднятых и опущенных относительно друг друга тектонических блоков. Особенно благоприятны для развития уранового *оруденения наиболее жесткие блоки с относительно устойчивым воздыманием;* б) проявление глубоких расколов в земной коре, способствующих поднятию из глубин поздних магматических и постмагматических продуктов, представленных кислыми и субщелочными породами; в) наличие разнообразного гидротермального оруденения. В них встречаются различные по размерам рудопроявления железа (магнетит в скарнах), олова, вольфрама, мышьяка, меди, золота, свинца, цинка, сурьмы, ртути, барита, флюорита и некоторых других полезных ископаемых.

В некоторых эндогенных месторождениях урановое оруденение совмещено с рудами других металлов. Однако главная масса промышленных урановых руд находится в собственно урановых месторождениях, концентрирующихся в пределах самостоятельных тектонических блоков, отстоящих от блоков, несущих руды других металлов, до 5—30 км и более. По времени формирования по отношению к скарновым и грейзеновым месторождениям цветных и редких металлов урановое оруденение в большинстве случаев относится к более позднему гидротермальному этапу. Средне-низкотемпературное сульфидное, диарсенидное, а также флюоритовое и баритовое оруденение формируется близкоодновременно с урановым. Последнее, как правило, возникает в одну из последних стадий единого гидротермального этапа.

Проведенные исследования показывают, что условия локализации уранового оруденения существенно меняются в зависимости от истории геологического развития рудоносных площадей. При этом значительно меняется вертикальный размах оруденения, достигающий максимальной величины *в месторождениях, сформировавшихся на щитах.*

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К магматическим месторождениям могут быть отнесены скопления лопарита в нефелиновых сиенитах, содержащие некоторое количество тория и урана. Становление лопаритоносных стратифицированных массивов обычно происходит на щитах. В качестве примера может быть кратко рассмотрен стратифицированный массив нефелиновых сиенитов, включающий три горизонта, обогащенных лопаритом: 1) лопаритовый луяврит (нефелин 15—42%, лопарит 0,8—7%, эгирин + щелочная роговая обманка 27—50%); 2) лопаритовый уртит (нефелин 40—92%, лопарит 5—28%, эгирин 2,5—12%); 3) лопаритовый мальинит (нефелин 33—63%, эгирин 30%, лопарит 5—23%). Сам же лопарит

является сложным по составу минералом, содержащим (в %): TiO_2 37,8—39,2, Nb_2O_5 9,49—9,90, Ta_2O_5 1,13—1,22, ThO_2 0,67, TR (редкие земли) 31—32, $Ce_2O_3 + Y_2O_3$ поровну, CaO 5—6, Sr 0,7—0,8, Na_2O 7,77—9,06.

О. А. Воробьева показала, что уртит, как правило, образует резкий контакт с нижележащим луявритом и постепенно переходит в фойяит. Наблюдаются и секущие контакты фойяита и луяврита.

В гранитах Нигерии отмечается повышенное количество пирохлора. Среднее содержание урана в отдельных участках достигает 0,010% при содержании ниобия 0,26%.

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Гранитные пегматиты распространены достаточно широко, но имеют небольшое промышленное значение. Урановые минералы встречаются в следующих типах гранитных пегматитов: 1) в слюдяных (уранинит), 2) в редкометальных (титанат урана), 3) в бериллиевых (уранинит), 4) в литиевых и натрово-литиевых (уранинит), 5) в пегматитизированных мигматитах (ураноторит).

Добыча урановых минералов в небольшом масштабе производится из пегматитов Индии (уранинит совместно со слюдой) и Африки (месторождение Рохас), тантало-ниобиевых месторождений Канады, мусковитовых пегматитов Танзании и Японии. В ряде упомянутых месторождений содержание U_3O_8 составляет 0,15%. Значительно большие концентрации урановых минералов выявляются в кальцит-флюоритовых пегматитах, содержащих магнетит и гематит. Подобные пегматиты установлены в районе Банкрофт в Канаде.

Урановые месторождения района Банкрофт находятся в провинции Онтарио, в 240 км к северо-востоку от г. Торонто. Размещаются они в пределах восточной периферии ураноносного пояса, проходящего по складчатому обрамлению Канадского щита. Район сложен интенсивно дислоцированными мигматитами, гнейсами и амфиболитами архея. В этих породах относительно широко развиты гранитные пегматиты, залегающие в виде согласных и секущих тел, отдельные из которых несут урановое оруденение. Они представляют собой крупнозернистые, местами крупноблочные пегматиты, сложенные кварцем, микроклином, диопсидом, пироксеном с небольшим развитием магнетита, гематита, циркона, титанита, кальцита и флюорита.

По Я. Н. Белевцеву (1973), на месторождении Макдональд урановое оруденение, представленное уранинитом и ураноторитом, вытягивается в виде неправильных цепочкообразных скоплений мощностью 10—20 см по раздробленному контакту кварца и калиевого полевого шпата внутри пегматитов или по контакту их с мигматитами. Рудные минералы сопровождаются выделением циркона, титано-тантало-ниобатов, пирита, кварца, кальцита, флюорита и молибденита.

В различных пегматитовых телах, согласно Найнингеру, содержание урана колеблется в значительных пределах, составляя в среднем 0,09%. В отдельных участках оно достигает 0,4%, содержание тория вдвое ниже чем урана.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Типичным примером контактово-метасоматических месторождений является Мери-Кетлин в Австралии. В литературе описано еще два-три примера таких месторождений.

Месторождение Мери-Кетлин находится в Северо-Западном Квинсленде (Австралия) вблизи полиметаллического района Маунт Айза. Открыто в 1954 г.

Согласно Р. Мачесону (Matheson, 1956), район сложен нижнепротерозойскими метаморфическими сланцами, смятыми в синклинальную складку. В стратиграфическом разрезе пород, слагающих месторождение, сверху вниз залегают: 1) переслаивающиеся кварциты и гранулиты, 2) известковистые гранулиты и кремнистые известняки, 3) лавы или силлы основных пород.

Оруденение тяготеет к гранатовым скарнам, развивающимся между двумя разрывами северо-западного простирания (рис. 138). Гранат представлен андрадитом и альмандином. В составе руд установлены ортит, уранинит, апатит, карбонаты редких земель, а также сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, молибденит и галенит. Уранинит развивается по андрадиту. Ортит замещает обе разновидности граната и частично ассоциирует с ранним кальцитом. Сульфиды кристаллизовались одновременно с уранинитом и частично позднее его. На месторождении проявлена зона окисления до глубины 40 м. Уранинит в зоне окисления переходит в гуммит, уранофан и другие вторичные минералы.

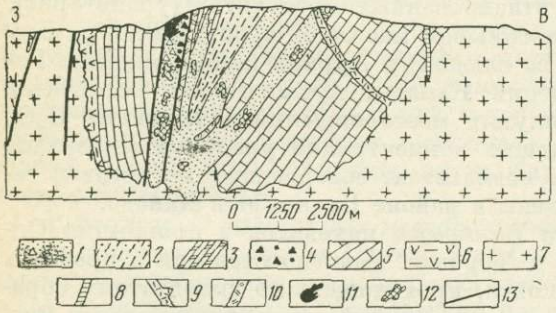


Рис. 138. Поперечный разрез месторождения Мери-Кетлин (по Мачесону и Серлю).

1 — гранатовые скарны; *2* — кварциты; *3* — *скаполит-диопсидовые гранулиты*; *4* — конглобрекчии; *5* — мраморы; *6* — гранулиты, кварциты и основные породы; *7* — граниты; *8* — *долеритовые дайки*; *9* — *дайки порфиров*; *10* — дайки диоритов; *11* — рудное тело; *12* — предполагаемые рудные тела; *13* — разрывные нарушения

Главный фактор контроля оруденения определяется: 1) наличием благоприятных часто переслаивающихся пород, 2) наличием разрывов, 3) широким развитием скарнов. Запасы вначале были определены в 5000 т U_3O_8 при содержании урана 0,45%. Разведочными работами, проведенными в последнее время, они увеличены до 10 000 т.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как уже было показано, гидротермальные урановые месторождения формируются в разнообразных геологических условиях. Залегают они в различных породах, которые по относительной благоприятности к рудообразованию примерно располагаются в следующий ряд: амфиболиты, скарны, магнетитовые руды, породы, обогащенные органикой и сульфидами, туфы, песчаники, конгломераты, порфириты, силлы и дайки диабазов, лампрофиров, дайки, штоки и купола кислых пород, гнейсы, гранитоиды и известняки. Все эти месторождения отчетливо разделяются на два класса: высокотемпературные и средне-низкотемпературные. Однако такая группировка месторождений является слишком общей и не дает возможности подойти к выявлению характерных черт геологии, присущих достаточно разнообразным месторождениям, которые входят в упомянутые классы.

Анализ имеющихся данных позволяет заключить, что из различных геологических критериев, на основании которых могут быть намечены главнейшие типы месторождений внутри каждого из названных классов, основным является их нахождение в различных геотектонических условиях. В соответствии с этим

Таблица 22

Классы и типы урановых месторождений

Класс	Тип	Формация
Высокотемпературный	На древних щитах, подвергнутых протоактивизации	Давидитовая Золото-уранинитовая Уранинитовая и браннерит-уранинитовая
	На щитах, активизированных в послепротерозойское время	Браннерит-уранинитовая
Средне-низкотемпературный	В складчатых областях (в интрагеоантиклиналях и срединных массивах)	Настуран-молибденитовая Настуран-карбонатная Настуран-апатитовая
Низкотемпературный	В активизированных областях	Настуран-сульфидная Настуран-битумная
Месторождения сложного генезиса	На активизированных платформах	Коффинитовая Коффинит-настурановая

среди класса высокотемпературных гидротермальных месторождений следует различать два типа (табл. 22): 1) месторождения на древних щитах, подвергнутых протоактивизации; 2) месторождения на щитах, активизированных в послепротерозойское время. Гидротермальные средне- и низкотемпературные урановые месторождения сформировались в основном в складчатых и активизированных областях. Среди них отчетливо выделяются три типа месторождений: 1) в интрагеоантиклиналях, 2) в срединных массивах и 3) на активизированных платформах. К первому их них относятся месторождения, залегающие в образованиях геосинклинального этажа, среди которых могут быть выделены два подтипа: залегающие в нижнем и верхнем структурных ярусах. Месторождения второго типа могут залегать в породах как чехла, так и фундамента, а месторождения третьего типа размещаются только в породах чехла.

Не останавливаясь на характерных особенностях месторождений каждого типа, которые в общем виде рассмотрены ранее, необходимо в то же время подчеркнуть, что в каждом из них отчетливо выделяется несколько рудных формаций, частью повторяющихся в разных типах, частью развитых только в одном из них. Вместе с тем в рассматриваемой второй группе месторождений, возникших на активизированных платформах, имеются представители, в которых проявлены черты как экзогенного, так и эндогенного происхождения. В связи с этим целесообразно выделить группы месторождений сложного, полигенного генезиса.

В соответствии с намеченной классификацией перейдем к рассмотрению месторождений упомянутых групп, классов и главнейших формаций.

Высокотемпературные месторождения

К высокотемпературным гидротермальным месторождениям относятся те, которые возникают при температуре 300° С и более и содержат уранинит, браннерит, ненадкевит и некоторые другие минералы. Общей особенностью этих

месторождений является то, что они залегают в гидротермально измененных породах, возникающих при относительно высокой температуре и представленных зонами биотитизации, альбититами либо кварц-карбонат-ортоклазовыми изменениями. Выделенные среди высокотемпературных месторождений два типа, хотя и включают несколько близких по составу рудных формаций, но существенно отличаются по структурно-геологическим условиям залегания и составу гидротермально измененных вмещающих пород.

Метасоматиты, в пределах которых развито урановое оруденение, обычно локализуются: 1) на участках развития часто переслаивающихся метаморфических пород и древних пегматитовых даек; 2) на изгибах бластомилонитовых зон; 3) в местах сочленения с ними разрывных нарушений. Рудная минерализация развивается во всех разновидностях метасоматитов, подвергнутых перед оруденением интенсивному дроблению.

Месторождения на древних щитах

Среди месторождений, залегающих на древних щитах, рассмотрим месторождения трех формаций: давидитовой, золото-молибденитовой и собственно уранинитовой. Примером давидитовых месторождений является Рейдиум-Хилл.

Месторождение Рейдиум-Хилл находится в Южной Австралии в 340 км к северо-востоку от порта Аделаида. Рудоносная площадь сложена породами архея и протерозоя, приведенным в контакт региональным разломом. Архейские образования представлены гранитизированными гнейсами и амфиболитами. Протерозойские породы включают сланцы, кварциты и железистые кварциты. Обе свиты интрудированы более молодыми габбро, горнблендитами, гранитами и дайками порфиров и долеритов. Рудные жилы приурочены к шарниру антиклинали и тяготеют к полосе развития аплитов, амфиболитов и пегматитов. Общее число жил большое, наклонены они под углом 50—70°. Протяжение наиболее крупных из них достигает 200 м. Большинство жил сопровождаются апофизами. Мощность основных жил колеблется от 10 см до нескольких метров. Мощность апофиз обычно меньше 1 м. В состав жил входят биотит, кварц, магнетит, гематит, ильменит, рутил, давидит, полевой шпат, пирит (мало) и халькопирит (поздняя стадия). Наиболее богаты жилы, залегающие в амфиболитах. В зоне окисления развиты карнотит, отенит и другие вторичные минералы урана. Давидит $(Fe, Ce, U)(Ti, Fe, V, Cr)_3(O, OH)_7$ отложился во вторую стадию. Выделился он после гематита, ильменита, рутила и биотита. Содержание урана в рудных жилах колеблется от 0,05 до 0,38% при содержании TiO_2 от 7 до 25%. Запасы урана оцениваются в несколько тысяч тонн.

Месторождения золото-молибденитовой формации характеризуются развитием ортита, монацита и уранинита. Представителями их являются месторождения Виктория и Литл Джем в Канаде (провинция Британская Колумбия).

Месторождения Виктория и Литл Джем. На рудоносной площади обнажаются древние позднемезозойские граниты, прорывающие древние метаморфические толщи. Рудные тела представлены сравнительно небольшими жилами, развитыми в гранитах. Жилы сложены роговой обманкой, биотитом, молибденитом, золотосодержащими арсенопиритом и арсенидами кобальта. Из урановых минералов развиты уранинит, ортит и монацит. В подчиненном количестве распространены сульфиды — пирротин, пирит, халькопирит, а из нерудных кварц и апатит. Оруденение сформировалось в несколько стадий минерализации. Уранинит отложился во вторую стадию после роговой обманки и биотита в ассоциации с апатитом, ортитом и монацитом. В зарубежной и отечественной

литературе (некоторые учебные пособия) высказывались мнения, что высокотемпературные урановые месторождения уранинитовой формации являются мелкими рудными объектами. Однако это мнение недостаточно обосновано. В настоящее время выявлены важные промышленные объекты и среди высокотемпературных образований на древних щитах, относящиеся к этой формации. В качестве примера может быть рассмотрено месторождение, сформированное в нижнепротерозойских гнейсах, рассеченных серией послойных пегматитовых жил, под пологозалегающими протерозойскими гранитами. Оруденение развилось вдоль зоны древних разрывных нарушений, сопровождающейся бластомилонитами. Минерализация началась интенсивной альбитизацией деформированных пород вдоль упомянутой тектонической зоны с возникновением альбититов, сформировавшихся путем замещения гнейсов и пегматитов. Образовавшиеся при этом альбититы, особенно те разности, которые возникли по пегматитам, и явились той благоприятной средой, в которой после катаклаза, сопровождавшегося возникновением серии мелких трещин, отложились урановые руды, представленные в основном уранинитом, ненадкевитом и некоторыми другими минералами. Возникшие при этом рудные тела имеют преимущественно пластообразую форму и распространяются до глубины 500 м и более.

Месторождения на щитах, активизированных в послепротерозойское время

В качестве примера рассмотрим месторождение, размещающееся в краевой части древней платформы и приуроченное к крупному блоку пород, испытавшему неоднократные перемещения в верхнем палеозое и мезозое.

Нижний структурный этаж сложен диопсидовыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами архея, повсеместно неравномерно гранитизированными. В целом породы представляют собой толщу мигматитов, прорванную более поздними архейскими гранитами. Породы смяты в крупные относительно пологие складки северо-западного простирания. Параллельно их осям вытянута серия разломов, представленных зонами бластомилонитов, вдоль которых внедрились позднеархейские дайки метадиоритов и других пород. В отдельные интервалы этих же разломов в период активизации в мезозойское время внедрились дайки щелочных пород. Формирование фундамента протекало в две эпохи. В более раннюю из них, в архее, происходила складчатость первичных осадочно-вулканогенных толщ, подвергшихся региональному метаморфизму в условиях амфиболовой и гранулитовой фации и ультраметаморфизма. В результате широко проявились гранитизация, мигматизация и становление гранитных массивов. Общий план разломов подчиняется складчатым структурам. Древний этап их развития подчеркивается бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации, сопровождаемыми высокотемпературными метасоматическими кварц-полевошпатовыми породами.

Мезозойские тектонические движения, вызванные явлениями активизации, сопровождались интенсивным неоднократным дроблением пород, сопровождавшимся магматическими внедрениями и гидротермальной деятельностью (Крупенников и др., 1968). Последняя проявилась развитием кварц-карбонат-ортоклазовых метасоматитов, а также секущих их кварц-баритовых жил и кварц-кальцит-флюоритовых прожилков. Все эти новообразования унаследовали направление древних бластомилонитов. Урановое оруденение, представленное браннеритом и в меньшей степени уранинитом, сформировалось только в метасоматитах, подвергшихся незначительному дроблению до возникновения

упомянутых прожилков. Метасоматиты размещаются в участках плавного изгиба древних разломов по простиранию и захватывают бластомилониты, кварц-полевошпатовые породы и древние дайки, прежде всего метадиориты. Урановое оруденение сформировалось под платформенными образованиями среди древнего метаморфического комплекса. Рудные тела развились в мощных зонах и имеют большой вертикальный размах (рис. 139). Глубина формирования их верхних частей около 1 км. Вертикальный размах оруденения значительный.

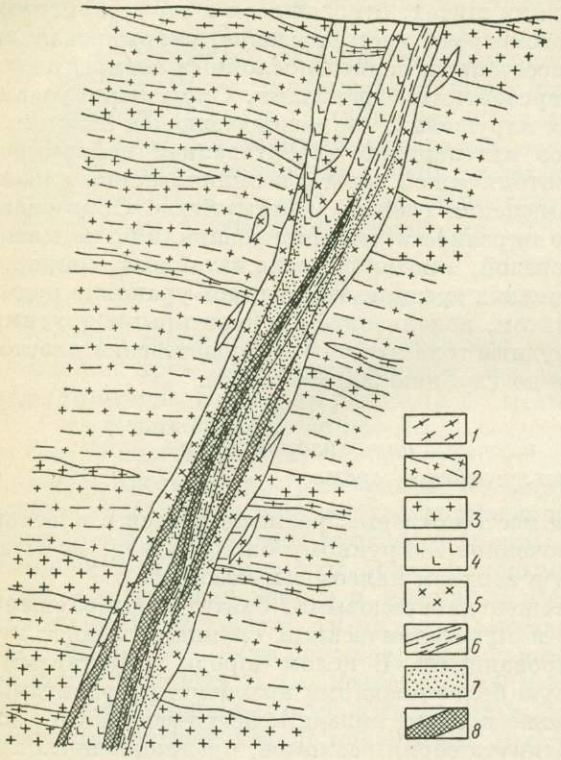


Рис. 139. Схематический разрез рудных тел, тяготеющих к контактам даек кварцевых диоритов и милонитов (по В. А. Крупенникову и др.).

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; *2* — гранито-гнейсы; *3* — граниты; *4* — кварцевые диориты; *5* — пегматоидные кварц-полевошпатовые породы; *6* — милониты; *7* — гидротермально измененные породы (метасоматиты); *8* — рудные тела

Средне-низкотемпературные месторождения в складчатых областях

Среди месторождений рассматриваемого типа отчетливо выделяются два подтипа: 1) месторождения, залегающие в нижнем ярусе складчатых областей; 2) месторождения, залегающие в верхнем ярусе этих областей. Оба эти подтипа месторождений размещаются в тектонических блоках, характеризующихся длительным воздыманием и развитием разломов, контролирующих размещение субщелочных интрузивных образований и урановых рудных полей и месторождений. Руды обоих подтипов месторождений имеют близкий состав и сложены в основном урановой смолкой, часто ассоциирующей с сульфидами и прежде всего с молибденитом, а также с карбонатами. Однако среди месторождений первого подтипа, кроме того, нередко развит браннерит, который обычно отсутствует в рудах второго подтипа. Существенно отличаются месторождения обоих подтипов структурными условиями локализации оруденения.

Месторождения в нижнем структурном ярусе

В рудных полях рассматриваемых месторождений на условия размещения интрузивных образований и локализацию уранового оруденения влияют складчатые структуры в сочетании с разрывными нарушениями. Рудные тела обычно локализуются в послойных разрывных нарушениях, в местах замыкания складок, в перегибах их осей, в участках осложнения крыльев складок флексурами и в других участках с редко отличными элементами залегания складчатых тек-

тонических элементов, осложненных разрывными нарушениями. Развитие зон послойных разрывов, несущих урановую минерализацию, происходит преимущественно в пачках частого переслаивания эффузивно-осадочных пород при благоприятных для рудоотложения физико-механических свойствах и химическом составе (наличие органики, рассеянного пирита и т. п.).

Месторождения настуран-молибденитовой формации. В рассматриваемом примере месторождения урановые руды локализуются в послойных нарушениях

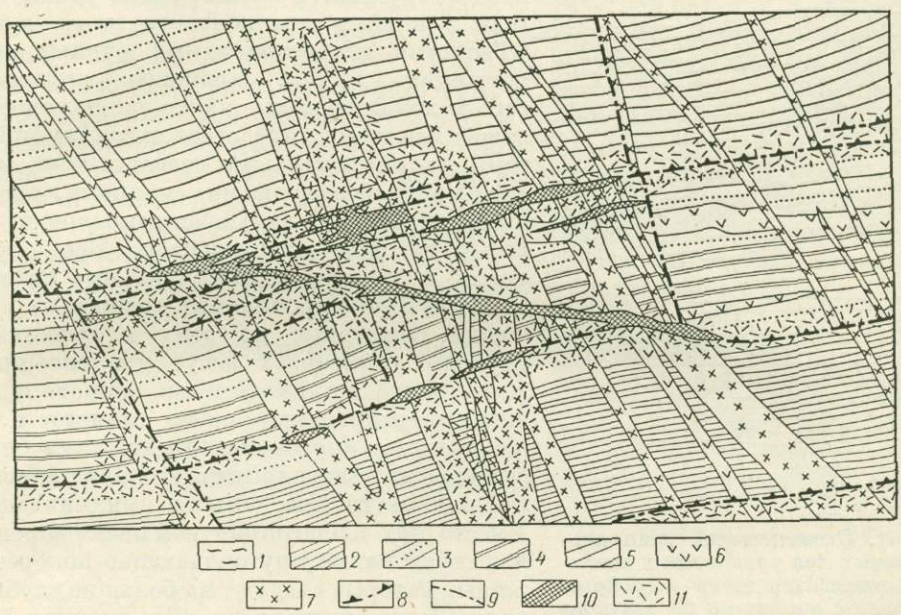


Рис. 140. Разрез урановых рудных тел в зонах развития пологопадающих нарушений (по А. А. Горшкову и др.).

1 — песчаники среднезернистые грубослоистые; *2* — переслаивание разнозернистых песчаников и алевролитов; *3* — песчаники среднезернистые с прослоями алевролитов; *4* — тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов; *5* — аргиллиты и алевролиты; *6* — дайки диоритового состава; *7* — спессартиты; *8* — послойные разрывные нарушения; *9* — секущие разрывные нарушения; *10* — рудные тела; *11* — березитизированные породы

песчано-сланцевой толщи ордовика, в местах пересечения даек диоритов северо-восточного простирания (рис. 140). Ширина рудных залежей определяется мощностью пачки даек. Длинная ось рудных тел вытягивается по простиранию даек и полого погружается на глубину. Максимальная интенсивность оруденения совпадает с узлом пересечения разрывов широтного и северо-восточного простирания. Гидротермальный процесс начался с березитизации, которой подверглись вмещающие породы и особенно дайки.

Урановое оруденение сформировалось в одну стадию, оно накладывается на березиты и сопровождается пиритизацией вмещающих пород («Геология гидротермальных урановых месторождений», 1966). Урановые руды представлены настураном, который отлагался в сопровождении кварца, серицита, карбоната, молибденита, галенита и сфалерита. С послерудной стадией связано формирование анкеритовых и кальцитовых прожилков, содержащих небольшое количество кварца и сульфидов. В локализации оруденения важную роль

сыграла повышенная пористость березитизированных пород (в 5—6 раз выше по сравнению с неизмененными). Образования верхнего яруса, развитые на месторождении, представлены континентальными красноцветными отложениями мощностью не более 500 м, в центре мульды 1000 м. Местами в эти породы также проникло рассеянное урановое оруденение, развившееся в пласте песчаников. Особенностью его является то, что молибдена оно не содержит.

Месторождения настуран-карбонатной формации. В качестве примера может быть рассмотрено месторождение, приуроченное к экзоконтакту гранитного интрузива. Урановорудные жилы залегают в породах экзоконтакта этого массива («Геология гидротермальных рудных месторождений», 1966). Урановое оруденение строго локализуется в пачке тонко переслаивающихся пород, представленных амфиболитами, скарнированными известняками, кремнистыми и графитовыми сланцами, послойными диабазами, заключенными среди биотит-гранатовых парагнейсов. Все породы смяты в сложные синклинальные складки, зажатые в зоне продольных разрывных нарушений. Некоторые из этих нарушений на глубоких горизонтах несут урановое оруденение. Однако главная масса урановорудных жил ориентирована поперек слоистости. Все жилы имеют крутое падение и с глубиной, выходя из благоприятных пород в биотит-гранатовые гнейсы, обычно выклиниваются. Вместо них в благоприятной пачке пород появляются новые крутопадающие поперечные жилы, которые следуют на большие глубины, вдоль зоны экзоконтакта. На нижних горизонтах, где важное значение приобретают рудные жилы, локализующиеся вдоль послойных разрывов, к ним в виде оперяющих также приурочены поперечные жилы. В целом в рассматриваемом месторождении проявлено пять стадий минерализации (от древних к молодым); кварц-касситеритовая, сульфидная с преобладанием галенита, смолково-карбонатная, карбонатная и карбонатно-баритовая с диарсенидами никеля, кобальта, минералами висмута и серебра, кварц-гематитовая.

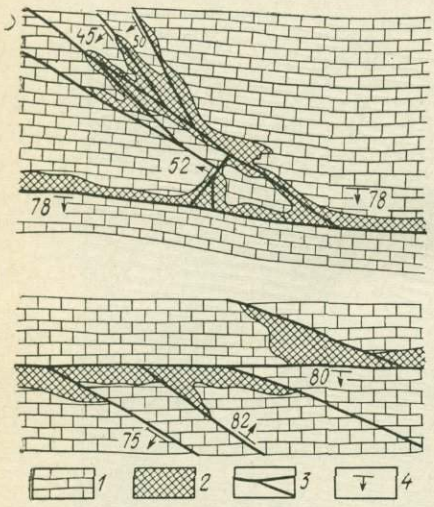


Рис. 141. Схематический план пластообразных тел урановосных апатитов, развившихся вдоль послойных нарушений с апофизами по секущим разрывам (по В. В. Белову).

1 — известняки; *2* — рудные тела; *3* — разрывы; *4* — элементы залегания

Минеральные ассоциации двух стадий развиты во всех породах, включая граниты. Минеральные ассоциации остальных трех стадий установлены в основном в породах экзоконтакта. В пределах жил, характеризующихся полосчатой, реже брекчиевидной и кокардовой текстурой, урановое оруденение распределяется крайне неравномерно, образуя рудные столбы, раздувы и пережимы. Рудные столбы наиболее часто развиваются в участках сочленения главных и боковых разрывных нарушений. Раздувы обычно приурочиваются к изгибам разрывных нарушений.

Месторождения уран-апатитовой формации. В качестве примера рассмотрим месторождение, залегающее в осадочных и частью эффузивных породах (Белов, 1968). В нижней части разреза залегают туфы диабазовых и андезитовых порфиритов. Они перекрываются алевролитами, песчаниками и известня-

ками. Выше залегают породы верхнего структурного яруса, представленные красноцветными песчаниками и конгломератами. В морфологическом отношении на месторождении развиты плитообразные и сложные метасоматические рудные тела (рис. 141). Руды представляют собой мелкозернистые образования, состоящие из фторапатита и карбоната, частично развиты альбит, кварц, хлорит, гидрослюды, каолинит, флюорит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, органическое вещество, окислы урана, минералы циркония и тория. Кроме того, в рудах установлено повышенное содержание стронция и редких земель. Отчетливо выделяются две разновидности фторапатита. С одной из них связан уран, частично в кристаллической решетке, частично самостоятельно UO_2, частично с цирконовыми минералами. Вторая более поздняя разновидность почти не содержит урана, но с ней связано почти 50% тория, установленного в рудах, остальная часть тория входит в состав самостоятельных минералов. Руды образовались путем метасоматического замещения вмещающих карбонатных пород. Намечается четкий структурный контроль. Оруденение тяготеет к пересечению двух зон разломов и сопровождается гидротермальными изменениями вмещающих пород, выраженными кальцитизацией известняков и кварц-альбитовым изменением секущих даек интрузивных пород. Прожилки рудоносных апатитов также пересекают эти дайки, что является важным доказательством гидротермального происхождения руд.

Месторождения в верхнем структурном ярусе

В верхнем структурном ярусе геосинклинального этажа обычно возникают месторождения уран-молибденитовой формации. Рассмотрим два примера.

Рудоносная площадь *первого месторождения* («Геология гидротермальных урановых месторождений», 1966) сложена песчаниками, на которых залегают

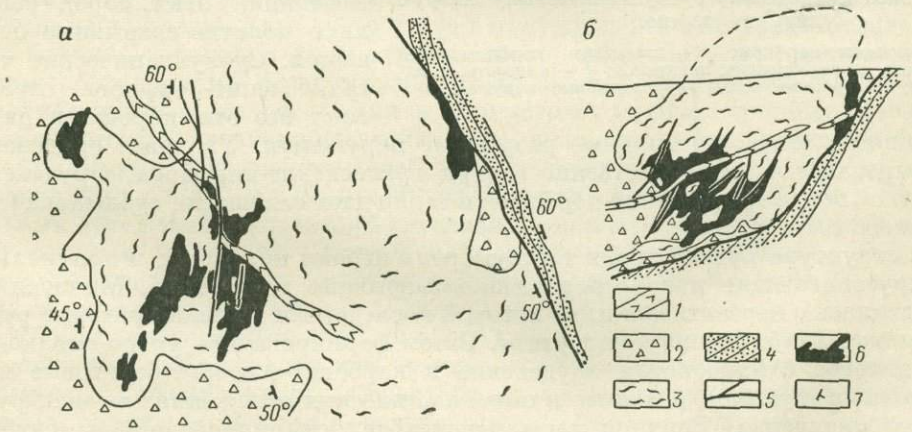


Рис. 142. Размещение рудных тел, приуроченных к корневой части экструзива фельзитов в плане (*а*) и в разрезе (*б*).

1 — дайки микродиоритов; *2* — лавобрекчии фельзитов; *3* — фельзиты; *4* — осадочные породы; *5* — разрывы и трещины; *6* — рудные тела; *7* — элементы залегания

лавобрекчии фельзитов, прорванные сложными куполовидными телами и силлами фельзитов (рис. 142). В составе руд урановая смолка, молибденит и иордизит. Рудные тела, характеризующиеся развитием прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд, локализовались в эндоконтакте фельзитов на участке, где

резко изменяются условия залегания силла, который переходит в крутопадающее тело. В целом рудные тела имеют форму сложных столбообразных и линзообразных тел. В локализации уранового оруденения важное значение имеют флюидальность и пологие тектонические швы, а также дайки микродиоритов.

Минерализация развивалась в два этапа. В первый возникли кварц-мусковит-турмалиновые грейзены с полевым шпатом, альбитом, биотитом, бериллом, флюоритом и др. Развились они в цементе *лавобрекчий и туфолав в одну стадию* еще до внедрения даек основных пород. Второй этап минерализации представлен двумя стадиями: 1) стадией березитизации, которая распространена шире, чем рудная минерализация; 2) собственно рудной стадией (урановая смолка чаще всего связана с молибденитом и иордизитом). С глубиной увеличивается количество молибденита, серицита и кварца, ассоциирующих с урановой смолкой.

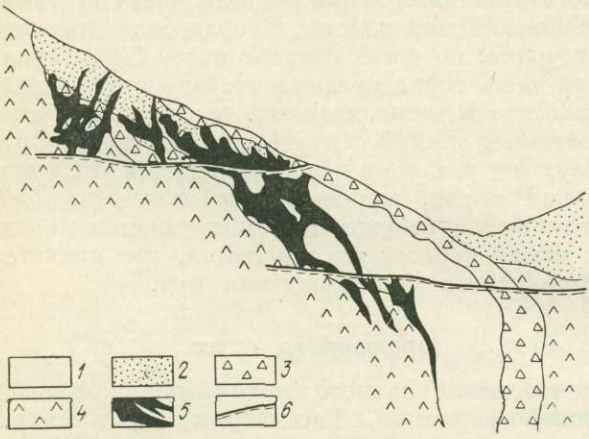


Рис. 143. Строение столбообразного штокверка, приуроченного к сложному субвулканическому интрузиву в разрезе.

1 — граносиенит-порфиры; *2* — кварцевые порфиры; *3* — кластолавы и лавобрекчии липаритов; *4* — андезиты и их туфы; *5* — рудные тела; *6* — разрывные нарушения

На площади *второго месторождения* обнажается экструзивный стратифицированный лакколитообразный массив. В нижней его части развиты лавы и туфы липаритов и дацитов. На них залегают туфолавы и лавобрекчии кварцевых порфиров и фельзит-порфиры (рис. 143). Примерно вдоль стратификации этих пород развились пологие разрывные нарушения. Субвулканические тела граносиенит-порфиров прорывают все эти породы и на их морфологию влияют послойные разрывные нарушения. Урановое оруденение сформировалось преимущественно внутри граносиенит-порфиров. Оруденение возникло после граносиенит-порфиров и серии даек основного, субщелочного и щелочного состава.

В структуре рудного поля важную роль играют кольцевые и полукольцевые крутопадающие и пологопадающие разрывные нарушения. Минерализация началась с березитизации, за которой последовали халькопиритовые руды, расположенные в подошве интрузива. Затем формировались урано-смолко-молибденитовое с карбонатом оруденение и карбонат-флюорит-баритовые прожилки (*послерудные*), *развитые в пирокластических отложениях кровли* рудоносного интрузива. Верхняя часть рудных тел сформировалась на глубине 600—700 м. Максимальный вертикальный размах оруденения 1200—1700 м.

Е. И. Котов (1969) установил горизонтальную и вертикальную зональность оруденения, характеризующуюся тем, что в центральной части рудоносных зон совмещаются две стадии минерализации (кварц-серицитовая и кварц-сульфидная), возникшие при температуре 270—230° С. Далее по направлению к флангам размещается минерализация смолковой (210—190° С), кальцит-флюоритовой (180—140° С) и кальцит-диккитовой (110—90° С) стадий. Зональность наблюдается и в вертикальном направлении. В нижних частях рудоносных зон

проявлена кварц-серицитовая и кварц-сульфидная минерализация, выше по восстанию распространена урановая смолка, а еще выше кальцит-флюоритовая и кальцит-диккитовая минерализация.

Низкотемпературные месторождения в активизированных областях

На активизированных платформах широко развиты низкотемпературные месторождения, имеющие пластообразную или лентообразную форму и приуроченные к пластам высокопроницаемых пород, преимущественно представленных песчаниками, гравелитами и даже конгломератами и обычно обогащенных органическим веществом. Долгое время все эти месторождения относились к сингенетическим осадочным образованиям, затем некоторые исследователи пришли к выводу об их инфильтрационном происхождении. Однако исследования последних лет показали, что на многих из этих месторождений оруденение контролируется разрывными нарушениями и сопровождается интенсивным околорудным изменением вмещающих пород, выраженным преимущественно в их аргиллизации. В тех случаях, когда на рудоносных площадях слоистые осадочные толщи перемежаются с эффузивными и экструзивными образованиями, на одних и тех же месторождениях наблюдаются урановорудные тела с резко различной морфологией. Те из них, которые залегают в песчаниках или гравелитах, имеют типичную пластовую или лентообразную форму. Рудные тела, которые залегают в эффузивных и экструзивных образованиях, имеют форму типичных жил и рудоносных штокверков, ни у кого не вызывающих сомнения в том, что они являются гидротермальными образованиями.

Ниже охарактеризованы гидротермальные урановые месторождения, приуроченные к породам осадочного чехла и представленные пластовыми залежами. Как правило, урановые руды этих месторождений сложены тонкорассеянной смолкой или чернями, ассоциирующими с различными сульфидами, чаще всего с молибденитом, с гидрослюдами и глинистыми минералами. Месторождения часто тяготеют к эрозионно-тектоническим впадинам, развившимся на гранитном фундаменте. Встречаются подобные месторождения и в кальдерах вулканов, включающих пласты осадочных пород, а также среди морских или континентальных отложений, слагающих активизированные платформы. Многие из упомянутых месторождений связаны с угленосными отложениями. Для более полного представления о геологии рассматриваемых месторождений охарактеризуем месторождение уран-сульфидной формации.

Первое месторождение («Геология гидротермальных урановых месторождений», 1966). На каледонском гранитном основании залегают конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Все эти породы содержат углистое вещество. Среди песчаников отмечаются также линзы туфов. Граниты разбиты крутопадающими разрывными нарушениями, которые вверх по разрезу при переходе в породы верхнего структурного этажа проявляются в виде зоны мелкой трещиноватости. Рудные залежи развиваются преимущественно в гравелитах, реже в песчаниках и конгломератах (рис. 144). Благоприятны для локализации оруденения также песчаники на контакте с туфами. Рудные тела имеют лентообразную (преимущественно) и пластообразную форму. Оруденению предшествовало гидротермальное изменение вмещающих пород, выраженное в их гематитизации, аргиллизации и карбонатизации.

Оруденение представлено рассеянной в породе урановой смолкой, реже коффинитом, самородным мышьяком, пиритом, сфалеритом и баритом, сопровождаемыми хлоритом. К послерудным минералам относится диккит. В локализации оруденения важную роль играют межпластовые горизонтальные нарушения, развившиеся преимущественно в придонной части разреза в конгломератах и гравелитах, перемежающихся с песчаниками, алевролитами и редкими прослоями туфов. Наибольшее количество таких межпластовых срывов, развившихся над крутопадающими разломами фундамента, проявились вдоль контактов пластов песчаников и туфов. Вдоль срывов происходило дробление пород, что благоприятствовало локализации оруденения. Однако оруденение сформировалось и в самих пластах песчаников и гравелитов, что обусловлено их повышенной пористостью.

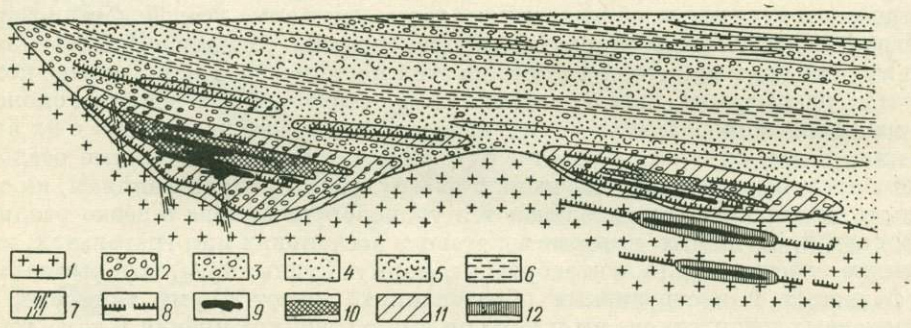


Рис. 144. Пространственное взаимоотношение рудных тел в аргиллизированных породах (схематический разрез).

1 — граниты; *2* — конгломераты; *3* — конгломераты; *3* — гравелиты; *4* — песчаники; *5* — туфопесчаники; *6* — алевролиты; *7* — зоны повышенной трещиноватости; *8* — пологие зоны разрывных нарушений; *9* — урановая минерализация; *10* — каолинит-кремнистые зоны аргиллизации; *11* — каолинит-карбонатные зоны; *12* — гидрослюдисто-карбонатные изменения гранитов вблизи кварц-сульфидных прожилков

Таким образом, локализация оруденения определялась благоприятным сочетанием высокопроницаемых вмещающих пород с межпластовыми разрывами. Эти же факторы обусловили в общем согласное с вмещающими породами залегание рудных тел, наиболее крупные из которых имеют пластовую или лентообразную форму с длиной, превышающей ширину в 5—10 раз. Исследования показали, что верхние части рудных тел возникли на глубине 500 м от поверхности, существовавшей в процессе минерализации, под толщей малопроницаемых аргиллитов.

Месторождения сложного генезиса

К данному классу относятся месторождения, формировавшиеся в ряд последовательных стадий в течение длительного времени истории геологического развития рудоносных площадей. В более ранние стадии уран концентрировался в связи с процессами осадконакопления, а в более поздние — с периодом тектоно-магматической активизации, когда уран привносился в зону рудоотложения гидротермальными растворами. Примером подобных месторождений является Амброзия-Лейк.

Месторождение Амброзия-Лейк находится в пределах металлоносного минерального пояса Грантс, протягивающегося на 110—160 км в северо-запад-

ной части штата Нью-Мексико (США). В пределах пояса находится ряд крупных месторождений: Галлап, Черчрок, Смит-Лейк, Амброзия-Лейк, Пойсон-Каньон, Норт-Лагуна, Саут-Лагуна. Добыча руды в месторождениях пояса Грантс производится более чем из 100 открытых и подземных выработок. В строении района Грантс участвуют породы от верхнего карбона до верхнего мела. Обычное моноклинальное северо-западное падение пород под углом 3—5° вблизи окраины бассейна усложняется второстепенными складчатыми сооружениями и разрывными нарушениями.

Урановое оруденение на 95% приурочено к континентальным отложениям формации Морисон, развитой в верхней части юрских отложений общей мощностью до 180 м. На западной окраине бассейна оруденение концентрируется в нижних горизонтах формации Морисон. Небольшие рудные тела установлены также в низах разреза юры (формация Тодилто) и в углистых сланцах мела (формация Дакота). Контакты между отдельными пачками формации Морисон нечеткие, постепенные, возможны латеральные переходы (рис. 145). В отдельных горизонтах (Вестуортер-Каньон) песчаники и конгломераты составляют 80%, а тонкозернистые породы 20%. В горизонте Браши-Бейсин 90% составляют аргиллиты и алевролиты. Для минерального пояса в целом отмечается одна общая тенденция — стратиграфическое «повышение» к центру бассейна. Среди рудных залежей в большинстве месторождений выделяются (Килли и др., 1973): 1) досбросовые руды и 2) послесбросовые руды.

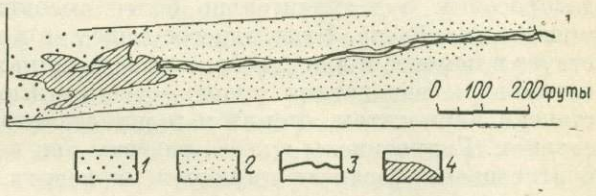


Рис. 145. Поперечный разрез через досбросовое и послесбросовое рудное тело (по Гилперту).

1 — красные песчаники; *2* — серые песчаники; *3* — досбросовые руды; *4* — послесбросовые руды

Наиболее крупные рудные тела месторождения Амброзия-Лейк представлены досбросовыми рудами, которые залегают в виде линзообразных и пластообразных залежей, согласных с напластованием (см. рис. 145). В большинстве досбросовых рудных тел наблюдаются разнообразные усложнения типичной пластообразной формы. На вертикальных разрезах обнаруживается расщепление рудных тел в поперечном сечении и переход на низкие горизонты вдоль изогнутой поверхности. Длинные оси рудных тел грубо параллельны направлению транспортировки материала при осадконакоплении и имеют в основном восточное направление, грубо согласное с простиранием пород. Это так называемые «почтисогласные» руды. Форма и позиция рудных тел контролируются внутриформационными несогласиями, которые маркируются прослоями глинистых конгломератов, но отмечаются и рудные тела, не связанные с этими несогласиями.

Мощность досбросовых залежей колеблется в пределах первых десяти метров при ширине до нескольких сот метров и протяженности до 1000 м. Послесбросовые залежи, хотя и бывают грубо пластовыми с неправильными границами, но чаще вытягиваются вдоль разрывов, имеют прихотливые амебообразные формы и прослеживаются в пределах нескольких стратиграфических горизонтов. Мощность их достигает 30 м и часто они залегают в форме рудных столбов. Послесбросовые руды тесно ассоциируют с досбросовыми. Считается, что они возникают при перемещении растворенного рудного материала на расстояние от нескольких сантиметров до 1000 м.

Досбросовое и послесбросовое оруденение характеризуется не только отличием в морфологии, но и в минеральном составе руд, хотя собственно урановая минерализация достаточно однотипна. Досбросовые руды большей частью не окислены, сложены коффинит-органическим комплексом и сопровождаются пиритом, иордизитом и ферроселитом. Коффинит находится в теснейшем срастании с углеродистым веществом. Смесь эта характеризуется темно-серой и коричневой окраской и тонко обволакивает зерна песка или выполняет промежутки между ними. В цементе нижней части пластов досбросовых руд развито несколько генераций кальцита. Среди послесбросовых руд присутствуют как неокисленные, так и окисленные разности, но преобладают последние, всегда располагающиеся выше уровня грунтовых вод.

Черные послесбросовые руды сложены коффинитом, реже уранинитом и сопровождаются ванадиевыми минералами (монтрозеитом и др.), а также пиритом, марказитом и баритом. Они характеризуются в отличие от неокисленных досбросовых руд значительно более высоким содержанием ванадия и более низким молибдена. Углеродистое вещество в них отсутствует. Кальцит присутствует в цементе и в послесбросовых трещинах. Окисленные руды представлены в основном ванадатами урана — тюямунитом, метатюямунитом и в меньшей степени карнотитом, отенитом и метаотенитом и сопровождаются самородным селеном. Гидроокислы железа развиты как в виде пленок на зернах песка, так и в псевдоморфозах по пириту и марказиту. Селеновое оруденение считается несомненно гипергенным.

При исследовании изотопов установлен недостаток урана и радия по отношению к относительно неподвижному в рассматриваемых условиях протактинию. Потеря урана началась примерно 300 тыс. лет назад, а последнее перераспределение радия могло иметь место 11 тыс. лет назад. Изменение вмещающих пород вокруг рудных тел выражено в эпигенетическом восстановлении первично красноцветных пород. Второй тип изменения «красные языки», накладывающийся «на зоны» эпигенетического восстановления, очевидно, связан с развитием более поздних зон пластового окисления.

Большинство геологов, изучающих месторождения района Грантс, пришли к выводу о сложном многостадийном формировании месторождения Амброзия-Лейк и других урановых месторождений района. В первую стадию в процессе накопления осадков формации Морисон формировались досбросовые руды, чему способствовало органическое вещество растительного происхождения, являвшееся благоприятной средой. Во время захоронения, уплотнения пород и их цементации происходило диагенетическое перераспределение урана (Килли и др., 1973).

В верхнеюрское время произошло поднятие района, что могло привести к выветриванию, выщелачиванию и неоднократному переотложению ранее накопившихся урановых руд. Следующая стадия интенсивного рудообразования совпала с Ларамийской орогенией и продолжалась в третичное время при интенсивных тектонических деформациях и внедрении металлоносных порфировых интрузий. В это время усиливалась подвижность подземных вод и в зону рудоотложения поступали гидротермальные растворы, привносившие уран. Продолжавшееся после этого региональное поднятие привело к новому выходу на поверхность слоев формации Морисон, что способствовало разрушению и сносу верхней части урановосных горизонтов. В течение указанного времени и до сих пор окисление и растворение просачивающимися атмосферными водами изменяет и «разрабатывает» рудные залежи, особенно к северу и северо-востоку от поднятия.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для формирования инфильтрационных (гидрогенных) месторождений источником урана служат преимущественно изверженные породы с повышенным кларком урана. Возможность участия рассеянного в породах урана в процессах инфильтрационного рудообразования обусловлена причинами, приводящими к разрушению акцессорных минералов, в состав которых этот элемент входит. Такое разрушение вызывается развитием мощных кор выветривания, при возникновении которых и создаются условия для миграции и концентрации урановых соединений. Сказанное подтверждается нахождением повышенных концентраций урановых руд в современных и четвертичных речных отложениях, возникших за счет разрушения мощных кор выветривания на гранитных массивах. Возможность формирования инфильтрационных урановых месторождений подтверждается также и экспериментальными исследованиями. В частности, установлено, что такие минералы, как карнотит и уранофан, легко растворяются при наличии H_2SO_4 при pH 2,5. Если в такой раствор добавить кальциевый, магниевый или натриевый бикарбонат, то образуется растворимый трикарбонатный ион $Ca_2UO_2(CO_3)_3$. В этом соединении уран может переноситься подземными водами на значительное расстояние. Уран высаживается из растворов углеродистым веществом при выходе их на дневную поверхность и потере CO_2. В целом месторождения возникают в несколько стадий (Gruner, 1956).

В наиболее раннюю стадию уран извлекается из гранитов и других пород в виде $Ca_2UO_2(CO_3)_3$. Подземные воды переносят комплексные растворы урана и приводят его в контакт с органикой, с H_2S и с фосфатами. В результате происходит концентрация в начале убогая, но на большой площади. Затем, когда эти отложения обнажаются, уран растворяется, переносится в новую углеродистую обстановку и повторно осаждается. Каждая новая стадия процесса повышает концентрацию урановых руд до образования промышленных скоплений. Высказывается мнение, что на урановых месторождениях в штате Колорадо максимальное обогащение металлом происходило в последний этап концентрации, начавшийся в послемеловое время и продолжавшийся в период Ларамийской орогении.

Рудоносные пласты содержат органическое вещество, наличие которого приводит к концентрации меди, молибдена, кобальта, мышьяка, свинца и других элементов, сопровождающих уран и обладающих способностью накапливаться в углеродистых осадках. Месторождения обычно приурочены к антиклинальным поднятиям, а некоторые к трещиноватым зонам. Месторождения формации Тодилто отдельные авторы связывают с межпластовыми срывами. Геологи, придерживающиеся представления об экзогенном происхождении месторождений, основными факторами считают: образование песчаников и конгломератов речного происхождения; обогащение осадков органикой, в частности растительными остатками; переслаивание или перемежаемость песчаников с аргиллитами и алевролитами; появление древних русел с конгломератами, обогащенными растительными остатками; развитие асфальтитизации песчаников. Первичные руды представлены урановой смолкой, коффинитом, чернью, монтрозеитом, реже халькопиритом, борнитом, халькозином, а также пиритом, галенитом, сфалеритом, герсдорфитом и шмальтином. Из жильных отмечены карбонаты, барит, гипс, аллофан и другие минералы. Возраст руд 60—70 млн. лет, а вмещающих пород 130—180 млн. лет.

А. И. Перельман пришел к выводу, что при образовании инфильтрационных месторождений важное значение приобретают участки зоны гипергенеза,

именуемые геохимическими барьерами, на которых резко уменьшается миграционная способность элементов и которые возникают в участках выклинивания зон окисления. При формировании эпигенетических урановых месторождений восстановителями могут являться также дисульфиды железа. Это подтверждается фактом развития в рудах повышенного количества марказита, с которым ассоциируют урановые черни и настуран. Вмещающие песчаники в ряде подобных месторождений подвергнуты аргиллизации. Это навело некоторых исследователей на мысль, что часть рассматриваемых месторождений имеет первично гидротермальное происхождение за счет привноса урана из глубоких частей земной коры в зону рудоотложения по разрывным нарушениям. Наблюдаемая же в настоящее время зональность связана с процессами гипергенеза. Из зоны окисления уран вынесен и концентрируется в зоне вторичных сульфидов (зона цементации). Этот вывод базируется на том факте, что на некоторых месторождениях среди лимонитовой зоны окисления встречаются скопления урановых руд, не подверженные выщелачиванию. Местами же урановые руды несколько оторваны от зоны пластового окисления и локализуются среди сероцветных песчаников.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Раньше считалось, что все урановые месторождения, развитые в породах платформенного чехла и обладающие пластообразной и лентообразной формой, являются сингенетическими по отношению к вмещающим их породам и возникли в процессе диагенеза осадков. Однако по мере более детального изучения подобных месторождений было установлено, что многие из них возникли несомненно в связи с проявлением эпигенетических процессов. Одни ученые (Смирнов, Щербаков, 1957; Германов и др., 1959; Холодов и др., 1961; Gruner, 1956; А. И. Перельман и др. «Экзогенные эпигенетические месторождения урана», 1965) обоснованно относят большинство рассматриваемых месторождений к инфильтрационным, другие доказывают их низкотемпературное гидротермальное происхождение. Однако ряд геологов, прежде всего М. Н. Альтгаузен (1966), В. И. Данчев и др. (1966), и сейчас отстаивают представление об осадочно-диагенетическом происхождении многих из рассматриваемых месторождений. В частности, они относят к осадочным ряд урано-угольных месторождений, месторождения, связанные с рыбными остатками, и др.

Месторождения, связанные с рыбными остатками в глинах

Подобные месторождения в основном формируются на платформах. Морские осадки, составной частью которых являются ураноносные пласты, залегают на нижележащих отложениях трансгрессивно и иногда с небольшим угловым несогласием. Согласно М. Н. Альтгаузену (1966), охарактеризовавшему одно из таких месторождений, рудовмещающая толща сложена в основном глинами, содержащими в разных частях разреза кости и чешуи рыб, а также сульфиды железа. Наибольшая их концентрация наблюдается в собственно рудном пласте, представленном черными глинами, которые залегают на размытых темно-серых глинах и перекрываются зеленовато-серыми глинами. Ураноносный пласт представляет собой более или менее монолитное тело с небольшим количеством тонких безрудных глин. Наряду с этим встречаются прослои, состоящие целиком из ураноносных костей и чешуй рыб, чередующихся с прослоями, сложенными пирит-мельниковитом.

Промышленные рудные залежи представляют собой участки пласта с наиболее монолитным строением и минимальными мощностями прослоев безрудных глин. Руда примерно на половину состоит из глинистого вещества, преимущественно каолинита, и на 30% из пирит-мельниковита. Уран входит в состав обломков скелетов, плавников и чешуй рыб, сложенных карбонат-фторапатитом. Наряду с ураном в фторапатите находится повышенное содержание различных редких земель. Незначительная часть урана связана с обуглившимися растительными остатками. В составе пирит-мельниковита находится незначительное количество молибдена, кобальта, никеля, цинка, меди, свинца и мышьяка. Изредка в ассоциации с сульфидами железа появляется молибденит, урановая смолка, бравоит, скуттерудит и саффлорит. В целом же рудные пласты состоят из каолинита, других глинистых минералов, опала и халцедона, в сумме составляющих 45—48%, пирит-мельниковита (30%), костных остатков (15—18%) и карбонатов (15—18%). Костные остатки раздроблены и переотложены. Видимо, они накапливались на различных размывавшихся слоях.

Осадочное происхождение кратко охарактеризованного месторождения бесспорно и другие представления о его генезисе никто из исследователей не высказывает. Остается лишь неясным источник урана и редких земель. У большинства исследователей складывается мнение, что непосредственным источником урана являются морские воды с нормальной соленостью и обычным для них содержанием урана. М. Н. Альтгаузен предполагает, что в морских водах находились повышенные концентрации урана, которые были вызваны вековым накоплением этого элемента и, возможно, за счет поступления в бассейн обогащенных ураном гидротермальных растворов.

Накопление урана в костях происходило после гибели рыб, когда они находились во взвешенном состоянии. Причины гибели рыб одновременно на значительной площади пока не нашли достоверного объяснения. Мы, со своей стороны, считаем, что одновременное накопление редких земель и урана могло быть только за счет эндогенного источника. Очевидно эти элементы выносились гидротермальными растворами из глубоких горизонтов земной коры по разрывным нарушениям и на определенных участках ими существенно обогащались морские воды, что и способствовало сорбции урана и редких земель костными остатками.

Месторождения в битуминозных сланцах

Особенностью урансодержащих битуминозных сланцев является убогое содержание урана (тысячные и первые сотые доли процентов) при большом, часто огромном площадном распространении этих сланцев (тысячи квадратных километров). Кроме урана в этих сланцах в небольшом количестве присутствуют ванадий, молибден, никель, кобальт, торий и редкие земли. Сланцы обычно имеют возраст кембрий — силур. Подобные сланцы, имеющие достаточно широкое распространение, сложены алевритовым и пелитовым материалом, включающим до 30% органического вещества и до 0,5—3% P_2O_5. Появление в этих сланцах окиси кальция обычно приводит к снижению содержания окиси урана. Уран в битуминозных сланцах связан с органическим веществом, представленным в виде урано-органических соединений (Адышев, Калмурзаев, 1965). Наряду с битуминозными сланцами небольшое содержание урана, не превышающее 0,01—0,02%, выявляется также в некоторых фосфоритах и других образованиях. Однако все эти образования в связи с крайне низкими содержаниями урана на данной стадии развития техники не имеют промышленной ценности, поэтому на их характеристике мы останавливаться не будем.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К метаморфогенным урановым месторождениям большинство геологов относит древние урагоносные конгломераты. Эти месторождения залегают в нижнепротерозойских образованиях и обладают рядом специфических черт, которые могут быть выявлены при характеристике рудных районов Витватерсранд в Южной Африке и Блайнд-Ривер в Канаде. В связи с тем, что урагоносность первого из этих районов мы рассмотрели при характеристике золоторудных месторождений, остановимся лишь на краткой характеристике месторождения Блайнд-Ривер.

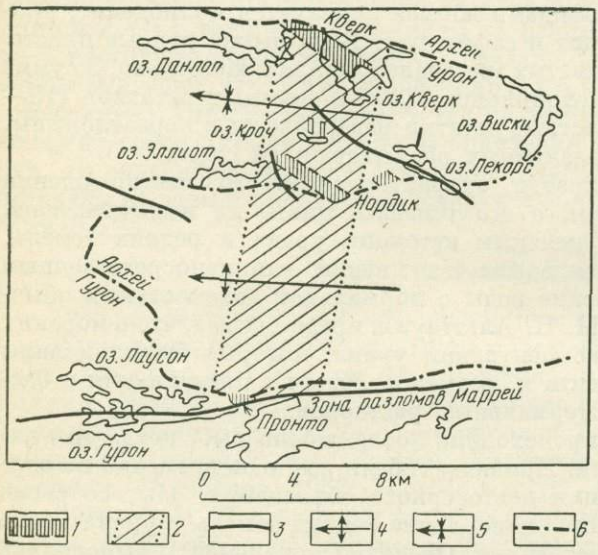


Рис. 146. Положение рудных зон в районе Блайнд-Ривер (по Робертсону и Стинленду).

1 — рудные зоны; *2* — полоса расположения известных рудных полей; *3* — разломы; *4* — ось антиклинали; *5* — ось синклинали; *6* — контур выходов отложений урана

Урановые месторождения района Блайнд-Ривер находятся в 20—40 км восточнее одноименного города. Урановая минерализация выявлена в пределах прогиба, сложенного относительно слабо метаморфизованными осадочными породами гуронского возраста (рис. 146). Северное крыло прогиба, по строению соответствующее синклинали, падает на юг под углом 15—65°, а южное на север под углом от 5 до 25°. Вдоль центриклинального замыкания синклинали возле оз. Виски угол падения достигает 20° к западу. В пределах прогиба прослеживается серия разрывных нарушений. Пиенаар (1967) и другие геологи считают эти нарушения послерудными на том основании, что вблизи них интенсивность оруденения не увеличивается. Наиболее крупным из них является широтный пологий надвиг в районе оз. Кверк, характеризующийся шарнирным перемещением блоков пород.

Все урановые месторождения размещаются вдоль южной и северной краевой частей прогиба, и лишь месторождение Пронто находится на крыле антиклинали. Догуронское основание, по данным Пиенаара (1967), в пределах синклинали оз. Кверк сложено интенсивно метаморфизованными вулканическими и осадочными породами, прорванными гранитами. Отложения гурона сложены осадочными породами, включающими слои конгломератов. Максимальной мощности 1500 м осадочные породы достигают в центральной части синклинали. Породы основания и гуронские отложения пересекаются пологими дайками и силлоподобными телами диабазов и лампрофиров. В основании гуронских отложений залегает группа Элиот, которая будет рассмотрена ниже.

Из интрузивных пород в пределах прогиба развиты дайки и дайкообразные тела диабазов мощностью от первых метров до 200 м, лампрофиров мощностью от сантиметров до 24 м (преимущественно 3 м) и единичных даек более поздних оливиновых диабазов.

Группа Элиот, включающая урановое оруденение, разделяется на верхнюю надрудную формацию, сложенную переслаивающимися пелитами и псаммитами, и нижнюю формацию Матинenda, включающую конгломераты, переслаивающиеся с кварцитами. Мощность данной формации меняется от 0 до 220 м. Она подстилается безрудными конгломератами, залегающими на архейских образованиях (рис. 147). Выше залегают рудоносные пласты, представленные комплексом переслаивающихся радиоактивных олигомиктовых конгломератов, сложенных преимущественно кварцевой галькой и обогащенных пиритом. Мощности конгломератовых пластов, так же как и размер слагающих их галек, прогрессивно уменьшаются от подошвы к верхам разреза, где развиты субаркозы и гравелиты.

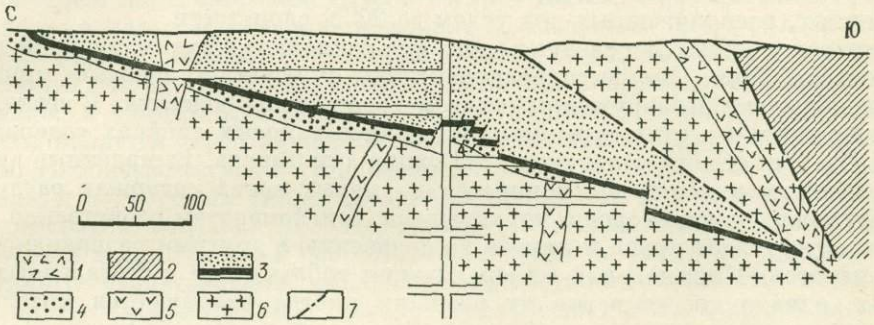


Рис. 147. Геологический разрез через месторождение Элиот-Лейк (по Литтлу и др., с уточнениями Пиенаара).

1 — оливиновые диабазы; *2* — кварциты и другие гуронские отложения, залегающие над группой Элиот; *3* — пелиты и псаммиты надрудной толщи группы Элиот, включая рудоносные конгломераты; *4* — подстилающие конгломераты; *5* — диабазы архея; *6* — гранитоиды архея; *7* — разрывные нарушения

Площади распространения главных зон конгломератов соответствуют площадям максимальных мощностей отложений нижней пачки в трогообразных впадинах вдоль северного и южного крыльев синклинального прогиба. Упаковка * и строение конгломератов в разных частях неодинаковы. По простиранию конгломераты меняются от хорошо спрессованных галечных до сложно переслаивающегося комплекса, включающего как хорошо, так и слабо упакованные конгломераты, конгломератовые полевошпатовые кварциты и полевошпатовые кварциты без галек. В строении урановосных конгломератов намечаются своеобразные ритмы, повторяющиеся шесть-семь раз и характеризующиеся сменой конгломератов субаркозами и конгломератов, переслаивающихся с субаркозами. Один из этих ритмов — пачка 5, представляющая собой конгломераты, переслаивающиеся с субаркозами, имеет мощность от 4,5 до 6 м и является главной зоной урановосного конгломерата на всех рудниках, в том числе на месторождении Элиот-Лейк (см. рис. 147). В целом мощность рудных зон конгломератов меняется от 2,4 до 9,5 м.

В ряде мест рудные зоны — это лишь часть более мощных переслаивающихся конгломератовых комплексов. Одна из рудных зон, выявленная вдоль северного крыла синклинального прогиба, включает шесть промышленных

---

* Выделяются конгломератовые субаркозы (гальки составляют менее 15%), слабо упакованные конгломераты (гальки составляют 15—40%) и хорошо упакованные конгломераты (гальки составляют более 40%).

горизонтов. Эта зона имеет протяжение 8 и ширину 3 км. Другая площадь располагается вдоль южного крыла синклинального прогиба. Ее протяжение 6 км при ширине 2,5 км. В ней содержится пять рудных горизонтов. Во многих участках несколько рудных зон залегает на различных стратиграфических уровнях. Они известны локально как нижняя, средняя и верхняя рудные зоны. Последняя почти всегда оказывается относительно маломощной.

Отмеченные рудные зоны обычно имеют сложное строение и сложены серией линзовидных сложно переслаивающихся слоев слабо и хорошо упакованных конгломератов, конгломератовых и безгалечных субаркозов. Между упомянутыми типами пород обычно наблюдаются переходы. Для рудной зоны и других олигомиктовых конгломератов характерно присутствие конгломератовых слойков и прожилков пирита, идущих по направлению косых слойков в косослоистых сериях, расположенных под углом до 20° к слоистости.

Пиритовые прожилки следуют вдоль косых слойков в рудных зонах и имеют мощность до 5 см. Они высокорадиоактивны и черные урановые минералы часто различаются невооруженным глазом в основании прожилка. В нескольких местах прожилки черных урановых минералов в косых слойках содержат до 40% U_3O_8. Они обычно чередуются с прожилками пирита. Выявленные литологические разновидности конгломератов в рудных зонах содержат различную концентрацию урана. Хорошо упакованным конгломератам свойственно более высокое содержание урана и пирита по сравнению с другими разновидностями конгломератов. Минимальная минерализация наблюдается в безгалечных субаркозах, однако косослоистые их разности иногда оказываются интенсивно минерализованными.

Урановосные конгломераты подвергнуты изменению, которое выражается в появлении белой слюды и серицита, развитых в цементе и редко появляющихся в секущих жилках. Эти минералы могли возникнуть в результате гидротермального изменения либо в связи с перекристаллизацией глинистых минералов в процессе их метаморфизма. Серицит широко развит в породах всего синклинального прогиба и распространен не только в урановосных конгломератах. В пределах рудных горизонтов серицит тесно ассоциирует с пиритом и оба они замещают обломочный материал цемента. В зоне, граничащей с диабазовой дайкой, вдоль сбросов и более мелких трещин на расстоянии до 10 м от дайки на руднике Нордик осадочные породы полностью замещены крупными чешуйками хлорита. На контакте с дайкой отмечена также альбитизация, которая полностью исчезает на расстоянии 5 м от дайки.

Согласно Жубену (1964), наиболее важными и распространенными урановыми минералами рудного поля являются уранинит и браннерит. Причем в ряде случаев первый преобладает над вторым. Уранинит обычно цементируется серицитом. Он образует как единичные кристаллы, так и гроздевидные агрегаты многочисленных мельчайших зерен. Браннерит встречается в тесных срастаниях с кварцем. Призматические его зерна с вростками кварца слагают радиальнолучистые агрегаты, при этом выявляются небольшие включения анатаза. Патчетт установил также присутствие незначительной примеси урановой смолки в виде тонких включений в урановых минералах. Она, вероятно, представляет собой продукт изменения одного из двух главных урановых минералов месторождения. Участки распространения урановых минералов, пирита и иногда ассоциирующего с ним пирротина совпадают. Согласно Жубену, по характеру выделений радиоактивных минералов в них не удается установить каких-либо характерных признаков как обломочного, так и гипогенного их происхождения. Характерной особенностью рудного поля является достаточно выдержан-

ное содержание U_3O_8, которое в среднем составляет 0,12%, несмотря на заметное колебание его на коротких интервалах рудных тел.

Переходя к выяснению условий образования месторождений, Жубен приходит к выводу, что минерализация рудоносных конгломератов (урановые минералы, пирит, небольшое количество пирротина и халькопирит) отложилась до складкообразования, тектонических нарушений и катаклаза рудоносных пород. По Жубену, все разрывные нарушения, секущие или сменяющие рудоносные конгломераты, как крупные региональные, так и оперяющие их разрывы, лишены минерализации и каких-либо признаков гидротермальной деятельности. В трещинах, пересекающих кварцевые гальки конгломератов, минерализация обычно отсутствует и лишь изредка в них встречается марказит, явно образованный за счет пирита, содержащегося в количестве 10—13% в цементе урановосных конгломератов. Жубен считает также, что отложение сульфидов железа и урановых минералов произошло до внедрения даек и силлов диабазов, которые секут и смещают рудоносные пласты, местами заметно изменяя их минеральный состав. Выражаются эти изменения в переходе сульфидов железа в окислы, а ранних урановых минералов в смолку. Последняя в некоторых случаях является переотложенной по трещинам и ассоциирует с жильным кальцитом. Наблюдаемые на месторождении Пронто хлоритизация и альбитизация связаны с пострудным гидротермальным процессом. В целом для рудоносных конгломератов, согласно Жубену, характерно весьма незначительное содержание обычных для россыпей обломочных «тяжелых минералов». Сколько-нибудь ощутимого распределения минералов по плотности также не наблюдается.

Первые высказывания о генезисе урановосных конгломератов месторождения Блайнд-Ривер были сделаны Холмсом (Holms, 1958) и Робертсоном (Robertson, 1957). Они пришли к выводу, что урановосные конгломераты являются россыпными образованиями и появление урановых минералов в конгломератах вызвано их механическим переносом. Жубен полагает, что урановая минерализация месторождения является сингенетической. Уран, по его данным, выщелачивался из слабо оруденелых участков архейского фундамента грунтовыми водами и привносился в растворах одновременно с кластическим материалом. Согласно Жубену, наблюдаемый в рудах пирит представляет собой продукт дезинтеграции пиритсодержащих пород (из архейского фундамента), перенесенный в вязкой насыщенной илом среде, препятствовавшей его окислению, а также гравитационной дифференциации или стратификации осадков.

При рассмотрении генезиса месторождения Блайнд-Ривер не следует исключать и предположение, высказанное Девидсоном (Davidson, 1959), что оно связано с привносом в конгломераты урана гидротермальными растворами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адышев М. М., Калмурзаев К. Е. О седиментационно-диагенетическом происхождении уранового оруденения в углисто-кремнисто-сланцевой формации. — «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 4, с. 16—25.

Альтгаузен М. Н. Уран. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. Благородные металлы, радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы. М., «Наука»,1966, с. 102—152.

Белевцев Я. Н. Урановые месторождения Канады. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 2, с. 13—27.

Белов В. В. Геология и вопросы генезиса месторождения урановосных апатитов. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 109—119.

Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1967, 388 с.

Геология гидротермальных урановых месторождений. Под ред. Д. И. Щербакова. М., «Наука», 1966, 442 с.

Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. Под ред. Ф. И. Вольфсона. М., «Наука», 1968, 472 с.

Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966, 246 с.

Жубен Ф. Р. Замечание об урановых рудах месторождения Блайнд-Ривер (Алгома), урановые руды и их происхождение. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964, с. 495—500.

Киллиб. С., Киттел Д. Ф., Меланкон Р. И. Урановые месторождения района Грантс. — В кн.: Рудные месторождения США, т. 2, М., «Мир», 1973, с. 431—453.

Константинов М. М., Куликова Е. С. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1959, 306 с.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961, 246 с.

Котов Е. И. Зональность оруденения в некоторых смолково-молибденовых месторождениях, приуроченных к субвулканическим интрузивам. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1969, с. 304—308.

Крупенников В. А., Кашпор А. А., Лихоманов А. Г. Особенности локализации уранового оруденения в крупных разломах кристаллического фундамента. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 15—27.

Мак-Келви В. Е., Эверхард Д. И., Гаррельс Р. М. Происхождение урановых месторождений. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 582—586.

Мелков В. Г., Пухальский Л. Н. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957, 219 с.

Месторождения урана. Зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, 352 с.

Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах. — В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Доклады советских ученых, т. 3. М., Атомиздат, 1959, с. 134—159. Авт. А. И. Германов, С. Г. Батулин, Г. А. Волков, А. К. Лисицын, В. С. Серебренников.

Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах. — «Изв. АН СССР, серия геол.» ,1961, № 11, с. 50—63. Авт.: В. Н. Холодов, А. К. Лисицын, Г. В. Комарова, И. А. Кондратьева.

Основные черты геохимии урана. Под ред. А. П. Виноградова, М., Изд-во АН СССР, 1963, 352 с.

Пиенаар П. Дж. Докембрийские урановосные конгломераты Онтарио. М., «Мир», 1967, 198 с.

Рыбалов Б. Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах. — «Геология рудных месторождений». 1965, № 2, с. 3—24.

Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений, М., Госгеолтехиздат, 1957, 35 с.

Суражский Д. Я. Генетические типы промышленных месторождений урана. — «Атомная энергия», 1956, № 2, с. 75—84.

Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Под ред. А. И. Перельмана. М., Атомиздат, 1956, 332 с.

Bateman J. D. Recent uranium development in Ontario. — Econ. Geol., v. 50, No. 4, 1955, p. 361—372.

Davidson C. F. Further observation on uraniferous conglomerates. A discussion. — Econ. Geol., v. 54, 1959, p. 1316—1320.

Everhart D. L. Origin of uranium deposits. Mining Eng., 1954, 6, No. 9, p. 904—907.

Gruner J. W. Concentration of uranium in sediments by multiple migration — accretion. — Econ. Geol., 51, No. 6, 1956, p. 495—520.

Holms S. W. Uranbearing conglomerates of Blind River district. Mining J., No. 4, 1958, p. 103, 108.

Keely L. The Bicroft pegmatites. Canad. Mining J., 77, No. 6, 1956, p. 87—88.

Keer P. F. Uranium emplacement in the Colorado Plateau. — Geol. Amer. Bull. 69, 1958, p. 1075—1111.

Matheson R. S. and Séarl R. A. Mary Kathleen uranium deposit. — Econ. Geol., 51, No. 6, 1956, p. 528—540.
McKelvey V. E., Everhart D. L. and Garrels R. M. The origin of uranium deposits. — Econ. — Geol., 50th Anniversary volume, 1955, pt. 1, p. 464—533.
Robertson J. Preliminary geological map of tewnships, 143 and 144. Blind River Area, District of Algoma, 1957, Ont. Dept. Mines.
Roubault Marcel. Géologie de l'uranium. Libraires de l'Academie de Médecine, Paris, 1958, p. 1—464.
Wright R. J. Ore controle in sandstone uranium deposits of the Colorado Plateau. — Econ. Geol., v. 5, No. 2, 1955, p. 135—195.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОРИЯ

Торий открыт в 1928 г. Берцелиусом в минерале, найденном в Норвегии и называемом в настоящее время торитом. Торий мягкий серебристо-белый металл (в свежем срезе). Температура плавления 1700 ± 20° С, температура кипения 3000—4300° С.

В электровакуумной и электроосветительной технике торий в виде металла используется в газоразрядных и некоторых других типах ламп в качестве электродного материала. Торий применяется в производстве электроламп с вольфрамовой нитью накала. В электровакуумной технике, в некоторых типах магнетронов применяются ториево-оксидные катоды, работающие при температуре 1400—1630° С. Они представляют собой танталовый керн с нанесенным на него и затем спеченным слоем порошка тантала и вольфрама, покрытых окисью тория. Торий добавляется в вольфрамовые электроды. В электровакуумной технике он используется в качестве активного газопоглотителя.

Двуокись тория имеет высокую температуру плавления (3050° С), в связи с чем она нашла применение для изготовления высокоогнеупорных тиглей для плавки тугоплавких металлов (осмия, родия, платины и некоторых других) и в качестве нагревательного элемента для электропечей. В последнее время торий начал добавляться для получения различных сплавов. В частности, в реактивной авиации и ракетной технике начал применяться сплав магния, марганца и тория. В 1970 г. в капиталистических странах было добыто 10 766 т (без США) монацита, в том числе в Австралии 4 тыс. т, в Индии 2,6 тыс. т, в Бразилии и Малайзии по 2 тыс. т.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ТОРИЯ

Торий обычно относят к четвертой побочной группе периодической системы. Это согласуется с электронной конфигурацией внешних уровней тория ($6d^2 7S^2$) и его химическими свойствами, в общем аналогичными свойствам циркония и гафния. В водных растворах торий известен лишь в одной валентности (Th^{4+}).

Минералы редкоземельных элементов почти всегда содержат торий и служат источником его получения. Поэтому имеет место тесная связь между торием и лантаноидами. После искусственного получения зауреновых элементов было обращено внимание на сходство их по ряду свойств с актинием и лантаноидами. В связи с этим была выдвинута гипотеза, что в периодической системе после актиния начинается новая переходная группа элементов — актиноиды (или актиниды), аналогичная лантаноидам. К ряду актиноидов были отнесены торий, протактиний (Pa), уран и зауреновые элементы — нептуний (Np), плутоний (Pu), америций (Am), кюрий (Cm), берклий (Bk), калифорний (Cf), эйнштейний (Es), менделевий (Md), нобелий (No) и лоуренсий (Lr). Ионные

радиусы актиноидов уменьшаются по мере увеличения порядкового номера, что аналогично явлению «лантаноидного сжатия» у редкоземельных элементов. В металлическом состоянии торий, уран и трансураниды близки по свойствам лантаноидам (высокая реакционная способность, легкая окисляемость на воздухе, растворимость в кислотах, образование разлагаемых водой и кислотами карбидов и др.). На воздухе торий окисляется, тускнеет и постепенно покрывается тонкой защитной пленкой черного цвета. Торий реагирует с водородом с образованием твердых растворов и гидратов. С углеродом торий образует два карбида ThC и ThC_2. Торий реагирует с серой при нагревании до 600—800° С с образованием ряда сульфидов: ThS, Th_2S_3, Th_7S_{12}, ThS_2, плавящихся при температуре от 1770 до 2200° С. Дисульфид тория устойчив при обычной температуре на воздухе и не разлагается водой. В большинстве соединений торий выступает как четырехвалентный элемент. Для ионов Th^{4+} в водных растворах характерна ярко выраженная способность к образованию комплексных соединений и двойных солей.

Содержание тория в земной коре, по оценкам различных геохимиков, колеблется от $8 \cdot 10^{-4}$ до $1{,}3 \cdot 10^{-3}$%. В магматических породах содержание тория уменьшается от кислых ($18 \cdot 10^{-4}$%) к основным ($3 \cdot 10^{-4}$%) и ультраосновным ($0{,}005 \cdot 10^{-4}$%). Наиболее высокие содержания тория установлены в щелочных породах ($6{,}5 \cdot 10^{-3}$%) и особенно в щелочных ультраосновных, где он накапливается в минералах ниобия и редких земель. Значительное количество тория накапливается в связи с пегматитовыми и постмагматическими процессами, при этом его содержание увеличивается с повышением количества калия в породах. Основная форма нахождения тория в породах в виде основной составной части уран-ториевых либо изоморфной примеси в акцессорных минералах. В постмагматических процессах в определенных благоприятных условиях (обогащенность растворов щелочами, галоидами и углекислотой) торий способен мигрировать в гидротермальных растворах и фиксироваться в скарновых уран-ториевых и гранат-диопсидовых ортитсодержащих месторождениях. Здесь главными минералами тория являются монацит и ферриторит. Накапливается торий также в некоторых грейзеновых месторождениях, где он концентрируется в ферриторите либо образует минералы, содержащие титан, уран и другие элементы.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Торий образует концентрации: 1) в магматических месторождениях, 2) в пегматитах, 3) в высокотемпературных гидротермальных месторождениях и 4) в россыпях.

В *магматических месторождениях* торий накапливается в акцессорном монаците, частично торите, в гранитах и в виде лопарита в нефелиновых сиенитах. Монацит и торит являются источником россыпей. Из лопарита торий может извлекаться в качестве побочного продукта при добыче ниобия и редких земель. Некоторое количество тория связано также с карбонатитами, где он входит в состав микролита.

В *гранитных пегматитах* торий накапливается в виде монацита в первом типе церовых гранитных пегматитов и в виде эшенита, приорита и других минералов в редкометальных гранитных пегматитах второго типа по А. Е. Ферсману. Однако промышленных концентраций упомянутые минералы не образуют, а являются дополнительным источником к акцессорным минералам гранитов (монациту и частично ториту) для образования россыпей.

В высокотемпературных гидротермальных месторождениях торит, ферриторит, торианит и урано-торианит могут накапливаться в промышленных концентрациях. В ряде урановых рудных полей, где основным промышленным минералом является настуран, в более ранние стадии минерализации выделяются минералы тория — ферриторит, торианит и др. В одних случаях эти минеральные образования пространственно оторваны от низко-, среднетемпературных настурановых жил, в других — обе минеральные ассоциации совмещены в одних и тех же рудных телах. Торий также входит в состав браннеритовых высокотемпературных месторождений, наиболее крупные объекты которых (Блайнд-Ривер в Канаде), по мнению ряда исследователей, относятся к метаморфогенным образованиям. Содержание ThO_2 в этих месторождениях колеблется в пределах 0,1—0,2%.

К *россыпным месторождениям* в основном относятся монацитовые россыпи. Следует отметить, что в настоящее время именно этот тип месторождений имеет главное промышленное значение в качестве минерального сырья на торий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология атомных сырьевых материалов. — Доклады иностранных ученых на Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955, М., Госгеолтехиздат, 1956, 119 с.

Геология постмагматических ториево-редкометальных месторождений. Под ред. В. А. Невского, М., Атомиздат, 395 с.

Котляр В. Н., Кристальный Б. В. Геология ториевых месторождений капиталистических стран. — В сб.: Вопросы геологии и сырьевой базы урана и тория в капиталистических странах. М., Изд-во АН СССР, 1959, 106 с.

Abbot A. Monazite deposits in calcarepus rocks, Northern County, Idano. Moscow University of Idano, 1954, p. 1—24.

Anderson A. L. Thorium mineralization in the Lemhi Pass area, Lemhi County (Idaho). — Econ. Geol., 56, 1962, No. 1, p. 177.

Christman R. A., Brock M. R., Pearson R. G., Singewald Q. D. Geology and thorium deposits of the West Mountains, Colorado. U. S. Geol. Survey Bull., Washington, 1959, 1072—H, p. 491—535.

Mackin I. H., Schmidt D. L. Uranium and thorium-bearing minerals in placer deposits in Idaho. Intern. Peaceful uses of atomic energy. Proc. 6, 587 (also U. S. Geol. Survey, Prof. Paper) 1956, No. 300, p. 375—380.

Phair G. and Ahimanoto K. O. Hydrothermal uranothorite in fluorite breccias from the Blue Yay Mine, Jamerstown, Boulder County, Colorado. Amer. Min., v. 37, No. 7—8, 1952.

Sharp W. N., Gavender W. S. Geology and thorium-bearing deposits on the Lemhi Pass Area, Lemhi County, Idaho and Beaverhead County, Montana. U. S. Gov. print. off., Washington, 1962, p. 70.

Twenhofel W. S., Buck K. Z. Geology of thorium deposits in the United States. U. S. Geol. Surv., Prof, Paper, 1956, p. 300, 587.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИОБИЯ И ТАНТАЛА

Ниобий и тантал были получены в чистом виде Болтоном соответственно в 1903 и 1907 гг. Промышленное их использование началось с 1922—1928 гг. в США. В настоящее время оба металла нашли широкое применение благодаря их ценным свойствам: чрезвычайной тугоплавкости(Nb 2500° С, Та 2850—3030°С), способности легко прокатываться в тончайшие листы и вытягиваться в проволоку, большой устойчивости против действия кислот и царской водки, способности поглощать газы при нагревании, незначительной величины поглощения нейтронов и пр.

Ниобий применяется преимущественно в качестве легирующей добавки (в виде феррониобия) к различным сортам сталей и сплавов — конструкционных, кислотоупорных, жаропрочных и т. п., используемых в авиации, ракетах, атомных реакторах.

Основная область применения тантала — электроника, при изготовлении сверхминиатюрных электролитических конденсаторов, используемых в управляемых ракетах, космических кораблях, спутниках, в кибернетических машинах. Благодаря большой устойчивости к коррозии тантал может заменять платину при производстве кислотоупорной аппаратуры (тантал дешевле платины в 5—6 раз) На основе тантала созданы самые тугоплавкие сплавы с температурой плавления 4400° С. Карбид тантала отличается наибольшей твердостью, приближающейся к твердости алмаза.

В 1970 г. в странах капиталистического мира добыто концентратов: ниобиевого 13,9 тыс. т (Бразилия, Канада) и танталового 817 т (Канада, Бразилия, Нигерия и США).

Запасы в капиталистических странах составляют Ta_2O_5 110 тыс. т, Nb_2O_5 общие — 16 100 тыс. т и достоверные — 8410 тыс. т ($^2/_3$ из них в Бразилии).

Кондиции устанавливаются в зависимости от типа и состава руд и размеров месторождения. Можно считать руды промышленными, если они содержат 0,2—0,6% Nb_2O_5 или 0,02% Ta_2O_5.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ НИОБИЯ И ТАНТАЛА

Близкие химические свойства ниобия и тантала обусловливают совместное их нахождение в одних и тех же минералах и участие в общих геологических процессах. Благодаря близости ионных радиусов ниобия и тантала между собой и к ионному радиусу титана ниобий способен замещать титан в ряде титансодержащих минералов (сфен, ортит, перовскит, биотит). Форма нахождения тантала и ниобия в природе может быть разной: рассеянной (в породообразующих и акцессорных минералах магматических пород) и минеральной (в виде колумбита, пирохлора и др.).

Кларк ниобия $2 \cdot 10^{-3}$%, тантала $2{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Содержания ниобия и тантала увеличиваются от ультраосновных (0,2 г/т Nb и 0,06 г/т Ta) к кислым (20 г/т Nb и 4,2 г/т Ta) и особенно в щелочных породах (30—300 г/т Nb).

В кислых негибридизированных гранитах, т. е. не обогащенных кальцием и лишенных лития, ниобий концентрируется в виде акцессориев — колумбита и фергусонита. В гибридных гранитах и гранодиоритах ниобий рассеивается в сфене (по схеме $CaTi \rightleftarrows NbNa$) или в биотите и ильмените (по схеме $MgTi \rightleftarrows NbLi$), если магма обогащена литием.

В щелочных — ультраосновных породах ниобий рассеивается в минералах типа перовскита и в эвдиалите. Тантал распространен меньше, чем ниобий. Последний, в частности, концентрируется в больших количествах в альбитизированных щелочных породах и связанных с ними пегматитах, а также в карбонатитах.

В гидротермальном процессе ниобий и тантал отмечаются лишь в высокотемпературных вольфрамовых и оловянных грейзеновых месторождениях. Они встречаются в виде мельчайших включений колумбита и танталита в вольфрамитах и касситеритах, а также в изоморфной форме.

В экзогенных процессах минералы ниобия и тантала, являясь устойчивыми, могут накапливаться в делювиально-аллювиальных россыпях, иногда в бокситах коры выветривания (штат Арканзас, США). В общей сложности известно

более 100 минералов, содержащих ниобий и тантал. Из них промышленное значение имеют лишь некоторые: колумбит-танталит $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$; пирохлор и его танталовый аналог микролит $(Na, Ca, TR, U)_2 \cdot (Nb, Ta, Ti)_2 O_6(OH, F)$ (Nb_2O_5 0—63%, Ta_2O_5 0—77%); лопарит $(Na, Ca, Ce)(Ti, Nb)O_3$ [$(Nb, Ta)_2O_5$ — 8—10%]; иногда используются эвксенит, торолит, ильменорутил, а также минералы, содержащие тантал и ниобий в виде примесей (ильменит, касситерит, вольфрамит).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделяются следующие генетические группы тантал-ниобиевых месторождений: 1) магматические, 2) пегматиты, 3) карбонатиты, 4) контактово-метасоматические и рибекит-альбит-микроклиновые метасоматиты, 5) кора выветривания и связанные с ней делювиально-элювиальные россыпи.

Магматические месторождения

Магматические месторождения тантала и ниобия связаны как с нормальными и щелочными гранитами, так и с массивами щелочных и ультраосновных — щелочных пород. Они известны в Нигерии, в пределах Тихоокеанского рудного пояса, в Гренландии и других странах.

Общей особенностью *месторождений колумбитоносных гранитов* является приуроченность оруденения к апикальным частям интрузивов, испытавшим метасоматические изменения (альбитизация). Они характеризуются большим площадным развитием, низкими содержаниями полезных компонентов (в виде акцессориев), повышенными концентрациями фтора, лития, олова и тантала. Обычно разрабатывается кора выветривания.

Колумбитоносные граниты известны в Нигерии, где они приурочены к зонам киммерийской и альпийской активизации допалеозойской платформы. Допалеозойские породы (кристаллические сланцы, гнейсы и древние граниты) прорваны молодыми (доверхнемеловыми) нигерийскими гранитоидами. По Гринвуду, формирование их происходило в четыре этапа: 1) небольшие тела и жилы габбро; 2) колумбитоносные биотитовые граниты и связанные с ними постепенными переходами гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 3) пирохлорсодержащие рибекитовые граниты, иногда связанные постепенными переходами с биотитовыми гранитами; 4) дайки долеритов.

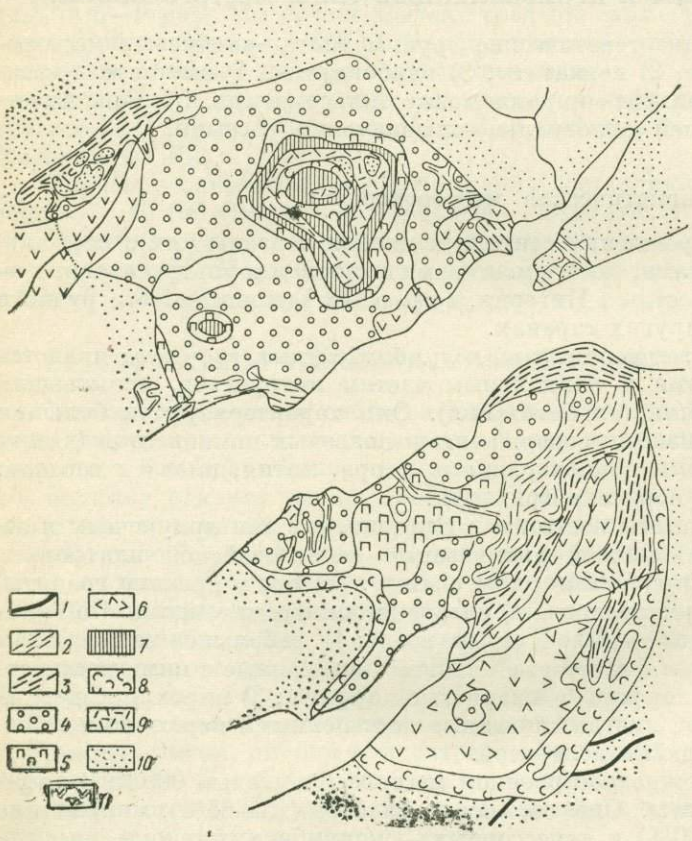
На плато Джос в сложно построенном массиве (площадью 900 км²) выделяются биотитовые граниты. Они состоят из альбита (15—65%), микроклина (10—40%), кварца (15—50%) и акцессорных — колумбита, циркона, касситерита, монацита, ксенотима и рутила.

Колумбит образует исключительно мелкие пластинчатые и игольчатые кристаллы, образовавшиеся позднее касситерита, но несколько раньше циркона. Содержание в них Ta_2O_5 0,013—0,015%; а в коре выветривания доходит до 0,2%. Отношение $Nb/Ta \approx 7$. Отрабатываются коры выветривания и россыпи. Пирохлорсодержащие граниты в Нигерии развиты в долине Каффо. Они относятся к рибекитовым разновидностям и кроме пирохлора содержат топаз и циркон. Содержание $(Nb, Ta)_2O_5$ 28%. Отношение Ta/Nb колеблется от 1 : 8 до 1 : 12. Запасы руд оцениваются в десятки миллионов тонн. Относительно генезиса месторождений нет единого мнения. Одни исследователи считают колумбит типичным акцессорием магматического происхождения, другие, главным образом советские ученые, стоят на точке зрения его метасоматической

природы. Последнее предположение подтверждается совпадением контура минерализации и альбитизации пород (альбит вторичный), а также приуроченностью оруденения к трещинным зонам.

Лопарит- и пирохлорсодержащие сиениты, луявриты и мальиниты относительно редкий тип месторождений. Они известны в СССР и в Гренландии.

Месторождение Илимауссак (Гренландия) (рис. 148) связано с массивом, сложенным авгитовыми сиенитами, фойяитами и луявритами, а ближе к кровле щелочными гранитами. Фойяиты и луявриты содержат ниобий, бериллий,



Ри. 148. Схематическая геологическая карта массива Илимауссак (по Фергюсону).

1 — дайки агпаитовых сиенитов; *2* — черные арфведсонитовые луявриты; *3* — зеленые эгириновые луявриты; *4* — нуяиты; *5* — содалитовые фойяиты; *6* — какортокиты; *7* — пуласкиты и кварцевые сиениты; *8* — авгитовые и другие сиениты; *9* — щелочные граниты; *10* — почвенный покров; *11* — четвертичные образования

уран, торий и мало титана. Содержание Nb_2O_5 550 — 1500 г/т, Ta_2O_5 15—60 г/т; отношение Nb/Ta = 14—64 и максимальное отмечается в среднезернистых луявритах. Ниобиевые минералы обнаружены главным образом в поздних гидротермальных жилах, состоящих из анальцима, альбита, натролита, чкаловита и кварца. Протяженность жил колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, мощность до 2 м (максимальная). Главным минералом является пирохлор, лопарит не установлен.

Пегматитовые месторождения

Главное значение имеют гранитные пегматиты, особенно в отношении тантала. Это альбитсодержащие пегматиты, часто с минералами лития: альбитовые, альбит-сподуменовые, микроклин-альбитовые. Наиболее обогащены танталом

микроклин-альбитовые и оловоносные пегматиты (Берник-Лейк в Канаде и др.), содержащие лепидолит, петалит, сподумен, поллуцит, амблигонит, Sn-танталит, торолит и микролит. Содержание Ta_2O_5 колеблется от 0,02—0,05 до 0,2%. На одном из пегматитовых месторождений Забайкалья, залегающем в песчано-сланцевой толще юры, оруденение представлено колумбит-танталитом, бериллом, в некоторых жилах — касситеритом и сподуменом. Берилл ассоциирует с блоковым кварц-микроклиновым комплексом и концентрируется в центральных частях жил, а колумбит-танталит вместе с альбитом слагает периферические участки и пережимы жил. Касситерит образует гнездовые скопления в грейзенизированных участках пегматитовых тел. Сподумен совместно с кварцем и микроклином развивается обычно в центральных частях жил.

Тантал-ниобиевая минерализация связана также со щелочными пегматитами. Примером может служить одно из месторождений, приуроченное к массиву миаскитов, внедрившемуся в ядро палеозойской антиклинали. Последняя образована древними гранито-гнейсами, мраморами и амфиболитами. Массив миаскитов имеет зональное строение, причем в ядре залегают миаскиты, которые к периферии сменяются щелочными сиенитами. По периферии его согласно с контактами пород залегают в виде полос тела щелочных пегматитов. Главное значение имеют нефелин-полевошпатовые пегматиты, содержащие в виде акцессориев циркон, ильменит, альбит, магнетит, пирохлор, сфен и сульфиды (пирит, пирротин, молибденит). Содержание Nb_2O_5 в рудах колеблется от десятых долей процента до первых процентов.

Карбонатитовые месторождения

Карбонатитами называют группу существенно карбонатных пород, содержащих руды редких элементов (Ta, Nb, Ce, Th, TR), пространственно и генетически связанных с массивами ультраосновных — щелочных пород. Это комплексные месторождения, из которых помимо редких элементов могут быть получены флогопит, апатит, магнетит, карбонатное сырье и др. Карбонатиты несомненно являются наиболее перспективным типом ниобиевых месторождений; на их долю приходится 98,9% общих запасов ниобия. Подавляющее большинство карбонатитовых месторождений располагаются в краевых частях платформ или на стыках крупных разновозрастных структур. Они контролируются зонами активизированных разломов и известны в Африке (75 массивов), СССР, Канаде (15), Бразилии (6), США (5). Наиболее крупные месторождения находятся в Бразилии (Араша и Тапира).

Карбонатиты занимают центральную часть (ядро) концентрически-зональных массивов щелочных — ультраосновных пород, а также образуют ряд радиальных и кольцевых тел в ядре и окружающих породах. Тантал-ниобиевая минерализация связывается с двумя типами карбонатитов: гатчеттолит-пирохлор-кальцитовыми и колумбит-бастнезитовыми. Во многих рудоносных массивах минерализация карбонатитов сформировалась в четыре стадии. Первая из них безрудная, характеризуется выделением крупнозернистых кальцитовых карбонатов с авгитом, биотитом и апатитом. Во вторую стадию образуются пегматоидные кальцитовые карбонатиты с диопсидом или форстеритом, флогопитом, магнетитом, апатитом, а также ранним пирохлором и гатчеттолитом. В третью стадию выделяются мелкозернистые кальцитовые карбонатиты с амфиболом, флогопитом, магнетитом, апатитом и другими минералами, среди которых главное значение имеет пирохлор. В четвертую стадию возникают анкеритовые крупно- и мелкозернистые карбонатиты с флюоритом, апатитом и

сульфидами тяжелых металлов, а также отлагаются карбонаты редких земель (Фролов, 1965).

Редкометальные карбонатиты с пирохлором приурочены главным образом к центральной части штокообразных тел карбонатитов, реже к их периферии. При этом отмечается горизонтальная зональность в размещении минеральных ассоциаций различных стадий минерализации или разных типов карбонатитов. В направлении от периферии к центру массивов комплексное тантал-ниобиевое оруденение сменяется существенно ниобиевым и, наконец, редкоземельным.

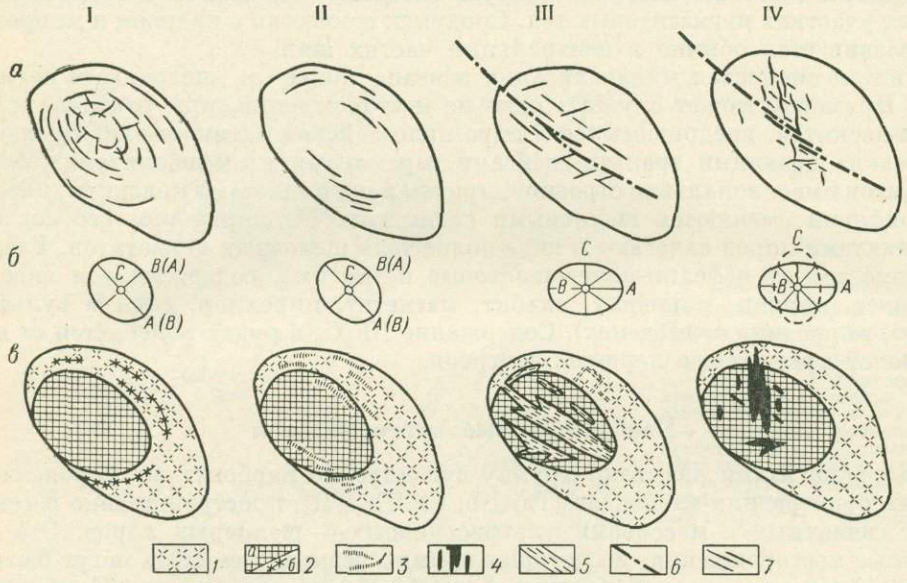


Рис. 149. Стадии формирования карбонатитового массива (по А. А. Фролову).

а — схемы развития трещин в массиве; *б* — ориентировка осей деформации (*A*, *B* и *C* — большая, средняя и малая оси деформации); *в* — схемы геологического строения массива на различных стадиях формирования карбонатитов; I—IV — стадии; *1* — ийолиты и мельтейгиты; *2* — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты I стадии: *а* — шток, *б* — жилы; *3* — пегматоидные кальцитовые карбонатиты II стадии; *4* — мелкозернистые кальцитовые карбонатиты III стадии; *5* — мелко-, крупнозернистые анкеритовые карбонатиты; *6* — разрывные нарушения; *7* — тектонические трещины

Закономерности распределения различных окислов рудных компонентов на примере одного из карбонатитовых месторождений Сибири приведено на рис. 149. Пегматоидные кальцитовые карбонатиты, локализующие ниобиевое и танталовое оруденение, размещаются в периферической части массивов в полукольцевых и дугообразных трещинах, связанных с прототектоникой. Мелкозернистые кальцитовые пирохлоровые карбонатиты связаны с серией сколовых нарушений, преимущественно ориентированных в двух направлениях. Анкерит-редкоземельная минерализация IV стадии контролируется крупными разрывными нарушениями. В результате структурные факторы и определяют наблюдаемую зональность в размещении различных типов карбонатитов (см. рис. 149).

На распределение повышенных концентраций редкометальной минерализации внутри рудоносных карбонатитов большое влияние оказывают высокая пористость и благоприятный химический состав пород, которым обладают пироксеновые разности. Генезис карбонатитов не совсем ясен. Имеются факты, свидетельствующие о магматическом их происхождении (излияние карбонатов

из действующих вулканов). В то же время отчетливые признаки метасоматоза свидетельствуют об образовании карбонатитов из надкритических гидротермальных растворов в постмагматический период формирования массивов ультраосновных — щелочных пород.

Контактово-метасоматические месторождения и рибекит-альбит-микроклиновые метасоматиты

В контактово-метасоматических месторождениях минералы ниобия представлены коппитом (разновидность пирохлора, обогащенная цериевой группой редких земель). Примером таких месторождений является Баден в ФРГ, где упомянутый минерал, развитый в скарнах, ассоциирует с апатитом. В последнее время в зонах активизации древних консолидированных складчатых областей и щитов выявлен новый тип тантал-ниобиевой минерализации, связанный с развитием щелочных метасоматитов (микроклинизация, рибекитизация, альбитизация, эгиринизация) вдоль зон разломов в гнейсах. Тантало-ниобаты ассоциируют с минералами фтора и цирконом. В главном минерале пирохлоре отношение Ta/Nb колеблется от 1 : 10 до 1 : 14. Содержание Ta_2O_5 0,02—0,05%. Запасы до 100 тыс. т Ta_2O_5. Связь с интрузивными породами не наблюдается.

Кора выветривания и связанные с ней делювиально-элювиальные россыпи

Значительная часть ниобия и тантала в капиталистических странах поступает из коры выветривания пегматитов и гранитов и связанных с ними делювиально-элювиальных россыпей. Наиболее крупные из них находятся в Нигерии, Заире и других странах. В ряде стран колумбит-танталит извлекается попутно из циркон-ильменитовых, монацитовых, оловоносных и других россыпей. Следует отметить, что минералы тантала и ниобия хрупки и переносятся не более чем на 1—2 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 5, с. 3—16.

Геология месторождений редких элементов, вып. 23. М., «Недра», 1964, 117 с.

Гинзбург А. И. Новые типы редкометальных месторождений. «Геология рудн. месторождений», 1959, № 3, с. 34—47.

Гинзбург А. И., Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 4, с. 3—11.

Кузьменко М. В., Акелин Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965, 122 с.

Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий (генетические типы месторождений и геохимия). М., «Наука», 1968, 341 с.

Потемкин К. В., Спицын А. Н. Тантал и ниобий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1965, с. 380—390.

Фролов А. А. Факторы локализации редкометального оруденения в карбонатитах. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 5, с. 31—37.

Хансен Дж. Ниобиевая минерализация в породах щелочного комплекса Илимауссак, Юго-Западная Гренландия. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 90—97.

Carbonatites Edited by O. F. Tuttle. I Gittins Intersdence publishers a division of John Weley Sons. New York, London, Sydney, 1966, 591 p.

The geology of carbonatites. E. Wm. Heonrich Rand NcNally. Chicago, 1967, 555 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ

Бериллий был получен Вёлером в 1828 г., а в совершенно чистом виде Лебо в 1898 г. электролизом. Бериллий является одним из важнейших металлов современной техники и относится к стратегическому сырью высшего ранга. Этот металл применяется в атомной технике, для получения специальных сплавов (с медью, с алюминием и др.). Медно-бериллиевый сплав («маллорий») на медной основе, содержащий 2% Be, 0,5% Co и 0,1% Si, при 200° С не теряет прочности. Он широко употребляется для изготовления пружин в авиации и различных деталей самолетов, танков, пушек, двигателей внутреннего сгорания и т. п.

Мировые запасы бериллиевого сырья (без СССР и других социалистических стран) ориентировочно составляют 1178 тыс. т BeO, из которых на долю Бразилии приходится 36%, США 23%. Добыча бериллиевого концентрата в капиталлистических странах из года в год возрастает и в 1969 г. составила в Бразилии 2812 т, в Индии 1300 т, в Аргентине 517 т. Производство бериллия в 1959 г. составляло в США 135 т, во Франции, ФРГ, Англии, Индии и Японии по 10—15 т в год. Промышленное значение приобретают месторождения с содержанием BeO 0,03% и более.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ БЕРИЛЛИЯ

Среднее содержание бериллия в земной коре 0,00038% и увеличивается от ультраосновных (0,00002%) к кислым (0,0005%) и щелочным (0,007%) породам. Основная масса бериллия в магматических породах связана с плагиоклазами (где бериллий замещает кремний). Однако наибольшие его концентрации характерны для некоторых темноцветных минералов и мусковита (тысячные, реже сотые доли процента). Если в щелочных породах бериллий почти полностью рассеивается, то при формировании кислых горных пород он может накапливаться в постмагматических продуктах — пегматитах и пневмотолитогидротермальных телах. В кислых пегматитах образование значительных скоплений бериллия связано с процессами альбитизации и мусковитизации. В пегматитах бериллий образует собственные минералы, но часть его (около 10%) находится в изоморфной форме в породообразующих и второстепенных минералах (микроклине, альбите, кварце, слюдах и др.). В щелочных пегматитах бериллий устанавливается в незначительных количествах в составе редких: эвдидимита, чкаловита, анальцима и лейкофана, где он входит в анионную группу. Постмагматические растворы выносят бериллий из магмы в виде фторсодержащих эманаций и комплексных соединений в ассоциации с вольфрамом, оловом, молибденом и литием.

В природе известно более 30 минералов бериллия, но только часть из них широко распространены: берилл Be_3Al_2 $[Si_6O_{18}]$ (11—14% BeO), хризоберилл Al_2BeO_4 (19,8% BeO), бертрандит Be_4 $[Si_2O_7][OH]_2$ (39,6—42,6% BeO), гельвин $Mn_4[BeSiO_4]_3S$ (11—14% BeO), фенакит Be_2SiO_4 (45,5% BeO).

Появление тех или иных бериллиевых минералов находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород. В алюмосиликатных породах характерными бериллийсодержащими минералами являются берилл и реже бертрандит, в ультраосновных — берилл, реже фенакит и хризоберилл, в глиноземистых породах наряду с бериллом типичен хризоберилл и, наконец, в карбонатных породах развиты хризоберилл, фенакит и даналит Fe_4 $[BeSiO_4]_3S$.

В некоторых типах пневматолито-гидротермальных месторождений (скарны, флогопит-биотит-изумрудсодержащие жилы в ультраосновных породах) наряду с высокими концентрациями бериллия в виде собственных минералов значительная часть его рассеивается во вмещающих породах: в везувиановых скарнах до 50%, в слюдах (маргарит, флогопит) до 30—40%. Бериллий в некоторых случаях может концентрироваться в средне- и даже низкотемпературных гидротермальных месторождениях — сульфидно-полиметаллических и карбонатных жилах. Минералы бериллия (берилл, хризоберилл, фенакит и др.) весьма устойчивы в зоне выветривания, где подвергаются в основном механическому разрушению и переносятся в виде мелких обломков водными потоками. Из-за небольшой плотности этих минералов их накопление в аллювиальных россыпях не происходит. Относительно легко подвергаются химическому выветриванию минералы группы гельвина — даналита, а также некоторые щелочные силикаты бериллия (лейкофанит $CaNaBeSi_2O_6F$ и др.). При разрушении гельвина — даналита бериллий выносится растворами, содержащими SO_4^{2-}. По-видимому, более значительная часть бериллия поступает в поверхностные растворы из разрушающихся силикатов кислых пород, содержащих в качестве изоморфной примеси десятитысячные и тысячные доли процента бериллия.

Растворами бериллий далеко от коренного источника не переносится; он активно адсорбируется дисперсными и коллоидными системами (особенно глинами, менее бокситами, гидратами окиси железа и марганца и кремнеземом), а также углями.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Имеющиеся к настоящему времени данные, суммированные А. А. Беусом (1960), позволяют выделить две основные группы и подчиненные им классы и типы бериллиевых месторождений:

1. Пегматитовые месторождения
а. связанные с гранитоидами
б. связанные с нефелиновыми сиенитами
2. Гидротермальные месторождения
А. Высокотемпературные гидротермально-пневматолитовые месторождения
1) в алюмосиликатных породах
а. бериллоносные граниты
б. грейзеновые месторождения
в. бериллийсодержащие полевошпат-кварцевые и кварцевые жилы
2) в карбонатных породах
Б. Средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения.

Пегматитовые месторождения

Месторождения, связанные с гранитоидами

Пегматитовые месторождения, связанные с интрузиями гранитоидов, до недавнего времени имели основное промышленное значение. Среди них А. А. Беус выделяет следующие семь типов: 1) миаролоносные (сингенетические) гранитные пегматиты; 2) блоковые и полнодифференцированные биотит-микроклиновые гранитные пегматиты; 3) блоковые и полнодифференцирован-

ные мусковит-микроклиновые гранитные пегматиты; 4) замещенные мусковит-альбитовые и альбитовые гранитные пегматиты; 5) замещенные сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые пегматиты; 6) блоковые мусковит-олигоклазовые контаминированные пегматиты; 7) гранитные пегматиты линии скрещения.

Бериллоносные пегматиты всех типов имеют различный возраст — докембрийский, палеозойский, мезозойский и кайнозойский, но среди них преобладают месторождения докембрийского возраста (более 50%).

Среди упоминавшихся типов бериллоносных пегматитов особо важное значение имеют третий, четвертый, пятый и седьмой. Для третьего блокового полнодифференцированного мусковит-микроклинового типа характерно развитие крупнокристаллической модификации берилла, содержащего незначительное количество щелочей. Бериллий здесь обычно полностью или большей частью залегает в блоковом кварце и отличается хорошо образованными длиннопризматическими кристаллами. Условия пространственного размещения берилла в характеризуемом типе пегматитов хорошо видны на рис. 150. Пегматиты четвертого типа — замещенные мусковит-альбитовые — тесно связаны с упоминавшимися блоковыми мусковит-микроклиновыми пегматитами постепенными переходами и характеризуются преобладающим развитием альбитовой зоны, наложенной на зону блокового микроклина. Здесь обычно распространен щелочной натриевый и натриево-литиевый берилл, развитый в зоне, находящейся в центральной части пегматита вокруг кварцевого ядра или же приуроченной к эндоконтакту, будучи самой внешней зоной пегматитового тела. В пятом типе — замещенных сподумен-альбитовых и лепидолит-альбитовых пегматитах, связанных постепенными переходами с пегматитами четвертого типа, наблюдаются обычно значительные концентрации сподумена, кристаллы которого преимущественно развиты в кварцевом ядре пегматитового тела, часто подвергнутого альбитизации. Вокруг центрального кварц-сподуменового ядра часто располагается альбитовая зона (клевеландитовая), включающая белый, бесцветный или розовый щелочной берилл. В ассоциации с бериллом в ряде месторождений данного типа развиты колумбит, танталит, касситерит и некоторые другие минералы.

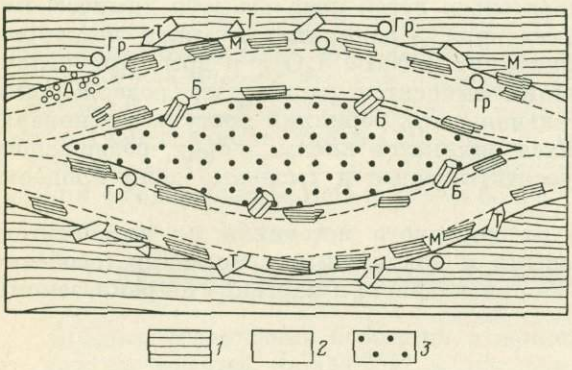


Рис. 150. Схематический план пегматитового тела мусковит-микроклинового типа (по С. Рою и др.)

1 — слюдяные сланцы и гнейсы; *2* — полевой шпат; *3* — кварц; А — апатит; Б — берилл; Гр — гранат; М — мусковит; Т — турмалин

Рассмотренные типы бериллоносных гранитных пегматитов генетически тесно связаны и нередко развиты в одних и тех же пегматитовых полях. В их пространственном размещении наблюдается горизонтальная и связанная с ней вертикальная зональность. В пегматитовых рудных полях, согласно А. А. Беусу, горизонтальная зональность выражается в том, что по мере удаления от материнского гранитного массива часто происходит смена грани-

ческих и среднезернистых биотит-микроклиновых пегматитов блоковыми мусковит-микроклиновыми, которые при дальнейшем удалении от гранитного массива сменяются замещенными мусковит-альбитовыми, а затем сподумен-альбитовыми и лепидолит-альбитовыми пегматитами. Подобная смена парагенезиса минералов пегматитов в общих чертах отвечает и их вертикальной зональности. В корневых частях пегматитовых образований, как правило, развиты недифференцированные пегматиты (рис. 151).

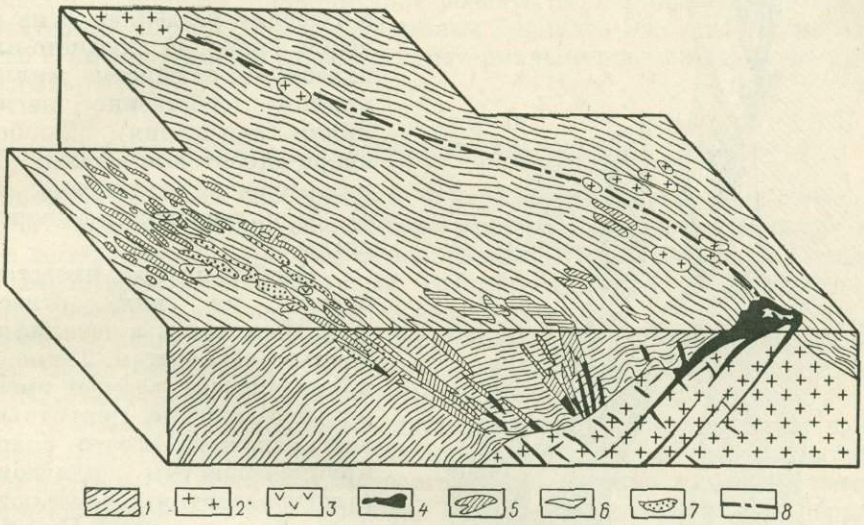


Рис. 151. Блок-диаграмма пегматитовой инъекции с четко выраженными горизонтальной и вертикальной зональностями (по А. А. Беусу).

1 — песчано-сланцевая толща; *2* — граниты двуслюдяные; *3* — амфиболиты; *4* — графические биотит-микроклиновые пегматиты; *5* — блоковые мусковит-микроклиновые пегматиты, частично альбитизированные; *6* — замещенные мусковит-альбитовые пегматиты; *7* — замещенные сподумен-альбитовые пегматиты; *8* — разрывные нарушения

Замещенные пегматиты являются комплексными: литий-бериллиевыми, бериллий-танталовыми и литий-бериллий-цезиевыми. Они характеризуются значительными запасами бериллия (тысячи тонн) и относительно высокими содержаниями BeO (0,04—0,06%). Такие месторождения известны в США (штат Северная Каролина и др.), Австралии (Вуджина, Имнитара), Намибии (Карибиб), Южной Родезии (Бикита). Интересным типом месторождений являются бериллсодержащие кристаллические сланцы Бразилии, тяготеющие к полям развития пегматитов. В районе Боа Виста кристаллические сланцы содержат 2,5—3% BeO. Перспективные запасы руды оцениваются в 14,8 млн. т.

Среди гранитных пегматитов особое место занимают гранитные пегматиты линии скрещения, относящиеся к седьмому типу. Эти пегматиты имеют промышленное значение для получения не только технического берилла, но и изумруда. Они известны в СССР, в Норвегии (район Христиании), в Аравийской пустыне и в Австралии (Пуна). Пегматитовые поля линии скрещения обычно размещаются в зонах экзоконтакта пегматитоносных гранитов, внедрившихся в основные и ультраосновные породы, подвергнутые ранее региональному

метаморфизму и перешедшие в серпентиниты, амфиболиты, хлоритовые, актинолитовые сланцы и другие породы.

Отечественное месторождение рассматриваемого типа представлено серией пегматитовых жил и прожилков, то соединяющихся между собой, то вновь разветвляющихся и образующих жильные свиты в метаморфизованных породах (рис. 152). По минеральному составу и внутреннему строению жильные тела линии скрещения разделяются на следующие виды: 1) слюдисто-плагиоклазовые и слюдистые жилы с бериллом (собственно пегматиты линии скрещения); 2) берилл-кварц-альбитовые жилы; 3) берилл-мусковит-кварцевые жилы; 4) берилл-мусковит-флюоритовые жилы.

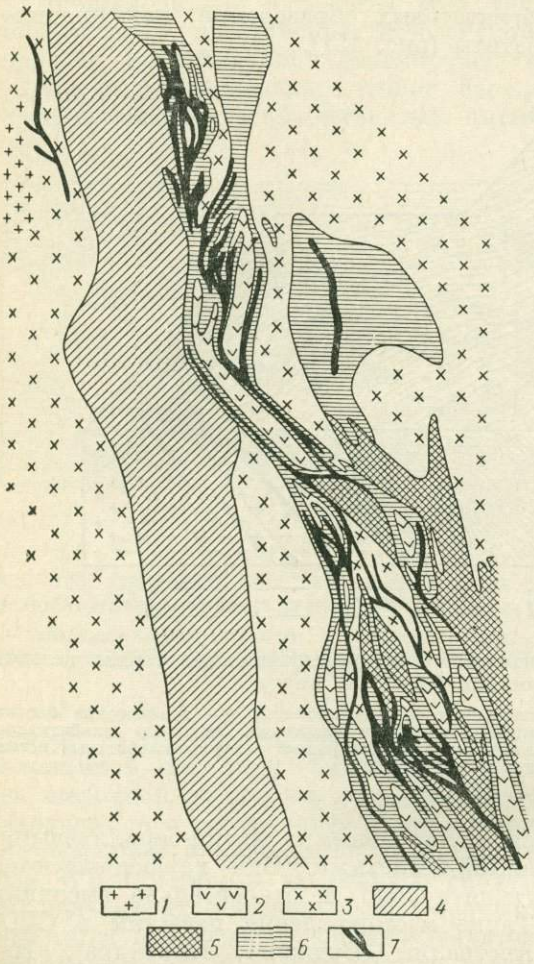


Рис. 152. Свита бериллоносных слюдисто-плагиоклазовых жил, секущих ультраосновные породы.

1 — гранит двуслюдяной; *2* — серпентиниты и тальк-карбонатные породы; *3* — амфиболит; *4* — углисто-амфиболитовый сланец; *5* — диоритовый порфирит; *6* — тальковые, хлоритовые и актинолитовые породы; *7* — бериллоносные слюдисто-плагиоклазовые жилы

Особый интерес представляют первые из них, отнесенные А. Е. Ферсманом к десилифицированным пегматитам. Такие жилы в большинстве случаев имеют зональное строение. Центральная их часть сложена почти сплошным крупнозернистым плагиоклазом (плагиоклазитом), залегающим в форме жил или линз. По обе стороны плагиоклазового ядра находятся реакционные зоны: флогопитовая мощностью до 6 м, включающая основную массу берилла и более редкого изумруда; актинолитовая мощностью 0,2—0,3 м и развитая прерывисто; хлоритовая мощностью до 2 м; тальковая, развитая лишь в жилах, залегающих среди серпентинитов. Актинолитовая и хлоритовая зоны в ряде случаев отсутствуют и тогда тальковая зона следует непосредственно за флогопитовой. Меньшее количество рудных минералов заключено в плагиоклазовых ядрах, где берилл часто образует относительно крупные гнездообразные скопления. Ярко-зеленый изумруд больше всего развит в флогопит-биотитовой зоне, а фенакит — в хлоритовой, где нередко ассоциирует с хризотилом.

Причину формирования кратко рассмотренных десилифицированных пегматитов К. А. Власов объясняет каталитической ролью фтора. По его данным,

такой процесс протекает примерно по схеме амфибол $+ HF = (MgFe)SiF_6$. Это соединение является неустойчивым и в присутствии воды распадается: $(Mg, Fe)\ SiF_6 + H_2O = (Mg, Fe)\ (OH)_2 + Si\ (OH)_4 + HF$. HF вновь разлагает следующие порции цветных минералов, а другие промежуточные соединения идут на формирование слюдяных оторочек.

Согласно Д. С. Коржинскому, формирование слюдяных оторочек вызвано встречной диффузией малоподвижных компонентов на границе двух сред.

Наряду с упомянутыми жильными телами слюдисто-плагиоклазового и слюдистого состава в жильном поле развиты также кварц-альбитовые жилы с относительно высокими концентрациями берилла. Эти жилы обнаруживают сходство с высокотемпературными гидротермально-пневматолитическими образованиями.

Месторождения, связанные с нефелиновыми сиенитами

Одной из главных особенностей бериллоносных пегматитов нефелиновых сиенитов является тесная зависимость минерального состава пегматитов от состава материнских щелочных пород. В целом пегматиты нефелиновых сиенитов характеризуются различным сочетанием калиевого полевого шпата, содалита, нефелина, эгирина и некоторых других породообразующих минералов с ринколитом, эвдиалитом, сфеном, бериллиевыми и некоторыми другими минералами. Среди бериллиевых минералов преобладают алюмосиликаты — чкаловит $Na_2[BeSi_2O_6]$, эпididимит $Na[BeSi_3O_7\ (OH)]$, лейкофан $Na_{1-n}\ Ca\ [Be\ (Si,\ Al)_2O_6]\ F_{1-n}$ и некоторые другие, установлен также борат гамбергит $Be_2\ [BO_3]\ (OH)$. Согласно М. В. Кузьменко, упомянутые минералы бериллия развиты в участках пегматитов, подвергнутых замещению альбитом, цеолитами, поздним калиевым полевым шпатом, с которыми ассоциируют бериллий и литийсодержащие минералы. В отдельных случаях главным минералом замещающего комплекса, с которым ассоциируют бериллиевые минералы, является уссингит $Na_2[AlSi_3O_8]OH$. Рассматриваемая бериллоносная зона замещения обычно находится в центральной части пегматитовых тел, реже оказывается промежуточной между центральным натролитовым ядром пегматита и окружающими его внешними зонами.

Гидротермальные месторождения

Высокотемпературные месторождения в алюмосиликатных и карбонатных породах

Бериллоносные граниты. К этим месторождениям относятся грейзенизированные и альбитизированные апикальные части массивов либо штоки лейкократовых гранитов, содержащие вкрапленность рассеянных кристаллов, берилла, а иногда и повышенное количество вольфрамита, молибденита или касситерита, а также флюорита, топаза и некоторых других минералов. По характеру распределения берилла в гранитах среди рассматриваемых месторождений может быть выделено два структурных типа. К первому относятся бериллоносные граниты, в которых кристаллы берилла размером от сотых долей миллиметра до 3—4 мм рассеяны в породе без видимой связи с трещиноватостью. Содержание бериллия убогое (тысячные доли процента), но равномерное. Ко второму типу относятся рудоносные граниты, в которых берилл контролируется мелкой трещиноватостью. Содержание бериллия неравномерное

и колеблется от 0,005 до 0,04%, достигая в обогащенных участках десятых долей процента. Глубина распространения минерализованных бериллом гранитов колеблется от 80 до 100 м. Для рассматриваемых месторождений характерно то, что берилл выделился до грейзенизации, но с альбитом он близко одновременен.

Грейзеновые месторождения бериллия. Эти месторождения обычно тесно связаны с вольфрам-олово- или молибденовыми грейзенами, развившимися в кислых и ультракислых массивах гранитов. Из бериллиевых минералов в характеризуемых грейзенах чаще всего развит берилл, местами образующий скопления. В некоторых случаях проявлены также бертрандит, гораздо более редок гельвин. Последний чаще всего ассоциирует с гематитом и сульфидами. Бертрандит нередко оказывается вторичным минералом, возникающим в результате гидротермального изменения берилла. К этому типу относятся бертрандитсодержащие грейзены в штате Невада (США).

Бериллийсодержащие полевошпат-кварцевые и кварцевые жилы. Месторождения этого типа залегают преимущественно в гранитоидах, частью в породах кровли и имеют ряд сходных черт с бериллоносными грейзенами. В структурном отношении среди рассматриваемых месторождений могут быть выделены: 1) жилы в контракционных трещинах, 2) крутопадающие жилы в трещинах отрыва и 3) крутопадающие жилы в трещинах скола. В первом типе обычно развиты маломощные плохо прослеживающиеся жилы. Второй тип достаточно широко распространен и обычно в рудных полях представлен системой жил. Третий тип характеризуется наибольшей выдержанностью рудных жил, протяжение которых нередко составляет 1000 м и более. В промышленном отношении этот тип наиболее важен.

Рудные жилы всех упомянутых структурных типов характеризуются преобладающей ролью кварца, наряду с которым в ряде случаев важную (до преобладающей) роль играют калиевый полевой шпат, реже альбит и мусковит, обычно ассоциирующие с флюоритом, топазом и бериллом. Наиболее распространенными являются бериллоносные кварц-полевошпатовые жилы с вольфрамитом, а также кварцевые с бериллом и молибденитом. В целом описываемые месторождения обычно формировались в три стадии. Ранняя из них характеризуется значительной ролью фтора, вторая — серы и наиболее поздняя — углекислоты. Берилл обычно выделяется в заключительный этап первой стадии.

Бериллиевые месторождения в карбонатных породах. В этом типе А. А. Беус выделяет флюоритовые метасоматические залежи в известняках и контактово-метасоматические скарновые месторождения. Однако и во втором из упомянутых типов флюорит в ряде случаев имеет очень важное значение. Поэтому мы считаем возможным оба этих типа объединить. Пространственно месторождения рассматриваемого типа обычно размещаются вблизи интрузивных массивов гранитоидов, характеризующихся повышенным содержанием фтора, а также ряда редких и рассеянных элементов. В пределах массивов часто проявлена грейзенизация, а на контакте их с карбонатными породами возникают скарны.

Месторождения, характеризующиеся преобладанием флюорита, представлены мощными жилообразными, трубообразными и более сложными метасоматическими телами, приуроченными к разрывным нарушениям. Эти тела метасоматически замещают известняки, а иногда скарны или даже скопления кварца. Наряду с флюоритом часто большое развитие получают литиевые слюды. Из бериллиевых минералов основное значение имеет фенакит, а в некоторых слу-

чаях, кроме того, бертрандит. В собственно скарновых месторождениях наряду с флюоритом значительные скопления образует магнетит. В связи с этим здесь выделяются разнообразные ассоциации минералов с магнетитом: флюорит-магнетитовые, слюдисто-магнетитовые, флюорит-слюдисто-магнетитовые и др. Среди собственно бериллиевых минералов, образующих повышенные концентрации в скарнах, наиболее характерны гельвин, даналит, хризоберилл и фенакит. Отличительными особенностями бериллиеносных скарнов являются мелкозернистость связанных с ними минералов бериллия, а также многостадийность формирования месторождений. Для скарнов характерно накопление бериллия в виде изоморфной примеси в ряде минералов, в том числе в гранате и особенно в везувиане. В полосчатых магнетит-флюоритовых скарнах минералы бериллия обычно тяготеют к светлым полосам. Частично они развиты также и в магнетите.

В связи с тем, что рассматриваемые месторождения представляют собой промышленный тип, охарактеризуем два примера. Месторождение, описанное В. И. Гальченко и К. Б. Булнаевым (1968), приурочено к крупной синклинальной складке, деформирующей часто переслаивающиеся карбонатные и силикатные породы и прорванной серией массивов гранитоидов, в том числе субщелочными сиенитами (рис. 153). Структурная позиция месторождения определяется изгибом складки по простиранию и пересечению ее серией различно ориентированных разрывных нарушений. Рудные тела находятся на обоих крыльях складки и приурочены к пачке часто переслаивающихся пород в зоне ближнего экзоконтакта аляскитовых гранитов. Наиболее крупные рудные тела развились в зоне пересечения даек интрузивных пород между собой и с древними разрывами как согласными, так и секущими. На месторождении установлены типичные метасоматические рудные тела, преимущественно сложенные флюоритом, заместившие слои карбонатных пород. На тех участках, где рудные тела ориентированы косо по отношению к слоистым породам, они в основном развиваются в карбонатных прослоях. Из бериллиевых минералов в рудах основное значение имеют бертрандит и фенакит, ассоциирующие с флюоритом, кварцем и пиритом. Все дайки, развитые на месторождении, являются дорудными и некоторые из них служили своеобразными экранами для рудоносных растворов.

Флюорит-бериллиевая минерализация формировалась длительное время и сопровождалась межрудными тектоническими перерывами. Продуктивными на бериллий оказались две ранние стадии минерализации. В первую отлагались полевой шпат, флюорит и фенакит, а во вторую —флюорит, фенакит и бертрандит.

Первая стадия проявилась после всех интрузий и скарнов. Заканчивается она выделением небольшого количества бериллия и кварца. Образование главных рудных тел месторождения, сложенных темно-фиолетовыми массивными и полосчатыми флюорит-фенакит-бертрандитовыми рудами, происходило во вторую стадию. В. И. Гальченко и К. Б. Булнаев предполагают, что основная масса фтора и бериллия выносилась из магматического очага в виде фтороберилатов натрия $Na_2(BeF_4)$. Освободившийся при этом натрий участвовал в процессе альбитизации, который наиболее интенсивно проявлялся в дайках. После накопления бериллия в две первые стадии гидротермальный процесс продолжался и выразился в проявлении еще трех послерудных для бериллия стадий минерализации. В первую из них шло формирование кварцевых жил. Отложение кварца сопровождалось выделением пирита и флюорита. Во вторую (четвертую) стадию минерализации происходило отложение в небольших количествах фиолетового крупнокристаллического флюорита. В последнюю

стадию минерализации шло отложение халцедоновидного кварца, сопровождавшегося галенитом, а также формировались кварц-эпидотовые жилы. Рассмотренное оруденение обладает общностью магматического очага с аляскитовыми гранитами, обнажающимися в рудном поле.

Вторым примером бериллиеносных скарновых образований может служить известное *месторождение Железная Гора* (штат Нью-Мексико, США). Район

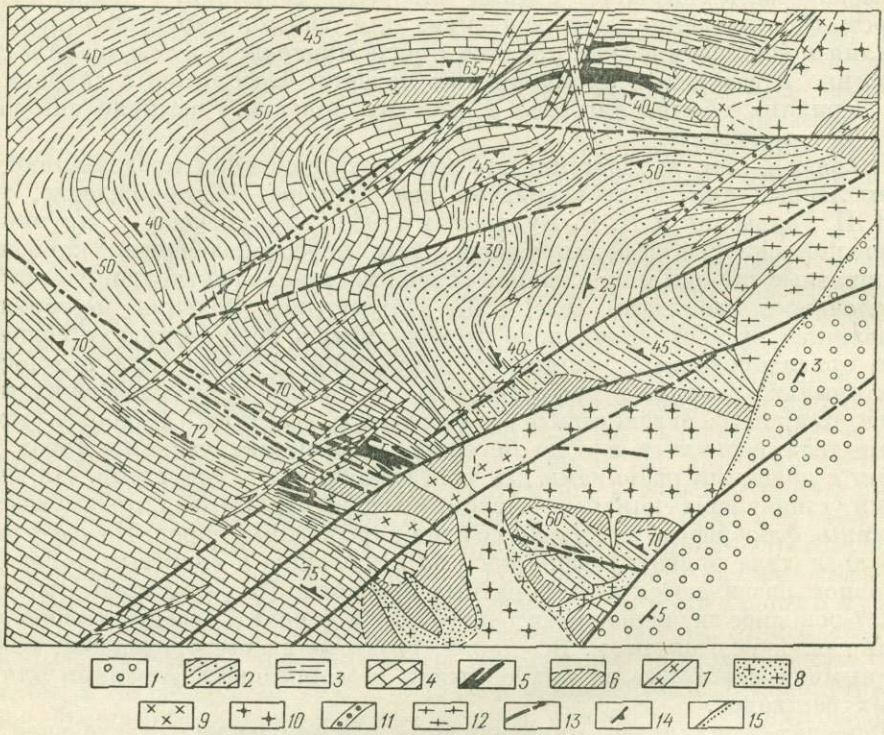


Рис. 153. Схема геологического строения месторождения (по В. И. Гальченко и К. Б. Булнаеву).

1 — нижнемеловые континентальные отложения; нижнекембрийская осадочно-метаморфическая толща: *2* — песчаники; *3* — биотитовые сланцы; *4* — кристаллические известняки; *5* — редкометально-флюоритовые рудные тела; *6* — везувиановые, гранат-везувиановые и пироксен-везувиановые скарны; *7* — дайки субщелочных микросиенит-порфиров и гранит-порфиров; *8* — мелкозернистые альбитизированные граниты; *9* — субщелочные сиениты; *10* — аляскитовые граниты и гранит-порфиры; *11* — дайки роговообманковых сиенит-порфиров и микродиоритов (диоритовых порфиритов); *12* — биотитовые граниты; *13* — разломы; *14* — элементы залегания; *15* — поверхность несогласия

месторождения Железная Гора сложен мощной толщей известняков и сланцев, сложно пересеченных некками, пластовыми залежами и дайками риолита, порфировидного риолита и аплитовидного гранита предположительно миоценового возраста. Осадочные породы, вмещающие интрузивный комплекс, в значительной степени изменены в результате интенсивного проявления процессов контактового метасоматоза. Контактовые изменения вмещающих пород выразились в ороговиковании сланцев и перекристаллизации известняков. Последние вблизи контактов с изверженными породами интенсивно скарнированы. На месторождении развиты две четко различные по минеральному со-

ставу и текстурам разновидности скарнов: массивные и полосчатые (рис. 154). Наиболее распространенная массивная разновидность обычно встречается в виде крупных пластообразных тел, залегающих согласно с напластованием вмещающих пород. Полосчатые скарны образуют мощные линзы, а также трубообразные и маломощные пластообразные тела, залегающие обычно среди массивных скарнов. При этом в каждом случае совместного нахождения полосчатой массивной разновидностей скарнов последняя обычно располагается между полосчатым скарном и ближайшим контактом интрузивного тела. Границы между двумя разновидностями скарнов, а также с вмещающими породами резкие.

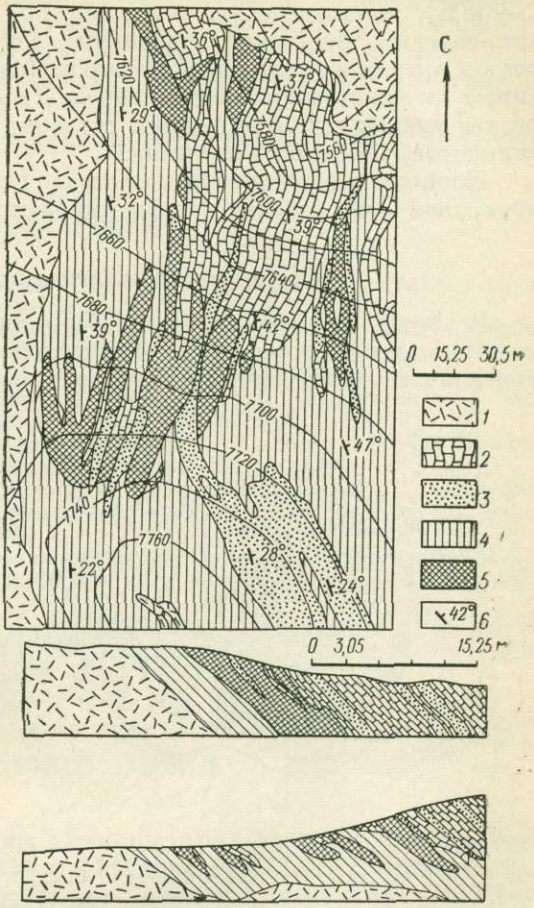


Рис. 154. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Железная Гора (по Джансу).

1 — аплит и тонкозернистый гранит третичного возраста; *2* — крупнозернистый перекристаллизованный известняк; *3* — кварц-пироксен-клиноцоизитовый гранулит; *4* — массивный магнетит-андрадитовый скарн; *5* — полосчатый флюорит-магнетитовый скарн; *6* — элементы залегания

Массивная разновидность скарна представляет собой магнетит-андрадитовую породу от черного до зеленоватого и коричневатого цвета с небольшим содержанием флюорита (не более 4%). Иногда в незначительном количестве в породе присутствуют геденбергит, гематит, апатит, диопсид, кварц, полевой шпат, везувиан и др. Бериллиевые минералы в этой породе не были встречены. Бериллоносны магнетит-флюоритовые образования, бедные гранатом и обладающие своеобразной полосчатой текстурой. Эти образования обычно состоят из тонких (0,05—3 мм, в среднем 0,2 мм) сложно гофрированных слоев, различающихся по минеральному составу и цвету. Слои магнетита и местами тесно связанного с ним гематита чередуются с более тонкими слоями, сложенными флюоритом и силикатными минералами. Темная богатая бериллием разновидность руд сложена тонкими волнистыми слоями магнетита мощностью от 0,2 до 10 мм и заключенными между ними еще более тонкими слоистыми агрегатами флюорита (16—37%), гельвина и местами кварца. В менее четко слоистых участках породы встречаются неправильные включения адуляра. Характерно, что в обогащенной магнетитом разновидности скарна гранат отсутствует. Гельвин в этой породе весьма обычный минерал, присутствующий в довольно значительном количестве (2—24%).

Другая, более типичная и распространенная разновидность полосчатого скарна содержит меньше магнетита (23—82%) и соответственно имеет более светлую окраску. Светлоокрашенные минералы представлены флюоритом (5—33%), зеленым биотитом и хлоритом (4—28%), а также розовым и желтовато-зеленым бериллийсодержащим везувианом (0—37%). Второстепенную роль в составе породы играют гельвин (следы — 3%) и даналит, с трудом отличимые от присутствующего в породе гроссуляра (0—7%). Весьма характерно резкое уменьшение содержания гельвина при увеличении в породе количества силикатов, особенно везувиана.

Процесс минерализации протекал длительно и отложение бериллиевых минералов было отделено от формирования скарнов тектоническим перерывом.

Средне-низкотемпературные месторождения

Возможность концентрации бериллия в средне- и низкотемпературных месторождениях установлена относительно недавно и этот класс месторождений пока изучен хуже других. В ряде грейзеновых месторождений в поздние стадии их формирования происходит накопление бериллиевых минералов — гельвина и частично берилла в ассоциации с карбонатами — кальцитом, родохрозитом или сидеритом. Важным промышленным типом класса средне-низкотемпературных гидротермальных месторождений бериллия являются разнообразные сульфидные (в том числе сульфидно-касситеритовые) образования, несущие гельвин-даналитовую минерализацию. Эти минералы секут сульфиды, развиваясь в виде прожилков, либо выполняют пустоты среди метасоматических полиметаллических руд. Особо важное промышленное значение имеет другой промышленный тип рассматриваемых месторождений — бертрандитовый, развитый в кислых вулканитах и сопровождающийся каолинизацией вмещающих пород. Нередко бериллиевые минералы в этих месторождениях ассоциируют с урановой смолкой.

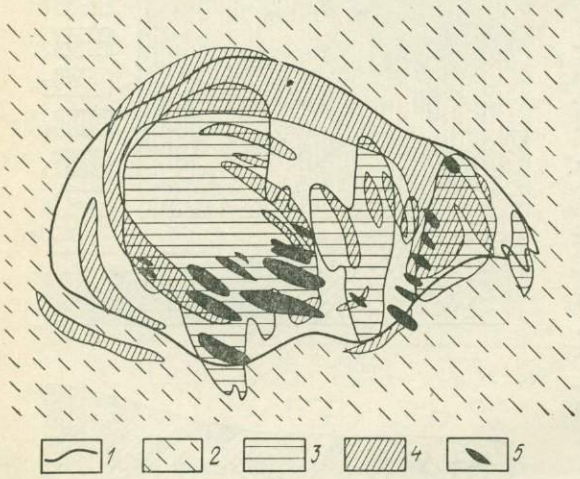


Рис. 155. Схема размещения оруденения в пределах трубчатого тела.

1 — контур рудного тела; *2* — вмещающие эпидот-актинолитовые сланцы; *3* — зона развития ниобий-циркониевой минерализации; *4* — зона развития редкоземельной минерализации и бериллиевой во внешней части; *5* — зона развития полиметаллической минерализации

В качестве примера месторождений бериллия, связанных с эффузивными толщами, кратко охарактеризуем месторождение Хогсбек в районе Спер-Маунтин (штат Юта, США).

На *месторождении Хогсбек* хрупкие кварц-санидиновые туфы миоценового возраста обнажаются на площади около 270 × 120 м при мощности не менее 30 м. Мощность горизонта туфов, обогащенных бертрандитом, 1,8 м при среднем содержании бериллия 0,1—0,2%. На месторождении Хог-

сбек бериллийсодержащие пласты залегают в верхней части туфов, на других, в частности на месторождении Родсайд, в нижней части толщи. Местами туфы содержат не один, а несколько бериллийсодержащих прослоев. В упомянутых бериллиевых месторождениях в ассоциации с бертрандитом развиты флюорит, монтмориллонит, кварц, опал, халцедон, кальцит и гипс. Мощность бериллиеносных горизонтов местами достигает 6 м, а протяжение 60 м и более.

Рассмотренные минеральные образования представляют собой продукт гидротермальной деятельности.

Берилл и фенакит иногда встречаются в редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях (рис. 155).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белякова Л. Т., Мареева З. И. Новые месторождения бериллия в капиталистических странах. — «Разведка и охрана недр», 1963, № 4, с. 58—59.

Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 330 с.

Гальченко В. И., Булнаев К. Б. Условия локализации и особенности генезиса одного из редкометально-флюоритовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968, с. 112—113.

Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. Бертрандит-фенакитовые месторождения новый тип бериллиевого сырья. М., «Недра», 1965, с. 171.

Заболотная Н. П., Новикова М. И., Мауришнин Е. С. Бериллиевая минерализация зон окварцевания в молодых эффузивах. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 1, с. 3—9.

Назарова А. С. Некоторые особенности флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений. — «Бюлл. техн. инф. Мин. геол. СССР. Серия геол. м-ний полезн. ископ.; регион. геол.», 1967, № 8, с. 106—113.

Стаатс М. Х. и Гриффитс У. Р. Бериллийсодержащие туфы в хребте Томас-Рэндж, округ Хуаб, Юта. Отд. научн. -техн. информ. ВИМС Серия геол. и методика поисков м-ний урана и редких элементов, 1962, вып. 17.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТИЯ

Литий открыт в 1817 г. шведским химиком Арфьедсоном путем анализа петалита. В чистом виде металлический литий получен в 1855 г. Литий начал применяться с 1917 г., вначале в пиротехнике, а затем в стекольном производстве. В настоящее время он используется главным образом при производстве цветных сплавов и сплавов на железной основе в качестве добавок, а также как окислитель и дегазатор. Добавка лития к сплавам свинца, цинка, меди, ртути, сурьмы и олова существенно повышает их качество. Сплавы лития с алюминием, а также магнием и бериллием значительно лучше дюралюминия. Литий широко применяется в электротехнической промышленности при изготовлении щелочных аккумуляторов, в фотографии, рентгенографии, при синтезе органических соединений, в пиротехнике (яркий красный свет) и керамической промышленности, а также при производстве оптических стекол, электрических изоляторов, смазочных масел и т. д.

Общие запасы лития в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 5,3 млн. т (из них в США 4,8 млн. т). Количество добываемых литиевых концентратов достигло 4,5—5,0 тыс. т в год (из них в США 70%).

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЛИТИЯ

Литий самый легкий металл с плотностью 0,534. Он плавает в бензине. Температура плавления лития 186° С, температура кипения 1336° С, кларк $3{,}2 \cdot 10^{-3}\%$ (по А. П. Виноградову). Цвет серебристо-белый. Максимальные концентрации лития в биотитовых гранитоидах ($3 \cdot 10^{-2}\%$) и гранитных пегматитах (1—1,5%), литий имеет два стабильных изотопа Li^6 (7,52%) и Li^7 (92,48%). При бомбардировке Li^6 нейтронами получается гелий и изотоп тяжелого водорода — тритий (H^3). $Li^6 + h = He^4 + H^3$. Литий типичный литофильный элемент. Элементами-спутниками его являются натрий, бериллий, бор, частично фтор и гелий, т. е. те элементы, которые окружают его в таблице Менделеева.

В зоне гипергенеза характерна связь лития с глинами, т. е. породами, обладающими хорошими сорбционными свойствами. В поверхностных водах только очень незначительная часть лития находится в ионной форме, основное же количество его мигрирует в виде глинистых взвесей. В экзогенных условиях литий может накапливаться. Главнейшие минералы лития — сподумен $LiAl[Si_2O_6]$ (6—7,5 Li_2O), амблигонит $LiAl[PO_4](F, OH)$ (7—9,5 — Li_2O), циннвальдит $KLiFeAl[[Si_3AlO_{10}][F, OH]_2$, лепидолит $KLi_{1,5}Al_{1,5}[Si_3AlO_{10}][F, OH]_2$ (2—6 Li_2O), петалит $Li[AlSi_4O_{10}]$ (3—4 Li_2O). Вообще литий входит в состав более 30 минералов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделяют три группы месторождений лития:

1) гранитные пегматиты;
2) высокотемпературные гидротермальные месторождения;
3) экзогенные месторождения.

Гранитные пегматиты

Литий образует концентрации в гранитных пегматитах пятого и шестого типов, где содержание Li_2O достигает 1—5%. Главным образом он концентрируется в сподумене, который встречается совместно с петалитом, амблигонитом, бериллом, колумбитом, иногда касситеритом. В зональных пегматитах сподумен обычно локализуется в центре жил, приурочиваясь к кварц-сподуменовой зоне.

Сподуменовые и сподумен-лепидолитовые пегматиты являются основным источником получения лития (95% мировой добычи). Минимальное промышленное содержание в них Li_2O 0,6—0,7%. Крупными считаются месторождения с запасами 0,5—1 млн. т Li_2O. Они известны в Канаде, США, Южной Родезии (Бикита), Намибии (Карибиб), Бурунди (Ронжи) и ЮАР. Сподуменовые пегматиты образуют поля протяженностью в несколько десятков километров, приуроченные к стыку разновозрастных структур. Вмещающими породами обычно являются разнообразные алюмосиликатные породы, прежде всего песчано-сланцевые отложения и гнейсы. Генетическая связь с гранитоидными интрузивными породами обычно устанавливается лишь для более молодых пегматитовых месторождений. Последние, как правило, удалены от материнских массивов не более чем на 2—3 км. Глубина образования пегматитов, по А. И. Гинзбургу (1957), колеблется в пределах 3,5—5 км. Характерной особенностью литиевых пегматитов является широкое развитие в них процессов метасоматоза. Сначала происходит замещение микроклина кварц-мусковито-

вым агрегатом, а затем более интенсивно проявляются альбитизация и позднее грейзенизация, сопровождаемая оловянным оруденением. Африка располагает двумя крупнейшими месторождениями лития — Бикита и Карибиб.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения

К месторождениям данного типа относятся грейзены, или слюдяные зальбанды, сопровождающие кварцевые жилы, несущие в некоторых случаях вольфрамовое или оловянное оруденение. Среди слюд наряду с мусковитом широко распространены циннвальдит и лепидолит. Упомянутые литиевые слюды обычно ассоциируют с полевыми шпатами, кварцем, мусковитом, турмалином, топазом, касситеритом, вольфрамитом и некоторыми другими минералами. Кроме собственных минералов, литий в виде примеси Li_2O в количестве 0,1—1% присутствует в слюдах, хлорите, роговой обманке, берилле, турмалине и некоторых других минералах.

Экзогенные месторождения

Среди экзогенных образований концентрации лития установлены в соленосных отложениях. Прежде всего должны быть упомянуты соленосные глины. В них сульфаты, карбонаты и хлориды составляют 10—75% по массе. В так называемых «генторитовых» глинах Калифорнии, образовавшихся в замкнутом щелочном бассейне, содержание лития составляет 0,3—0,5%. В целом же в соленосных глинах концентрация лития не превышает 1,5—2 кларка.

Повышенные концентрации лития установлены также в современных *солеродных бассейнах. В водах слабоминерализованных соляных озер* (сумма солей 5—14%) сульфатного типа, морского и континентального питания, расположенных вне пределов областей альпийского тектоно-магматизма, содержание лития обычно находится в пределах 0,3—0,7 г/т. При повышении минерализации (сумма солей 25—30%) в континентальных и морских бассейнах с рассолами сульфатного и хлоридного класса содержание лития увеличивается примерно на порядок и достигает 3,7—6 г/т. В высокоминерализованных водоемах концентрация лития достигает 15 г/т. Особо высокое содержание лития устанавливается в водоемах, находящихся в зонах альпийской складчатости. Содержание лития в них примерно на порядок выше содержания его в однотипных соляных озерах других регионов. Особенно характерно для озер альпийских зон складчатости то, что доля лития в солевом составе резко растет. Так, в водах Калифорнийских сульфатных озер Салтон-Сиа и Серле, в которых сумма солей равна 2,1%, содержание лития составляет 1,9 г/т. Сульфатные озера Салтон-Сиа питаются микроэлементами за счет подземных термальных минеральных источников эндогенного происхождения. Рапа этих озер имеет промышленное значение на литий.

Особый интерес представляет оз. Серле, находящееся в северо-восточной части пустыни Мохаве в штате Калифорния (США). Насыщенный рассол этого озера содержит до 180 г/т Li_2O при одновременно высоком содержании сурьмы, вольфрама, фтора, мышьяка, фосфора, аммиака и других компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беус А. А. К геохимии лития в процессах послемагматического метасоматоза. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1961, вып. 7.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в подземных водах. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3, М., «Наука», 1966, с. 779—799.

Гинзбург А. И. Некоторые вопросы геохимии лития. — «Труды Минер. музея АН СССР», 1957, вып. 8. с. 29—41.
Гинзбург А. И., Волженкова А. Н., Полкунов В. Ф. О некоторых особенностях сподуменовых пегматитов, залегающих в карбонатных породах. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 52—60.
Мун А. И., Тонконогая Л. А. Литий в озерах Центрального Казахстана. — «Геохимия», 1962, № 1, с. 617—623.
Петрова Е. А., Скоробогатова Н. В. О некоторых вопросах геохимии лития в пневматолито-гидротермальных образованиях, связанных со щелочными гранитами и сиенитами. — В кн.: Новые данные по минералогии месторождений редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 126—139.
Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 41. Литий. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 26.
Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 9—68.
Шамрай Ф. И. Литий и его сплавы. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Юань Цзянь-ци. Типы соляных озер в бассейне Цайдам (КНР). Acta Geol. Sinica, 39, No. 3, 1959.
Landolt P. E. Lithium. In «Rare metals handbook», 2nd ed., No. 1, London, 1961.
Mulligan R. Geology of Canadian lithium deposits. (Geol. Survey Canada). — Econ. Geol., Rept., 1965, No. 21.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИРКОНИЯ И ГАФНИЯ

Минерал циркон был открыт в глубокой древности, причем прозрачные и красноокрашенные его разности применялись как драгоценный камень. Цирконий был открыт в 1791 г. Клапротом в цирконе, из которого была выделена двуокись циркония ZrO_2. Чистый металл был получен в 1914 г. Чистый цирконий прочный, пластичный металл серебристо-белого цвета.

Гафний металл с плотностью 13,31, температурой плавления 2230° С, очень ковкий. Окись HfO_2 имеет температуру плавления 2800° С.

Оба эти элемента получили широкое применение в атомной и других отраслях промышленности в виде главным образом брикетов урана, тория и циркония. Цирконий пропускает нейтроны, не поглощая их, что делает его лучшим материалом в атомном производстве. Для этих целей применяется сверхчистый цирконий, для получения которого в США, а затем и в других капиталистических странах построены специальные заводы. Гафний поглощает нейтроны, он же применяется для борьбы с радиацией. Техническая окись циркония, минералы циркон и бадделеит, обезжелезненный циркон, смесь окиси циркония с окисью магния применяются для особо ответственных огнеупоров разного назначения (тигли, футеровка печей и др.). Чем чище ZrO_2, тем выше ее теплостойкость и инертность к действию расплавленных металлов и шлаков. Электроизоляторы из чистой ZrO_2 обладают высокими изолирующими свойствами и теплостойкостью. Присадка ZrO_2 повышает качество эмалей. Порошок циркония применяется в пиротехнике и артиллерийской технике. Способность поглощать газы обусловливает применение циркония в качестве геттера в электровакуумной технике. Цирконий хорошо противостоит действию горячей воды и пара высокого давления, не изменяя заметно механических свойств. Поэтому он применяется для изготовления химической аппаратуры. Ферроцирконий присаживают к сталям как дегазатор и раскислитель. Присадка циркония в медь упрочняет последнюю, не снижая заметно электропроводности. Поэтому сплавы меди с цирконием рекомендуются для электроконтактов.

Основная масса циркония и связанного с ним гафния получается из циркона. В связи с этим масштаб добычи циркония в капиталистических странах

может быть примерно определен по количеству добываемого циркона $ZrSiO_4$. Рост же добычи возрастал от 322 т в 1922 г. до 150 тыс. в 1957 г. и 400 тыс. т в 1969 г. (90% из этого количества было добыто в Австралии).

Запасы циркона капиталистических стран оцениваются в 26,7 млн. т. Промышленный интерес представляют руды с содержанием ZrO_2 от 0,3—0,5% и более.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЦИРКОНИЯ

Кларк циркония, по А. П. Виноградову, 0,017%, т. е. больше, чем у меди, свинца, цинка, никеля и олова. Химически чистый цирконий весьма активен, особенно в порошкообразном состоянии, но в компактном состоянии в определенных условиях он достаточно устойчив к коррозии. Тем не менее его активность и устойчивость соединений — окислов, нитридов, карбидов — затрудняют получение циркония в чистом виде. Цирконий — литофильный элемент. В природе известны его соединения исключительно с кислородом в виде окислов и силикатов. По химическим свойствам цирконий очень близок к титану. Но высший окисел циркония более основной,чем соответствующий окисел титана, а соединения циркония низших степеней валентности значительно менее устойчивы, чем аналогичные соединения титана.

При повышении температуры до 300° С и более активность циркония более высокая, чем титана. Он активно поглощает газы и взаимодействует с большим числом элементов, образуя твердые растворы и химические соединения с водородом, азотом, кислородом, галоидами, углеродом и серой. В кислороде и галоидах он загорается при 300—500° С. На воздухе при 600—800° С загорается с яркой вспышкой и обильным выделением тепла. Цирконий устойчив до 100° С против действия соляной и азотной кислот любых концентраций, а против серной кислоты — до концентрации 50%. При большей концентрации серной кислоты и во фтористоводородной кислоте цирконий растворяется. Растворы щелочей на цирконий не действуют.

Кларк гафния $1 \cdot 10^{-4}$%. Он также относится к литофильным элементам. Основные минералы циркония циркон $ZrSiO_4$ (67,1% ZrO_2, 4% окиси гафния), эвдиалит $(Na, Ca)_5$ (Zr, Fe, Mn) [O, OH, Cl] $[Si_6O_{17}]$ (Zr 12—14,5%) и бадделеит ZrO_2 (до 73,9% Zr, 4—6% окиси гафния).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Цирконий и связанный с ним гафний накапливаются: 1) в процессе остывания магматических пород, 2) частично при становлении пегматитов и 3) в экзогенных условиях.

Магматические образования

Цирконий накапливается в кислых интрузивных породах, входя в состав акцессорного циркона. Этот циркон является источником образования промышленных россыпей. Цирконий накапливается также в щелочных породах в виде акцессорных циркона и эвдиалита. В некоторых случаях эвдиалит образует значительные скопления, которые промышленностью пока не используются. В условиях латеритного выветривания по эвдиалиту образуется бадделеит, представляющий собой высококачественную руду на цирконий. Примерами магматических циркониевых (эвдиалитовых) месторождений, связанных

с щелочными породами, являются массивы Ловозерский и Илимауссак (Гренландия). Богатая циркониевая минерализация (в виде эвдиалита, ловенита, розенбушита и цирконолита) также наблюдается в зонах фенитов щелочных массивов.

Пегматиты

В пегматитах кислых и частично щелочных пород развит циркон, являющийся одним из источников россыпей.

Экзогенные месторождения

Среди экзогенных месторождений циркония выделяются остаточные, возникающие в результате латеритного выветривания эвдиалитов, и морские россыпи современные и древние.

К остаточным относится месторождение, находящееся в Бразилии в области Калдас штата Сан-Пауло. Район представляет собой гористое плато, разрезанное крутыми каньонами. Нефелиновые сиениты, слагающие район, обогащены эвдиалитом. В результате выветривания на выходах нефелиновых сиенитов образуются корки, сложенные бадделеитом. Корки отрабатываются путем отделения от коренных пород быстрым нагреванием и охлаждением. Бадделеит, кроме того, накапливается в делювиальных осыпях в виде крупных глыб весом до 30 т или развит в россыпях в виде отдельных обломков диаметром до 7 см. Запасы коренных и россыпных руд с содержанием 30% окиси циркония 4 млн. т.

Современные морские россыпи

Наиболее крупные современные морские россыпи циркона, в составе которых находятся также рутил, ильменит, иногда монацит, находятся в Австралии, Индии и в Шри-Ланка. Крупнейшим в мире производителем циркона является Австралия. Очень богатые цирконом и рутилом залежи выявлены в северной части штата Новый Южный Уэльс на песчаном морском побережье между устьями рек Ричмонд и Брунсвик. Здесь слои песка, наносимые морским прибоем, выдуваются ветрами, в результате на поверхности образуется прослой чистого шлиха мощностью 2,5 см. В период штормов (май, ноябрь) процесс образования шлихового концентрата происходит с большой силой. Кварцевые пески усиленно вымываются под действием воды и ветра.

В результате естественные концентрации шлихового материала достигают 50% при толщине слоев от 1 см до 1 м. Протяжение отдельных слоев вдоль побережья достигает 1—2 км. В шлиховом концентрате содержится 45—75% циркона, 10—30% рутила и 10—20% ильменита. В шлихах содержится, кроме того, некоторое количество граната и касситерита.

Древние морские россыпи

Примером месторождений древних морских россыпей является Самоткинское месторождение титан-цирконiевых россыпей в олигоцен-миоценовых отложениях. Источником образования россыпей являются метаморфические докембрийские комплексы пород Украинского кристаллического щита — амфиболиты, гнейсы, сланцы и др. Отдельные разности амфиболитов содержат от 2,3 до 2,6% двуокиси титана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов Н. В., Симонов В. И. Об изоморфных соотношениях между цирконием и титаном. — «Докл. АН СССР», 1959, № 4, с. 888—889.

Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных щелочных пород. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 5, с. 3—16.

Гурвич С. И. Комплексные титано-циркониевые россыпи Русской платформы и особенности методики их поисков. — В кн.: Тезисы докладов Второго совещания по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых. М., «Наука», 1964, с. 62—64.

Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 158—208.

Каганович С. Я., Тихоненков И. П. Цирконий. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. (Топливно-энергетическое сырье, черные, цветные и редкие металлы). М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 464—483.

Магакьян И. Г. Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы. Ереван, 1971, с. 5—108.

Нечаев П. В. Тобольское россыпное титано-циркониевое месторождение. — В кн.: Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959, с. 183—191.

Тихоненков И. П. Генетические типы и классификация месторождений циркония и гафния. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1959, вып. 2, с. 211—229.

Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Цирконий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1, М., «Наука», 1964, с. 284—320.

Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Гафний. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., «Наука», 1964, с. 321—341.

Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 45. Цирконий и гафний. И., Госгеолтехиздат, 1959, с. 34.

Connah T. H. Beach-sand heavy-mineral deposits of Queensland. Queensl. Dept. Mines. Geol. Survey Queensl. Publ. No. 302, 1961.

Levinson A. A., Borup R. A. High hafnium zircon from Norvey (Abst.). Bull. Geol. Soc. America, v. 70, No. 12, 1950.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

К группе редкоземельных элементов, или лантаноидов, относятся 14 элементов с порядковыми номерами от 58 до 71: церий, празеодим, неодим, прометий, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций. Они расположены в периодической системе за лантаном и имеют сходные с ним свойства. Поэтому в данную группу обычно включают и лантан. Кроме того, к редкоземельным элементам примыкают химические аналоги лантана — скандий и иттрий, которые (особенно иттрий) почти всегда содержатся вместе с лантаноидами в минеральном сырье.

Редкие земли иттриевой группы были открыты Гадолином в 1794 г. в ранее неизвестном минерале и названном позже гадолинитом. В 1803 г. Клапротом и одновременно Берцелиусом из «тяжелого камня бастнеза» была выделена новая «церитовая земля». В последующем на протяжении примерно ста лет постепенно были открыты и выделены все редкоземельные элементы.

Исключительный интерес к исследованию и получению в чистом виде редкоземельных элементов возник в связи с открытием и освоением атомной энергии. Он был вызван прежде всего значительным содержанием изотопов редкоземельных элементов в осколках деления ядерного горючего, что требовало разработки методов их отделения и раздельного получения. Важное значение при разделении приобрело использование метода меченых атомов.

В настоящее время все редкоземельные элементы получены не только в виде чистых соединений, но и в виде чистых металлов.

До недавнего времени редкоземельные металлы использовали либо в виде их сплава (мишметалл), либо в виде церия и его соединений, поскольку уже давно научились отделять церий от других лантаноидов. Потребителями редкоземельных металлов являются радиотехника, рентгенотехника, электротехника, производство стекла и керамики, атомная техника, черная и цветная металлургия, химическая промышленность, медицина, сельское хозяйство. В связи с освоением в середине 60-х годов технологии получения особо чистых металлов редких земель в достаточных масштабах область их применения сильно расширилась. Их стали использовать в цветном телевидении (европий, иттербий), при каталитическом крекинге нефти, в лазерах (неодим, иттербий), в электронной промышленности. Стекольная промышленность является в настоящее время наиболее крупным потребителем редкоземельных металлов.

Для атомной техники наибольший интерес представляют лантаноиды с высоким сечением захвата тепловых нейтронов — гадолиний, самарий и европий. Гадолиний эффективно применяется в защитных экранах подводных лодок и самолетов с атомными установками, где особенно важны минимальные размеры защитных устройств. Соли лантана применяются в качестве сосадителей для отделения плутония от урана и выделения нептуния. Добыча редкоземельных металлов в капиталистических странах в пересчете на сумму окислов составляет 40—45 тыс. т в год (главным образом США, Бразилия, Индия, Австралия). Мировые запасы редкоземельных руд исчисляются десятками миллионов тонн.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Известно более 200 изотопов редкоземельных элементов. Из них 54 встречаются в природной смеси элементов, остальные получены искусственно и являются радиоактивными. Редкоземельные металлы отличаются высокой химической активностью и взаимодействуют почти со всеми элементами. Они образуют весьма прочные окислы, галоидные соединения, сульфиды. Для лантаноидов наиболее характерны соединения трехвалентных элементов. Исключение составляет церий, легко переходящий в четырехвалентное состояние. Кроме церия четырехвалентные соединения образуют празеодим и тербий. Двухвалентные соединения известны у самария, европия и иттербия. По физико-химическим свойствам лантаноиды весьма близки между собой. Это объясняется особенностью строения их электронных оболочек.

Суммарное содержание редкоземельных элементов и тория в земной коре составляет 0,01%. Известно более 250 минералов, содержащих редкоземельные элементы. Однако к собственно редкоземельным минералам могут быть отнесены только 60—65 минералов, в которых содержание Me_2O_3 превышает 5—8%. Главнейшие минералы редких земель — монацит (Ce, La) $[PO_4]$, ксенотим YPO_4, бастнезит Ce $[CO_3]$ (OH, F), паризит Ca (Ce, La)$_2$ $[CO_3]_3$ F_2, гадолинит $Y_2FeBe_2Si_2O_{10}$, ортит (Ca, Ce)$_2$ (Al, Fe)$_3$ Si_3O_{12} (O, OH), лопарит (Na, Ca, Ce) (Ti, Nb) O_3, эшинит (Ce, Ca, Th) (Ti, Nb)$_2O_6$.

Поскольку редкие земли в соединениях преимущественно трехвалентные, то при изоморфном замещении двух- и четырехвалентных элементов с близкими ионными радиусами необходима ионная компенсация, которая может осуществляться по одной из следующих схем: $Mn^{2+}Si^{4+} \leftarrow Y^{3+}Al^{3+}$ (спессартин),

$Ca^{2+}Ca^{2+} \leftarrow Na^{1+}Ce^{3+}$ (перовскит, кнопит), $Ca^{2+}Nb^{5+} \leftarrow Ce^{3+}Ti^{4+}$ (пирохлор), $Ca^{2+}Ti^{4+} \leftarrow Y^{3+}Al^{3+}$ (ортит), $Ca^{2+}F_2^{1-} \leftarrow Y^{3+}O^{2-}F^{1-}$ (иттрофлюорит), $Ca^{2+}P^{5+} \leftarrow$ $\leftarrow Ce^{3+}Si^{4+}$ (апатит, бритолит).

Из приведенных схем ясно, что в кальцийсодержащих породах редкие земли будут рассеиваться. Несмотря на неограниченный изоморфизм, в группе редких земель в определенных геологических условиях возможна раздельная концентрация редких земель иттриевой и цериевой подгрупп. Например, с щелочными породами и связанными с ними постмагматическими продуктами преимущественное развитие получает цериевая подгруппа, а с постмагматическими продуктами гранитоидов с повышенной щелочностью — иттриевая. Большинство фторкарбонатов обогащено элементами цериевой подгруппы. Многие ниобо-танталаты содержат иттриевую подгруппу, а титанаты и титанотантало-ниобаты — цериевую. Некоторая дифференциация редких земель отмечается и в экзогенных условиях, но причины ее пока неясны. Изоморфное замещение редких земель между собой, несмотря на разницу в их порядковых номерах (от 57 до 71), обусловлено явлениями «лантанидного сжатия»: с увеличением порядкового номера происходит достройка внутренних, а не внешних электронных орбит, в результате чего объем ионных построек не увеличивается.

Селективное накопление редкоземельных элементов в минералах и горных породах может быть обусловлено различиями в их радиусах ионов (по данным В. В. Щербины). Дело в том, что радиусы ионов лантаноидов закономерно уменьшаются от лантана (1,22 Å) к лютецию (0,99 Å). Вследствие этого возможно преимущественное изоморфное замещение в зависимости от степени различия в размерах замещенных ионов редкоземельных элементов. Так, в скандиевых, циркониевых и марганцевых минералах могут присутствовать только редкие земли ряда лютеций — диспрозий; в урановых минералах преимущественно накапливаются элементы средней части ряда (иттрий, диспрозий, гадолиний); в ториевых минералах должны концентрироваться элементы цериевой группы; в состав стронциевых и бариевых минералов могут входить только элементы ряда европий — лантан.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные концентрации редкоземельных металлов известны как в эндогенных, так и экзогенных месторождениях. К эндогенным относятся: 1) магматические; 2) карбонатитовые; 3) высокотемпературные гидротермальные, связанные с альбититами и грейзенами; 4) гидротермальные средне-низкотемпературные. Среди экзогенных выделяются: 1) россыпи различных типов; 2) осадочные месторождения редких земель с ураном в глинах с фосфатными рыбными остатками; 3) метаморфизованные месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балашов Ю. А. Закономерности распределения редкоземельных элементов в земной коре. — «Геохимия», 1963, № 2, с. 99—114.

Вайнштейн Э. Е., Пожарицкая Л. К., Туранская Н. В. О поведении редких земель в процессе формирования карбонатитов (на примере одного из карбонатитовых массивов Восточного Саяна). — «Геохимия», 1961, № 11, с. 18—3 .

Геология месторождений редких элементов. Вып. 3. Редкоземельные элементы и их месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 126.

Геология месторождений редких элементов. Вып. 15. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 107.

Краскопф К. Осадочные месторождения редких металлов. — В кн.: Проблемы рудных месторождений, М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 388—440.
Меликсетян Б. М. К геохимии иттрия и редких земель в гранитоидах Мегринского плутона. — «Изв. АН АрмССР, геол.-геогр. науки», 1963, т. 16, 1963. с. 45—59.
Невский В. А., Козлова П. С. О двух генетических типах постмагматических ториево-редкоземельных месторождений. «Атомная энергия», 1965, т. 19, вып. 3, 1965, с. 277—286.
Онтоев Д. О. Некоторые вопросы геологии фторо-редкоземельно-железорудных месторождений. — «Геология рудных месторождений». 1963, № 6, с. 18—33.
Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. — В сб.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 14.
Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Редкие земли в горных породах. — В кн.: Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 65—77.
Хомяков А. П. Особенности минералогии и распределения редких элементов в одном из месторождений фтор-карбонатов редких земель. — В сб.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М., «Наука», 1964, с. 56—82.
Хомяков А. П., Семенов Е. Н. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М., «Наука», 1971, с. 135.
Эгель Л. Е. Редкоземельные металлы. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 21. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 330.
Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. Geol. Surv. Prof. Paper, No. 425, 1963, VI, p. 95.
Important rare earth deposit found in the Pilanesberg. S. Afr. Mining and Eng. J., 1972, 84, No. 4068, p. 13—15.
Olson J. C., Shawe D. R., Pray L. C. and Sharp W. N. Rareearth mineral deposits of the Mountain Pass District, San Bernardino County, California, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 261, 1954, 1—75.
Rose H., Blade L., Ross M. Earthy monazite of Magnet Cove, Arkansas. Amer. Mineralogist, 43, No. 9—10, 1958, p. 995—997.
Taylor S. R. Abundance of the rare earth elements in relation to their origin. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 19, No. 1, 1960, p. 100—102.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКАНДИЯ

Наличие скандия было предсказано Д. И. Менделеевым в 1869 г. Открыт он был Ларосс Нильсеном и Клеве в 1879 г. и назван скандием в честь Скандинавии. В чистом виде скандий получен в 1937 г. Скандий находит широкое применение в новой технике.

Радиоактивный изотоп Sc^{46} используется в качестве меченого атома в процессе крекинга нефти и для нужд нефтяной промышленности. Этот изотоп успешно применяется в различных гидротехнических и океанографических исследованиях. Перспективными областями использования скандия являются радиоэлектроника (в качестве активатора оксидных катодов) и радиотехника (создание сверхпроводниковых материалов).

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ СКАНДИЯ

Среднее содержание скандия в земной коре 0,001%. Близки по химическим и физическим свойствам к скандию иттрий, лантан и лантаноиды. В природе известен один стабильный изотоп скандия с массовым числом 44,97.

Скандий является переходным элементом, у которого достраивается не внешний, а внутренний уровень. После обрыва валентных электронов атом скандия имеет внешнюю электронную оболочку типа благородных газов.

Металлический скандий имеет серебряный блеск, мягкий, температура плавления 1400° С, температура кипения 2500° С.

Во всех природных соединениях скандий, так же как и его аналоги алюминий, иттрий, лантан, проявляет положительную валентность, равную трем, поэтому в окислительно-восстановительных процессах он участия не принимает. Скандий является рассеянным элементом и входит в состав многих минералов. Собственно скандиевых минералов известно два: тортвейтит $(Sc, Y)_2 Si_2O_7$ (Sc_2O_3 до 53,5%) и стерреттит $Sc[PO_4] \cdot 2H_2O$ (Sc_2O_3 до 39,22%). Относительно небольшие содержания скандия (0, n — 0,00 n%) обнаружены примерно в ста минералах.

В связи с тем, что по свойствам (ионный радиус 0,83 Å) скандий близок к Mg, Al, Ca, Mn^{2+}, Fe^{2+}, TR, Hf, Th, U, Zr, главная масса его рассеивается в минералах, содержащих эти элементы. Имеет место изовалентное замещение скандием элементов группы TR, особенно в существенно иттриевых минералах (ксенотим, ассоциация Sc — Y в тортвейтите и замещение Al в берилле). Гетеровалентное замещение скандием Fe^{2+} и магния в пироксенах, амфиболах, оливине, биотите широко развито в основных и ультраосновных породах, а замещение циркония — в поздние стадии магматического процесса и в пегматитах.

Основные минералы-носители скандия: флюорит (до 1% Sc_2O_3), касситерит (0,005—0,2%), вольфрамит (0—0,4%), ильменорутил (0,0015—0,3%), торианит (0,46% Sc_2O_3), самарскит (0,45%), виикит (1,17%), ксенотим (0,0015—1,5%), берилл (0,2%), баццит (скандиевый берилл, 3—14,44%). В процессе формирования магматических пород и их жильных дериватов скандий в главной своей массе рассеивается преимущественно в темноцветных минералах магматических пород и в незначительной степени концентрируется в отдельных минералах постмагматических образований.

Наиболее высокие (0,003% Sc_2O_3) концентрации скандия приурочены к ультраосновным и основным породам, в составе которых ведущую роль играют железо-магнезиальные минералы (пироксен, амфибол и биотит). В породах среднего состава среднее содержание Sc_2O_3 0,001%, в кислых — 0,0002%. Здесь скандий рассеивается также в темноцветных минералах (роговой обманке, биотите) и устанавливается в мусковите, цирконе и сфене.

В качестве сырья на скандий особый интерес, по И. И. Четырбоцкой (1972), представляет скандийсодержащий вольфрамит. При попутной добыче скандия важное значение могут иметь крупные месторождения железных руд, хромита, *асбеста, бокситов, циркониевых и уран-редкоземельных руд, фосфоритов* и каменных углей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисенко Л. Ф. Скандий. Основные черты геохимии, минералогии и генетические типы месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1961, 130 с.

Борисенко Л. Ф. О нахождении скандия в костных остатках рыб третичного возраста. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1961, вып. 7, с. 65—70.

Выделение скандия из вольфрамовых и бедных полиметаллических железистых руд. — В кн.: Разделение близких по свойствам редких металлов. М., Металлургиздат, 1962,с. 155—167. Авт. Л. Н. Комиссарова,: В. М. Шацкий, А. И. Зазубин, Г. Д. Саврукова.

Геология месторождений редких элементов. Вып. 8. Особенности геохимии скандия и типы его месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960. с. 3—57.

Дудыкина А. С. К геохимии скандия. — «Труды ИГЕМ», 1960, вып. 46, с. 3—54.

Каленов А. Д. Генетические типы месторождений Sc и их промышленное значение. — «Разведка и охрана недр», 1959, № 6, с. 1—4.

Кухаренко А. А., Клер М. М. К геохимии скандия в щелочно-ультраосновных породах Кольского полуострова и Карелии. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1962, ч. 91, вып. 5, с. 520—536.

Скандий. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 240 с.
Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 68. Скандий. М., Госгеолтехиздат, 1959, 20 с.
Четырбоцкая И. И. Вольфрамит как индикатор и новый источник скандиевого сырья. М., «Недра», 1972, 131 с.
Щербина В. В. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. — «Геохимия», 1959, № 8, с. 711—715.
Щербина В. В. Скандий в осадочных породах. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. Черные металлы. М., «Наука», 1964, с. 440—444.
Lacrois A. Sur l'existence a Madagascar d'un silicate de scandium et d'yttrium, la thortveitite. Comp. Rend. Acad. Sci., Paris, 171, No. 8, 1920, p. 421—423.
Phan K. D. Le scandium. Chronique Mines, Rech. min. Fr., No. 324, nov. 1963, p. 349—374.
Phan K. D. et Collab. Le scandium dans les minéraux et les roches encaissantes de certaines pegmatites malgaches. Bull. du BRGM, No. 3, 1967.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕЗИЯ

Цезий открыт Кирхгофом и Бунзеном в 1860 г. Это серебристо-белый, мягкий, тягучий металл с щелочными свойствами. Температура плавления 28,5° С, температура кипения 670° С. Это самый тяжелый из щелочных металлов и наиболее химически активный. На воздухе, а также при взаимодействии с галогенами цезий моментально воспламеняется, а с серой и фосфором реагирует со взрывом. Цезий образует только один устойчивый изотоп Cs^{135}, а в природных соединениях встречается как одновалентный положительный ион.

Цезий используется в производстве фотоэлектрических и электронно-лучевых приборов. Согласно Б. И. Когану и др. (1971), в настоящее время находятся в действии миллионы цезиевых и рубидиевых фотоэлементов и диапазон их использования непрерывно расширяется. Рубидиевые магнитометры были установлены в бортовой аппаратуре спутников США. В последнее десятилетие освоена новая область применения цезия и рубидия в производстве квантовых стандартов частоты.

Сводная статистика по производству цезия в капиталистических странах отсутствует. В 1957 г. в США было произведено металлического цезия 4,5 кг, а его солей 230 кг. Современные производственные мощности предприятий США по соединениям рубидия и цезия составляют 20—30 т.

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЦЕЗИЯ

Среднее содержание цезия в земной коре, по А. П. Виноградову, 0,00037%. Наблюдается некоторое увеличение содержания цезия от ультраосновных пород (0,00001%) к кислым (0,0005%). Основная его масса в природе находится в рассеянной форме и лишь незначительная часть заключена в собственных минералах. Постоянно повышенные количества цезия отмечаются в воробьевите (1—4%), родиците (около 5%), авогидрите и лепидолите (0,85%). По кристаллохимическим свойствам цезий наиболее близок к рубидию, таллию и калию. В повышенных количествах цезий находится в калиевых минералах.

Цезий, как и рубидий, имеет тенденцию накапливаться на поздних стадиях магматического процесса, и в пегматитах его концентрации достигают наивысших значений. Среднее содержание цезия в гранитных пегматитах около 0,01% (Гольдшмидт, Ферсман), а в отдельных пегматитовых жилах, содержащих поллуцит, даже достигает 0,4%, что примерно в 400 раз выше, чем в гранитах. Наиболее высокие концентрации цезия наблюдаются в редкометально заме-

щенных микроклин-альбитовых пегматитах со сподуменом, наименьшие свойственны микроклиновым и альбит-сподуменовым пегматитам. Отмечается приуроченность цезия к центральным зонам пегматитовых тел (содержание его здесь в 13—30 раз выше, чем в краевых зонах), что является отражением геохимической тенденции цезия накапливаться к концу пегматитового процесса. При пневматолито-гидротермальном процессе повышенные количества цезия связаны с массивами грейзенизированных аляскитов и гранитов с кварц-берилл-вольфрамитовыми жилами, где он присутствует главным образом в мусковитах и полевых шпатах.

В зоне гипергенеза цезий в небольшом количестве накапливается в глинах, глинистых породах и в почвах, содержащих глинистые минералы, иногда в гидроокислах марганца. Максимальное содержание цезия составляет лишь 0,0015%. Роль глинистых минералов сводится к сорбции, цезий вовлекается в межпакетное пространство в качестве поглощенного основания. Активная миграция этого элемента в водах очень ограничена. Основное количество цезия мигрирует «пассивно» в глинистых частичках речных вод.

Из числа собственно цезиевых минералов наиболее распространены поллуцит Cs $[AlSi_2O_6]$, содержащий от 22 до 36% окиси цезия, цезиевый берилл — воробьевит Be_2CsAl_2 (Si_6O_{18}) и авогадрит (KCs) BF_4. Последние два минерала содержат до 7,5% окиси цезия.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основным промышленным типом месторождений цезия являются редкометально замещенные гранитные пегматиты, отличающиеся высокой степенью дифференциации (зональные пегматиты), разнообразием редкометальной минерализации, присутствием в больших количествах рубидия и тантала. Источником цезия служат лепидолит и поллуцит.

В зависимости от количественных соотношений этих минералов выделяются три типа пегматитовых месторождений:

1) чисто поллуцитовые с небольшим количеством лепидолита (Швеция, СССР);

2) поллуцит-лепидолитовые (Канада и США);

3) чисто лепидолитовые (Юго-Западная Африка, СССР).

Запасы лепидолита в некоторых месторождениях Канады (Берник-Лейк и др.) и Африки (Бикита) исчисляются десятками тысяч и первыми сотнями тысяч тонн при содержании цезия от 0,4 до 1% и более. Уникальным по качеству руд и запасам цезия и тантала является *месторождение Берник-Лейк* в Канаде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беус А. А., Фабрикова Е. А. Распределение цезия в гранитах СССР. — «Геохимия», 1961, № 10, с. 875—880.

Бойко Т. Ф. Литий, рубидий, цезий. — В сб.: Металлы в осадочных толщах. Черные, цветные, легкие металлы. М., «Наука», 1964, с. 392—421.

Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. М., «Наука», 1971, с. 1—325.

Гинзбург А. И., Ставров О. Д., Портнов А. М. К геохимии цезия. — «Геохимия», 1969, № 4, с. 396—403.

Шатков Г. А., Гущин Е. Н. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах. — «Геохимия», 1969, № 12, с. 1510—1512.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАССЕЯННЫХ (ЭНДОКРИПТОВЫХ) ЭЛЕМЕНТОВ

Преимущественно в сульфидных гидротермальных и частично магматических месторождениях наряду с основными элементами, входящими в состав сульфидов, развиты также многочисленные рассеянные элементы — кадмий, индий, таллий, германий, галлий, селен, теллур, рений и некоторые другие. Отдельные из них входят в состав железных руд, а некоторые концентрируются в различных силикатах и углях. Рассеянные элементы обычно содержатся в виде изоморфной примеси в сульфидах и некоторых других минералах, развиты в них в виде твердого раствора и редко образуют самостоятельные минералы. *Содержание рассеянных элементов в рудах составляет сотые, тысячные* либо даже десятитысячные доли процента, но в ряде случаев они существенно повышают ценность руд.

КАДМИЙ

Кадмий открыт в 1817 г. немецким химиком Штромейером в окисленных цинковых рудах. Так как новый элемент постоянно сопутствовал цинку, Штромейер назвал его кадмием, как в древности по-гречески обозначались руды цинка (cadmea). Кадмий белый серебристый металл, имеющий температуру *плавления* 321° С, *кипящий при температуре* 767° С, *получил промышленное* применение в начале XX в. в гальванотехнике, в частности для кадмирования медной проволоки, деталей автомобилей и самолетов. Значительная часть кадмия идет на изготовление легкоплавких сплавов, химикалий, стержней регулирования и аварийной защиты ядерных реакторов. Добыча кадмия в капиталистических странах в 1969 г. составила около 17 тыс. т. Главными производителями кадмия являются США, Япония, Канада, Франция и Австралия. Суммарные запасы кадмия в 1967 г. оценивались в 603—616 тыс. т.

Краткие черты геохимии кадмия

Среднее содержание кадмия в земной коре по А. П. Виноградову $1{,}3 \cdot 10^{-5}$%, по В. В. Иванову (1961) $1{,}1 \cdot 10^{-5}$%. Порядковый номер кадмия 48, атомная масса 112,40. Он состоит из смеси восьми изотопов: Cd^{106}, Cd^{108}, Cd^{110}, Cd^{111}, Cd^{112}, Cd^{113}, Cd^{114} и Cd^{116}. Распространенность в природе этих изотопов соответственно следующая (в %): 1,22; 0,88; 12,4; 12,8; 24,0; 12,3; 28,8 и 7,6. Изотопы Cd^{106} и Cd^{113} радиоактивны. Кадмий в природе проявляет единственную валентность, равную двум.

Кадмий типичный халькофильный элемент, что определяется наличием 18 электронов в предпоследнем слое. В ряду возрастания сродства металлов к сере в природных условиях (ряд Шюрмана) кадмий стоит перед свинцом, цинком, никелем, кобальтом, железом и другими элементами. Кадмий образует весьма ограниченное число редко встречающихся природных соединений, являющихся в большинстве случаев гипергенными образованиями. По кристаллическим свойствам кадмий ближе всего к цинку, а из редких элементов к индию и таллию (ионные радиусы Cd 0,99 Å, In 0,99 Å, Tl 1,05 Å).

Кадмийсодержащие минералы и месторождения

Известно шесть кадмиевых минералов: гринокит CdS (77,81% Cd), хоулиит CdS (77,81% Cd), ксантохроит $CdS\ (H_2O)_x$ (77,22% Cd), кадмоселит CdSe (47% Cd), монтепонит CdO (87,5% Cd) и отавит $CdCO_3$.

Основная масса кадмия рассеяна в большом числе минералов (более 50), преимущественно в сульфидах цинка, свинца, железа, меди, марганца и ртути. Максимальная концентрация отмечена в минералах цинка и прежде всего в сфалеритах (до 5%). В большинстве же случаев содержание кадмия в сфалеритах не превышает 0,4—0,6%. В других сульфидах, например в станнине, содержание кадмия 0,003—0,2%, в галените — 0,005—0,02%, в халькопирите — 0,006—0,12%; из этих сульфидов кадмий обычно не извлекается.

Кадмий не образует самостоятельных месторождений, а входит в состав руд месторождений других металлов. Относительно высокое содержание кадмия в рудах среднетемпературных свинцово-цинковых и частично медно-колчеданных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадалов С. Т., Еникеев М. Р. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтын-Топканском рудных полях Карамазара. — «Геохимия», 1959, № 8, с. 328—335.

Иванов В. В. К геохимии кадмия в месторождениях Депутатской группы. — «Геохимия», 1961, № 2, с. 150—155.

Малюга Д. П. О кадмии в организмах. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 31, № 2, с. 145—147.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 42. М., Госгеолтехиздат, 1960, 70 с.

Ahlfeld F. Die Zink — und Kadmiumlagerstätten von Berenguela, Bolivien — Metall und Erz, 1936, 33, H. 23, S. 613—615.

Goldsmith I. R. Cadmium-dolomite and the system $CdCO_3$ —$MgCO_3$. Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, No. 12, pt. 2, p. 1570—1571.

ИНДИЙ

Индий открыт в 1863 г. Рейхом и Рихтером при спектральном анализе сульфидных руд Фрейберга (ZnS, PbS). Металл впервые нашел практическое применение в 1924 г. В настоящее время он применяется для разных покрытий толщиной от 0,025 мм и меньше, наносимых гальванотехнически. Индий образует сплавы с серебром, сурьмой, оловом и другими металлами. На ветровые стекла самолетов наносится пленка, состоящая из олова и окиси индия. Такая пленка предотвращает обледенение стекла и хорошо проводит электрический ток, что очень важно при электрическом обогреве ветровых стекол.

Слоем цинково-индиевого сплава покрывают стальные пропеллеры, чтобы повысить их антикоррозионные свойства. Известная автомобильная фирма «Студебеккер» заменила хромирование открытых частей автомобиля «индированием». Эти покрытия оказались значительно долговечнее хромированных. Индий широко применяется при изготовлении высококачественных специальных зеркал. Серебряные зеркала прожекторов, покрытые тончайшей пленкой индия, не тускнеют при любых метеорологических условиях. Индиевые сплавы применяются в регулирующих стержнях ядерных реакторов. Добыча индия в капиталистических странах превышает 30 т в год.

Краткие черты геохимии индия

Содержание индия в земной коре по А. П. Виноградову $2{,}5 \cdot 10^{-5}\%$, по В. В. Иванову и др. (1960) $1{,}4 \cdot 10^{-5}\%$. В периодической системе элементов индий находится в третьей группе вместе с таллием и галлием, а по периоду — между кадмием и оловом. Порядковый номер его 49, атомная масса 114,82.

Индий имеет два стабильных изотопа In^{113} и In^{115}, распространенность которых соответственно около 4,2 и 95,8%. In^{115} имеет период полураспада $6 \cdot 10^{-14}$ лет. Индий несет во внешнем слое «О» три электрона. Для него наиболее вероятно *одно- и трехвалентное состояние. Из характера расположения электронов в атоме* вытекает, что индий должен быть отнесен к халькофильным элементам (18 электронов в предпоследнем слое).

По важнейшим геохимическим свойствам индий ближе всего стоит к олову, кадмию, затем к галлию, таллию, железу и несколько дальше к цинку, меди и свинцу.

Индийсодержащие минералы и месторождения

В настоящее время известно четыре индиевых минерала: самородный индий, рокезит $CuInS_2$, индит $FeIn_2S_4$ и джалиндит $In(OH)_3$.

В основном индий находится в виде изоморфной примеси в раннем высокожелезистом сфалерите, где его содержание достигает десятых долей процента. В некоторых разновидностях халькопирита и станнина содержание индия составляет сотые — десятые доли процента, а в касситерите и пирротине тысячные доли процента. В пирите, арсенопирите, вольфрамите и некоторых других минералах концентрация индия 0,000 *n*%. Промышленное значение на индий пока имеют сфалерит и другие минералы, содержащие не менее 0,1% индия.

Индий самостоятельных месторождений не образует, а входит в состав руд месторождений других металлов. Согласно В. В. Иванову и др. (1960), наиболее высокое содержание индия установлено в рудах касситеритоносных скарнов и сульфидно-касситеритовых месторождений различных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андерсен Дж. С. Геохимия индия. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1969, с. 305—333.

Блешинский С. В., Абрамова В. Ф. Химия индия. Фрунзе, 1958, 371 с.

Генкин А. Д., Муравьева И. В. Индит и джалиндит — новые минералы индия. — «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 4, с. 445—457.

Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиеносность оловорудных месторождений Якутии. М., Изд-во «Наука», 1964, 252 с.

Иванов В. В., Волгин В. Ю. Новые данные о природных концентрациях индия. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 130, № 2, с. 412—415.

Иванов В. В., Волгин В. Ю., Лизунов Н. В. О закономерностях размещения концентраций индия. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 550—587.

Иванов В. В. *Геохимия рассеянных элементов Ga, Ge, Gd, In, Tl в гидротермальных* месторождениях. М., «Недра», 1966, 389 с.

Кузнецов К. Ф. Индий в сульфосолях свинца. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1963, вып. 10, с. 92—99.

Прокопенко Н. М. Поисковые признаки на индий. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 31, № 1, с. 16—18.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 53. Таллий, индий, галлий. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 21—32.

Шоу Д. М. Геохимия индия. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 265—304.

Pictot P., Pierrot R. La roquésite premier minéral d'indium: $CuInS_2$. — Bull. Soc. franc. mineral. et cryst. 86, No. 1, 1963, p. 9—14.

Shaw P. M. The geochemistry of indium. — Geoch. et Cosmoshiim. Acta, 1952, 2, No. 3, p. 185—206.

ТАЛЛИЙ

Таллий открыт в 1861 г. Круксом в пыли сернокислотного завода в Гарце. Таллий нашел применение при изготовлении фотоэлементов, в медицине, химии. Карбонат, иодид и бромид таллия применяются в оптике для производства специального оптического стекла. Сульфат таллия включают в состав яда для борьбы с грызунами. Сплавы Pb—Sb—Sn—Tl превосходят лучшие оловянные сплавы для изготовления подшипников. Добавка 8,5% таллия в ртуть понижает температуру ее плавления с —39 до —60° С. Такой сплав применяется в термометрах, которые позволяют измерять температуру от —59 до +550° С. В настоящее время за рубежом основным потребителем таллия является военная промышленность (аппараты инфракрасной сигнализации, фотографирование в темноте, теплолокационные устройства). В виде сплавов таллий входит в состав нового класса полупроводниковых соединений.

Добыча таллия в капиталистических странах достигала 20 т, но за последние годы сократилась и ориентировочно составляет 10—12 т, в том числе в ФРГ 8 т, в США 2—3 т. Главным сырьевым источником являются пиритные огарки, отходы и промпродукты кадмиевых цехов, пыль от обжига цинковых и свинцовых концентратов.

Краткие черты геохимии таллия

Таллий мягкий, ковкий металл серебристо-белого цвета. Известны две модификации металлического таллия: α-таллий с гексагональной решеткой, устойчивый при температуре ниже 226—235° С и более высокотемпературный β-таллий с кубической гранецентрированной решеткой.

Порядковый номер таллия 81, атомная масса 204,39. В природе известны два стабильных изотопа Tl^{203} и Tl^{205}, распространенность которых соответственно равна 29,46 и 70,54%. В природных эндогенных процессах таллий ведет себя преимущественно как одновалентный элемент и лишь в процессах гипергенеза в сильно окислительных условиях возможно его трехвалентное состояние. Наибольшее сходство по физическим, химическим и кристаллохимическим свойствам одновалентный таллий обнаруживает, с одной стороны, с калием, рубидием и цезием, а с другой — со свинцом и серебром.

Среднее содержание таллия в земной коре, по А. П. Виноградову, $1{,}0 \cdot 10^{-7}$%.

Таллийсодержащие минералы и месторождения

Таллий образует самостоятельные минералы лорандит $TlAsS_2$, врбаит $Tl_4Hg_3Sb_2As_8S_{20}$, гутчинсонит $(Pb, Tl)\,S \cdot Ag_2S \cdot 5As_2S_5$, круксит $(Cu, Tl, Ag)_2\,Se$ и авиценнит Tl_2O_3. Первые два встречены на Северном Кавказе в ассоциации с пиритом и марказитом. Главная масса таллия связана с сульфидами и прежде всего с дисульфидами железа. В пирите, в частности, он установлен в 25% проанализированных образцов. Его содержание в дисульфидах железа нередко составляет 0,1—0,2%, а иногда достигает 0,5%. В галенитах содержание таллия колеблется от 0,003 до 0,1% и редко более. Высокие концентрации таллия в дисульфидах и галенитах характерны для низкотемпературных телетермальных свинцово-цинковых месторождений в известняках, например в известных свинцово-цинковых месторождениях ПНР. Находится он в галенитах и других типах месторождений, например на Алтае (до 0,04%). Исследования К. Ф. Кузнецова и др. (1959) показали, что содержание таллия, достигающее 0,5% и более, отмечается в некоторых сульфосолях. Небольшое

количество таллия встречается во многих других сульфидах, например в сфалеритах и халькопиритах некоторых медноколчеданных месторождений. Его содержание колеблется от 0,0025 до 0,005%.

В связи с двойной геохимической природой таллий ведет себя, с одной стороны, как халькофильный, а с другой — как литофильный элемент, сопутствуя калию, рубидию, с которым он имеет близкий ионный радиус, и цезию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боришанская С. С., Воскресенская Н. Т., Карпова И. М. Минеральная форма нахождения таллия в сфалеритах Верхней Квайсы. — Научн. докл. высшей школы, геол. -геогр. науки, 1958, № 4, с. 135—136.

К геохимии таллия, рубидия и лития в магматическом процессе. — «Геохимия», 1962, № 3, с. 249—258. Авт.: Н. Т. Воскресенская, Н. Ф. Титкова, Н. С. Шуляковская, Цзинь Цуй-ин.

Иванов В. В., Волгин В. Ю. Некоторые черты геохимии таллия и типы месторождений, благоприятные для его концентрации. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1959, вып. 3, с. 51—60.

Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М., Читаева Н. А. Закономерности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1959, вып. 3, с. 162—179.

Таллий. Основные черты геохимии и минералогии, генетические типы месторождений и геохимические провинции. М., Изд-во АН СССР, 1960, 156 с. Авт.: В. В. Иванов, В. Ю. Волгин, А. А. Краснов, Н. В. Лизунов.

Тихомирова В. В. Таллий в сурьмяно-ртутных месторождениях. — В кн.: Минеральное сырье, вып. 1, М., 1960, с. 93—97.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 53. Таллий, индий, галлий. М., Госгеолтехиздат, 1961, стр. 3—20.

Шоу Д. М. Геохимия таллия. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 335—409.

ГЕРМАНИЙ

Германий открыт в 1886 г. Винклером. Он оказался тождественным элементу «экасилицию», существование и свойства которого были предсказаны Д. И. Менделеевым еще в 1870 г. Исключительно разнообразные, во многих случаях уникальные свойства германия определяют его ценность и необходимость для многих отраслей современной промышленности. В последние годы германий широко используется для изготовления полупроводниковых диодов и триодов, фотоэлементов, термистеров, применяемых в радиотехнике, телемеханике, счетно-вычислительной и ракетной технике.

Германиевые пленочные покрытия, наносимые на стекло, кварц или плотную керамику, широко применяют в радиотехнике в качестве пленочных сопротивлений для выпрямителей микроволн и в новейших системах радиодетекторных установок. Монокристаллический германий применяется также для дозиметрии радиоактивных излучений, в электронных устройствах как выпрямитель, усилитель и в качестве прямого преобразователя световой и тепловой энергии в электрическую. Кристаллы германия применяются также для определения температуры. Германий и его соединения нашли широкое применение в фотоэлектрических приборах, радарах, полярографах, в медицине (лечение злокачественного малокровия и сонной болезни). Германий используется для изготовления линз в инфракрасной оптике, как светочувствительный индикатор инфракрасных лучей, в качестве катализатора реакций при низкой температуре, для измерения сверхнизких температур, для получе-

ния сплавов с другими металлами, обладающих повышенной пластичностью и механической прочностью, стойкостью в кислых агрессивных средах и хорошими литейными качествами (сплавы германия с алюминием, магнием, медью, свинцом, оловом, серебром, золотом и платиной).

Производство германия в капиталистических странах выросло с 0,1 т в 1946 г. до 110 т в 1971 г. При этом до последнего времени 90% извлекаемого германия приходилось на сульфидные руды и 10% добывалось из угля; в *настоящее время угли приобретают большее значение для добычи германия.*

Запасы германия в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 1000 т, из них 50% сосредоточено в месторождениях США.

Краткие черты геохимии германия

Германий относится к числу малораспространенных рассеянных элементов. Согласно А. П. Виноградову и Мезону, кларк германия равен $1{,}4 \cdot 10^{-4}\%$. Порядковый номер германия 32, атомная масса 72,60. Известно пять природных устойчивых изотопов германия Ge^{70}, Ge^{72}, Ge^{73}, Ge^{74} и Ge^{76}, распространенность которых соответственно равна 20,5; 27,4; 7,8; 36,5 и 7,8%. Кристаллическая решетка металлического германия кубическая, типа алмаза с параметром 5,65 Å. По величине атомного радиуса (1,39 Å) германий близок к галлию, мышьяку, молибдену (кремнию, титану).

Металлический германий имеет светло-серый цвет, сравнительно высокую твердость, очень хрупкий. Температура плавления 937,2° С, температура кипения 2700° С. Германий обладает свойствами металла и металлоида. В *соответствии со строением наружной электронной оболочки атома германий может* быть двух- и четырехвалентным положительным ионом. Как в гипогенных, так и в гипергенных процессах более характерны и устойчивы соединения четырехвалентного германия.

Сходство ионных радиусов иона Ge^{2+} (0,73 Å по Аренсу) и изовалентных ионов Zn^{2+}, Cu^{2+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+} вполне допускает изоморфизм между ними. Этим (в некоторой мере) объясняется частое нахождение германия в минералах железа, меди и цинка. Среди четырехвалентных ионов Ge^{2+}, при значении ионного радиуса 0,73 Å, имеет сходство с Sn^{4+} и Mo^{4+}. А. Е. Ферсман относил ионы германия к типу купро (или тип 18-электронных оболочек).

Германий обладает сидерофильными, литофильными и халькофильными свойствами и вследствие незначительного содержания в земной коре и геохимического сродства к некоторым широко распространенным элементам обнаруживает ограниченную способность к образованию собственных минералов, рассеиваясь в решетках других минералов.

Германийсодержащие минералы и месторождения

Германий образует следующие минералы: германит Cu_3 (Ge, Fe) S_4 (6—10% Ge), реньерит Cu_3 (Fe, Ge) S_4 (5,5—7,7% Ge), аргиродит Ag_8GeS_6 (3,6—7% Ge), канфильдит Ag_8 (Sn, Ge) S_6 (до 1,8—2% Ge), ультрабазит $Pb_{28}Ag_{22}Sb_4Ge_3S_{51}$ (до 2,2% Ge), неназванный минерал $(NiCu)_2GeS_4$, флейшерит $Pb_3Ge[(OH)_4(SO_4)_2] \cdot 4H_2O$, итоит $Pb_3[GeO_2(OH)_2(SO_4)_2]$, стотит $FeGe(OH)_6$.

Первичные минералы германия возникают в условиях гидротермального сульфидного процесса предположительно при средних и низких температурах. Для основных германиевых минералов — германита и реньерита — характерна ассоциация сульфидов: теннантита, борнита, энаргита, люцонита, идаита

и др. Типичным примером таких месторождений являются Тзумеб и Кипуши Заир. Гипергенные минералы германия — стотит, флейшерит и итоит — — обнаружены на месторождении Тзумеб в зоне окисления в ассоциации со вторичными минералами: церусситом, миметезитом, плюмбоярозитом и др. Основная же масса германия находится в виде изоморфной примеси в различных минералах, главным образом в силикатах и сульфидах. Так, например, в некоторых сфалеритах содержание германия достигает десятых долей процента, в энаргитах до 0,5%, в пираргирите до 1%, в сульваните и франкеите 0,1%, в других сульфидах и силикатах — сотые и тысячные доли процента.

Германий концентрируется в месторождениях многих металлов. Согласно А. С. Жуковой (1960), германий обнаружен в рудах всех генетических типов месторождений, за исключением собственно магматических. Наибольшее промышленное значение имеют средне-низкотемпературные свинцово-цинковые, медные и другие сульфидные месторождения, ископаемые угли и железные руды осадочно-метаморфического происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гинзбург А. И. Некоторые вопросы геохимии германия и поисковые признаки богатых германиевых руд. — В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 1—112.

Гордон С. А., Волков К. Ю., Менковский М. А. О формах содержания германия в угле. — «Геохимия», 1958, № 4, с. 384—388.

Гуляева Л. А., Лосицкая И. Ф. Исследование содержания германия в нефтях Советского Союза. — «Геохимия», 1959, № 2, с. 152—158.

Жукова А. С. К вопросу о генетических типах германиеносных месторождений. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1960, вып. 4, с. 174—184.

Костин Ю. П. и Мейтов Е. С. К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериях их поисков. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1972, № 1, с. 112—119.

Карамян К. А. Германит и реньерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. — «Зап. Арм. отд. Всесоюз. мин. об-ва», 1959, вып. 1, с. 101—108.

Ломашов И. П., Лосьев Б. И. Германий в ископаемых углях. М., Изд-во АН СССР, 1962, 258 с.

Максимов А. А. Германий в железо-марганцевых месторождениях Центрального Казахстана. — «Изв. высш. учеб. завед., серия геол. и разв.», 1958, № 1, с. 54—60.

Момджи Г. С., Григорьев В. М. Оценка железных руд на редкие и рассеянные элементы. — «Разведка и охрана недр», 1961, № 3, с. 11—17.

Погребицкий Е. О. О некоторых закономерностях распределения германия в углях Донецкого бассейна. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1959, т. 35, вып. 2, с. 81—103.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 57. Германий. М., Госгеолтехиздат, 1948, с. 5—19.

Щербак О. В. О механизме накопления германия в железных рудах и углях. — В сб.: Минеральное сырье, вып. 6, М., 1962. с. 101—113.

Эль-Вардани С. А. Геохимия германия. — В сб.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 411—434.

Sclar Ch. B., Geber B. H. The paragenetic relationships of germanite and renierite from Tsumeb, South — West Africa. — Econ. Geol., 1957, v. 52, No. 6, p. 612—631.

ГАЛЛИЙ

Галлий был предсказан Д. И. Менделеевым в 1871 г. Французский химик Лекок де Буаботран в 1875 г. опубликовал данные о свойствах элемента, который был назван в честь родины ученого галлием (Gallia — Франция). Д. И. Менделеев обратил внимание, что в плотности галлия, принятой равной 4,7, допущена ошибка. В действительности этот элемент должен иметь плотность

5,9—6. Лекок де Буаботран убедился в своей ошибке и повторные исследования подтвердили предсказания Д. И. Менделеева; плотность рассматриваемого элемента оказалась равной 5,96.

Галлий имеет низкую температуру плавления и высокую температуру кипения (2000° С). В связи с этим он применяется для изготовления высокотемпературных термометров, электроплавких предохранителей пожарных сигналов и полупроводниковых приборов. Легкоплавкость галлия используется в атомных реакторах, где жидкий металл служит превосходным теплоносителем. Сплав 82% галлия, 12% олова и 6% цинка, разжижающийся при 17° С, нашел широкое применение в технике. Сплав галлия, висмута и олова используется в медицине.

Радиоактивный изотоп применяется для лечения костного рака. Галлий увеличивает коэффициент преломления стекла и применяется для изготовления специальных зеркал.

Добыча галлия в капиталистических странах достигла 1—2 т в год.

Краткие черты геохимии галлия

Галлий находится в третьей группе периодической системы элементов Д. И. Менделеева. Порядковый номер его 31, атомная масса 69,72. Известны два природных изотопа галлия Ga^{69} и Ga^{71}, распространенность которых соответственно равна 61,2 и 38,8%. Галлий типичный рассеянный элемент, обладающий двойной геохимической природой. Ввиду близости его кристаллохимических свойств с главными породообразующими элементами (Al, Fe и др.) и широкой возможности изоморфизма с ними галлий не образует больших скоплений, несмотря на значительную величину кларка. Согласно О. В. Вершковской, широко распространен изоморфизм $(AlO_4)^{5-}$ и $(GaO_4)^{5-}$, а в гидротермальном процессе ZnS и Ga_2S_3, имеет место также изоморфизм Ga с Fe^{3+} и Fe^{2+}. Среднее содержание галлия в земной коре, по А. П. Виноградову, 0,0019%.

Галлийсодержащие минералы и месторождения

О. В. Вершковская выделяет следующие минералы с повышенным содержанием галлия: сфалерит (0—0,1%), магнетит (0—0,003%), касситерит (0—0,005%), гранат (0—0,003%), берилл (0—0,003%), турмалин (0,01— более 0,01%), сподумен (0,001—0,07%), флогопит (0,001—0,005%), биотит (0 — более 0,1%), мусковит (0 — более 0,01%), серицит (0 — более 0,005%), лепидолит (0,001—0,03%), хлорит (0—0,001%), полевые шпаты (0 — более 0,01%), нефелин (0—0,1%), гекманит (0,01—0,07%), натролит (0—0,1%).

В восстановительной среде галлий не способен образовывать сульфоанионы и всегда выступает как катион. Это свойство в сочетании с другими факторами в значительной степени определяет круг минералов-концентраторов галлия в гидротермальных сульфидных образованиях.

По О. В. Вершковской, содержание галлия в горных породах не зависит ни от их возраста, ни от района распространения, причем оно закономерно уменьшается с повышением основности пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисенко Л. Ф. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах. — «Геохимия», 1963, № 8, с. 746—753.

Боровик С. А., Лизунов Н. В., Щербина В. В. Галлий в минералах и рудах СССР. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1941, вып. 31, с. 150—158.

Галлий. Методы исследований, распределение в горных породах и минералах, типы месторождений. Краткие сведения по применению и экономике галлия в зарубежных странах. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 146. Авт.: О. В. Вершковская, В. С. Краснова, В. С. Салтыкова, А. Е. Первухина.

Лавренчук В. Н., Теняков В. А. К вопросу о распределении галлия в бокситах. — «Геохимия», 1962, № 8, с. 745—747.

Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 53. Таллий, индий, галлий. М., Госгеолтехиздат, 1961. с. 34—48.

Shaw D. M. The geochemistry of gallium, indium, thallium. A review in: «Physics and chemistry of the Earth», 1957, v. 2, p. 164—211.

СЕЛЕН

По свойствам селен близок к теллуру. По аналогии с теллуром («tellus» по-латыни Земля) селен был назван в честь Луны — спутника Земли (по-гречески «selene»). Минералы селена были открыты Берцелиусом непосредственно после открытия им же селена в 1818 г. в шламах свинцовых камер сернокислотного завода близ Гринсхольма, работавшего на рудах шведского месторождения Фалун. Селен известен в трех модификациях: аморфной (стекловидный, коллоидальный) с плотностью 4,26, кристаллической красной (моноклинной сингонии) и кристаллической серой с металлическим блеском (так называемый «металлический» серый селен с плотностью 4,8; температура плавления 217° С).

Селен широко применяется в новой технике и особенно в автоматике и сигнализации. Большое его количество идет на изготовление селеновых выпрямителей. Селен используется в полупроводниках, а также в стекольной промышленности для обесцвечивания стекла и получения рубинового и черного стекла (последнее содержит 0,6% Se и 0,1% $CoCO_3$). В комплексе с кадмием селен придает стеклу способность к избирательной передаче красной части спектра, что используется в сигнальных установках на флоте и на железнодорожном транспорте.

Добыча селена была начата в 1910 г. В 1942 г. она составляла 456 т, а в 1965 г. 950 т (главным образом США и Канада). В капиталистических странах основным источником селена являются: медно-порфировые руды Чили, США и Перу; медноколчеданные руды Канады, Швеции и Японии; свинцово-цинковые руды Мексики, Перу, Канады, Японии, Австралии и др.; медно-никелевые руды Канады и Южной Африки. Общие мировые запасы, связанные с различными видами руд, оцениваются в несколько сот тысяч тонн. Больше всего селена получают из руд медноколчеданных и медно-порфировых месторождений. Важнейшими потенциальными источниками селенового сырья являются ураноносные фосфориты (США, Северная Африка), уран-ванадиевые сланцы (США, Северная Африка и др.), ураноносные песчаники и урансодержащие туфы (США), настуран-селенидные руды (Канада, Заир).

В СССР производство селена началось в 1924 г.

Краткие черты геохимии селена

Кларк селена равен $6 \cdot 10^{-5}$% ($5 \cdot 10^{-6}$%, по А. П. Виноградову). Селен принадлежит к шестой группе периодической системы элементов Д. И. Менделеева и располагается во второй подгруппе между серой и теллуром. Его атомный номер 34, атомная масса 78,96. В природных условиях существует шесть стабильных изотопов селена — Se^{74}, Se^{76}, Se^{77}, Se^{78}, Se^{80} и Se^{82}, распространенность которых соответственно равна 0,87; 9,02; 7,58; 23,52; 49,82 и 9,19%. Внешняя электронная оболочка у него, так же как у серы и теллура, имеет

шесть электронов, что обусловливает его принадлежность к числу типичных металлоидов. Наличие двух неспаренных электронов определяет четкую валентность селена 2^-; 4^+ и 6^+. Основные черты геохимии селена в земной коре определяются близостью его ионного радиуса (1,93 Å) к ионному радиусу серы (1,82 Å).

Селенсодержащие минералы и месторождения

Селен образует 37 минералов, среди которых в первую очередь должны быть отмечены ашавалит FeSe, клаусталит PbSe, тиманнит HgSe, гуанахуатит Bi_2 (Se, S)$_3$; хастит $CoSe_2$, платинит $PbBi_2$ (S, Se)$_3$, ассоциирующие с различными сульфидами, а иногда также с касситеритом.

Главное промышленное значение на селен имеют сульфидные месторождения. Содержание селена в сульфидах колеблется от 0,0007 до 0,011%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зайнулин Г. Г. Некоторые вопросы геохимии селена и теллура в медно-никелевых рудах Норильского района. «Геохимия», 1960, № 3, с. 231—240.

Пиджян Г. О. Закономерности распределения селена и теллура в рудах медно-молибденовых месторождений. — «Изв. АН АрмССР, серия науки о Земле», 1967, т. 20, № 5—6, с. 81—95.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 257.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 71. Селен и теллур. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 3—46.

Юхтанов Д. М. Производство селена и теллура. М., Металлургиздат, 1955, 96 с.

Юшко-Захарова О. Е. Геохимия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. — М., «Наука», 1964, 112 с.

Earlay I. W. Description and synthesis of the selenide minerals. Amer. Mineralogist, 35, No. 5—6, 1950, p. 337—364.

Tischendorf G. Zur genesis einiger Selenidvorkommen, insbesondere von Tilkerode in Harz. Berlin, 1959, s. 168.

Trites A. F. Selenium occurrence in the United States. Min. Mag., 1956, v. 46, No. 8, p. 43—44.

ТЕЛЛУР

Долгое время, почти до конца XVIII в. теллуриды, содержащиеся в золотых рудах Трансильвании, принимались за соединения сурьмы и висмута. В 1782 г. венгерский химик Мюллер фон Рейхенштейн, работая с золотыми рудами из Зибенбюргена, предположил наличие в них нового элемента, который первоначально принимался за сурьму, а потом за висмут. Бергман доказал, что элемент, с которым в соединении находится золото, не является сурьмой. Смерть Бергмана прервала его исследования. Только в 1798 г. немецкий химик Клапрот* выделил указанный элемент и изучил некоторые его свойства. Он дал ему название «теллур» (по-латыни «tellus» Земля).

Более обстоятельно свойства теллура и его соединений были изучены в 1832 г. Берцелиусом, который установил сходство его химических свойств

* Согласно Строкею, история открытия теллура несколько иная. В 1778 г. венгерский естествоиспытатель Китайбел установил присутствие в рудах Трансильвании нового элемента и выделил его. О своем открытии он сообщил Клапроту. Последний в 1798 г. опубликовал данные о новом элементе, который назвал теллуром, однако ничего не сообщил об открытии Китайбела.

с серой и селеном. Этот металл нашел широкое применение в фотографии для тонирования бромо-серебряных отпечатков, при производстве термоэлектрических приборов, подшипников. Более 60% теллура используется в качестве присадок к чугуну и сталям, а также свинцу, олову и их сплавам для улучшения их свойств при механической обработке. Теллур используется в полупроводниковой технике, в стекольной промышленности (для получения коричневого стекла и лазурей), в медицине (для лечения болезней крови и щитовидной железы), в качестве добавки к резине, в военном деле (фотоавтоматические приборы и отравляющие вещества), в холодильной технике, в качестве катализатора при крекинг-процессе. Добыча теллура в США составила 106 т, в Канаде 47 т, в Перу 17 т, в Японии 23 т. 90% общего количества теллура извлечено из медных руд.

Краткие черты геохимии теллура

Кларк теллура $1 \cdot 10^{-6}$% ($1 \cdot 10^{-7}$%, по А. П. Виноградову). Теллур находится в шестой группе периодической системы элементов Д. И. Менделеева. Ближайшим его соседом и аналогом является селен. Порядковый номер теллура 52, атомная масса 127,61. Теллур имеет восемь изотопов — Te^{120}, Te^{122}, Te^{123}, Te^{124}, Te^{125}, Te^{126}, Te^{128} и Te^{130}, распространенность которых соответственно равна 0,089; 0,87; 1,46; 4,61; 4,99; 18,71; 31,79 и 34,49%. Наличие шести электронов в наружном слое атома характеризует теллур, подобно сере и селену, как металлоид. Теллур представляет собой металл серебристо-белого цвета. Температура плавления 452° С, температура кипения 1390° С.

Попытки определить содержание теллура в различных типах горных пород проводились в 1955—1957 гг. Н. Д. Синдеевой. Все анализы показали отсутствие теллура. Выводом из этого является то, что содержание теллура в горных породах, видимо, ниже принятых кларковых величин по крайней мере на один порядок. В минералах горных пород его содержание также находится ниже предела чувствительности большинства современных методов анализа.

Теллурсодержащие минералы и месторождения

Теллур образует 40 самостоятельных минералов. Наиболее часты теллуриды меди, свинца, цинка, серебра и золота. В. В. Щербина предложил следующий ряд возрастающего сродства металлов к теллуру: Cu, Pb, Ni, Bi, Hg, Ag, Au. Изоморфная примесь теллура наблюдается во многих сульфидах, однако изоморфизм Te—S выражен хуже, чем в ряду Se—S, и в сульфиды входит ограниченная примесь теллура (в галените при содержании 0,2%). Теллур выделяется в соединении со свинцом (PbTe). Среди минералов теллура особое значение имеют креннерит (Au, Ag) Te, калаверит $AuTe_2$, алтаит PbTe, гессит Ag_2Te, сильванит $AuAgTe_4$, петцит Ag_3AuTe_2, мутманнит (Ag, Au) Te, монбрейит Au_2Te_3, нагиагит $[Pb_5Au\ (Te, Sb)]_4\ S_5$, самородный теллур и др.

Бóльшая часть упомянутых минералов развита в низкотемпературных золото-серебряных месторождениях, где они обычно выделяются после основной массы сульфидов совместно с самородным золотом, сульфосолями серебра, свинца, а также с минералами висмута. Несмотря на развитие большого количества теллуровых минералов, главная масса теллура, извлекаемого промышленностью, входит в состав сульфидов других металлов. В частности, теллур в несколько меньшей степени, чем селен, входит в состав халькопирита медно-никелевых месторождений магматического происхождения, а также халько-

пирита, развитого в медноколчеданных гидротермальных месторождениях. Теллур находится также в составе пирита, халькопирита, молибденита и галенита месторождений порфировых медных руд, полиметаллических месторождений алтайского типа, галенита свинцово-цинковых месторождений, связанных со скарнами, сульфидно-кобальтовых, сурьмяно-ртутных и некоторых других, охарактеризованных Н. Д. Синдеевой (см. «Селен»). Содержание теллура в молибдените колеблется в пределах 0,0008—0,0053%, в халькопирите — 0,0009—0,0031%, в пирите до 0,007%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьева Е. Л. Парагенетические минеральные ассоциации и зональность их пространственного размещения в Кафанском медном месторождении. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1971, № 5, с. 74—90.

Магакьян И. Г. Сурьмянистый теллуровисмутит в рудах Зодского золоторудного месторождения. — «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1957, вып. 3, с. 343—346.

Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1937, № 5, с. 965—991.

Щербина В. В., Зарьян Р. Н. Парагенезис теллуридов серебра как минералов системы Ag—Au—Te. — «Геохимия», 1964, № 7, с. 635—640.

Thompson R. M. The Telluride minerals and their occurrence in Canada. Amer. mineral., 1949, vol. 34, No. 5—6, p. 342—382.

РЕНИЙ

Существование элемента под номером 75 периодической системы было предсказано Д. И. Менделеевым в 1869 г. Ноддак с сотрудниками Такке и Бергом открыли в 1925 г. элемент № 75 в платиновых рудах и назвали его рением в честь Рейнской области Германии. В 1926 г. английский ученый Лоринг высказал предположение, что рений в основном концентрируется в молибдените; это вскоре было подтверждено.

Температура плавления рения 3170° С, температура кипения около 5900° С. Рений один из самых тяжелых металлов (плотность 20,53), дает сверхтвердые и тугоплавкие сплавы с танталом, вольфрамом, молибденом, медью, и другими металлами. Высокая температура плавления и высокое электросопротивление обусловливают применение рения в сверхжаропрочных сплавах для электротехнических целей, в авиа- и ракетостроении, в точном приборостроении, электронной, радиотехнической, электровакуумной промышленности. Рений растворяется только в азотной кислоте и занимает первое место по антикоррозионной стойкости. Сплавы рения с металлами платиновой группы используются в деталях морских электродвигателей, в фотолампах, в рентгеновских установках, в катодных телевизионных трубках и радиолокационных лампах, в качестве катализатора при переработке нефти. Препарат рения используется при лечении злокачественных опухолей. Широко применяются рениевые покрытия вольфрамовых нитей накаливания и рений как заменитель металлов группы платины.

Добыча рения в капиталистических странах выросла с 1135 кг в 1955 г. до 12 т и более в настоящее время. Главным производителем и потребителем рения являются США. Мировые ресурсы рения оцениваются в 900—1360 т (из них 544 т связаны с молибденитом).

Краткие черты геохимии рения

Кларк рения по С. М. Баситовой (1961) $5—6 \cdot 10^{-7}\%$, по И. и В. Ноддак (1935) $1 \cdot 10^{-7}\%$. В периодической системе рений расположен в главной подгруппе (подгруппа марганца) седьмой группы и относится к шестому большому периоду. В соответствии с принадлежностью к седьмой группе периодической системы рений характеризуется многообразием валентных состояний — от «1^-» до «7^+». Наиболее устойчивы валентности 4^+ и 7^+, в которых рений встречается в природе. Геохимически близок к рению молибден (радиус атома рения 1,37 Å, а молибдена 1,40 Å). Химически чистый рений подобен марганцу, однако химическая активность его несколько ниже.

Рений является одним из наименее распространенных элементов земной коры. Содержание его в породах составляет десятимиллионные доли процента. До недавнего времени собственно рениевых минералов не было известно. Л. М. Вишневская и др. (1961) в медно-свинцовых рудах Джезказганского месторождения медистых песчаников впервые обнаружили комплексный сульфид меди и рения — джезказганит $CuReS_4$.

Ренийсодержащие минералы и месторождения

В природе рений находится преимущественно в рассеянном состоянии. Сейчас рений определен в 55 минералах-носителях, в которых содержание его колеблется от $1 \cdot 10^{-8}$ до 1,88%. Наиболее высокие концентрации рения наблюдаются только в 14 минералах: в молибдените (до 1,88%), гадолините (до $6 \cdot 10^{-5}\%$), тортвейтите ($6 \cdot 10^{-5}\%$), колумбите (до $2{,}57 \cdot 10^{-4}\%$), клаусталите ($8 \cdot 10^{-5}\%$), осмистом иридии ($1 \cdot 10^{-4}\%$), платине (до $8 \cdot 10^{-5}\%$), халькопирите (до $1 \cdot 10^{-3}\%$), пирите (до $2 \cdot 10^{-3}\%$), псиломелане ($2 \cdot 10^{-4}\%$), цирконе ($5 \cdot 10^{-5}\%$)повеллите ($17 \cdot 10^{-3}\%$) и вульфените (до $11 \cdot 10^{-4}\%$).

Особенно высокие концентрации рения отмечены в минералах молибдена — молибдените, повеллите и вульфените.

Рений всегда присутствует в молибдените из среднетемпературных гидротермальных медно-молибденовых, а также низко- и среднетемпературных уран-молибденовых месторождений. Концентрация его достигает десятых долей процента, в среднем около 0,205—0,01% (Горохова, 1963).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И. Распределение рения в молибденитах Средней Азии. — «Геохимия», 1962, № 9, стр. 813—817.

Баситова С. М. Распространение рения в молибденитах. — В кн.: Рений. Изд-во АН СССР, М., 1961, с. 7—11.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. — М., Изд-во АН СССР, 1957, 237 с.

Вишневская Л. М., Зак С. Ш., Поплавко Е. М. О рениеносных свинцово-медных рудах Джезказганского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 112—115.

Горохова В. Н. Рений в молибденовых и медно-молибденовых месторождениях. — «Труды ИМГРЭ АН СССР», 1963, вып. 10, с. 176—183.

Горохова В. Н., Покровская В. Л. Генетические типы месторождений рения. — В кн.: Рений. М., «Наука», 1964, с. 12—18.

Джаффи Р., Мейкат Д. Дж., Дуглас Р. У. Рений и тугоплавкие металлы платиновой группы. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 116 с.

Жиров К. К., Иванова Г. Ф. Распределение рения в молибденитах месторождений ряда генетических типов. — «Геохимия», 1959, № 6, с. 518—523.

Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М., «Наука», 1969, 160 с.

Карамян К. А. О корреляции рения, селена и теллура в молибденитах Каджаранского медно-молибденового месторождения. — «Геохимия», 1962, № 2, с. 171—174.

Кузнецова В. В., Саукова А. А. О возможных формах нахождения молибдена и рения в углях Средней Азии. — «Геохимия», 1961, № 9, с. 750—756.

Лебедев К. Б. Рений. М., Металлургиздат, 1963, с. 208.

Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С. Особенности поведения рения в молибденитах медно-молибденового пояса Армянской ССР. — В кн.: Рений. М., «Наука», 1964, с. 26—29.

Ноддак И., Ноддак В. Геохимия рения. — В кн.: Основные идеи геохимии, вып. 2. Л., ОНТИ, 1935, с. 73—109.

Разенкова Н. И., Поплавко Е. М. К вопросу о форме нахождения рения в рудах Джезказганского месторождения. — «Геохимия», 1963, № 8, с. 777—784.

Студенкова З. В., Золотарева В. А. Рений в молибденитах месторождения Тырныауз. — «Геохимия», 1958, № 1, с. 81—85.

Холодов В. Н. Урано-селено-ванадиево-рениевые месторождения. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких металлов, т. 3. М., Изд-во, АН СССР, 1966, с. 755—775.

Хрущов Н. А., Буткевич Т. В. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 27. Молибден и рений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 38—44.

Fleischer M. The geochemistry of rhenium. — Addendum. Econ. Geol., 1960, vol. 55, No. 3, p. 607—609.

ОБЩИЙ СПИСОК ГЛАВНЕЙШЕЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А. Г., Татаринов П. М. Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 2. М., Гостоптехиздат, 1946, 592 с.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, 472 с.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 86 с.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 648 с.

Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М., Госгеолтехиздат, 1961, 458 с.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4. М., Горгеонефтеиздат, 1934, 380 с.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, 305 с.

Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969, 324 с.

Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, 376 с.

Геология рудных месторождений западных штатов США. М. —Л., ОНТИ, 1937, 644 с.

Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра» 1968, 719 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966, 860 с.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, 543 с.

Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. (Авт. С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская, А. Е. Первухина, И. П. Потемкин).

Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, т. 2. Под ред. Н. С. Шатского. 1959, 504 с; т. 3, 1959, 651 с.; т. 7, 1964, 467 с.; т. 8, 1967, 423 с.

Колотухина С. Е., Первухина А. Е. и Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964, 304 с.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 463 с.

Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, ч. 1. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960, 332 с.

Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 3. Под ред. П. М. Татаринова и А. Г. Бетехтина. М., «Недра», 1964, 590 с.

Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., «Недра», 1969, 472 с. (Авт. В. Ф. Дыбков, А. Е. Карякин, В. Д. Никитин, П. М. Татаринов).

Краткий курс месторождений полезных ископаемых. Под ред. С. А. Вахромеева. М., изд-во «Высшая школа», 1967, 472 с.

Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Под ред. Н. Н. Курек. М., Госгеолтехиздат, 1954, 272 с.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. М., ОНТИ, вып. 1, 1934, с. 187; вып. 2, 1936, 231 с.; вып. 3., 1935, 394 с.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1961, 548 с.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969, 223 с.

Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1968, 463 с.

Металлы в осадочных толщах. Черные металлы. Цветные легкие металлы. М., «Наука», 1964, 445 с.

Металлы в осадочных толщах. Тяжелые цветные металлы. Малые и редкие металлы. М., «Наука», 1965, 391 с.

Металлы в осадочных толщах. Благородные металлы. Радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы. М., «Наука», 1966, 326 с.

Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. Под ред. Н. П. Лаверова, М., 1972, 430 с.

Обручев В. А. *Рудные месторождения. Часть описательная.* М. — Л., Горгеолнефтеиздат, 1934, 596 с.

Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Под ред. А. Г. Бетехтина. М., Изд-во АН СССР, 1955, 622 с.

Парк Ч. Ф., Макдормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966, с. 5—534.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967, 343 с.

Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. — Труды Нилзарубежгеология, 1970, вып. 21, 230 с.

Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 389 с.

Проблемы эндогенных месторождений. М., «Мир», вып. 2, 1964, 778 с.; вып. 3, 1966, 351 с.

Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, 323 с.

Свитальский Н. И. Курс рудных месторождений. Т. 1, Л. —М., Горгеолнефтеиздат, 1933, 370 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 2. М., «Недра», 1969, 687 с.

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

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961, 507 с.

Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 359 с.

Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964, 503 с.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955, 298 с.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, т. 3, 1955, 798 с.; т. 4, 1958, 588 с.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964, 186 с.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 501 с.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., «Недра», 1971, 148 с.

Щербаков Д. И. Избранные труды. Т. 1. Металлогения и геохимия Средней Азии. М., «Наука», 1969, 318 с.

Щербаков Д. И. Избранные труды. Т. 2. Задачи геологических наук. Проблемы металлогении. М., «Наука», 1969, 304 с.

Щербина В. В. Геохимия. Изд. 2. М., «Недра», 1972, 226 с.

Bateman Alan M. The formation of mineral deposits. Printed in the United States of America. Second Printing, 1955, 371 p.

Emmons W. H. The principles of economic geology. New York—London, 1940.

Mason Brian. Principles of Geochemistry. Second edition. Printed in the United States of America, 1958, 310 p.

Niggly Paul. Rocks and mineral deposits. W. H. Freeman and Co. San Francisco, 1954, 359 p.

Schneiderhöhn H. Leihrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena. Verlag Gustav Fischer, 1941, 858 s.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А

Абаильское 17
Абботтабад 40
Абовянское 75
Аврора 200
Агаракское 123,141,144
Агятас 241
Адамава 229
Аджамети-Чхари 38
Адирондакские горы 65,68
Адрасман 263,264,265
Азгур 123,125,126
Аин-Керна 259
Айрон-Маунтин 65
Акджилга 102
Акташ 241,245,273
Акчоко 20
Алаверды 148
Алапаевское 20,21
Аленгуйское 64
Алмалык 123,144,185
Альмаден 245,246
Амброзия-Лейк 322,323,324
Аменаб 76
Ампа 47
Ангарский бассейн 22
Ангаро-Илимские 15
Аннивере 263
Аньшанское 25
Арандизе 216
Араша 339
Арканзас 227
Арсентьевское 64
Атасуйская группа 46
Атоха 253
Африканда 64
Ахо 141,142
Ашанти 283
Аята 259
Аятское 22,23,24

Б

Баден 341
Бакальское 17,18
Балагхат 47
Балей 288 ,289,290
Банат 13
Банкрофт 311
Барода 47
Баруи-Шивея 117
Бвабин 118
Бендиго 271,278,279,280
Берджин 186,187,188
Березовское 284,285,286
Беркли 141
Берник-Лейк 339,365
Бикита 345,354,355
Бильбао 17
Бингем 129,141,142
Бисби 139,140
Благодать 13
Блайнд-Ривер 328,329,330,331,335
Блявинское 148,149,150
Боке 229
Болиден 266,267,274
Больше-Токмакское 41,42
Бондане 283
Боудвин-Майн 96,102
Бощекуль 123,129,144
Браден 129,142,143
Брич-Мулла 262,263
Брокен-Хилл 76,95,181,182,183
Бу-Аззер 95,97,98,99
Бу-Арфа 40
Бузург 47
Букукинское 111,113,114
Бурибай 148
Бурштынское 40
Бушвельдский массив 53,65,66,74,303,304
Бьютт 39,152,153,154,155,156

В

Валенторское 148
Васильевское 64
Ватсберг 305
Великая Дайка 55,60
Верхнее озеро 11,25,30,31,32,156,157,158,159
Верхнекамское 237
Весеннее 148
Вета Мадре 202
Виктория 314
Витватерсранд 271,294,295,296,297,309,328
Волковское 138
Вольфрамовые Сопки 127
Восточный Коунрад 127,128
Восточный Тинтик 185,186,187
Вуджина 345

Г

Гайское 148
Галлап 323
Гастинге 65
Гелливара 12

Генеша 241
Гивор 212
Голден-Майн 282
Голконда 119
Гоув 229
Гренгсберг 12
Гуитцуко 239
Гуймэйшань 112
Гунчэн 249
Гусевогорское 67
Гуэльва 38

Д

Давенда 129
Дайм-Крик 306
Дарасун 266,267
Дарлит 229
Дашкесан 99,101
Дегтярское 148
XIX лет Октября 148
Джебель-Джарисса 17
Джездинское 47
Джезказган 160,161,162,166,167
Джидинское рудное поле 115
Джижикрут 253,255
Дмитриевское 274
Донгри 47
Дуровское 40

Е

Евстюнминское 75
Екатерино-Благодатское 184,185
Елизаветинское 20

Ж

Железная гора 350,351352,

З

Заглик 235
Зопхито 117
Запокровское 266
Зигерлянд 17,18,19
Зыряновское 191

И

Ибдо-Соддо 306
Или 141
Илимауссак 338
Имини 38,40
Имнитара 345
Индиа 259
Инкурский штокверк 115,116
Инпхен 259
Инспирейшен 141
Ипанеме 65
Исмаил 241

К

Кадамджай 253,254
Каджаран 123,129,141,144
Кажаевское 49
Казанское 39
Кайрактинское 123
Кайракское 64
Кала т-эн-Нахаль 60
Калатинское 148
Калгурли 279,281,282,283
Калум 20
Камагуэй 60
Камбок 118
Камышевский Байкитик 75
Кансай 177
Караджал 38
Карабашское 148
Караоба 118
Каратау 77,77
Карательское 40
Кареусу 48
Карибиб 345,354,355
Карсакпайская группа 46
Катаигдшхери 47
Кафан 152,217
Качарское 14
Качканарское 64,65,67
Кварц-Крик 306
Квеста 129
Кейбл 273
Келовеко 144
Кемпирсайское 58,59
Керчь 22,23
Киндья 229
Кипуши 372
Кирунавара 11,12
Клаймакс 123,129,130,131,132
Клинтон 22
Кнабен 129
Кобальт 80
Ковдозерское 64
Колвари 144
Колар 266,272,274,275,276
Коммунар 274
Комсток 200
Кононго 283
Копанское 64
Корнуэльское 212
Коршуновское 13
Коунрад 123,129,144,145,146,167
Кочкарское 266,274,277,278
Крагерс 69
Краснооктябрьское 229
Краснояровское 16
Красногвардейское 148
Кремиковцы 17
Крейтер 60
Кривой Рог 25,26,27,28
Кручининское 64
Кти-Теберда 266
Куахоне 141,144
Кудур 47
Кургашинкан 185
Курская Магнитная Аномалия (КМА)25,28
Кусинское 64,65,67

Л

Лабрадор-Квебек, район 11
Лак-Тио 65,68
Лаочан 217
Лебединое 292,293,294

Лебедянский рудник 29
Лебяжинский рудник 12
Левихинское 149
Лениногорское 189,190,286
Лиганга 65,69
Линчуань 249
Липецкое 22
Липовая гора 39
Лисаковское 22,23
Литл Джем 314
Ловозерский массив 64,358
Ловозерское 64
Лонгбан 39
Лос-Айленд 227
Лотарингия район 24
Лухумское 267,268
Люоссавара 12
Ля-Мотт 102

М

Мавилл 65
Магнет-Ков 65,69
Мазульское 37,40
Майами 141
Макандер 284
Мангышлакское 38
Маноно-Китотоло 210,211
Мансфельдское 165
Марьйокское 64
Марсятское 38
Маунт-Бишоф 218
Мери-Кетлин 311
Мейдук 144
Миллз 65
Мимдола 100
Минас рагра 76
Минас-Жирайс 25,32
Миргалимсай 194,195
Миссури-кобальт 102
Мистери-Лейк 84
Михайловский рудник 29
Моак-Лейк 84
Моанда 40,45
Монте-Амиата 240
Мончегорское, Мончетундра 80,81,84,85,86
Морру-Велью 266,274,276,277
Морро-Урукум 47
Морро-да-Минна 40,47
Мосриф 266
Мрасма 241

Н

Нейбулах 263
Ниамей 22
Никитовское 244,245
Никопольское 38,40,41,42
Никольсон Майн 75
Новая Каледония 91,92
Ново-Ивановское 117
Ново-Казачинское 117
Ново-Левинское 148
Норд 100
Норильское 86,87,88,305
Норт-Лагуна 323
Нью-Альмаден 241,246,247
Нсута-Дагвин 40

О

Октябрьское 89,266
Ольховское 273,274
Онежское 227
Ононское 206
Ор-Маунтин 65
Осокино-Александровское 75
Оурей 273
Оутокумпу 101

П

Пайп-Лейк 84
Пайсон-Каньон 323
Панч-Махал 47
Пассагем 274
Пачука, район 200,201,202
Перак 222
Первомайское 115,116,117,124
Первоуральское 64
Петсамо 80
Пилсбари 11,33
Пиней-Ривер 65
Пламенное 247,248
Полуночное 38,40
Поркьюпайн 274
Постмасбург 40
Потоси 221,222
Потрерильос 142
Престеа 283
Примагнитогорское 40,48
Пуджалан 65
Пудожгорское 64
Пукет, остров 119
Пууна 345
Пышминское 96
Пышминско-Ключевское 100,101
50 лет Октября 148

Р

Раздольнинское 258
Рамрара 47
Рейдиум-Хилл 314
Репаблик 287
Рио-Бланко 142
Рио-Тинто (Гуэльва) 148,150
Роан-Антилоп 163
Робинзон Коп 71
Ронжи 354
Роузленд 65
Россыпи долины р. Кинта 222
Рохас 311
Рудобания 17

С

Садонское 192,193
Саган-Заба 37
Самотканское 338
Сан-Жозе 253,256,257,258

Сан-Мануэль 141
Сан-Хозе 144
Сангдон 108,109,110
Санта-Рита 141
Санта-Фе 273
Санфорд Лейк 68
Сапальское 39
Сар-Чешме 144
Саранское 56,57,58
Сарбайское 13,14
Саткинское 237,238
Саус-Крофти 212,213,214
Саут 100
Саут-Лагуна 323
Северо-Онежские 234
Сёдбери 80,82,83,84,305
Селукве 55
Сенза 259
Сентраль 158
Серра-ду-Навиу 47,48
Серра-Санта-Крус 47
Серлс, озеро 120,355
Серро-Верди 144
Сибаевское 148
Си-Гуань-Шань 253,255,256
Сильвер Риф 202,203
Сингбхумские 25
Сингбхуме 47
Ситапатар 47
Ситасонги 47
Сихо-Дхора 40
Смит-Лейк 323
Соаб 84
Советское 279,280,281
Содавиль 119
Сокольное 189,190
Соколовское 13,14
Солегорское 237
Сопка Рудная 290,291,292
Сорское 123
Спрингс-Хилл 273
Средне-Днепровские 70
Стремигородское 69
Стимбоат-Спрингс 240
Суан 273
СУБР 229,231,232
Сулливан 180,181
Сульфур-Бенк 240
Сулительма 149

Т

Таберг 65
Тайа 259
Тадзишань 112
Такели 266
Талнахское 89
Тамватней 241
Тапира 339
Тарбхар 47
Тарныр 148
Тасеевское 288,289,290
Тегавус 68
Тельбес 73
Темиртау 13
Терлингуа 240
Тетюхе 175
Тзумеб 372
Тинтик 187
Тироди 47
Тихвинское 227,233
Тобольское 71
Токепала 141,144
Томпсон 81,84
Топонах 200
Туге 229,230
Тульское 22
Туписа 259
Турьинская группа 139
Тюленевское 93,107
Тырныауз 107,108,123

У

Уванджи 69
Удокан 162
Уенца 17
Уква 47
Укинга 69
Ум-Богма 38,40
Улутелякское 38,40
Умальта 124,129
Упангве 69
Урупское 148
Усинское 38
Устарасай 262,263
Уфалейское 92,93
Учем-Чак 266
Ушчарыш 237
Уэйпа 229

Ф

Фараллон 119
Франклин 39
Фритаун 60

Х

Хайдаркан 238,242,243,244
Хаммам Н'Байльс 259
Хамерсли 11,33
Хамимат 259
Хангха 60
Хапчеранга 219
Хейнда 118
Хибиногорское 64
Ховуаксы 80,97
Хогсбек 352,353
Холтан 273,274
Холзунское 12
Холтосонское 115
Христиания 13
Хрустальное 220,266
Худесское 148

Ц

Цагинское 64
Цзянси район 111

Ч

Чаган-Узун 241,245
Чалкуйрюк 96
Чамбиши-Нкана, район 100,160,164
Чамбиши 164
Чахар-Гонбад 144
Черчрок 323
Чиатурское 38,40,43,44,45
Чибижек 273,274
Чикла 47
Чонкой 241
Чуквикамата 129,141
Чурквими 259

Ш

Шаншин 112
Шахтама 129
Шелеинское 93
Шемурское 148
Шнееберг 96
Шорбулак 241

Э

Эге-Хая 220
Экерзунд-Сегендаль 65
Элкхорн 273
Эль-Сальвадор 142
Эригмонт 20
Эрцберг 17

Ю

Юго-Восточный Миссури, район 197
Южная Дарбаза 177

Я

Яворик 17
Якупиранга 65
Яогансань 112

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Группировка месторождений отдельных металлов	5
Месторождения железа	7
Краткие черты минералогии и геохимии железа	9
Генетические группы и промышленные типы месторождений	9
Геологические условия формирования месторождений	10
Собственно магматические месторождения	11
Контактово-метасоматические месторождения	13
Гидротермальные месторождения	17
Остаточные месторождения	19
Инфильтрационные месторождения	20
Осадочные месторождения	21
Метаморфогенные месторождения	25
Список литературы	34
Месторождения марганца	35
Краткие черты геохимии и минералогии марганца	36
Генетические группы и промышленные типы месторождений	37
Геологические условия формирования месторождений	37
Общая характеристика и описание месторождений	39
Список литературы	49
Месторождения хрома	50
Краткие черты геохимии и минералогии хрома	51
Генетические группы и промышленные типы месторождений	51
Геологические условия формирования месторождений	51
Собственно магматические месторождения	53
Раннемагматические месторождения	53
Позднемагматические (гистеромагматические) месторождения	56
Осадочные месторождения	60
Элювиально-делювиальные россыпи	60
Прибрежно-морские россыпи	61
Список литературы	61
Месторождения титана	61
Краткие черты геохимии и минералогии титана	63
Генетические группы и промышленные типы месторождений	63
Геологические условия формирования месторождений	63
Собственно магматические месторождения	65
Остаточные месторождения	69
Россыпи	69
Метаморфогенные месторождения	71
Список литературы	71
Месторождения ванадия	72
Краткие черты геохимии и минералогии ванадия	73
Генетические группы и промышленные типы месторождений	73
Геологические условия формирования месторождений	74
Собственно магматические месторождения	74
Контактово-метасоматические месторождения	75
Гидротермальные месторождения	75
Инфильтрационные месторождения	76
Осадочные месторождения	77
Список литературы	78
Месторождения никеля	78
Краткие черты геохимии и минералогии никеля	79

Генетические группы и промышленные типы месторождений 79
Геологические условия формирования месторождений 80
Собственно магматические ликвационные месторождения 82
Гидротермальные месторождения 89
Месторождения коры выветривания 90
Список литературы 93
Месторождения кобальта 94
Краткие черты геохимии и минералогии кобальта 95
Генетические группы и промышленные типы месторождений 95
Геологические условия формирования месторождений 95
Собственно магматические месторождения 96
Гидротермальные месторождения 96
Никель-кобальтовые месторождения 96
Кобальтоносные медистые песчаники и доломиты 100
Кобальтоносные пиритовые месторождения 100
Кобальтиновые месторождения 101
Месторождения, связанные с корой выветривания 102
Список литературы 102
Месторождения вольфрама 103
Краткие черты геохимии и минералогии вольфрама 104
Генетические группы и промышленные типы месторождений 104
Геологические условия формирования месторождений 105
Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения 106
Гидротермальные высокотемпературные месторождения 110
Среднетемпературные гидротермальные месторождения 115
Низкотемпературные гидротермальные месторождения 117
Россыпи 118
Отложения горячих минеральных источников 119
Рассолы 120
Список литературы 120
Месторождения молибдена 121
Краткие черты геохимии и минералогии молибдена 121
Генетические группы и промышленные типы месторождений 122
Геологические условия формирования месторождений 123
Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения 124
Гидротермальные месторождения 127
Высокотемпературные (грейзеновые) месторождения 127
Среднетемпературные месторождения 128
Кварц-молибденитовая формация 129
Кварц-сфалерит-галенит-молибденитовая формация 129
Кварц-халькопирит-молибденитовая формация 129
Настуран-молибденитовая формация 130
Список литературы 133
Месторождения меди 134
Краткие черты геохимии и минералогии меди 135
Генетические группы и промышленные типы месторождений 136
Геологические условия формирования месторождений 136
Магматические месторождения 138
Контактово-метасоматические месторождения 138
Среднетемпературные гидротермальные месторождения 140
Месторождения медно-порфировых руд 140
Медноколчеданные месторождения 146
Жильные месторождения 151
Месторождения самородной меди с цеолитами 156
Стратиформные месторождения медистых песчаников 159
Список литературы 167
Месторождения свинца, цинка и серебра 169
Краткие черты геохимии и минералогии свинца, цинка и серебра 177
Классификация месторождений 172
Геологические условия формирования свинцово-цинковых месторождений . . . 173
Высокотемпературные свинцово-цинковые месторождения 175
Месторождения в известняках 175
Месторождения в туфах и сланцах 180

Месторождения в гранитоидах и других алюмосиликатных породах 181
Среднетемпературные свинцово-цинковые месторождения 183
Месторождения в известняках 183
Месторождения в туфах и сланцах 188
Месторождения в гранитоидах 192
Низкотемпературные свинцово-цинковые и серебряные месторождения 193
Месторождения в карбонатных породах 193
Месторождения собственно серебряных руд 200
Список литературы 204
Месторождения олова 205
Краткие черты геохимии и минералогии олова 206
Генетические группы и промышленные типы месторождений 207
Геологические условия формирования месторождений 207
Оловоносные пегматиты 209
Касситерит-кварцевые месторождения 211
Касситерит-сульфидные месторождения 214
Оловоносные россыпи 222
Список литературы 223
Месторождения алюминия 223
Краткие черты геохимии и минералогии алюминия 224
Генетические группы и промышленные типы месторождений 226
Остаточные месторождения 226
Осадочные месторождения 227
Алунитовые и другие месторождения высокоглиноземистого сырья 235
Список литературы 235
Месторождения магния 236
Список литературы 238
Месторождения ртути 238
Краткие черты геохимии и минералогии ртути 239
Генетические группы и промышленные типы месторождений 240
Геологические условия формирования месторождений 240
Гидротермальные низкотемпературные месторождения 242
Месторождения, сформированные в осадочных породах 242
Месторождения, возникшие среди вулканогенных образований 246
Россыпные месторождения 249
Список литературы 249
Сурьмяные месторождения 250
Краткие черты геохимии и минералогии сурьмы 250
Генетические группы и промышленные типы месторождений 251
Геологические условия формирования месторождений 251
Пластовые месторождения, залегающие в осадочных породах и связанные со складчатыми структурами 253
Жильные и штокверковые месторождения, залегающие в различных породах и связанные с трещинными структурами 258
Список литературы 260
Месторождения висмута 260
Краткие черты геохимии и минералогии висмута 261
Генетические группы и промышленные типы месторождений 261
Мышьяк-висмутовые месторождения 262
Медно-висмутовые месторождения 263
Список литературы 265
Месторождения мышьяка 266
Генетические группы и промышленные типы месторождений 266
Список литературы 268
Месторождения золота 268
Краткие черты геохимии и минералогии золота 270
Генетические группы и промышленные типы месторождений 271
Геологические условия формирования месторождений 271
Высокотемпературные месторождения 273
Золото-скарновая формация 273
Кварц-золото-сульфидно-силикатная формация 274
Среднетемпературные месторождения 278
Золото-кварцевая формация 278

Золото-баритовая формация . . . 286
Золото-сульфидная формация . . . 286
Низкотемпературные месторождения . . . 287
Метаморфогенные месторождения . . . 294
Золотоносные железные шляпы . . . 298
Современные и древние россыпи . . . 298
Список литературы . . . 299
Месторождения платины и металлов ее группы . . . 300
Краткие черты геохимии и минералогии платины . . . 301
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 301
Магматические месторождения . . . 301
Месторождения уральского типа . . . 302
Месторождения бушвельдского типа . . . 303
Месторождения норильского типа . . . 305
Гидротермальные месторождения . . . 305
Платиноносные россыпи . . . 306
Список литературы . . . 306
Месторождения урана . . . 306
Краткие черты геохимии и минералогии урана . . . 307
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 309
Геологические условия формирования эндогенных месторождений . . . 309
Магматические месторождения . . . 310
Гранитные пегматиты . . . 311
Контактово-метасоматические месторождения . . . 311
Гидротермальные месторождения . . . 312
Высокотемпературные месторождения . . . 313
Месторождения на древних щитах . . . 314
Месторождения на щитах, активизированных в послепротерозойское время 315
Средне-низкотемпературные месторождения в складчатых областях . . . 316
Месторождения в нижнем структурном ярусе . . . 316
Месторождения в верхнем структурном ярусе . . . 319
Низкотемпературные месторождения в активизированных областях . . . 321
Месторождения сложного генезиса . . . 322
Инфильтрационные месторождения . . . 325
Осадочные месторождения . . . 326
Месторождения, связанные с рыбными остатками в глинах . . . 326
Месторождения в битуминозных сланцах . . . 327
Метаморфогенные месторождения . . . 328
Список литературы . . . 331
Месторождения тория . . . 333
Краткие черты геохимии и минералогии тория . . . 333
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 334
Список литературы . . . 335
Месторождения ниобия и тантала . . . 335
Краткие черты геохимии и минералогии ниобия и тантала . . . 336
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 337
Магматические месторождения . . . 337
Пегматитовые месторождения . . . 338
Карбонатитовые месторождения . . . 339
Контактово-метасоматические месторождения и рибекит-альбит-микроклиновые метасоматиты . . . 341
Кора выветривания и связанные с ней делювиально-элювиальные россыпи . . 341
Список литературы . . . 341
Месторождения бериллия . . . 342
Краткие черты геохимии и минералогии бериллия . . . 342
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 343
Пегматитовые месторождения . . . 343
Месторождения, связанные с гранитоидами . . . 343
Месторождения, связанные с нефелиновыми сиенитами . . . 347
Гидротермальные месторождения . . . 347
Высокотемпературные месторождения в алюмосиликатных и карбонатных породах 347
Средне-низкотемпературные месторождения . . . 352
Список литературы . . . 353

Месторождения лития . . . 353
Краткие черты геохимии и минералогии лития . . . 354
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 354
Гранитные пегматиты . . . 354
Высокотемпературные гидротермальные месторождения . . . 355
Экзогенные месторождения . . . 355
Список литературы . . . 355
Месторождения циркония и гафния . . . 356
Краткие черты геохимии и минералогии циркония . . . 357
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 357
Магматические образования . . . 357
Пегматиты . . . 358
Экзогенные месторождения . . . 358
Современные морские россыпи . . . 358
Древние морские россыпи . . . 358
Список литературы . . . 359
Месторождения редких земель . . . 359
Краткие черты геохимии и минералогии редкоземельных элементов . . . 360
Генетические группы и промышленные типы месторождений . . . 361
Список литературы . . . 361
Месторождения скандия . . . 362
Краткие черты геохимии и минералогии скандия . . . 362
Список литературы . . . 363
Месторождения цезия . . . 364
Краткие черты геохимии и минералогии цезия . . . 364
Главнейшие типы месторождений . . . 365
Список литературы . . . 365
Месторождения рассеянных (эндокриптовых) элементов . . . 366
Кадмий . . . 366
Краткие черты геохимии кадмия . . . 366
Кадмийсодержащие минералы и месторождения . . . 366
Список литературы . . . 367
Индий . . . 367
Краткие черты геохимии индия . . . 367
Индийсодержащие минералы и месторождения . . . 368
Список литературы . . . 368
Таллий . . . 369
Краткие черты геохимии таллия . . . 369
Таллийсодержащие минералы и месторождения . . . 369
Список литературы . . . 370
Германий . . . 370
Краткие черты геохимии германия . . . 371
Германийсодержащие минералы и месторождения . . . 371
Список литературы . . . 372
Галлий . . . 372
Краткие черты геохимии галлия . . . 373
Галлийсодержащие минералы и месторождения . . . 373
Список литературы . . . 373
Селен . . . 374
Краткие черты геохимии селена . . . 374
Селенсодержащие минералы и месторождения . . . 375
Список литературы . . . 375
Теллур . . . 375
Краткие черты геохимии теллура . . . 376
Теллурсодержащие минералы и месторождения . . . 376
Список литературы . . . 377
Рений . . . 377
Краткие черты геохимии рения . . . 378
Ренийсодержащие минералы и месторождения . . . 378
Список литературы . . . 378
Общий список главнейшей литературы . . . 380
Алфавитный указатель месторождений . . . 382

Файтель Иосифович Вольфсон,

Александр Васильевич Дружинин

Главнейшие типы рудных месторождений

Редактор издательства *В. А. Крыжановский*
Переплет художника *В. М. Аладьева*
Технический редактор *А. Е. Матвеева*
Корректор *В. И. Ионкина*

Сдано в набор 30/IX 1974 г.
Подписано в печать 7/IV 1975 г.
Т-06355. Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 2.
Печ. л. 24,5. Усл. п. л. 31,85. Уч.-изд. л. 35,33.
Тираж 6000 экз. Заказ № 1279/4560-4. Цена 3 р. 88 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

1282

Зр. 33к.

НЕЦРА