

п - 799

В. 82

ГЕОЛОГИЯ ОЛОВА



Главный редактор
академик **С. С. СМЕРНОВ**

Ответственный редактор
О. Д. ЛЕВИЦКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа по замыслу авторов должна явиться практическим и теоретическим руководством при поисках, разведке и оценке оловянных месторождений. Появление ее обусловлено следующими причинами. Как известно, за последние годы на территории Советского Союза стали проводиться большие работы по созданию отечественной оловорудной базы. При этом на первых же шагах стало ясным, что «старая», традиционная, так сказать, геология олова страдает большим схематизмом, а в известной части содержит не вполне правильные положения. Геология эта создана была в свое время на классических, но немногочисленных месторождениях Рудных гор (Саксония) и Корнуола. Понятно, что многие особенности оловорудных концентраций не нашли отражения в прежних представлениях. Это в свою очередь повело к целой серии досадных ошибок и промахов, сильно задержавших развитие нашей оловянной промышленности. Достаточно напомнить здесь недооценку в недавнем прошлом значения чисто гидротермальных, нередко специфически сульфидных оловянных месторождений. Геологи, привыкшие ассоциировать оловянные руды с грейзенами, пегматитами и чисто «пневматолитовыми» образованиями с топазом, флюоритом, слюдами, разумеется, спокойно пропускали касситерит в невзрачных лимонитах железных шляп, в специфически сульфидных агрегатах и т. д. А насколько важен в действительности гидротермальный тип концентраций олова, показывает хотя бы тот факт, что преобладающая часть учтенных ныне запасов олова в коренных месторождениях СССР приурочена именно к гидротермальным образованиям.

Другими примерами дефектности старой теории могут служить слишком уж упрощенные представления о так называемых «оловоносных» гранитах, о почти исключительной роли галоидных соединений в переносе олова рудоносными растворами и т. п.

Надо отметить еще, что помимо недостаточности прежних представлений большим препятствием в изучении оловянных месторождений служило и то обстоятельство, что все соответственные данные были рассеяны по многочисленным источникам, обычно недоступным для большинства работников оловянной промышленности. В связи со всем этим и в связи с широким размахом геолого-разведочных исследований, естественно, возникло намерение составить более или менее подробную работу по геологии олова. Последняя, по мысли авторов, должна была явиться синтезом старых и новых представлений и, кроме того, иметь достаточно ярко выраженное прикладное направление. Осуществление этого намерения и привело к созданию предлагаемой книги. Об общем содержании ее легко судить по оглавлению. Необходимо лишь следующие два замечания.

Через всю книгу красной нитью проходит тройственное деление оловорудных концентраций: на касситеритово-пегматитовые, касситеритово-кварцевые и касситеритово-сульфидные. Можно оспаривать строгую обоснованность подобной классификации. Однако, по нашему мне-

нию, эта классификация удовлетворительно сочетает геолого-минералогические и горнопромышленные особенности оловянных месторождений и позволяет наиболее выпукло оттенить все те особенности, какие необходимо знать поисковику и разведчику. К тому же классификация эта нашла уже широкое распространение среди работников оловянной промышленности.

Второе замечание касается общего характера работы. Последняя, взятая в целом, претендует на известную энциклопедичность в отношении геологии олова и является первым опытом создания обобщающих работ по геологии месторождений отдельных промышленно-важных элементов. Насколько удачен этот первый опыт, покажет будущее.

В. В. ЩЕРБИНА

ГЕОХИМИЯ ОЛОВА

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия имеет своей задачей изучение тех химических, физико-химических и кристаллохимических свойств элемента, которые определяют его поведение в земной коре, во всем разнообразии геологических процессов. С другой стороны, геохимия изучает, независимо от химических свойств элемента, распространение его в природе, точнее — в земной коре, относя сюда и всю гидросферу и атмосферу, без которых немислимо рассматривать общий круговорот химических элементов земной коры. Всю совокупность химических свойств элемента в свою очередь можно разбить на свойства непосредственные, определяемые структурой и размерами атома, так сказать внутренние свойства, и свойства, изменяющиеся от внешних физико-химических условий: температуры, давления, концентрации, электрического поля, магнитного поля и т. д.

Основные данные геохимии могут быть суммированы вокруг следующих проблем: геохимическое распространение элемента, законы геохимического распределения, история элемента в процессах земной коры и его миграция, закономерности концентрации и рассеяния элемента и его региональное распространение — металлогения.

В геохимии олова, как и в геохимии любого элемента, есть много специфики, очень много своеобразных особенностей, которые четко выступают при более близком знакомстве с его геохимией. То, что при этом вскрывается огромное количество неразрешенных проблем и невыясненных вопросов, не может, конечно, служить препятствием к суммированию наших знаний в данной области. Необходимо лишь достаточно оттенить все неясности, подходя к ним как к очередным задачам исследователей.

I. ОЛОВО КАК СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Прежде чем говорить о концентрации или рассеянии элемента, о тех физико-химических процессах, которые приводят к этим явлениям, и внутренних причинах, обуславливающих химические особенности элемента, следует выяснить один из основных вопросов — это участие самого элемента в построении земной коры.

Олово, по данным А. Е. Ферсмана и Г. Берга, составляет в весовых процентах $6 \cdot 10^{-4}$ (т. е. 0.0006%) земной коры,¹ что соответствует 0.00076% SnO₂. По своей распространенности оно занимает 46-е место в числе других элементов.

¹ Эту величину принято называть в геохимии «кларком».

Развитие наших представлений о распространении олова в земной коре основывается на следующих цифрах.

Первоначальная цифра содержания в земной коре олова $= n \cdot 10^{-3} \%$ была дана в 1898 г. И. Фохтом.

В 1932 г. А. Е. Ферсман и независимо от него Г. Берг остановились на цифре 0.0006%, которую мы считаем наиболее вероятной, учитывая особенности распространения олова в природе, хотя уже в 1933 г. А. Е. Ферсман для распространения олова в земной коре давал 0.001%, а В. М. Гольдшмидт в своей сводной работе в 1937 г. приходит к цифре 40 г на тонну ($= 0.004 \%$), исходя из следующих определенных им средних содержаний SnO_2 : в 11 горных породах Германии — 0.001%, в 14 гранитах Германии — 0.01%, в 24 нефелиновых сиенитах — 0.001 — 0.005%, в базальтах США — 0.0005%, в средней пробе из 36 глин и сланцев — 0.005%, в бокситах — 0.01%, в бурых железняках — 0.001%, в золе каменных углей — 0.02%.

Эти данные, полученные количественными спектро-химическими методами, не подтвержденные весовыми химическими данными и отнесенные главным образом к содержанию олова в горных породах Центральной Европы (а не всего мира), представляют больший интерес с точки зрения законов распределения олова, чем с точки зрения абсолютной цифры его среднего содержания в земной коре.

Следует учесть и то обстоятельство, что ряд исследованных Гольдшмидтом гранитов был, вероятно, получен из гранитных массивов Рудных гор, вмещающих оловорудные месторождения и потому могущих давать вообще повышенное содержание олова. Еще более высокая цифра для кларка олова — 0.008% — была получена в 1936—1937 гг. на основании исследований Альфельда, работавшего в Южной Америке и имевшего в своих руках материал, безусловно обогащенный оловом по сравнению со среднемировым содержанием олова в горных породах.

Учитывая общее распространение олова в земной коре, а не в специфически оловорудных провинциях и, в частности, используя данные о распространении олова в горных породах СССР, мы останавливаемся для кларка олова на цифре 0.0006% как наиболее вероятной.

Как известно, согласно геохимическому закону Оддо и Харкинса, химические элементы с четными порядковыми номерами преобладают над элементами с нечетными порядковыми номерами. Ниггли (Niggli, 1928) эту закономерность уточнил, указав, что, начиная от кислорода (порядковый № 8) и следуя далее, более распространенным элементом будет каждый шестой или двенадцатый элемент и его сосед на два номера выше или ниже.

Нетрудно заметить, что закономерность Ниггли является производной закона Оддо и Харкинса. Приводим этот ряд; подчеркнуты ведущие элементы гексад Ниггли.

Элементы	O	(Mg)	Si	—	Ca	(Ti)	—	Fe	(Ni)	—	Sr	(Zr)	—	Sn	(Cd)
Их порядковые номера	8	12	14		20	22		26	28		38	40		50	48

И закон Оддо и Харкинса, и закономерность Ниггли наглядно видны из нижеприводимых кларков для олова и его соседей:

Элементы	Cd	In	Sn	Sb	и т. д. Te
Их кларки	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Их порядковые номера	48	49	50	51	52

Поскольку распространенность элемента определяется его порядковым номером, являющимся величиной заряда ядра его атома, и, следовательно, связана с ядром атома, а не с внешними электронными оболочками, определяющими его химизм, сопоставление кларка Sn с кларками Ge и Pb не дает какой-либо строгой закономерности; но в отличие от той закономерности, что элементы с меньшими порядковыми номерами более распространены в природе, в подгруппе Ge, Sn, Pb мы имеем обратную картину:

Элементы	Ge	Sn	Pb
Их кларки	$4 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$

В заключение, говоря о космическом распространении, нужно отметить приводимое В. М. Гольдшмидтом содержание олова:

в атмосфере солнца	0.2 мг/м ²
в метеоритах:	
в их силикатной части	0.0005 ^{0/0} SnO ₂
в троилите	0.0015
в металлическом железе	0.01

II. ВАЖНЕЙШИЕ ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВА

Олово — элемент четвертой группы периодической системы Менделеева, подгруппы германия — свинца.

Атомный вес олова — 118.70, который складывается из следующих атомных весов 10 его изотопов: 112, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 122 и 124.

Порядковый номер олова 50. Это есть величина заряда ядра атома, нейтрализуемая планетарными электронами у свободного атома и не изменяющаяся в результате химических реакций.

Если индивидуальность химического элемента определяется величиной заряда ядра его атома, который для олова, т. е. для всех его изотопов с весами от 112 до 124, равен 50, то химические свойства элемента определяются числом и расположением его внешних электронов.

Расположение электронов в атоме олова (идя от центра к периферии) следующее:

K	L	M	N	O
2	8	18	18	2 + 2

Электронами, обуславливающими валентность олова = 4, являются четыре электрона, располагающиеся во внешнем слое O. Так, при отдаче металлическим оловом этих четырех внешних электронов, например кислороду, олово переходит в состояние катиона Sn⁴⁺, а два атома кислорода — в состояние анионов O²⁻, которые и слагают ионную решетку соединения SnO₂, т. е. касситерита.

В результате такой отдачи электронов ион олова обладает внешней электронной оболочкой из 18 невалентных электронов, подстилающих валентные электроны и составляющих завершённую серию электронов.

В отличие от элементов, у которых под валентными электронами лежат 8 электронов, т. е. у которых ионы построены по типу атомов

благородных газов, что обуславливает высокую химическую активность таких элементов (Na, Ca, Al и др.), олово не дает иона, построенного по типу благородного газа. Вследствие этого, например, его химическое сродство к кислороду ниже, чем у лежащего в этой же группе кремния, и касситерит восстанавливается до металлического олова гораздо легче, чем кварц до свободного кремния. Это иллюстрируется теплотами образования высших окислов (см. ниже). Но главное, что обуславливает 18-электронная подстилающая оболочка, — это его халькофильные свойства.

Под халькофильными свойствами (Goldschmidt, 1934; Щербина, 1939) понимают «медеподобный» характер элемента: повышенное сродство к сере, способность к образованию сульфосолей типа блеклых руд, растворимость сульфида в расплавленном моносulfиде железа, меньшая по сравнению с литофильными (породообразующими) элементами химическая активность, обычно диамагнитный характер простых тел (металлические Cu, Ag, Au, Pb, Bi магнитом не притягиваются, а отталкиваются) и расположение на возрастающих участках кривой атомных объемов (атомные объемы: олова — 16, индия — 14 и сурьмы — 18).

Из вышеперечисленных особенностей халькофильных элементов не все в полной мере характерны для олова. Так, например, известно, что олово образует две полиморфные модификации: белую — обычное металлическое олово, и серую, в которую переходит белое олово под влиянием ряда причин; серая модификация стабильнее белой. При этом обычное металлическое белое олово диамагнитно (его магнитная восприимчивость по Клемму равна -42) (Klemm, 1936), а серая модификация парамагнитна и равна $+3$. А так как между магнитными и химическими свойствами элемента существует глубокая связь, на природе которой мы здесь останавливаться не будем, то для нас становится понятным, почему олово, образуя минералы типа станнина Cu_2FeSnS_4 или цилиндрита $3PbS \cdot 4SnS_2 \cdot Sb_2S_3$, где олово фигурирует в виде типичного халькофильного элемента, в то же время образует значительно более распространенный касситерит — SnO_2 , как бы подражая парамагнитным литофильным элементам, слагающим своими окислами породообразующие минералы. Такая двойственность в свойствах олова и определяет его нахождение в природе: с одной стороны, в сульфидных месторождениях (как в сульфидной, так и в окисной форме), а с другой — в ассоциациях типичных литофильных пневматолитических минералов.

Для уяснения отдельных химических особенностей олова, определяющих его геохимию, рассмотрим его свойства среди его соседей в периодической таблице как по вертикали, т. е. среди элементов его подгруппы — германия и свинца, так и в горизонтальном ряду, среди индия и сурьмы.

Обладая значительно более легким, т. е. более просто построенным, атомом, чем свинец, олово стоит гораздо ближе по своим свойствам к германию.

Олово, как и германий, обычно в природе фигурирует в качестве четырехвалентного иона — Sn^{4+} , в отличие от свинца, который из двухвалентного окисляется в четырехвалентный только в исключительных условиях. Это иллюстрируется теплотами образования их окислов (в б. кал. на граммолекулу RO_2):

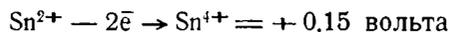
Ge	Sn	Pb
128	138	65

Соответственно элементы подгруппы кремния с ионами, построенными по типу благородных газов, дают:

Si	Ti	Zr	Hf	Th
208	225	258	272	293

Что касается сернистых соединений, столь характерных для халькофильных элементов, то сульфидная форма нахождения в природе для германия и особенно для свинца более характерна, чем для олова. В этом отношении Sn в своей подгруппе является своеобразным исключением, что накладывает резкий отпечаток на всю геохимию олова как халькофильного элемента.

Если германий, например, по исследованиям В. М. Гольдшмидта (Гольдшмидт, 1938), находится во многих силикатных минералах, правда в очень небольших концентрациях, но, повидимому, также в окисной форме, а для свинца «первичные» окисные минералы (типа барисилита $Pb_3Si_2O_7$ или «Pb-турмалина» и т. д.) являются редкостью, то окисная форма олова — SnO_2 касситерит наиболее распространен в природе. К вопросу о соотношении между окисным и сульфидным оловом мы еще неоднократно будем возвращаться. Олово образует двух- (SnO) и четырехвалентные (SnO_2 , SnS_2) соединения. В природных процессах мы имеем дело обычно лишь с четырехвалентными соединениями, а поэтому окислительно-восстановительная реакция

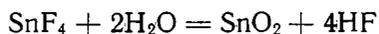


существенного значения не имеет.

Очень важную часть геохимии олова составляют процессы пневматолитического переноса олова, и с этой точки зрения нас могут интересовать в первую очередь фторное и хлорное олово SnF_4 и $SnCl_4$, затем сернистое олово SnS_2 и гидратные формы SnO_2 .

$SnCl_4$ плавится при -33° и кипит при $+113.9^\circ$. В обстановке высоких давлений температура кипения $SnCl_4$ должна быть повышена.

Для SnF_4 температура кипения 705° . Казалось бы, при такой константе известная реакция Добрэ (Daubrée, 1879) образования касситерита



невозможна. Однако в случае $SnCl_4$ и в случае SnF_4 следует учесть, что эти соединения очень легко возгоняются и могут участвовать в подобных пневматолитических реакциях при температурах ниже температуры кипения. Поскольку эти реакции хорошо известны, более подробно на них останавливаться не будем.

Значительно сложнее обстоит дело с SnS_2 . Это соединение также способно возгоняться, но его летучесть изучена мало; обычно же, когда говорят об упругости паров серы над SnS_2 , то понимают при этом более глубоко идущие процессы, связанные с диссоциацией SnS_2 .

Наконец, наблюдая природные процессы, где ни галогены, ни щелочи, ни сера себя никак не проявили, несмотря на очевидный привнос SnO_2 , мы вынуждены признать, что олово способно переноситься с парами воды или в протоколлоидном состоянии во флюидной фазе. Полная неизученность этого вопроса лишает возможности говорить о нем более подробно, и можно лишь сопоставить эти явления с аналогичными формами переноса некоторых других окислов.

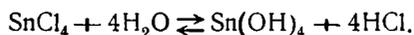
Рассмотрим теперь ряд олова справа налево. Он начинается иодом, элементом, встречающимся в природе почти исключительно в форме элементарного аниона J^{1-} в составе иодистых солей — NaJ , KJ и других.

То же можно сказать и о теллуре, который в своих первичных соединениях фигурирует исключительно в виде теллуридов.

Далее, сурьма встречается уже почти всегда в катионной форме — в виде Sb_2S_3 или ее производных и очень редко в форме дискразита — Ag_3Sb , где сурьма имеет анионный характер. Что же касается олова, то в форме элементарного аниона — производных оловянистого водорода H_4Sn — олово в природе никогда не встречается.

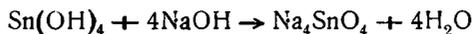
В форме комплексных анионов, в которых самый атом олова находится в состоянии катиона, олово присутствует довольно часто (станнаты, станнобораты, станносиликаты).

Будучи очень слабым основанием, четырехвалентное олово дает очень легко гидролизующиеся соли при рН около 2, т. е. даже в сравнительно кислой среде, с выпадением гидрата $Sn(OH)_4$ по схеме:

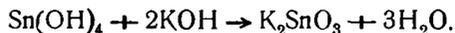


Этот процесс лежит в основе образования «деревянистого олова» и других форм коллоидного касситерита, образующегося путем дегидратации $Sn(OH)_4$.

С другой стороны, $Sn(OH)_4$, будучи слабым основанием, растворяется в щелочах с образованием щелочного станната:



или



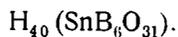
Эти реакции очень важны для понимания миграции олова в форме комплексного аниона, т. е. в форме станната, как в гипергенных условиях, так и в случае щелочных гидротермальных растворов, где, кроме того, очень важной реакцией является сульфидно-кислородное равновесие, определяемое соотношением концентраций Na_2S и $NaOH$ (или соответствующих калийных соединений) и другими физико-химическими условиями:



Будучи слабым основанием, олово легко дает комплексы с кислотными ангидридами (B_2O_3 , SiO_2 и др.), образуя гетерополикислоты, из которых простейшая, соответствующая минералу норденшильдиту, будет:

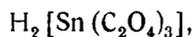


или гулситу:



Миграционная способность олова в гидротермальных условиях в форме устойчивых комплексных анионов может быть значительно выше, чем в виде легко гидролизующихся простых солей типа $SnCl_4$ или SnF_4 .

Наконец, следует упомянуть и о некоторых комплексных анионах олова с органическими кислотами. Так, например, со щавелевой кислотой олово дает настолько прочный комплекс



что даже сероводород (в кислых растворах) из этого соединения олова не осаждает. Возможность образования таких анионов для нас важна с точки зрения переноса олова в гипергенных условиях, где оно Гольдшмидтом обнаружено в глинистых сланцах, в бокситах, в бурых железняках и в золе каменных углей, а А. П. Виноградовым и другими исследователями — в ряде растений и животных.

III. КРИСТАЛЛОХИМИЯ ОЛОВА

Кристаллохимия олова определяется размерами его атома и ионов, величиной заряда его ионов и их поляризационными свойствами. Эти константы определяют поведение ионов олова в кристаллических решетках минералов и объясняют некоторые из его химических особенностей (летучесть соединений, гидролиз, комплексообразование).

Радиус атома олова $\text{Sn}^0 = 1.58 \text{ \AA}$ радиус двухвалентного иона $\text{Sn}^{2+} = 1.04 \text{ \AA}$ и четырехвалентного $\text{Sn}^{4+} = 0.74 \text{ \AA}$. Практически для геохимии олова представляет особый интерес именно этот последний ион, несущий на себе четыре положительных заряда. Его высокая заряженность и 18-электронная оболочка под валентными электронами определяют собою высокую поляризационную способность, сказывающуюся в окрашенности сульфида и т. п. соединений, в склонности к комплексообразованию и к сравнительно высокой гидролизуемости.

По своему размеру катион четырехвалентного олова, по классификации Ф. Махачки, относится к группе ионов Y, т. е. лежит в интервале $0.57 - 0.91 \text{ \AA}$, куда относятся такие ионы, как $\text{Al}^{3+} (= 0.57 \text{ \AA})$, Ti^4 , Cr^{3+} , Fe^{3+} , V^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и $\text{Mn}^{2+} (= 0.91 \text{ \AA})$. Отношение размеров иона олова к кислороду = 0.56, т. е. лежит в интервале $0.41 - 0.73$, что соответствует для RO_2 координационным числам 6 и 3 и решетке рутила, в которой и кристаллизуется касситерит.

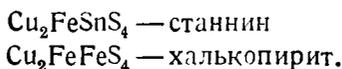
С халькофильными анионами S^{2-} , Se^{2-} и т. д. олово дает поляризованные структуры типа слоистых решеток. В соединениях олова с одновалентными анионами F, Cl и т. д., в частности в случае SnCl_4 , ион олова полностью окружается (как бы «обволакивается») четырьмя крупными (1.81 \AA) анионами хлора, которые изолируют данный катион олова, обуславливая тем самым переход от ионных решеток к молекулярным. Каждая молекула является обособленной, связанной с соседней молекулой только ван-дер-ваальсовскими силами, а поэтому легко летучей, так как на преодоление этих связей не требуется большой затраты энергии. Так кристаллохимия объясняет природу летучести хлорного олова и других аналогичных соединений.

Чем выше поляризующее действие иона, тем прочнее образуемые вокруг него комплексные ионы, так как процесс комплексообразования есть процесс деполяризации. Сравнительно крупный ион олова, не позволяющий его зарядам значительно приблизиться к деформируемому аниону, обуславливает относительно невысокие поляризационные свойства. Отсюда — невысокая устойчивость большинства образуемых им анионов, из которых олово, в форме касситерита или других каких-

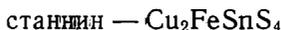
либо соединений (тиллит и др.), способно выделяться. Это объясняет форму миграции олова и тот широкий диапазон физико-химических условий, при которых образуется касситерит.

Согласно закону Гримма, взаимозамещаемость — изоморфизм в узком смысле этого слова — требует близости размеров взаимозамещаемых атомов или ионов, общего структурного типа смешивающихся соединений и близости поляризационных свойств.

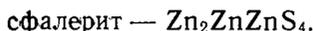
В эмпирической таблице изоморфных рядов элементов В. И. Вернадского олово упоминается в одном только восьмом ряду, где оно стоит только рядом со своим аналогом — Ge, образуя с ним изоморфные смеси в минералах фреатического происхождения. Наиболее яркий пример — канфильдит — $4\text{Ag}_2\text{S}(\text{Sn}, \text{Ge})\text{S}_2$. Олово в виде изоморфных примесей обнаружено во многих других минералах, в том числе в блеклых рудах (до 1.5%), где Sn, очевидно, замещает As и Sb (гетеровалентный изоморфизм). Наличие малых количеств олова в халькопирите и сфалерите объясняется сходством кристаллических структур и сходным химическим строением формул:



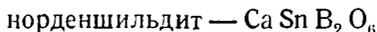
Соответственно халькопирит сравнивается со сфалеритом ZnZnS_2 и CuFeS_2 , откуда



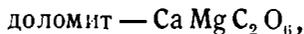
и



Среди кислородных соединений очень интересным является пример изоструктурных минералов



и



где Sn^{4+} ($= 0.74 \text{ \AA}$) играет ту же роль, что и Mg^{2+} ($= 0.78 \text{ \AA}$), а $(\text{BO}_3)^{3-}$ — ту же роль, что и $(\text{CO}_3)^{2-}$.

Искусственно полученные ортостаннаты Mg_2SnO_4 , CO_2SnO_4 и др. обладают структурой шпинели, где олово играет ту же роль, что Mg в шпинели, а двухвалентный металл (из махачковской группы Y) ту же роль, что и Al, например: $\left. \begin{array}{l} \text{CO}_2\text{SnO}_4 \\ \text{Al}_2\text{MgO}_4. \end{array} \right\}$

Таким образом, группа MgSnO_3 в минералах может, повидимому, играть ту же роль, что и Al_2O_3 , обладая при этом структурой корунда, что могло бы объяснить наличие олова в некоторых гранатах ($> 1\%$), в мусковите (до 0.5%) и т. д.

Кроме упомянутых граната и мусковита олово встречается в титаните CaTiSiO_5 , где оно, очевидно, замещает (иногда в ощутительных количествах, до 10%) близкий по размерам титан ($\text{Ti}^{4+} = 0.64 \text{ \AA}$); олово также обнаружено в некоторых редкоземельных титано-тантало-ниобатах, в минералах циркония и в ряде других минералов. В свою очередь в касситерите, как показали исследования С. А. Боровика и Я. Д. Готмана (1939), олово замещается Nb, Ta, Fe, V и др.

Размер и заряд иона олова определяют не только типы структур его соединений и изоморфных замещений, но также и энергетику иона олова в кристаллических решетках и кислотные или основные свойства олова.

Как уже было указано, олово обладает ионом среднего размера при сравнительно высоком заряде $=4$. Зная эти величины, пользуясь формулой А. Ф. Капустинского, можно вычислить энергию кристаллической решетки для наиболее распространенного соединения олова, касситерита — SnO_2 .

$$\text{Энергия решетки} = 256.1 \frac{\sum n \cdot W_k \cdot W_a}{r_k + r_a} = 256.1 \frac{3 \cdot 4 \cdot 2}{0.74 + 1.32} = 2983.6,$$

что довольно сильно отличается от экспериментально полученной величины 2813 Ккал, отклонение от которой обусловлено влиянием поляризации. (n — число атомов в молекуле, W_k и W_a — валентности катиона и аниона, r и r_a — радиусы катиона и аниона.)

Для характеристики пая энергии, вносимого в кристаллическую решетку каждым из ионов, А. Е. Ферсманом (1937) предложена соответственная величина

$E_k = \frac{(\text{валентность})^2}{(\text{ионный радиус})}$ — «энергетическая константа», получаемая расчетом из этой решетки.

Эта величина для $\text{Sn}^{4+} = 7.90$, т. е. сравнительно высока, и в тех случаях, когда олово способно замещать в кристаллических решетках другие близкие по размерам ионы с меньшей величиной E_k , получается выигрыш в энергии кристаллической решетки и процесс будет идти именно в этом направлении.

Однако для объяснения ряда возникающих противоречий с наблюдаемыми фактами следует учитывать поляризационные свойства иона олова, обусловленные его халькофильной природой и сравнительно высоким зарядом.

E_k определяет в основном поведение элемента в отношении времени его кристаллизации — чем выше E_k элемента, тем ранее время выделения его соединений. Действительно, в остаточных от гидротерм холодных растворах олово не встречается, хотя не встречается оно и в первичных высокотемпературных выделениях, что опять-таки обусловлено его поляризационными свойствами.

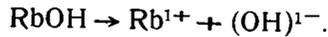
E_k определяет собою устойчивость кристаллических решеток, в частности и для касситерита, который обладает сравнительно высокой механической и химической устойчивостью.

Наконец, очень важной является величина, полученная пересчетом E_k на единицу валентности, названная А. Е. Ферсманом VE_k (1936).

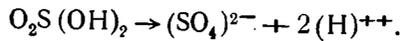
$VE_k = \frac{E_k}{W}$, где W — валентность. Эта величина пропорциональна введенному Картледжем понятию «ионного потенциала», пропорциональна также отношению валентности (т. е. заряда иона) к его размеру (т. е. его радиусу) (фиг. 1). Указанная величина обуславливает кислотно-щелочные свойства элемента.

В несколько упрощенном виде это выглядит так. Ионы большого размера, несущие низкий заряд, дают гидроокиси, являющиеся щелочами, — большой катион с маленьким зарядом, находясь в растворе, легко отрывается от ОН-иона (так как силы притяжения между ионами пропорциональны величине их заряда и обратно пропорциональны квадрату расстояния между ними, т. е. обратно пропорциональны

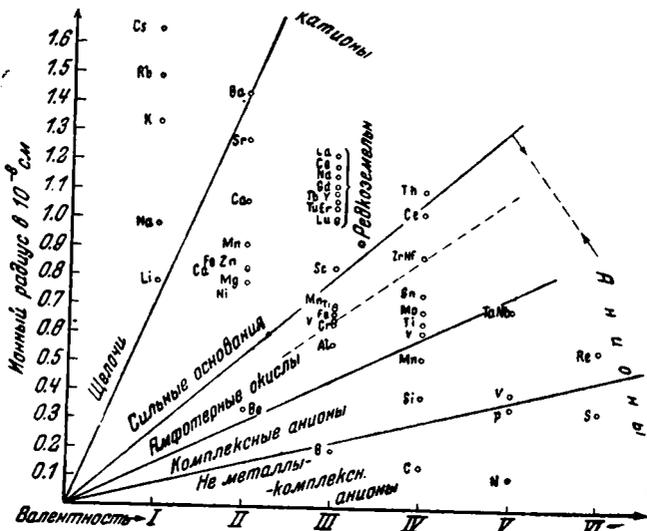
квадрату радиусов). Присутствующие в растворе OH^- -ионы обуславливают его щелочность, например:



Наоборот, маленький ион с высоким зарядом настолько сильно притягивает к себе OH^- -ионы, что легче водороду оторваться от кислорода, чем кислороду от маленького иона, что и наблюдается, например, у серной кислоты — H_2SO_4 :



Олово принадлежит к промежуточным ионам (фиг. 1); заряд и размер иона у него таковы, что одинаково труден отрыв как $(\text{H})^{1+}$ -иона,



Фиг. 1. Ионные потенциалы

так и $(\text{OH})^{-1}$ -иона, поэтому $\text{Sn}(\text{OH})_4$ -гидроокись олова в нейтральной среде не дает большого числа ни $(\text{H})^-$, ни $(\text{OH})^-$ -ионов и слается в виде нерастворимого гидрата. Это объясняет тот факт, что в слабощелочных или слабощелочных растворах соединения олова легко гидролизуются, образуя трудно растворимую гидроокись $\text{Sn}(\text{OH})_4$ или, в обстановке, где она дегидратируется, — касситерит SnO_2 . Вот почему касситерит в природе является столь распространенным минералом олова.

Являясь очень слабым основанием и типичным амфотерным окислом, олово играет роль основания в кислой среде, например, в соединениях SnF_4 , SnCl_4 , $\text{Sn}(\text{SO}_4)_2$ и т. д., и роль кислоты в щелочной среде, например в соединениях $\text{Na}_2(\text{SnO}_3)$, $\text{K}_4(\text{SnO}_4)$ и т. д. Это в высокой степени определяет миграционную способность олова, формы его соединений, в которых оно способно переноситься, высокую гидролизуюемость и отсюда — его низкую миграционную способность в области холодных водных растворов, в зоне гипергенеза.

IV. МИГРАЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ ОЛОВА И ФОРМЫ ЕГО НАХОЖДЕНИЯ В ПРИРОДЕ

Миграционная способность элемента выражается его участием в процессах минералообразования и его переносом, связанным с этими процессами, а также способностью к концентрации, к накоплению с образованием многочисленных и крупных месторождений. При этом следует сразу отметить, что очень высокая миграционная способность, так же как и слишком низкая, не благоприятствует образованию месторождений. Так как современная геохимия еще не дала математического или хотя бы вполне определенного физико-химического количественного выражения для миграционной способности элементов, то ее приходится выражать только качественно.

Для пояснения рассмотрим конкретные примеры миграционной способности элементов, располагая их по пятибалльной шкале:

- I. Элементы с очень низкой миграционной способностью, например: Os, Ir, Pt, Rh, Ru, Pd.
- II. Элементы с низкой миграционной способностью, например: Au, Nb, Ta, Zr, Hf.
- III. Элементы со средней миграционной способностью, например: Si, Al, Ti, Cr, Be.
- IV. Элементы с высокой миграционной способностью, например: Fe, Mn, V, Ca, Mg, Cu.
- V. Элементы с очень высокой миграционной способностью, например: Rb, Cs, Cl, Br, I.

Особо стоят благородные газы, которые с физической точки зрения могут быть отнесены к V группе, а с химической — к I группе миграционной способности.

Олово по своей миграционной способности занимает промежуточное место между III и II группами, больше приближаясь к последней, т. е. миграционная способность олова ниже средней, и из всех халькофильных элементов, за исключением, пожалуй, только золота, олово обладает наименьшей миграционной способностью.

Это обуславливается высоким зарядом иона олова при его среднем размере, его амфотерным характером, сравнительно невысокой химической активностью; но своеобразно сочетающиеся в олове литофильные и халькофильные свойства способствуют значительному повышению его миграционной способности, разнообразия пути и формы его миграции, и выводят его из среды Nb, Ta, Zr как элемент с более высокой миграционной способностью. Химической особенностью, способствующей миграции олова, является также перенос его в форме галоидных соединений, в форме станноборатов, а также в щелочных растворах в форме легко растворимых станнатов, не говоря уже о вышеупомянутом переносе в форме тиостаннатов.

Следующим очень важным вопросом, после выяснения количественного содержания олова в земной коре, является вопрос, в какой степени олово концентрируется в собственных минералах и в какой степени оно находится в рассеянном состоянии.

Для сравнения возьмем несколько элементов, обладающих, примерно, тем же средним распространением в земной коре, что и олово (= 0.0006%), а именно: скандий (= 0.0006%), мышьяк (= 0.0005%) и кадмий (= 0.0005%).

В то время как мышьяк вовсе не представляется редким элементом, олово, на 20% более распространенное, представляется значительно

более редким элементом, еще несравненно более редким представляется кадмий и исключительно редким — скандий. Между тем кларки этих элементов, грубо говоря, одинаковы.

Из этого сопоставления можно сделать вывод, что олово является элементом, в довольно высокой степени способным к рассеянию, хотя в то же время и хорошо концентрирующимся. Таким образом, олово к числу рассеянных элементов отнесено быть не может, т. е. для олова его концентрированное нахождение в природе является обычным, хотя в то же время очень большое количество геохимических запасов олова находится в рассеянном состоянии.

Важнейшими компонентами, в форме которых олово входит в состав минералов, являются SnO_2 и SnS_2 .

SnO_2 образует касситерит и в качестве компонента входит в такие минералы, как норденшильдиг $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$, гульсит $12(\text{Fe}, \text{Mg}) \cdot \text{O}2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, пэйджеит $30\text{RO} \cdot 5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (?) $R = \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}$, тореолит $\text{Ta}_2\text{O}_5 \cdot \text{SnO}_2$ (?) и др.

SnS_2 является компонентом канфильдита $4\text{Ag}_2\text{S} (\text{Sn}, \text{Ge}) \text{S}_2$, цилиндрита $3\text{PbS} \cdot 4\text{SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, франкеита $4\text{PbS} \cdot 3\text{SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$.

Наконец, в виде компонента SnS олово входит в состав тиллита $\text{PbS} \cdot \text{SnS}$.

Оксид олова SnO_2 характеризуется следующими термодинамическими константами: температура плавления = 1127° , теплота образования из элементов = 138 Ккал. на граммоллекулу SnO_2 , упругость диссоциации при $25^\circ\text{C} = 2.107 \cdot 10^{-13}$ мм. Величина сродства (на O_2) $A = 21215$ кал. Теплота реакции $\text{SnO} + \text{O} \rightleftharpoons \text{SnO}_2 + 67.3$ Ккал.

Теплота образования закиси олова SnO из элементов = 70.7 Ккал. на граммоллекулу SnO . Упругость диссоциации SnO при $25^\circ\text{C} = 6.771 \cdot 10^{-14}$ мм, величина сродства (на O_2) $A = 21887$ калорий.

Для SnS_2 теплота образования из элементов $Q = 33$ Ккал. на граммоллекулу, для SnS — соответственно $Q = 23.9$ Ккал. По сравнению с теплотами образования кислородных соединений, теплоты образования сульфидов $Q\text{SnS}$ и $Q\text{SnS}_2$ значительно ниже. В частности: $-Q\text{SnO} + Q\text{SnS} = -46.8$ Ккал.

SnS_2 сравнительно легко возгоняется и при прокаливании переходит в SnS , плавящееся при 880°C и кипящее при 1230° .

Эти физико-химические константы определяют поведение олова в процессах земной коры.

1) Плавление SnO_2 при 1127° указывает на невозможность образования касситерита выше этой температуры или, другими словами, на образование его при более низких температурах, чем 1127° .

2) Положительный экзотермический эффект реакции $\text{SnS}_2 \rightarrow \text{SnO}_2 = 105 \frac{\text{Ккал}}{\text{г-моль}}$ при прочих равных условиях объясняет большую рас-

пространенность в природе кислородных соединений олова, чем сернистых.

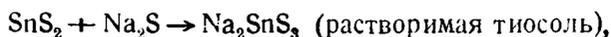
3) Большой экзотермический эффект при окислении закиси олова SnO до окиси SnO_2 (= 67.3 Ккал.) объясняет нахождение олова в природе почти исключительно в четырехвалентном состоянии; обратно, нахождение олова в тиллите (PbSnS) в виде SnS объясняется гораздо меньшим экзотермическим эффектом для реакции сульфидов олова:



4) Низкая температура кипения SnS (1230°) и относительно легкая возгоняемость SnS₂ объясняет легкий перенос олова с летучими компонентами на довольно значительное расстояние от материнского магматического очага с выпадением в мезо- и эпитермальных (как показывает практика — чаще всего в ксенотермальных) месторождениях.

Поскольку SnS₂ в слабокислых растворах значительно менее растворимо, чем Sn(OH)₄, реакция в H₂S-среде протекает легко в сторону образования SnS₂. Тем не менее, в силу очень малой растворимости SnO₂, а также малой растворимости и легкой гидролизуемости солей олова, образующихся при окислении сульфидов олова, эти реакции не дают в зоне вторичного сульфидного обогащения заметной концентрации олова.

В щелочной среде при любом содержании серы может протекать реакция растворения SnS₂:



но наряду с этой может протекать также реакция:



Очень большое значение имеет равновесие:



определяющее соотношение между окисными и сульфидными рудами олова. Соотношение концентраций NaOH и Na₂S (или в менее щелочной среде NaSH) определяет собою течение данной реакции вправо и влево, а следовательно и природу минералов олова, выпадающих в результате гидролиза из рудоносного щелочного раствора, т. е. выделения касситерита, или станнина, или какого-либо сульфида олова.

Практически важно соотношение (окисное соединение: сернистое соединение) для систем, построенных оловом и железом. Существование очень важного с промышленной точки зрения пирито-касситеритового типа месторождений указывает на то, что равновесие $\text{SnS}_2 + \text{FeO} \rightleftharpoons \text{FeS} \text{ (обычно в виде FeS}_2) + \text{SnO}_2$ резко сдвинуто вправо. (Однако это не мешает в известных условиях образованию станнина Cu₂FeSnS₄ в присутствии таких окисно-железистых минералов, как шерл и некоторые другие.) Подобно тому, как окись олова — SnO₂ — образует с V₂O₃ легко растворимые комплексы (станнобораты), значительно повышающие миграционную способность олова, так и сернистое олово — SnS₂ — с сернистой сурьмой — Sb₂S₃, повидимому, образует более легко растворимые и труднее гидролизуемые гетерополитиоокислоты, также значительно повышающие миграционную способность олова; в виде своих свинцовых солей — франкеита и цилиндрита — эти комплексные соединения выпадают даже в эпитермальных месторождениях. Небезынтересно отметить, что следы тиосолей олова обнаружены в термальных источниках типа Стимбот Спринг в США.

Химический состав минералов олова является также важной характеристикой химических свойств элемента и его миграционной способности. С одной стороны, минерал служит выразителем химических тенденций данного элемента, будучи наиболее стабильным его соединением (в условиях, при которых минерал образуется). С другой стороны, кристаллизуясь, минерал выводит из состояния миграции данный элемент (в форме данного соединения) впрямь до того, когда в изме-

298/49

нившейся обстановке начнется разрушение минерала и возобновится миграция. Наконец, количественное соотношение минеральных видов позволяет количественно же выразить стабильность, распространенность и т. д. тех или иных соединений данного элемента.

Что же мы имеем в данном случае для олова? Наиболее распространенным из всех минералов олова является касситерит, в форме которого сосредоточено, вероятно, не менее 75% всего минералогического олова. Несмотря на постоянный парагенезис касситерита и кварца, взаимодействие между SnO_2 и SiO_2 с образованием силикатов олова (арандизита и стокезита) протекает только в исключительных условиях (известна реакция $\text{SnSiO}_4 + 2\text{FeO} \rightarrow \text{F}_2\text{SiO}_4 + \text{SnO}_2$). Преобладающее нахождение олова в виде свободной окиси, а не сульфида характеризует химическое поведение олова в процессах земной коры. Несмотря на наличие халькофильных черт, олово сравнительно редко образует сульфидные минералы, причем наиболее распространен из них станнин — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$, компоненты которого Cu_2S , FeS , SnS_2 , по данным Кордеса (Kordes, 1935), обладают близкими упругостями диссоциации, что и способствует их сонахождению и одновременности выделения, в данном случае в виде определенного соединения.

Другие сульфиды олова — тиллит, франкеит, цилиндрит, канфильдит — пользуются малой распространенностью, но их состав интересен с различных точек зрения, которые выше уже неоднократно упоминались.

Селениды, арсениды и теллуриды олова неизвестны. Силикаты олова (арандизит и стокезит) являются минералами особых контактовых и гидротермальных условий. Если в металлургии олова силикаты принадлежат к типичным и распространенным соединениям, то в природе они очень редки, может быть, вследствие разложения в присутствии летучих компонентов и оловоносных флюидов и растворов.

Очень редкими, но представляющими большой теоретический интерес являются станнобораты: кальциевый станноборат норденшильдит (Арандиз, Юго-западная Африка) и станнобораты железа — гулсит (месторождение Брук и др. на Аляске) и встречающийся с ним пэйджеит, которые являются минералами контактов. В обычных условиях станнобораты легко разлагаются, освобождая SnO_2 (касситерит) и образуя при этом сопутствующие борсодержащие минералы (турмалин и др.), а в более низкотемпературной своеобразной контактовой обстановке месторождения Беатрис-Майн в Малайе — водные бораты магния, сопровождающие обильные выделения касситерита.

Что же касается таких очень редких минералов, как тореалит (танталат олова) и некоторых из редкоземельных минералов, содержащих олово, то в их лице мы видим проявление химических свойств олова, несколько напоминающих свойства циркония, титана и других элементов IV группы менделеевской таблицы. Наконец, по отношению к формам биогенной миграции олова приходится констатировать почти полную их неизученность.

V. ИСТОРИЯ ОЛОВА В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

История олова в процессах земной коры, фиксированная минералами или ощутительным содержанием олова в горных породах, начинается сравнительно поздно. Минералы и горные породы протокристаллизации олова не содержат. Это объясняется, как было указано выше,

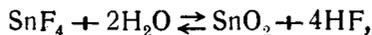
сравнительно невысокой температурой плавления SnO_2 — 1127° , а главное тем, что в форме той же двуокиси, значительно сильнее в форме SnS_2 и особенно в форме галоидных соединений, олово проявляет свойства летучести с накоплением в более низкотемпературных магматических расплавах, во флюидах, а также в гидротермальных растворах.

Таким образом, несмотря на некоторое сходство в химизме с TiO_2 и ZrO_2 , окись олова — SnO_2 , при достаточно сильно выраженных литофильных свойствах, не является породообразующим компонентом, а уходит в дериваты магматических дифференциаций, причем здесь олово играет двоякую роль. Во-первых, оно является характерным элементом пегматитово-пневматолитических процессов, в виде касситерита, входя в состав пегматитов, оловоносных грейзенов и т. д. Во-вторых, олово концентрируется в гидротермальных растворах, из которых оно выпадает, в зависимости от вышепересмотренного окисно-сульфидного равновесия, или в форме касситерита, ассоциируясь с другими сульфидными минералами, или в форме оловянных сульфидов. Такова общая схема истории олова в гипогенных процессах, причем вышеперечисленные типы проявления оловянной минерализации соответствуют переходу от более высокотемпературных к более низкотемпературным типам. Последним этапом гипогенной истории олова является его вынос, в ничтожных, правда, концентрациях, водами некоторых горячих сернистых минеральных источников.

Связь олова с определенной группой изверженных горных пород подробно рассмотрена ниже, в статье «Интрузии оловоносных провинций». Здесь отметим лишь, что наиболее часто носителями олова являются граниты и реже гранитоиды типа гранодиоритов. Содержание олова в различных типах горных пород было изучено советскими и иностранными учеными, причем в габбро, перидотитах и пироксенитах олова почти не оказалось. Почти нет его также в нефелиновых сиенитах. Наоборот, в гранодиоритах, мусковитовых гранитах и грейзенизированных гранитах (последние нельзя, конечно, рассматривать как первичную породу) содержание часто определяется такими величинами, как 0.001% SnO_2 , 0.003 — 0.005% , иногда достигая и превышая 0.01% SnO_2 . Здесь уместно вспомнить обнаруженную А. Е. Ферсманом эмпирическую закономерность, что химические элементы, атомный вес которых выражается формулой $4q + 3$, где q есть некоторое целое число, накапливаются в дифференциатах кислых горных пород (в частности, в пегматитах). Проследим этот ряд элементов, указывая под каждым из них его атомный вес:

Li	B	F	Na	Al	P	(Cl)	K	(V)	Mn	Zr	Sn	La
7	11	19	23	27	31	35.5	39	51	55	91	119	139 и т. д.

Нетрудно убедиться, что за редкими исключениями почти все эти элементы характерны для пегматитово-пневматолитических месторождений олова. Накапливание олова в числе элементов пневматолитических процессов объясняется относительно легкой летучестью SnO_2 и особенно легкой летучестью его галоидных соединений по классической реакции Добре:



приводящей к образованию касситерита.

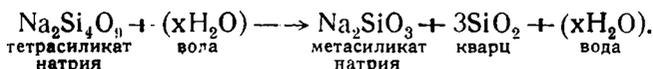
Говоря об этой реакции, нужно уяснить себе два вопроса: 1) что способствует ее течению в правом направлении, то есть в сторону

«осветления» горной породы), причем в данном случае за счет Fe частично образуются Li—Fe-слюды типа циннвальдита, но главная масса RO участвует в химических реакциях более сложной многокомпонентной системы.

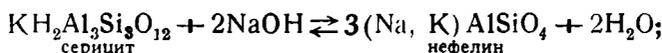
Вынос олова в форме борно-оловянных комплексов менее изучен, но достаточно очевиден, если учесть необычайно часто встречающийся парагенезис касситерита и турмалина, парагенезис касситерита и водных боратов магния (месторождение Беатрис-Майн в Малайе) и, наконец, реальное существование выше уже рассматривавшихся станноборатов — норденшильдита, гулсита и пэйджента.

Большую роль в образовании жильных оловорудных месторождений играют также гидротермальные процессы. Говоря о них, мы прежде всего сталкиваемся с вопросом о характере рудообразующих гидротермальных растворов. Огромное большинство исследователей придерживается, как известно, той точки зрения, что гидротермальные растворы обладают щелочной реакцией. Это подтверждается также опытами, показывающими, что если из кислых растворов образуются марказит, вуртцит и метациннаборит, то из щелочных, соответственно, образуются пирит, сфалерит, киноварь; присутствие кальцита также указывает на отсутствие в гидротермальном растворе свободных сильных минеральных кислот, при наличии которых кальцит образоваться не может. Такое изменение вмещающих пород, как серицитизация, альбитизация, а также карбонатизация, характерно для щелочной среды рудообразующих растворов, тогда как каолинизация и особенно алунитизация характерны для кислых.

Выделение кварца объясняется с точки зрения щелочного характера гидротермальных растворов реакцией гидролиза:



Опыты Грунера показали, что серицит под влиянием щелочных растворов выше 100° С переходит в нефелин:



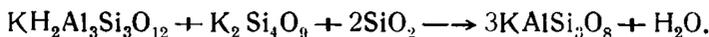
а так как известна реакция



то образование полевого шпата, сопровождающего касситерит, может быть объяснено реакцией:

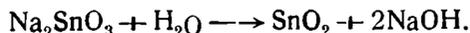


Или соответственно:



На фоне этих данных объяснение образования касситерита из щелочных гидротермальных растворов, на примере некоторых месторождений

Туркестанского хребта, дано М. Ф. Стрелжиным (1938), согласно которому олово в гидротермальных растворах может присутствовать в форме легко растворимого метастанната натрия Na_2SnO_3 , в результате гидролиза, дающего касситерит SnO_2 :



Аналогичную реакцию приводит и Н. Н. Мурач (1935) для расплавов; эта реакция вполне применима для природных гидротермальных растворов:

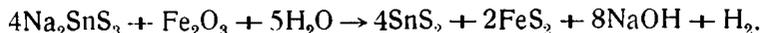


Громадное количество наблюдений заставляет принять теорию коллоидного состояния вещества к моменту образования руд из гидротермальных растворов, с последующими процессами кристаллизации.

Наконец, перенос олова в форме легко растворимых тиосолей типа Na_2SnS_3 также требует щелочной среды, так как в кислой среде тиосоли неминуемо подверглись бы разложению:



с выпадением трудно растворимого желтого сернистого олова SnS_2 , чего в природе почти не наблюдается, если не считать очень редкого природного сульфида олова — герценбергита. Однако образование и этого минерала может протекать в щелочной среде:



При рассмотрении переноса олова щелочными гидротермальными растворами, для понимания образования многих гидротермальных месторождений касситерита или сульфида олова, следует помнить приведенные в предыдущей главе данные об окисносульфидных равновесиях.

Очень существенен вопрос последовательности кристаллизации, которая хорошо объяснена Кордесом как функция упругости диссоциации сульфидов, на основании химического равновесия:



Гидроокиси, как правило, более растворимы, чем соответствующие сернистые соединения, а отсюда следует, что чем сильнее равновесие сдвинуто вправо, т. е. чем выше упругость диссоциации сульфида, тем позже происходит его выпадение из гидротермального раствора. По Кордесу, возрастание упругости диссоциации следует так: сульфиды никеля, кобальта, затем молибдена, железа, меди, олова, цинка, свинца, сурьмы, ртути, мышьяка. Особой кривой обладает сернистый висмут, при высоких температурах обладающий очень высокой упругостью диссоциации и в силу этого встречающийся в ассоциации с касситеритом в пневматолитических месторождениях в самородном состоянии. Что касается часто наблюдаемого парагенезиса касситерита и арсенипирита, то объяснение этого факта следует искать также в теории Кордеса, так как дать какие-либо физико-химические равновесия между касситеритом и арсенипиритом не представляется возможным.

Последовательность кристаллизации касситерита и других минералов олова, с одной стороны, и их спутников — с другой, кроме выше рассмотренной теории Кордеса, объясняется:

1) формой, в которой олово поступает (SnF_4 , или Na_2SnO_3 , или Na_2SnS_3 и т. д.);

2) количественными соотношениями всех участвующих в данной системе компонентов и в том числе олова;

3) внешними физико-химическими факторами — температурой и давлением, которые в свою очередь определяются геологическими условиями — глубиной залегания, близостью магматического очага и т. д. В частности, эти факторы играют первенствующую роль в последовательности кристаллизации в так называемых «ксенотермальных» месторождениях (см. ниже).

Интерпретируя образование оловорудных гидротермальных месторождений с точки зрения щелочных растворов, надо оговориться, что наряду со щелочными растворами могут быть и кислые растворы, отлагающие касситерит в ассоциации с марказитом и вюртцитом с наблюдаемыми при этом колломорфными структурами и в отдельных случаях даже с алунитизацией вмещающих пород.

Для характеристики растворимости сульфидов в растворах соляной кислоты можно привести полученный в лабораторных условиях ряд возрастающей растворимости: As_2S_3 , As_2S_5 , MoS_2 , HgS , CuS , Sb_2S_3 , Bi_2S_3 , SnS_2 , CdS , PbS , SnS , который дает положение сульфидов олова среди сульфидов других металлов. Ясно, что сульфиды олова мало устойчивы в кислой среде и поэтому должны сравнительно легко переходить в SnO и SnO_2 или их производные.

В ряду SnO_2 — SnS_2 — SnSe_2 — SnTe_2 температуры плавления соединений олова понижаются от окиси к теллуриду. Соответственно месторождения сульфидов олова в общем являются более низкотемпературными, чем месторождения касситерита.

В магматических сульфидных месторождениях содержание олова на основе спектрохимических данных Ноддакка, быть может несколько завышенных, составляет 0.005% (по весу). Повидимому, в данном случае приходится говорить о рассеянном олове. В таком же состоянии рассеяния находится олово в гидротермальных сульфидах — пирите, халькопирите, сфалерите и галените.

В более низкотемпературном типе комплексных сульфидов сульфиды олова выступают в качестве самостоятельных минералов — франкеита, цилиндрита и др.

Этот тип генетически резко отличен от обычного нормального ряда последовательности кристаллизации сульфидных минералов сближенностью фаз (ксенотермальный тип по Беддингтону), обусловленной близповерхностным генезисом, пониженным давлением, быстрым остыванием и резким пересыщением гидротермального раствора рудоносными компонентами, а отсюда — их телескопирование, наложение фаз и образование некоторых минералов, которые в других условиях не образуются.

Этот тип месторождений — с серебром, висмутом, сурьмой, германием и другими элементами — примыкает к эпитермальному типу месторождений, в то же время обладая многими особенностями мезотермальных месторождений.

Наконец, рассматривая историю олова в процессах земной коры и переходя к более сложным процессам, следует рассмотреть и тип контактовых месторождений.

Условия образования оловянных руд в этом типе характеризуются большим температурным интервалом, причем, в случае скарновых месторождений, наблюдается значительная температурная разобщенность между временем образования магнетита и скарновых минералов и выделением касситерита в ассоциации с сульфидами. В ряде случаев контактово-метасоматическое месторождение, повидимому, является ослабленной зоной, способствующей проникновению рудоносных растворов, отлагающих касситерит, арсенопирит, пирротин, халькопирит и висмут. В более тесной связи с сульфидами находится касситерит в метасоматическом типе месторождений с галенитом и сфалеритом. Особым типом как с точки зрения генезиса, так и с точки зрения минералогического состава и состава отдельных минералов олова является месторождение Арандиз, описанное Рамдором (Ramdohr, 1936).

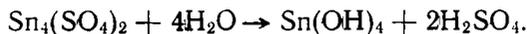
Говоря о контактовых и метасоматических месторождениях олова, нельзя не отметить, что хотя известняки в силу своей меньшей распространенности менее часто, чем другие породы, вмещают оловорудные тела, но в общем являются довольно благоприятной средой для отложения руд олова.

Выше рассмотренные проявления олова в разные стадии истории гипогенных процессов земной коры могут быть сведены к общей систематике оловорудных типов.

Такая систематика, иллюстрирующая генетические и парагенетические взаимоотношения олова и сопутствующих минералов и охватывающая те стадии гипогенных процессов, которые характеризуются максимальной концентрацией олова, дана ниже, в статье «Генетическая классификация оловорудных месторождений».

Супергенная история олова, изученная преимущественно в области образования россыпных месторождений касситерита, представляет, в основном, геологическую, а не геохимическую проблему, так как в данном случае мы имеем сравнительно очень устойчивый в химическом отношении минерал — касситерит, и, следовательно, значительных химических перемещений олова не наблюдается.

Значительным химическим изменениям подвергается олово, первоначально входившее в состав сернистых минералов. Оно сравнительно легко окисляется, причем образуются очень неустойчивые сульфаты $\text{Sn}(\text{SO}_4)_2$ и менее вероятный SnSO_4 , который солями окисного железа немедленно окисляется до $\text{Sn}(\text{SO}_4)_2$, а это последнее соединение очень легко подвергается гидролизу:



$\text{Sn}(\text{OH})_4$ в природных условиях относительно легко дегидратируется с образованием вторичного касситерита: $\text{Sn}(\text{OH})_4 \rightarrow \text{SnO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, дающего различные псевдоморфозы.

В виде сульфата $\text{Sn}(\text{SO}_4)_2$ олово может переноситься только в очень кислых растворах, и поэтому в процессах вторичного сульфидного обогащения роль олова не велика.

Несмотря на такую ограниченность гипергенной миграции олова, она все-таки наблюдается, что сказывается в двух проявлениях:

1) Наличие олова в «гидролизированных» (по выражению Гольдшмидта) осадках, а именно в бокситах — 0.01%, в глинах и глинистых сланцах — 0.005%, в бурых железняках — 0.001%. Хотя с практической точки зрения эти количества не представляют собою никакого интереса, с геохимической точки зрения они заслуживают внимания, подтверждая

гипергенную миграцию олова в поверхностных растворах и его известную концентрацию (= 9—20-кратному среднему содержанию в земной коре) в результате процессов гидролиза.

2) Поскольку существует химический перенос олова в гипергенной зоне, возможно в форме комплексных органических соединений, образующихся за счет органических соединений почв, постольку становится понятным наличие олова в некоторых животных и растениях, доказанное работами А. П. Виноградова и др.

Наконец, что касается содержания олова в морской воде, этого важного этапа в истории геохимического цикла каждого элемента, то приходится отметить, что оно настолько низко, что Гольдшmidt среди 32 химических элементов, содержание которых в морской воде удалось установить, олова не упоминает. Только Ваттенберг в своих специальных исследованиях химического состава морской воды дает приблизительный порядок содержания в ней олова; это содержание выражается совершенно ничтожной величиной.

Заканчивая обзор геохимического цикла олова, отметим, что, поскольку в осадочных породах, кроме относительно редко встречающихся россыпей, олово не дает ощутительных концентраций, его дальнейшая судьба в метаморфогенном минералообразовании остается невыясненной. Можно полагать, что в случае образования метаморфических горных пород из осадков, заключающих погребенные россыпи касситерита, касситерит может подвергаться частичной перекристаллизации без изменения состава и без заметного переноса.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровик С. А. и Готман Я. Д. О содержании редких и других элементов в касситеритах различного генезиса из месторождений СССР по данным спектрального анализа. ДАН, серия нов., 1939, 23, № 4.
 Гольдшmidt В. М. Геохимия редких элементов, 1938.
 Мурач Н. Н. Металлургия вторичных металлов, 1935.
 Стрелкин М. Ф. К вопросу об оловоносных пегматитах. Изв. АН, серия геол., 1938, № 3.
 Ферсман А. Е. Геохимия, т. 3, 1937.
 Щербина В. В. Геохимия. Изд. АН, 1939.
 Daubrée A. *Études synthétiques de géologie expérimentale*, Paris, 1879.
 Goldschmidt V. M. *Drei Vorträge über Geochemie*. Geol. Fören. Stockh. Förh., 1934.
 Klemm W. *Magnetochemie*, 1936.
 Kordes E. *Min. Petr. Mitt.*, 1935, 46.
 Niggli P. *Fennia*, 1928, No. 6.
 Ramdohr P. *Ein Zinnerzvorkommen in Marmor bei Arandis Deutsch Südwest-Africa*. Neues Ib. Min., A, 1936. B—B 70, 1—45.

О. Д. ЛЕВИЦКИИ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. ОБЩАЯ ЧАСТЬ

Месторождения олова по характеру минерализации отличаются большим разнообразием. Они представлены натровыми и натрово-литиевыми пегматитами, оловоносными грейзенами и тесно с ними связанными топазово-кварцевыми жилами, кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми жилами и, наконец, обширной группой касситеритово-сульфидных оловорудных проявлений. Последние характеризуются либо широким развитием сульфидов железа и сильно железистых разновидностей турмалина и хлорита, либо резким преобладанием в составе руд сульфидов цинка и свинца, иногда также различных сульфосолей.

По морфологическим особенностям оловорудные месторождения также весьма разнообразны. Наряду с крупными дайками, неправильными телами трубчатой формы и трещинными жилами заполнения большое распространение имеют штокверки, а также рудные тела, представляющие собой интенсивно минерализованные зоны дробления, границы которых подчас весьма расплывчаты.

Температурный интервал, в пределах которого происходит образование месторождений различного типа, очень значителен. Достаточно указать, что отложение главнейшего оловосодержащего минерала — касситерита — имеет место от пегматитовой вплоть до поздних гидротермальных стадий рудного процесса и промышленные его концентрации отмечаются даже в рудных проявлениях мезо-эпитермального типа. При этом олово часто тесно ассоциируется с другими металлами, и, рассматривая оловорудные месторождения, мы неизбежно охватываем очень многие месторождения вольфрама, молибдена, висмута, многие месторождения цинка, свинца, серебра, наконец некоторые месторождения меди и железа.

Естественно, что генетическая классификация столь разнообразных рудных проявлений является достаточно сложной задачей. В настоящее время она может быть решена лишь в первом приближении, так как многие общие геологические и геохимические закономерности, определяющие развитие тех или иных типов оловянного оруденения, далеко еще не ясны.

Несмотря на это, разработка новой классификации месторождений олова представляется не только своевременной, но и необходимой, так как в итоге исследований последнего времени выяснилось исключительно важное значение некоторых генетических типов оловянного оруденения, роль которых ранее явно недооценивалась. Это относится, в первую очередь, к группе касситеритово-сульфидных месторождений,

охватывающей многие крупнейшие мировые месторождения олова и в том числе наиболее крупные месторождения СССР.

Одновременно выяснилось, что в серьезных изменениях нуждаются также и ранее существовавшие взгляды на условия образования и взаимную связь оловорудных месторождений различного типа.

Как известно, первоначальные представления о генезисе месторождений олова сложились на основе изучения провинции Рудных гор, имеющей многовековую историю освоения. Широкое развитие здесь оловоносных грейзенов, касситеритово-топазовых жил и других рудных образований, связанных с проявлением газовой фазы, привело к трактовке оловорудных месторождений как характернейших представителей пневматолитового типа. Эта точка зрения, вполне справедливая в приложении к провинции Рудных гор, получила широкое толкование и настолько укоренилась, что касситерит стал рассматриваться как типичный «пневматолитовый» минерал. Подчас присутствие его в рудных телах считалось достаточным доказательством пневматолитового генезиса того или иного месторождения.

Таким образом, представление, выработанное в результате изучения одного оловорудного района, было распространено на весь комплекс оловорудных проявлений.

Между тем, по мере развития оловодобывающей промышленности, в новых районах постепенно накапливалось все большее количество данных, показывавших, что роль пегматитовых и типичных пневматолитовых месторождений олова была сильно преувеличена. Выяснилось, что гораздо более серьезного внимания заслуживают гипотермальные месторождения, представленные разнообразными по составу, существенно кварцевыми жилами. Наконец, при изучении некоторых месторождений Малайи (Беатрис-Майн и др.), Китая и особенно Южной Боливии было установлено крайне важное практическое значение оловорудных проявлений, в которых касситерит образуется в типично гидротермальных условиях в тесной ассоциации с разнообразными сульфидами и подчас сульфосолями.

Именно эти данные заставили, как указывалось, во многом пересмотреть прежние взгляды на генезис оловянного оруденения и обратить особенное внимание на важную в промышленном отношении, но сравнительно слабо изученную группу касситеритово-сульфидных месторождений.

При выяснении взаимной связи разнообразных месторождений олова естественно возникает вопрос: являются ли эти месторождения членами единого генетического ряда, отличными лишь по температуре рудообразования, или же их появление относится к различным, самостоятельным «ветвям» рудного процесса?

Сообразно первому предположению оловорудные месторождения можно расположить в следующий ряд, отвечающий постепенному падению температуры: оловоносные пегматиты — оловоносные грейзены и топазово-кварцевые жилы (пневматолитовый тип) — турмалиново-кварцевые и собственно кварцевые рудные тела (пневматолитовый и, по преимуществу, гипотермальный тип), — сульфидные рудные проявления с преобладанием сульфидов железа (гипотермальный тип) — сульфидные проявления с преобладанием сульфидов цинка и свинца и широким развитием сульфосолей (мезо- и отчасти эпитептермальный типы).

Подобное расчленение месторождений олова, так сказать в рамках общей классификации рудных месторождений, иногда оправдывается как особенностями минерализации, так и зональным расположением оловорудных проявлений около очагов оруденения (оловорудные районы

Квинсленда и Нового Южного Уэльса в Австралии, Западная Тасмания, некоторые рудные районы Корнуолла).

Таким образом появление различных типов оловорудных месторождений действительно можно местами рассматривать как отражение последовательных стадий развития единого рудного процесса; исходя из этого, образование, например, касситеритово-кварцевых или касситеритово-сульфидных рудных тел определяется меньшим или большим удалением от очага оруденения.

Следует, однако, подчеркнуть, что эта закономерность, справедливая в приложении к некоторым оловорудным районам, отнюдь не является общим правилом. В самом деле, во многих оловоносных провинциях наблюдается резкое преобладание одного определенного типа оловянного оруденения, несмотря на то, что рудные проявления связаны с интрузивами, сильно отличающимися по степени эрозионного среза. Это особенно отчетливо вырисовывается для группы сульфидных проявлений, в частности для наиболее важных областей развития сульфидно-касситеритовых месторождений — Южной Боливии и Яна-Адычанского района.

Так, все описания, относящиеся к Южной Боливии, дают исключительно четкую картину широкого распространения месторождений, хотя и очень разнообразных по минерализации, но в общем принадлежащих к единой касситеритово-сульфидной формации. Ни в одном случае не отмечается, насколько нам известно, закономерная смена их вблизи очагов оруденения оловоносными пегматитами. Более того, оловоносные пегматиты вообще почти не встречаются в пределах этой провинции. Кварцево-касситеритовые жилы и грейзеновые образования обычного типа также играют малую роль.

Для Яна-Адычанского района столь же отчетливо вырисовывается подавляющая роль группы генетически близких между собой сульфидных месторождений. Сравнительно немногочисленные кварцевые жилы и грейзеновые тела, известные в данном районе, связаны с обособленными интрузивами, и смена их сульфидными проявлениями не имеет места.

Можно указать и иные, с точки зрения преобладающих типов оруденения, примеры. Отметим, в частности, провинцию Пиренейского полуострова, характеризующуюся обилием касситеритово-кварцевых жил и малым развитием сульфидных месторождений. То же имеет место в СССР в Калба-Нарыме и некоторых других районах.

Суммируя, можно сказать, что в ряде крупных оловоносных провинций не наблюдается сколько-нибудь равномерного развития различных типов оруденения, чего следовало бы ожидать при разнообразных эрозионных срезах оловоносных интрузивов. Взамен этого имеет место либо подавляющее развитие касситеритово-сульфидных рудных проявлений, либо явное преобладание других типов оловянного оруденения. Причины этих различий кроются, повидимому, в особенностях состава и условий формирования материнских интрузий.

В частности, резкое преобладание касситеритово-сульфидных месторождений обычно наблюдается в областях, характеризующихся развитием сравнительно гипабиссальных интрузий гранодиоритового типа. Таковы, например, отмеченные ранее Яна-Адычанский район Якутии и, повидимому, Советское Приморье. Несколько иную, на первый взгляд, картину наблюдаем в Северной Боливии, прандиоритовые интрузивы которой сопровождаются месторождениями самых различных типов. Однако и в этом случае преобладают все же рудные тела, содержащие в значительном количестве сульфиды, часто совместно с сильно желе-

зистыми разновидностями хлорита и турмалина (Караколес). Даже оловоносные пегматиты этого района содержат иногда (Фабулоза) заметные количества сульфидов, причем наряду с касситеритом существенное значение имеет станнин.

В оловоносных провинциях, активные интрузивы которых представлены гранитами, иногда подчеркнута кислыми и более абиссальными, главное значение приобретают оловоносные пегматиты, типичные грейзеновые образования, кварцевые и топазово-кварцевые рудные тела. Касситеритово-сульфидные месторождения местами также имеют довольно широкое распространение (Корнуолл, Восточная Австралия), но роль их, в общем, заметно снижается.

Все это вместе взятое показывает, что касситеритово-сульфидные месторождения далеко не всегда могут рассматриваться упрощенно как непосредственное продолжение генетического ряда: оловоносные пегматиты — кварцево-топазовые жилы — кварцевые рудные тела. Интенсивное региональное проявление сульфидного оловянного оруденения имеет место лишь в совершенно специфических условиях. Таким образом, намечаются две самостоятельные, в температурном отношении отчасти параллельные, «ветви» касситеритового оруденения.

Первая представлена пегматитами, грейзеновыми и кварцево-топазовыми рудными телами, кварцево-полевошпатовыми, кварцево-турмалиновыми и собственно кварцевыми оловорудными жилами и охватывает пегматитовую, пневматолитовую и гипотермальную стадии. Ко второй относятся перечисленные ранее месторождения касситеритово-сульфидной группы, образование которых происходит в пределах от пневматолитовой вплоть до поздних гидротермальных стадий рудного процесса.

Среди представителей первой «ветви» в свою очередь выделяются две крупные группы. Первая группа объединяет оловоносные пегматиты, вторая — оловорудные месторождения других типов. Генетическая связь рудных проявлений обеих групп, несомненно, весьма тесная. Однако и в данном случае крайне редко наблюдаются постепенные переходы от типичных пегматитов к кварцево-топазовым или кварцевым жилам. Более того, нередко имеет место резкое пространственное разграничение тех и других, иногда отчетливо выраженное даже для крупных областей. Именно это обстоятельство, наряду с достаточно четкими отличиями минерализации, оправдывает выделение указанных групп.

Таким образом, основываясь на характере минерализации и особенностях распределения рудных проявлений, можно наметить следующие главные формации оловорудных месторождений:

- А) Формация оловоносных пегматитов.
- Б) Формация касситеритово-кварцевая.
- В) Формация касситеритово-сульфидная.

Ниже мы даем краткую характеристику отдельных формаций, сопровождая ее одновременно более подробным их расчленением.

II. КЛАССИФИКАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. ФОРМАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Оловорудные месторождения пегматитовой формации довольно четко выделяются по генетическим своим особенностям среди других месторождений олова. Они в подавляющем большинстве случаев связаны с кислыми гранитовыми интрузиями средней глубинности, не

будучи характерными ни для гранодиоритовых магматических проявлений, ни для гипабиссальных интрузивов гранит-порфирового типа.

Морфологически рудные тела описываемой формации обнаруживают большое разнообразие, причем в общих чертах отчетливо устанавливается тесная зависимость морфологии оловоносных пегматитов от характера рудопроводящих каналов. Так, в пределах активных интрузивов, где рудопроводящими каналами очень часто служат ранние системы трещин — трещины разрыва, наибольшее развитие имеют обычно шлировидные пегматитовые обособления, линзовидные и четко-видные жилы и, наконец, неправильной формы трубчатые тела. В экзоконтактных зонах чаще наблюдается приуроченность оловоносных пегматитов к протяженным трещинам скалывания, и в этих условиях нередко образуются рудные тела, достигающие многих сотен метров по простиранию и несколько десятков метров мощности.

При заполнении рудных полостей значительно большую роль, нежели в месторождениях других формаций, играет активное внедрение рудной массы, происходящее даже вдоль слабо раскрытых трещин или плоскостей напластования осадочных пород. Это, в частности, подтверждается нередко наблюдаемой гофрировкой сланцев около рудных тел, своеобразным «обтеканием» сланцами линзовидных пегматитовых тел и пр.

Формирование рудных тел представляет весьма сложный процесс, распадающийся на несколько стадий, последовательно сменяющихся во времени. Начальные стадии — образование микроклиново-кварцевого пегматита и наблюдающееся местами внедрение более позднего аплита — играют с точки зрения рудоносности ничтожную роль; сравнительно ранняя стадия отложения сподумена, иногда проявленная очень ярко, также имеет в этом отношении подчиненное значение; отложение преобладающей массы касситерита происходит обычно в течение последующих стадий — альбитизации и грейзенизации.

Широкое развитие процессов альбитизации является одной из характернейших особенностей оловоносных пегматитов. Приуроченность касситерита к существенно альбитовым обособлениям нередко вырисовывается исключительно четко, и известны многочисленные случаи, когда сравнительно слабо грейзенизированные, но интенсивно альбитизированные пегматиты несут промышленное касситеритовое оруденение.

Явления грейзенизации также явно накладываются на кварцево-микроклиновый пегматит. Об этом определенно свидетельствуют замещение калиевого полевого шпата и разведение первичного кварца разнообразными слюдами, топазом, флюоритом и другими минералами, характерными для грейзеновых образований. Грейзенизация обычно охватывает лишь часть пегматитовых тел, то ограничиваясь преимущественно висячим боком, то распространяясь на всю мощность жилы. Морфология подобных участков весьма сложна, закономерность в их распределении наблюдается редко, и можно лишь указать, что участки грейзенизации чаще имеют очертания линз, вытянутых по простиранию рудных тел и быстро выклинивающихся по падению. Процесс грейзенизации в свою очередь нередко расчленяется на два этапа, иногда отчетливо разграниченные во времени и характеризующиеся различным комплексом минералов. Для ранней грейзенизации типично резкое преобладание калиевых слюд, иногда фторсодержащих; к этому же периоду относится образование топаза, иногда очень обильного, и отложение значительной части касситерита. Второй этап отличается широким развитием литиевых слюд типа лепидолита, малой ролью

фторсодержащих минералов и иногда несколько менее интенсивным образованием касситерита.

Взаимоотношения альбитизации и грейзенизации не всегда ясны, и часто оба процесса столь тесно переплетаются, что их разделение во времени является трудно осуществимым. Тем не менее намечается, что максимальное проявление ранней грейзенизации несколько предшествует максимуму альбитизации. Это наиболее отчетливо устанавливается для мусковитовых грейзенов, обогащенных фторсодержащими минералами — топазом и другими. Альбитизация в свою очередь предшествует обычно образованию более поздних лепидолитовых грейзенов.

В заключение следует отметить, что по минералогическому составу оловоносные пегматиты различных месторождений далеко не однотипны. В частности, они характеризуются резко варьирующей ролью минералов лития (сподумен, лепидолит, амблигонит и др.), фтора (топаз, флюорит) и бора (турмалин). Сообразно этому можно наметить, не вдаваясь в описание специфических особенностей отдельных типов, следующую классификацию оловоносных пегматитов:

- 1) Тип кварцево-микроклиновый:
 - а) подтип мусковитово-альбитовый,
 - б) подтип топазо-мусковитово-альбитовый.
- 2) Тип сподумено-кварцево-микроклиновый:
 - а) подтип мусковитово-альбитовый,
 - б) подтип турмалиново-альбитовый.

2. ФОРМАЦИЯ КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВАЯ

Описываемая формация объединяет месторождения, во многом различающиеся между собой как по характеру минерализации, так и по морфологическим особенностям. К этой формации относятся оловоносные грейзены, топазо-кварцевые, полевошпатово-кварцевые, турмалиново-кварцевые и специфически кварцевые оловорудные тела.

Представителями наиболее высокотемпературных рудных проявлений являются грейзеновые образования. Месторождения грейзенового типа, так же как и оловоносные пегматиты, генетически связаны с кислыми гранитовыми интрузиями, отличаясь лишь в том, что оловоносные интрузивы данного типа принадлежат к менее абиссальной фации. Рудные тела обычно располагаются на площадях активных интрузивов, реже наблюдаются в экзоконтактных зонах, в непосредственной близости контакта. Рудопроводящими каналами, как правило, являются многочисленные, но не постоянные трещины разрыва, отражающие в общем относительно ранние стадии процесса трещинообразования. Особенности рудопроводящих каналов накладывают, естественно, свой отпечаток на облик приуроченных к ним рудных тел, которые представлены обычно либо быстро выклинивающимися грейзеновыми зонами, либо штокверковыми образованиями неправильной формы.

Рудообразование происходит, в основном, метасоматическим путем и связано с интенсивным воздействием рудоносных растворов на вмещающие породы. Процессы грейзенизации достигают особого развития в породах гранитового ряда, выражаясь в замещении цветных минералов, полевых шпатов и отчасти первичного кварца различными новообразованиями. Среди последних наиболее важную роль играют топаз, калиевые, литиевые и сильно железистые слюды, флюорит. Одновременно в большом масштабе происходит новообразование

кварца; часто отмечается появление турмалина и развитие, помимо касситерита, также вольфрамита, арсенопирита, самородного висмута и некоторых других рудных минералов. Касситерит обычно тесно ассоциирует с топазом и фторсодержащими слюдами, особенно с сильно железистыми их разновидностями типа сидерофиллита; несколько менее характерна его ассоциация с турмалином.

В генетическом отношении грейзеновые образования принадлежат к характерным представителям пневматолитового типа. Их возникновение обусловлено проявлением очень подвижных, по всей вероятности газообразных, растворов, обогащенных легколетучими компонентами. В числе последних крайне важную роль играют, наряду с водой, фтористые соединения. Именно фтор является в сущности характерным элементом рудных проявлений описываемого типа, и очень вероятно, что перенос олова, так же как некоторых других тяжелых металлов, осуществлялся в виде сравнительно легколетучих фторидов.

Топазово-кварцевые рудные тела по генезису очень близки к оловоносным грейzenам. Они также связаны с кислыми и ультракислыми гранитовыми интрузиями, иногда несущими следы формирования в сравнительно гипабиссальных условиях, и также пространственно приурочиваются к ранним системам трещин. Следствием этого является малая выдержанность рудных тел, представленных, как правило, быстро выклинивающимися, нередко четковидными, жилами и несколько реже штокверковыми образованиями. О генетическом родстве наиболее отчетливо говорят особенности минерализации: интенсивное проявление околожильных изменений и большая роль фторсодержащих минералов как в измененных вмещающих породах, так и в самих рудных телах.

Вместе с тем наблюдаются известные различия. В частности, резко возрастает роль рудоотложения в открытых полостях. Несколько большее развитие приобретают сравнительно низкотемпературные стадии рудного процесса. Все это вместе взятое свидетельствует о некотором общем понижении температуры рудообразования и позволяет предполагать, что в процессе рудоотложения наряду с газовой фазой известное значение имели также водные растворы.

Вполне постепенными переходами месторождения кварцево-топазового типа связаны с гипотермальными рудными проявлениями, к которым относится большинство кварцево-турмалиновых и собственно кварцевых оловоносных жил.

Несколько особое положение в этом отношении занимают полевошпатово-кварцевые рудные тела. По температуре рудообразования они близки, по видимому, к топазово-кварцевым и ранним касситеритово-кварцевым жилам. Вместе с тем они существенно отличаются от тех и других особенностями минерализации и в первую очередь исключительно широким развитием калиевого полевого шпата и альбита. Эта черта минералогического состава часто дает основания трактовать описываемые рудные проявления как пегматоидные образования, переходные к пегматитам. Следует, однако, отметить, что подобный вывод очень спорен. В самом деле, калиевый полевой шпат в данном случае часто ассоциирует с типичными гидротермальными минералами и сам иногда представлен сравнительно низкотемпературными разновидностями типа адуляра. Далее, столь характерное для оловоносных пегматитов наложение процессов грейзенизации и альбитизации играет здесь ничтожную роль или даже полностью отсутствует. Наконец, очень малая интенсивность околожильных изменений также противо-

речит предположению о значительном участии минерализаторов, исключая воду, в процессе рудоотложения. Все это вместе взятое позволяет рассматривать полевошпатово-кварцевые рудные тела как типичные гипотермальные образования и связывать их формирование с проявлением водных, подчеркнуто щелочных рудоносных растворов.

Турмалиново-кварцевые и кварцевые рудные проявления генетически связаны, как и месторождения предыдущих типов, с кислыми гранитовыми интрузиями. Они располагаются как в пределах активных интрузивов, так и вне их, иногда на значительном удалении от контакта.

Роль ранних систем трещин в данном случае заметно снижается. Часто рудные жилы приурочиваются к более поздним трещинам скалывания или четко выраженным зонам дробления, нередко достигая очень крупных размеров.

Формирование жильных выполнений чаще происходит путем рудоотложения в открытых плоскостях, и лишь при образовании кварцево-турмалиновых жил местами очень серьезное значение приобретают явления метасоматоза.

По характеру минерализации описываемые месторождения существенно отличаются от месторождений грейзенового и топазово-кварцевого типов. Наиболее серьезное отличие заключается в резком уменьшении роли фторсодержащих минералов и особенно топаза; нередко последний полностью отсутствует. Одновременно заметно снижается интенсивность околожильных изменений и отчетливо возрастает роль боросодержащих минералов, в первую очередь турмалина. В некоторых оловоносных провинциях турмалин является типоморфным минералом месторождений описываемого типа.

В генетическом отношении рудные тела в подавляющем большинстве принадлежат к гипотермальному типу, реже занимая переходное положение к пневматолитовым рудным проявлениям. Их образование связано в основных чертах с проявлением водных кремнекислых растворов, в то время как газовая фаза обычно играет подчиненную, иногда даже ничтожную роль.

Суммируя изложенное выше, можно наметить следующее разделение оловорудных месторождений касситеритово-кварцевой формации:

- 1) Тип оловоносных грейзенов.
- 2) Тип топазово-кварцевый.
- 3) Тип полевошпатово-кварцевый.
- 4) Тип кварцевый.

3. ФОРМАЦИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНАЯ

Месторождения касситеритово-сульфидной формации генетически связаны как с гранитами, так и с более основными породами гранодиоритового типа. В первом случае они чаще играют подчиненную роль, развиваясь совместно с оловорудными проявлениями других типов и иногда сменяя последние в периферических частях рудных полей. Значение касситеритово-сульфидных месторождений, как указывалось, резко возрастает, когда источниками оруденения являются умеренно кислые гипабиссальные гранодиоритовые интрузии. Именно в этих условиях сульфидная группа рудных проявлений оказывается представленной наиболее полно, всеми своими членами.

Касситеритово-сульфидные месторождения очень часто располагаются вне пределов активных интрузивов, иногда на большом удале-

нии от контакта. В этом отношении они заметно отличаются от других оловорудных месторождений. Значительно ярче выражена также пространственная связь оруденения с четкими, крупными зонами тектонических нарушений. В результате многие рудные тела представляют в сущности интенсивно минерализованные зоны дробления, в пределах которых наблюдается смена типичных трещинных жил заполнения участками измененных, оруденелых вмещающих пород.

Явления метасоматоза вообще играют серьезную роль при рудообразовании, достигая особой интенсивности в начальные стадии процесса и ослабевая по мере перехода к более поздним стадиям.

По характеру минерализации рудные проявления очень разнообразны, хотя и обладают некоторыми важными общими чертами.

В частности, характерной особенностью большинства месторождений является широкое развитие железосодержащих минералов, не только сульфидов, но и силикатов (железистых разновидностей турмалина и хлорита) или окислов (магнетита и гематита). При этом железо является элементом, играющим крайне важную роль в течение почти всех стадий рудного процесса, и в сущности, если придерживаться химической классификации, а не принятой нами минералогической, то описываемую оловорудную формацию следовало бы называть сульфидно-железистой.

Для ранних стадий рудообразования нередко весьма типичен бор, в то время как максимальное проявление серы более характерно для сравнительно поздних стадий процесса. Эти особенности развития рудного процесса отчетливо выступают при последовательном рассмотрении основных типов сульфидного оруденения.

В самом деле, начальные стадии часто характеризуются появлением больших масс турмалина, интенсивно замещающего боковую породу. При этом образование наиболее раннего, сильно железистого турмалина обычно предшествует собственно рудному процессу, отложение же значительных масс касситерита происходит несколько позднее, совместно с менее железистыми разновидностями турмалина и подчиненным кварцем. В этот период проявление сульфидной стадии оруденения выражено сравнительно слабо, и в тех случаях, когда не происходит поступления новых порций растворов, образуются кварцево-турмалиновые оловорудные тела, содержащие иногда арсенопирит и лишь ничтожные количества других сульфидов.

В дальнейшем отложение турмалина быстро ослабевает, он уступает место железистому хлориту типа тюрингита и сульфидам железа — пирротину и пириту. Начало этой хлоритово-сульфидной стадии также характеризуется значительным привносом олова, причем касситерит тесно ассоциирует с ранним хлоритом и арсенопиритом, предшествуя выделению других сульфидов.

В последующие стадии рудного процесса сульфиды железа в свою очередь сменяются сульфидами цинка и свинца, образование которых часто сопровождается появлением карбонатов и лишь очень незначительным отложением касситерита. Одновременно иногда наблюдается увеличение роли сульфостаннов — станина и других, но это ни в коей мере не затушевывает общего понижения, и притом очень резкого, привноса олова.

Следует подчеркнуть, что в месторождениях описываемого типа далеко не всегда наблюдается проявление всех стадий оруденения. Нередко рудоотложение ограничивается ранними стадиями процесса и образуются, как указывалось, существенно турмалиновые тела.

В других случаях, наоборот, ранние стадии выпадают, и подавляющее развитие получают хлоритово-сульфидные руды. Наконец, местами имеет место появление специфически сульфидных или специфически хлоритовых руд.

Еще более сложная картина наблюдается в сульфидных проявлениях, образование которых происходит в подчеркнута гипабиссальных условиях; таковы, например, многие месторождения Южной Боливии. Общая последовательность минералообразования сохраняется и в данном случае, т. е. в начальные стадии происходит отложение турмалина, затем следуют хлорит, пирротин и, наконец, при сравнительно низких температурах образуются сфалерит, галенит и различные сульфосоли; однако разграничение отдельных стадий сильно осложняется вследствие резко телескопированного характера оруденения, т. е. сближенного во времени отложения минералов, далеко различных по температуре своего образования.

В результате описываемые месторождения часто отличаются очень сложным составом руд и широким развитием сульфостаннатов; иногда типично также необычно позднее отложение касситерита, а также широкое развитие колломорфных его разновидностей (Южная Боливия, Советское Приморье). Наконец, в подчеркнута близповерхностных месторождениях, подобных мексиканским месторождениям в риолитах, наблюдается тесная ассоциация кристаллического касситерита и деревянистого олова с обильным гематитом при почти полном отсутствии сульфидов. Все это вместе взятое заставляет выделять их в самостоятельную подгруппу близповерхностных месторождений.

В заключение кратко остановимся на оловоносных скарнах, также выделяемых в качестве особого генетического типа. Их отнесение к касситеритово-сульфидной формации представляется, на первый взгляд, несколько неожиданным, поскольку они характеризуются существенно отличной минерализацией и, в первую очередь, широким развитием разнообразных контактовых силикатов. Это противоречие, однако, лишь кажущееся, так как отложение главной массы касситерита чаще разобщено во времени от образования типичных скарновых минералов и генетически тесно связано с наложением более поздней стадии сульфидного оруденения. Иначе говоря, скарны являются, в большинстве случаев, лишь вмещающей породой оловорудных проявлений, по минерализации тождественных специфически сульфидным оловоносным телам.

Таким образом, среди месторождений касситеритово-сульфидной формации выделяются следующие типы:

- 1) Тип оловоносных скарнов:
 - а) подтип магнетитовый,
 - б) подтип сульфидный.
- 2) Тип турмалиново-сульфидный.
- 3) Тип хлоритово-сульфидный.
- 4) Тип галенитово-сфалеритовый.

Общая генетическая классификация оловорудных месторождений складывается из приведенных выше частных классификаций; поэтому мы приводим ее без дальнейших пояснений.

Формация оловоносных пегматитов:

- 1) Тип кварцево-микроклиновый:
 - а) подтип мусковитово-альбитовый,
 - б) подтип топазо-мусковитово-альбитовый.

- 2) Тип сподумено-кварцево-микроклиновый:
 - а) подтип мусковитово-альбитовый,
 - б) подтип турмалиново-альбитовый.

Формация касситеритово-кварцевая:

- 1) Тип оловоносных грейзенов.
- 2) Тип топазово-кварцевый.
- 3) Тип полевошпатово-кварцевый.
- 4) Тип кварцевый.

Формация касситеритово-сульфидная:

- 1) Тип оловоносных скарнов:
 - а) подтип магнетитовый,
 - б) подтип сульфидный.
 - 2) Тип турмалиново-сульфидный.
 - 3) Тип хлоритово-сульфидный.
 - 4) Тип галенитово-сфалеритовый.
-

МИНЕРАЛЫ ОЛОВА

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья носит в значительной мере справочный характер. Она преследует цель дать более или менее исчерпывающую характеристику минералов олова, их физических и химических свойств, а также условий их образования.

В настоящее время известны следующие минералы олова:

1. Герценберит — SnS
2. Аргиродит-канфильдит — $4\text{Ag}_2\text{S}(\text{Sn}, \text{Ge})\text{S}_2$
3. Станнин — $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{FeS} \cdot \text{SnS}_2$
4. Тиллит — $\text{PbS} \cdot \text{SnS}$
5. Франкеит — $5\text{PbS} \cdot 3\text{SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$
6. Цилиндрит (килиндрит) — $3\text{PbS} \cdot 4\text{SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$
7. Колюзит (колусит) — $3\text{Cu}_2\text{S}(\text{As}, \text{Sn}, \text{V}, \text{Te}, \text{Fe})\text{S}$
8. Касситерит — SnO_2
9. Арандизит — $3\text{SnSiO}_4 \cdot 2\text{SnO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
10. Стокезит (стоксит) — $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
11. Норденшильдит — $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$
12. Гулсит — $12(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
13. Пэйджеит (пайгеит) — $3\text{RO} \cdot 5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}(\text{?})$ R = Fe Mg Ca
14. Хьельмит (гильемит) — станнотанталат (и ниобат) Y, Fe, Mn, Ca
15. Торолит — $\text{Ta}_2\text{O}_5 \cdot \text{SnO}_2$ (?)

Помимо перечисленных минералов следует отметить недавно открытый гохшильдит (продукт окисления тиллита), описанный ниже совместно с тиллитом, а также оловосодержащий титанит. По данным Рамдора (Ramdohr, 1936), оловотитанит присутствует в своеобразном оловорудном месторождении Арандиз в юго-западной Африке (см. статью «Оловорудные месторождения зарубежных стран»), развиваясь в тесной ассоциации с касситеритом. Содержание олова в минерале достигает, по Рамдору, 10%, однако рентгенограммы показывают обычную структуру титанита. Заслуживают упоминания также указания Строка (Strock, 1941) на наличие разновидностей железо-кальциевых гранатов с примесью 0.3% олова. Все эти минералы не выделены отдельно в описании, так как они еще слабо изучены.

В список не включен также силезит, который был описан как новый минерал, содержащий около 55% Sn, из боливийских оловорудных месторождений, где он встречается в виде гелеобразных масс или в виде тонкозернистых, роговиковых, волокнистых агрегатов светло-желтого цвета. Альфельд отрицает существование этого минерала и считает, что в данном случае имеется смесь скрытокристаллического SnO_2 с кремнеземом. В описании не приведена и характеристика самородного олова, поскольку до сих пор не доказано его природное происхождение.

¹ Первая часть статьи — сульфиды олова — написана Т. Н. Шадлуном, вторая, начавшая от касситерита, — Я. Д. Готманом.

Главнейшим и наиболее распространенным минералом является касситерит. По существу только касситерит и имеет промышленное значение как источник олова. Довольно широким распространением пользуется станнин, но последний встречается обычно в незначительных количествах и вследствие сложности извлечения олова из сульфидных соединений предметом добычи не является.

Минералами, довольно широко развитыми лишь в пределах отдельных месторождений Боливии, являются сульфостаннаты: франкеит, тиллит, цилиндрит, аргиродит-канфильдит. Наконец, к числу весьма редких минералов, представляющих в основном минералогический интерес, нужно отнести сульфиды — герценбергит и колюзит; основные гидросиликаты — арандизит и стокезит; бораты — пэйджеит, гулсит, норденшильдит, и танталаты или танталониобаты — торолит и хьельмит.

Некоторые минералы, как герценбергит, арандизит, торолит, были открыты лишь в последние 8—10 лет, остальные же стали известны всего 30—40 лет назад, в связи с чем имеющиеся об этих минералах данные довольно скудны и часто не дают достаточно полного представления об условиях их образования и возможных пределах распространения.

Наиболее широкое поле устойчивости свойственно касситериту. Нахождение его в различных по генезису месторождениях, в различных минеральных ассоциациях, начиная от пегматитов и кончая эпитеpмальными сульфидными месторождениями, свидетельствует о широких температурных пределах его возникновения.

Значительно более узкими пределами ограничены проявления станнина. Этот минерал хотя присутствует в отдельных случаях и в пегматитах, и в скарнах, и в кварцевых жилах, являясь спутником касситерита, но возникает здесь лишь в гидротермальной стадии процесса. Наибольшие концентрации станнина, как и других сульфостаннатов, наблюдаются в касситеритово-сульфидных месторождениях Боливии.

Сульфостаннаты олова — такие, как франкеит, тиллит, цилиндрит и аргиродит-канфильдит — встречены только в гидротермальных месторождениях в ассоциации с более низкотемпературным касситеритом, сульфидами Fe, Zn, Pb, станнином и сульфосолями Pb, Ag, Cu, причем лишь один франкеит обнаружен в гипотермальных месторождениях (Лалагуа), для прочих сульфостаннатов характерны эпитеpмальные условия образования.

Что касается сульфида олова — герценбергита, то нахождение его связано как раз лишь с теми из касситеритово-сульфидных месторождений, в которых отсутствуют сульфостаннаты Pb и другие минералы, содержащие свинец. Находки его приурочены в одном случае к эпитеpмальному месторождению (Оуро), в другом — к скарново-контактовому (Арандиз), причем в последнем он относится к минералам мезо- или гипотермальным.

Сложная сульфосоль Cu, As, Sn и др. — колюзит до сего времени отмечен был лишь в типичном мезотермальном медном месторождении (Бьютте) в ассоциации с сульфосолями меди (энаргитом и блеклой рудой).

Арандизит и стокезит являются, повидимому, гидротермальными образованиями. Первый встречен в контактовом месторождении в ассоциации с кварцем, касситеритом и сульфидами железа (Арандиз), второй — в ассоциации с аксинитом среди гидротермально измененных пород, вмещающих касситеритово-кварцевые жилы (Корнуол).

Пэйджеит, гулсит и норденшильдит — водные и безводные станно-

бораты — выделяются в пневматолитовой стадии вместе с другими боратами и скарновыми минералами в типичных контактовых месторождениях.

Торолит и хельмит — станнотанталат и танталониобат олова более сложного состава установлены в пегматитовых жилах (Катанга, Стрипозен) и являются, очевидно, пневматолитовыми минералами.

Характерно, что все известные минералы олова относятся к гипогенным и что до недавнего времени не было известно ни одного его минерала, связанного со вторичными поверхностными изменениями первичных оловянных минералов, если не считать касситерита, супергенное происхождение которого в некоторых случаях бесспорно. Лишь в самое последнее время появилось в литературе указание (Herzenberg R., 1942) на существование нового минерала — гохшильдита, сложного водного окисла свинца и олова, образующегося в процессе окисления тиллита.

Под влиянием гидротермальных изменений и процессов перекристаллизации некоторые минералы, повидимому, претерпевают изменения. Так, например, в литературе приводятся данные о разложении норденшильдита с образованием (очевидно вследствие привноса S и Cu) герценбергита, а затем станнина и халькопирита. Имеются косвенные признаки, указывающие на превращение тиллита (или франкеита) в агрегат касситерита и галенита.

1. ГЕРЦЕНБЕРГИТ. SnS

СИНОНИМ — КОЛЬБЕКИН

Открыт Герценбергом в 1932 г. и в честь его назван Рамдором (Ramdohr, 1935). Повидимому, очень редкий минерал.

Физические и химические свойства

Сингония ромбическая. Обычно встречается в виде тонкочешуйчатого агрегата, тонкопластинчатых кристаллов, в виде субпараллельных пучков. Рентгенометрические исследования, по данным Гофмана (Hofman, 1935) и Рамдора, указывают на полную идентичность природного и искусственно полученного герценбергита (SnS).

Отношение (по Гофману) $a : b : c = 0.944 : 1 : 2.647$; $a_0 = 3.98 \text{ \AA}$; $b_0 = 4.33 \text{ \AA}$; $c_0 = 11.13 \text{ \AA}$. В ромбической элементарной ячейке содержится 4 молекулы. Пространственная группа v_n^{16} .

Слайность не известна, но (001) является поверхностью перемещений. Кристаллы, скользя по этой плоскости, могут быть изогнуты вокруг (001) и часто при этом немного разлистованы (aufgeblättert).

Твердость около 2. Уд. вес для природного герценбергита не определяется. Цвет черный или темносерый. Черта черная; при очень тонком растирании коричневая. Блеск умеренный, металлический (слегка графитоподобный).

В отраженном свете под микроскопом цвет белый, слегка темнее галенита. Очень сходен с тиллитом и тонкочешуйчатым франкеитом.

Двуотражение очень слабое, но заметное в иммерсионном масле на границе зерен: в направлении // (001) (в установке Гофмана) минерал светлее, голубовато-белой окраски, \perp к этой плоскости — темнее, слегка желтовато-белый.

Анизотропия сильная. При вращении столика в скрещенных николях при интенсивном освещении можно наблюдать изменение окраски от желтовато-красной и красной до сероватой или зеленовато-синей.

В некоторых случаях окраска меняется от красновато-фиолетовой до желтовато-зеленоватой. Внутренние рефлексy темнокрасно-коричневого цвета заметны очень редко, лишь при очень внимательном наблюдении в иммерсионном масле.

При травлении в полированных шлифах положительно действуют HCl и KOH , причем минерал сравнительно быстро темнеет, некоторые сечения травятся слабее. Не действуют HNO_3 , KCN , FeCl_3 , HgCl_2 , H_2O_2 .

Герценберgit микроскопически чрезвычайно сходен с тонкозернистым тиллитом или франкеитом. Однако тиллит отличается от герценбергита несколько более высокой отражательной способностью, а франкеит в скрещенных николях дает более слабые эффекты анизотропии. Кроме того, оба вышеупомянутых минерала обычно более грубокристалличны.

Перед паяльной трубкой на угле легко окисляется. В закрытой трубке выделяет серу (частью связанную с другими сульфидами). Растворяется в HCl и H_2SO_4 с выделением H_2S . Растворим в едкой и в сернистой щелочах; из этих растворов выпадает сернистое олово. В NH_4OH не растворяется.

Химический состав, согласно теоретической формуле, $\text{Sn} = 78.8\%$; $\text{S} = 21.2\%$.

Герценбергом (Herzenberg, 1932) был произведен частичный химический анализ образца из рудника Мария Тереза (Оруро) в Боливии, в котором содержался в значительном количестве герценберgit (кольбекин); при этом были получены следующие данные:

	I	II
Fe сульфидное	1.80	5.60
S сульфидная	7.60	10.28
Sn растворимое	14.7	9.00

В числе примесей в образце были установлены пирит, касситерит и кварц, вследствие этого Fe и часть S были пересчитаны на пирит, а оставшаяся S целиком связана с Sn. Вычисленное Герценбергом отношение Sn : S оказалось почти точно равным 2:3, что позволило ему дать минералу формулу Sn_2S_3 , назвав его кольбекином.

Рамдор, при исследовании полированных шлифов этого минерала из того же месторождения, установил наличие тесной ассоциации герценбергита не только с вышеуказанными минералами, но и со сфалеритом, станнином, халькопиритом и арсенопиритом; это дало основание полагать, что количество S, отнесенное Герценбергом к «кольбекину», могло быть ошибочно, так как часть S, связанная с другими сульфидами, не была учтена. Позднее Рамдор (1935) предложил для герценбергита формулу SnS , основываясь на том, что по микроскопическим и рентгенографическим данным (сравнение дебаеграмм) природный герценберgit совершенно идентичен искусственному SnS . Учитывая это, а также, что самим Герценбергом была признана возможность ошибки и при анализе, и при пересчете, вследствие засоренности минерала сопутствующими сульфидами, правильнее считать формулу герценбергита соответствующей SnS . Формула Sn_2S_3 тем более невероятна, что, согласно структуре герценбергита, невозможно присутствие избыточных атомов серы в решетке.

Герценберgit в виде отдельных кристаллов или спутанных агрегатов искусственно получается при сплавлении Sn и S в определенных молекулярных отношениях. Более крупные кристаллы SnS получаются в бомбе при высоком давлении действием сероводорода на хлористое олово в солянокислом растворе.

Генезис и парагенетические ассоциации

До сего времени герценбергит был установлен лишь в двух месторождениях, а именно: в руднике Мария Тереза (Оруро) в Боливии и в руднике Стипельман, Арандиз в Юго-западной Африке.

Условия образования герценбергита в одном случае близки к эпитемальным, а в другом — к мезо- или гипотермальным. При этом в обоих случаях характерно отсутствие минералов, содержащих свинец; повидимому, в присутствии свинца SnS связывается с PbS , образуя сульфостаннаты Pb . Именно этим можно объяснить отсутствие герценбергита в большинстве боливийских месторождений, богатых сульфостаннатами свинца и галенитом.

В оловорудных жилах рудника Мария Тереза (Оруро) герценбергит был обнаружен на глубине 140 м в одном довольно крупном рудном гнезде. Он образует плотные массы, состоящие на 50—60% из герценбергита, в виде очень мелких чешуек, прорастающих кварц, пирит, сфалерит, станнин, арсенипирит и изредка халькопирит. Частично в процессе окисления минерал замещается касситеритом.

В совершенно незначительном количестве герценбергит обнаружен также в месторождении Арандиз (Юго-западная Африка), которое относится к скарновому типу касситеритово-сульфидной формации. В этом месторождении рудные тела, залегающие в крупнозернистом мраморе, имеют сложный минералогический состав, обусловленный наложением гидротермальных процессов на контактово-пневматолитические. Широко развиты различные высокотемпературные силикаты, минералы, содержащие Si , F , V , и наряду с ними кварц, касситерит, а также в большом количестве пирротин.

Герценбергит ассоциирует со станнином, норденшильдитом, арандизитом и неизвестным минералом, нацело замещенным агрегатом касситерита и кварца.

Рамдор (Ramdohr, 1935) склонен относить образование герценбергита за счет норденшильдита, в связи с разложением его в гидротермальную фазу; при этом конечными продуктами разложения являются станнин и халькопирит.

2. АРГИРОДИТ-КАНФИЛЬДИТ. $4 \text{Ag}_2\text{S} \cdot (\text{Sn}, \text{Ge})\text{S}_2$

Германиевая разновидность изоморфного ряда Ag_8SnS_6 — Ag_8GeS_6 , собственно аргиродит, впервые была открыта Брейтгауптом в 1820 г., название было дано Вейсбахом лишь в 1886 г.; разность, содержащая Sn , была открыта Пенфильдом (Penfield, 1893, 1894) и названа по имени Ф. А. Канфильда.

Канфильдит является также членом изоморфного ряда Ag_8GeS_6 — Ag_8SnS_6 . Имеющиеся химические анализы показывают, что до сего времени не обнаружено разности, совершенно лишенной германия, т. е. представляющей действительно крайний член состава Ag_8SnS_6 ; в то же время наличие другого крайнего члена, а именно аргиродита Ag_8GeS_6 , можно считать установленным.

Физические свойства представителей этого ряда настолько близки, что даже микроскопическое изучение не дает возможности различать отдельные разности, и поэтому в литературе мы обычно находим двойное название: аргиродит-канфильдит; такой способ обозначения мы считаем более правильным сохранить и здесь.

Физические и химические свойства

Сингония кубическая, гекса-тетраэдрический или, возможно, гекса-октаэдрический вид симметрии. Встречается в октаэдрах, наиболее частые формы (111) или (110); наряду с хорошо образованными крупными кристаллами дает плотные массы или гроздевидные агрегаты. Отмечается наличие двойников шпинелевого габитуса.

Спайность отсутствует. Излом неровный до раковистого. Очень хрупок. Блеск сильный, металлический. Цвет черный с синеватым или фиолетовым оттенком. Твердость 2—3. Уд. вес 6.27. Не прозрачен.

В полированных шлифах под микроскопом цвет серовато-белый с розово-коричневым оттенком. Отражательная способность умеренная. Измерение ее с помощью фотометрокуляра дает в воздухе: для зеленого цвета 24.5%, для оранжевого — 21%, для красного — 18.5%.

Двуотражение в воздухе совсем ничтожно, в иммерсионном масле ясное, заметно на границе зерен, которые в одном направлении желтые, чем в другом. На границе с галенитом и пираргиритом двуотражение отчетливо заметно даже в воздухе.

Несмотря на внешне кубические формы, аргиродит-канфилдит в большинстве случаев обладает аномальной анизотропией, в иммерсионном масле довольно отчетливой.

В строении отдельных зерен под микроскопом обычно обнаруживается пластинчатое, а в отдельных случаях даже зональное строение. Часто при этом наблюдаются две системы пластинок — одна, состоящая из более широких пластинок, выклинивающихся в обе стороны, и другая, из более тонких, пересекающих первую под углом 90 или 60°.

При травлении в полированных шлифах положительно действуют: KCN — окрашивает в темный цвет и выявляет структуру, $HgCl_2$ — дает мгновенно радужное потускнение, налет с трудом удаляется. HCl не действует, HNO_3 только при действии более одной минуты медленно окрашивает в коричневый цвет; $FeCl_3$ отлагает налет хлорного железа, KOH дает потускнение.

При диагностике в полированных шлифах обнаруживает сходство с борнитом, энаргитом и фаматинитом. Однако первый ярче окрашен, а остальные два значительно сильнее анизотропны. Характерным свойством аргиродит-канфилдита является способность под влиянием сильного источника света разлагаться и выделять серебро в виде тонких листочков или мельчайших точек.

Перед паяльной трубкой на угле легко плавится, образуя налет из смеси окислов Sn и Ge. При дальнейшем нагревании дает королек серебра, покрытый чешуйками или корками окиси Sn. Образовавшийся налет дает с содой в восстановительном пламени королек олова. В закрытой трубке выделяется сера и при высокой температуре образуется налет сульфида Ge, который сплавляется в корольки. В открытой трубке выделяется SO_2 , но не образуется никаких возгонов. Разлагается в концентрированной азотной кислоте; после обработки горячей водой остается метаоловянная кислота.

Химический состав. Теоретической формуле Ag_8SnS_6 отвечает состав: Ag — 73.6%, Sn — 10.1%, S — 16.3%. Данные анализов образцов из ряда рудников Боливии по Дэльтеру (№ 6, Doelter, 1925) и по Альфельду (№ 1—5, Ahlfeld, 1938) приведены в табл. 1.

Только один из анализов дает значительно повышенное содержание олова, в остальных случаях соотношение олова и германия либо близко к 1:1, либо содержание германия более высокое; в целом характерно

Таблица 1

Химические анализы аргиродит-канфилдита (в %)

№ п/п.		Ag	Fe + Zn	S	Sn	Ge	Сумма
1	Ла Пац; анал. Пенфильд	74.10	0.21	16.22	6.94	1.82	99.29
2	Аллагаз; анал. Приор.	74.20	0.68	16.45	3.36	4.99	99.68
3	Чокайя; анал. Крюлл	75.78	—	16.92	3.60	3.65	99.95
4	Кольквечака; анал. Гольдшмидт	75.67	0.14	17.15	0.10	6.55	99.61
5	Галлофа; анал. Крюлл	75.56	—	17.46	0.82	5.94	99.78
6	Потози; анал. Пенфильд	76.65	0.13	17.04	нераствор. 0.29	6.55	100.66

повышенное по сравнению с теоретическим содержание Ag и пониженное Sn + Ge.

Спектральным анализом в образце из Чокайя устанавливается незначительное количество Cu, Pb, Sb.

Генезис и парагенетические отношения

Аргиродит-канфилдит до последнего времени известен был лишь в месторождении Химмельфюрст Фрейберг в Саксонии и в нескольких рудниках департамента Потози в Боливии. И в том, и в другом случае он связан с гидротермальными жилами, богатыми серебряными минералами.

Минералами, парагенетически связанными с аргиродит-канфилдитом, являются в одних случаях: сфалерит, галенит, арсенопирит, пираргирит, сидерит, кварц, самородное серебро, в других — стефанит и пираргирит или пирит, марказит, касситерит, иногда блеклые руды, станин, арамайонит, раммельсбергит.

В известном месторождении Кольквечака аргиродит-канфилдит встречался довольно часто в жилах Ембудо, Галлофа. Здесь, в частности, были встречены гигантские кристаллы с обильно развитыми плоскостями (110), без (111). В друзовых пустотах он образует кристаллы величиной до 15 мм и сопровождается пираргиритом, стефанитом, раммельсбергитом, сфалеритом, кварцем, кальцитом. Наряду с этим он встречается в тонких корочках мелких кристалликов на пираргирите или в сплошных плотных массах с другими серебряными минералами в виде отдельных гнезд (Галлофа). В зоне цементации аргиродит-канфилдит довольно часто замещается самородным серебром.

В Чокайя аргиродит-канфилдит встречается в ничтожных количествах в руднике Анимас с арамайонитом; в нем наблюдаются также иногда включения пирита, кварца, галенита. В рудниках Гваделупа, жила Колорадо, плотный канфилдит выделяется почти одновременно с кристаллическим марказитом.

О наличии аргиродит-канфилдита на территории СССР упоминает С. С. Смирнов (1937), описывая руды Карского свинцово-цинкового месторождения, а также Е. А. Радкевич в рудах Сталинского месторождения на Дальнем Востоке (см. статью «Оловорудные месторождения СССР»). Нельзя считать, однако, нахождение здесь этого минерала вполне доказанным, поскольку не производились более детальные исследования.

3. СТАННИН. $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{FeS} \cdot \text{SnS}_2$

СИНОНИМ — оловянный колчедан

Впервые открыт Клапротом в 1787 г., назван Беудантом в 1832 г. по содержанию в нем олова (stannum).

Из всех оловянных минералов станнин является самым распространенным после касситерита.

Физические и химические свойства

Кристаллы станнина принадлежат к тетрагональной сингонии, тетрагонально-скаленоэдрическому виду симметрии. Следует отметить, что благодаря псевдокубическим формам кристаллов некоторыми исследователями станнин считается кубическим.

В изученных кристаллах наблюдались следующие формы: с (101), а (100), m (110), e (101), z (201), d (114), n (112), p (111), t (221), u (423). Позднее установлены (310), (210), (301). Обычно станнин образует плотные массы. Значительно реже он встречается в форме хорошо образованных кристаллов, и в этом отношении исключительный интерес представляют друзы, встречающиеся в рудниках Боливии, где размер отдельных кристаллов достигает 2 см. Двойники прорастания наблюдались по (001), нередко также тройники.

В полированных шлифах под микроскопом двойниковое строение обнаруживается очень часто либо в поляризованном свете, либо благодаря структурному травлению. При этом характер двойникования обнаруживает большое сходство с таковым сфалерита или халькопирита. Двойники обычно имеют форму тонких пластинок — единичных или более многочисленных, иногда можно видеть паркетобразные или микроклинноподобные двойниковые решетки (фиг. 1).

Рентгенометрически станнин еще не вполне изучен. Однако установлено, что кристаллическая решетка его близка к таковой халькопирита и сфалерита: $a = 5.5773 \text{ \AA}$, $c = 5.1796 \text{ \AA}$.

Спайность несовершенная по (110) и (001). Излом неровный. Твердость 3—4, по Талмеджу — D^+ . Хрупок. Уд. вес 4.30—4.52. Блеск металлический. Цвет стально-серый с оливково-зеленым оттенком, иногда железно-черный. Черта черная. Не прозрачен.

В отраженном свете в полированных шлифах (под микроскопом) цвет серовато-белый или светлосерый с характерным оливково-зеленым оттенком (по цвету, с первого взгляда, очень сходен с блеклой рудой).

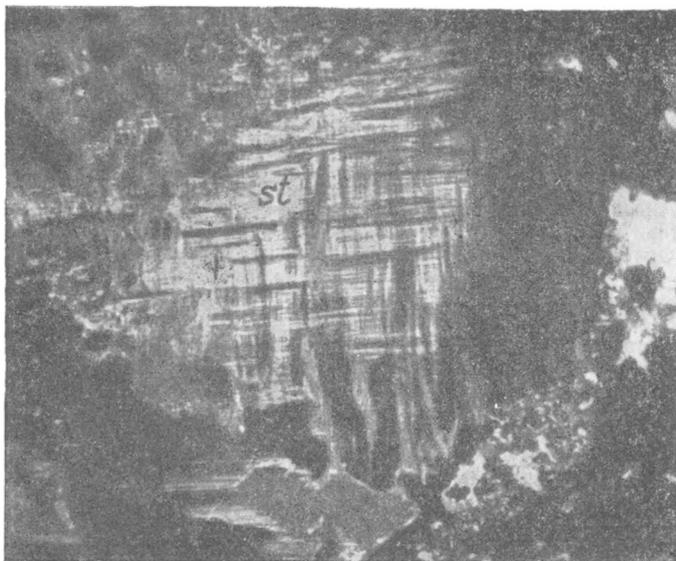
Отражательная способность невысокая. Измерение ее с помощью фотометрокуляра дает следующие цифры: в воздухе для зеленого света — 23%, для оранжевого — 21%, для красного — 19%. В иммерсионном масле отражательная способность сильно снижается.

Минерал анизотропен, однако сила анизотропии не велика и в некоторых случаях может быть очень слабо заметна. В иммерсионном масле эффекты анизотропии отчетливее и часто дают возможность распознать внутреннюю структуру. В диагональных положениях заметны фиолетовые, зеленоватые и серые цветовые эффекты. Двухотражение обычно незаметно.

Интересно указание Орсея (Orsel, 1943) на существование особой разновидности станнина желтовато-коричневого цвета с резко выраженной анизотропией и сильной дисперсией.

Орсель высказывает предположение, что этот минерал либо представляет собой полиморфную разность — состава Cu_2FeSnS_4 , мало отличающуюся по структуре от нормального станнина, или образует смешанный кристалл с другим двойным сернистым соединением меди и железа, м. б. с оранжевым борнитом.

При травлении в полированных шлифах положительно действуют: HNO_3 1 : 1 — дает иризирующий налет; HCl конц. — также пестрый налет; не действуют: HCl 1 : 1, KCN , $FeCl_3$, $HgCl_2$, KOH .



Фиг. 1. Станнин (*st*) с микроклиноподобным двойниковым строением (поляризованный свет, иммерсия). $\times 110$. Вила Апачета, Боливия. По Рамдору — Эренбергу.

Структурное травление (по Рейнхаймеру) достигается щелочным раствором перманганата калия в течение 3—10 секунд; получающийся при этом коричнево-красный налет следует растворить в HCl . Очень отчетливая структура мономинеральных участков достигается с помощью травления HNO_3 (1 : 1).

Отличительными признаками станнина от очень сходной с ним блеклой руды при микроскопическом исследовании являются: его более низкая отражательная способность, появление иризирующей пленки от HNO_3 и анизотропность.

Перед паяльной трубкой на угле плавится, белея с поверхности и образуя около самой пробой белый налет SnO_2 . С содой и бурой дает слабоковкий королек сплава меди и железа с другими металлами. В открытой трубке выделяет SO_2 . В закрытой трубке растрескивается и дает следы возгона Sn и Pb . Разлагается в HNO_3 , выделяя серу и двуокись олова; раствор окрашивается в синеватый цвет.

Химический состав. Теоретической формуле отвечает состав: $Sn = 27.6\%$, $Cu = 29.5\%$, $Fe = 13.1\%$, $S = 29.8\%$.

Имеющиеся в литературе химические анализы сведены в табл. 2.

Химические анализы станнина (в %)

Таблица 2

№ п/п	S	Sn	Cu	Fe	Zn	Нераствор. остаток	Сумма
1	28.85	25.87	29.01	11.66	2.47	2.53	100.39 ¹
2	29.00	27.50	29.00	13.75	0.75	—	100.00
3	29.59	27.83	31.52	12.06	—	—	101.00
4	28.77	27.20	29.38	13.89	0.02	0.62	99.88
5	28.88	27.14	29.24	13.95	0.08	0.51	99.80
6	не опр.	не опр.	не опр.	10.54	3.42	—	—
7	30.50	26.50	30.00	12.00	—	—	99.00
8	29.64	25.55	29.39	12.44	1.77	1.02	99.81
9	29.97	23.08	26.43	6.83	6.96	—	99.27
10	28.26	24.08	29.81	7.45	8.71	1.51	99.82 ²
11	30.36	не опр.	28.60	не опр.	не опр. ³	—	—

1. Фабулоза, Ла Пац; сплошной станнин Брендлер (по Ahlfeld, 1938)
2. Церро, Потози Цислер " "
3. Сан-Хозе, Оуру; за вычетом примесей Приор " "
4. " " часть крупного кристалла из алуниита Брендлер " "
5. Колорадо, Чокайя; плотный станнин Брендлер " "
6. Вилла Апачета; «коричневый» станнин (частичный анализ) Брендлер " "
7. Вилла Рок, Корнуолл Клапрот (по Doelter, 1925)
8. Вилла Рок, Корнуолл Кундернатч " "
9. Циннвальд, с сфалеритом и галенитом Раммельсберг " "
10. Пирлесс-Майн, Блэк Хилл, Южная Дакота Хиден " "
11. Сушаниха, Букука в Забайкалье (частичный анализ) Смолянинов

Помимо указанных элементов, в некоторых случаях имеются примеси Pb, Ag, Sb, иногда Cd, связанные, повидимому, с включениями других минералов. Часть Zn, присутствующего часто в значительных количествах, а также в некоторых случаях избыток Cu и Fe следует, очевидно, связывать со сфалеритом и халькопиритом, находящимися в состоянии твердого раствора. Почти во всех станнинах обычно наблюдается эмульсионевидная вкрапленность мельчайших частиц этих минералов, представляющих продукты распада.

Структурные особенности выделений

Выше уже отмечалось, что станнин редко образует кристаллы и большей частью дает неправильные выделения, выполняющие промежутки между зернами других минералов. Иногда он наблюдается в виде каемок вокруг халькопирита, сфалерита, реже касситерита, пирита, или образует зернистые агрегаты. Отмечаются случаи образования грубозернистого агрегата в результате перекристаллизации (Фабулоза). Во многих случаях характерны мелкие включения его в других минералах.

Особенности строения отдельных зерен выражаются в наличии полисинтетических образований. Последние являются либо двойниками

¹ Кроме того, Ag — 0.30.

² " " Sb — сл., Cd — 0.33.

³ " " Bi — 0.20, Sb — 0.25.

роста, либо двойниками давления; как отмечалось выше, они имеют форму тонких пластинок, иногда приближаются к тонким полисинтетическим образованиям. В очень редких случаях неясно выраженные пересекающиеся системы пластинок образуют решетчатую микроклиноподобную структуру (см. фиг. 1) (Вилла Апачета в Боливии), повидимому указывающую на имевшее место полиморфное превращение. В ряде случаев отмечается слабо выраженное зональное строение зерен, может быть обусловленное непостоянством состава; часто оно проявляется благодаря зональному распределению продуктов распада — халькопирита и сфалерита, густо расположенных в центральных частях и резко убывающих в периферических зонах.

Необычайно широко развиты явления распада твердого раствора, выражающиеся в появлении в виде продуктов распада мельчайших частичек («эмульсии») халькопирита, реже сфалерита, очень редко халькопирита с кубанитом. Форма этих частиц овальная или округлая, во многих случаях они ориентированы закономерно, параллельно (001), а иногда (100). В некоторых образцах (Фабулоза) наблюдалось одновременно два рода включений сфалерита — более мелкие и более крупные — вследствие своеобразной закономерности в ориентировке или наличия двух генераций распада.

Изучение явлений распада в боливийских станнинах позволило Альфельду (Ahlfeld, 1934) подметить известные закономерности. Так, станнин высокотемпературных месторождений содержит в качестве продуктов распада и сфалерит, и халькопирит, причем частички сфалерита часто имеют овоидальную форму. Станнин месторождений средних температур чаще содержит только халькопирит или более мелкие частицы сфалерита. Низкотемпературные станнины обычно совершенно лишены продуктов распада в виде указанных выше включений. Повидимому, растворимость ZnS в станнине очень большая при высоких температурах, при этом Zn может входить в решетку станнина, с понижением же температуры растворимость, очевидно, быстро снижается и ZnS выпадает в виде мельчайших самостоятельных выделений.

Отмечается, что доля более высокотемпературных станнинов характерно постоянство содержания Cu ; это указывает на то, что при высоких температурах в станнин не входит избыточная медь. С другой стороны, самый станнин в виде продуктов распада встречается в более высокотемпературных, богатых Fe сфалеритах, частично образуя с ними также ориентированные прорастания.

В дополнение к сказанному о станнинах различных температур образования можно указать, что наличие в станнине рудника Сан Хуан в Оруро, среди продуктов распада, халькопирита с кубанитом, позволило Рамдору высказать предположение, что такой станнин образовался при температурах свыше 400° (температура распада сульфида меди на халькопирит и кубанит). Это положение, однако, спорно, так как выделение кубанита, согласно экспериментальным данным одних исследователей, происходит при 450° (Шварц), а по другим — при 250° (Борхерт).

Определение температур образования станнина в близповерхностных месторождениях затрудняется отсутствием в них надежных геологических термометров, предположительно она лежит в пределах $250—150^\circ$.

Преимущественная ориентировка частиц продуктов распада в станнине по (001) говорит о том, что распад произошел уже тогда, когда минерал был тетрагональным. Так как Рамдором было высказано предположение о существовании кубической модификации станнина,

то надо полагать, что такая модификация должна была быть устойчивой лишь при температурах еще более высоких, чем температура распада.

Поскольку затронут вопрос о кубической модификации, интересно привести факт, наблюдавшийся в станнине из Циннвальда (Саксония) и Вилла Апачета (Боливия). Оказалось, что станнины, отличающиеся от обычных более коричневатым тоном окраски, при очень больших увеличениях обнаруживают неоднородность; они состоят из двух компонентов — одного более темного, слабо анизотропного или изотропного, и второго — зеленоватого, сходного с обычным станнином. Взаимное расположение компонентов указывает на распад кубического минерала. Как в одном, так и в другом содержатся в незначительном количестве частицы халькопирита. Не исключена возможность, что в описанном примере имеет место тончайшее решетчатое прорастание станнина блеклой рудой.

Станнин дает иногда ориентированные прорастания со сфалеритом и халькопиритом. Однако нередко трудно бывает установить, имеет ли место прорастание или распад твердого раствора. Очень своеобразны наблюдавшиеся миремкитоподобные сростания станнина со сфалеритом (Фабулоза) или станнина с халькопиритом (Шварценберг, Рудные горы в Германии).

Станнин наблюдается часто в виде каемок вокруг таких минералов, как сфалерит, халькопирит, касситерит. Такие образования отмечаются, например, вокруг выделений сфалерита на границе с карбонатами (Курган, Киргизия; Кольквири, Боливия) или с халькопиритом (Вега Ангелас, Тасна в Боливии). Каемки станнина вокруг касситерита образуются на границе его с халькопиритом, пирротинном, сфалеритом. Возможно, что в некоторых случаях, в частности для случая с касситеритом, образование таких каемок обусловлено реакционным воздействием рудоносных растворов на ранее выделившийся касситерит.

В низкотемпературных месторождениях Боливии отмечаются ритмически полосчатые образования. Они сложены обычно станнином со сфалеритом (Вега Дескубридора, Кольквечака) в виде тонких, concentрически зональных выделений, а в некоторых случаях — в форме более грубо ритмических полос, сложенных попеременно чередующимися станнином и пиритом (Вилла Апачета).

Условия образования и парагенезис

Станнин по сравнению с другими минералами олова в общем является довольно распространенным минералом, однако почти всегда встречается в небольших количествах. Лишь изредка, главным образом в месторождениях Южной Боливии, он образует значительные скопления.

По условиям образования станнин относится к минералам, связанным с гидротермальными процессами. Даже в тех случаях, когда он встречается в месторождениях пневматолитовых или контактово-метасоматических, он всегда появляется в более поздние стадии, характеризующиеся минералообразованиями, типичными для гидротермальных проявлений.

Главной областью развития станнина является группа касситеритово-сульфидных месторождений. Совершенно ничтожную роль он играет в рудных проявлениях касситеритово-кварцевой группы и чрезвычайно редко встречается в оловоносных пегматитах.

Среди наиболее высокотемпературных представителей оловорудных месторождений исключением может служить своеобразное месторождение Фабулоза в Северной Боливии, где станнин встречается в гнездообразных скоплениях до 15 кг весом и наряду с касситеритом является предметом добычи. Следует отметить, что жилы Фабулозы не типично пегматитовые — они сложены преимущественно кварцем с мусковитом и резко подчиненным полевым шпатом и, таким образом, скорее относятся к формации касситеритово-кварцевой, чем к пегматитовой.

В Советском Союзе станнин в количествах, различимых макроскопически, встречен в амазонитовых пегматитах Этыки (Забайкалье), где он ассоциирует с галенитом и отчетливо представляет продукт наложения гидротермальных стадий процесса.

Наконец, интересно упомянуть станнин из Арандиза (Африка), своеобразного пегматитово-скарнового месторождения в известняках. Это месторождение, весьма сложное по минералогическому составу, характеризуется развитием разнообразных минералов олова, среди которых встречен и станнин.

В месторождениях касситеритово-кварцевой формации станнин также редко образует заметные концентрации и обычно представляет лишь минералогический интерес. Он известен во многих касситеритово-кварцевых месторождениях Корнуолла, Рудных гор, Забайкалья (Этыка, Онон), Колымы и других районов.

Значительно большую роль станнин играет, как отмечалось выше, в месторождениях касситеритово-сульфидных. Встречаясь в разнообразных типах этих месторождений, станнин играет относительно небольшую роль в высокотемпературных представителях касситеритово-сульфидной формации — оловоносных скарнах и турмалиново-сульфидных месторождениях. Значительно больше значение его в месторождениях хлоритово-сульфидных, образующихся преимущественно в гидротермальную стадию рудного процесса (Сталинское, Приморье; Хапчеранга, Забайкалье; Эге-хая и другие месторождения Яна-Адычанского района).

Среди галенитово-сфалеритовых месторождений особенно богаты станнином близповерхностные их представители. Так, очень широкое развитие станнин получает в Южной Боливии, где он ассоциирует с другими сульфостаннатами, сульфоантимонитами и сульфоарсенитами свинца и серебра, игольчатым касситеритом. При этом главными минералами в рудах обычно являются галенит, сфалерит или вюртцит, местами пирит, марказит, иногда пирротин.

Рассматривая парагенетические ассоциации станнина, следует отметить, что почти всегда там, где есть станнин, содержится и касситерит, и что наиболее обычными спутниками станнина, кроме касситерита, в общем случае являются халькопирит, сфалерит, пирит, пирротин, вольфрамит, висмут, арсенопирит, блеклая руда; из жильных минералов: кварц, турмалин, Fe-хлорит, карбонаты. Довольно редко станнин находится в тесной ассоциации с висмутином или галенитом. Что касается последовательности отложения, то для отдельных месторождений она может быть различна, в общем же станнин выделяется после основной части пирита, арсенопирита, вольфрамита, касситерита, кварца и халькопирита, почти одновременно со сфалеритом и раньше блеклой руды, сульфоантимонитов Pb и Ag и сульфостаннатов Pb. В отдельных случаях, однако, могут появляться повторные генерации тех или иных минералов, и тогда касситерит может оказаться более поздним, чем станнин, или станнин может выделиться вместе с сульфостаннатами.

Следует подчеркнуть, что выделение олова в форме касситерита или станнина зависит, по всей вероятности, не только от температуры, при которой происходит рудообразование. Существенное значение имеет также состав рудоносных растворов и, в частности, концентрация таких элементов как Cu, Fe, S. Так, Альфельд отмечает, что в вулканических месторождениях станнин может вытеснить касситерит при наличии достаточного количества ионов Cu в остаточном растворе. При более низких температурах наличие в растворах олова приводит к образованию тиллита, затем цилиндрита и франкеита; при еще более низких температурах, когда отсутствует достаточное количество ионов Pb и Sb, снова образуется касситерит (игольчатая разновидность). Небольшая часть оставшегося Sn может в присутствии Ge дать минералы ряда аргиродит-канфилдит, являющиеся обычно наиболее поздними.

В зоне вторичного сульфидного обогащения станнин может замещаться марказитом, борнитом, халькопиритом, ковеллином и халькозинном, а также касситеритом. В зоне окисления, по наблюдениям над боливийскими рудами, за счет станнина образуются пористые массы соломенно-желтого касситерита.

Можно предполагать, что процессы окисления станнина протекают по следующей схеме:



Образующаяся метаоловянная кислота находится, повидимому, в форме коллоидного раствора и при коагуляции дает гель, дегидратация которого приводит к образованию губчатых колломорфных стяжений касситерита с перистым или концентрически зональным строением. Альфельд, однако, утверждает, что колломорфное или так называемое «деревянистое олово» ни в одном случае не наблюдалось им как продукт вторичных процессов.

В заключение необходимо упомянуть, что, несмотря на широкое распространение станнина в целом ряде месторождений, он еще не имеет промышленного значения вследствие отсутствия достаточно хорошо разработанной схемы технологического процесса извлечения олова из сульфидов. Однако нахождение станнина большей частью свидетельствует о наличии в рудах и касситерита, и в этом отношении он играет известную роль как индикатор оловоносности того или иного месторождения.

4. ТИЛЛИТ. PbS · SnS

Впервые открыт и назван Приором (Priog, 1904) в честь директора Геологического управления Англии — Тилля. Минерал редкий, известен по существу только в Боливии.

Физические и химические свойства

Ромбической сингонии (псевдотетрагональный).

Установлены следующие формы: с (001), о (111), р (221), а (100), d (101), е (201), t (211), b (405), с (305), f (011), у (021), m (110) и u (112). Габитус кристаллов табличатый по с (001). Обычно встречается в виде

листоватых скоплений, отчетливо различных под микроскопом в полированных шлифах (фиг. 2).

Согласно рентгенометрическим исследованиям образца из Каргуй-колло, В. Гофманом (Hofman, 1935) установлены следующие константы решетки: $a_0 = 4.04 \text{ \AA}$, $b_0 = 4.28 \text{ \AA}$, $c_0 = 11.33 \text{ \AA}$, $z = 4$.

Отношение осей $a : b : c = 0.919 : 1 : 2.582$.

Отношение осей, вычисленное по кристаллографическим данным (по Альфельду), $a : b : c = 0.971 : 1 : 1.335$.

Спайность совершенная по (001). Твердость 2, по Талмеджу — D. Уд. вес 6.36. Цвет светлосерый. Блеск металлический. Не прозрачен.

В отраженном свете в полированных шлифах под микроскопом цвет белый с кремово-розовым оттенком, очень напоминающий окраску франкеита, но при непосредственном сопоставлении более светлый и желтый.

Отражательная способность довольно высокая, измерение ее с помощью фотометркуляра дает следующие цифры в воздухе: для зеленого света 41%, для оранжевого — 38.5%, для красного — 36%. В масле заметно некоторое снижение указанных величин.

Двуотражение очень слабо заметно, иногда более отчетливо на границах зерен или на границе с франкеитом. В иммерсии оно выражено резко.

Анизотропия отчетлива и еще яснее обнаруживается в иммерсии, причем цветовые эффекты в диагональном положении изменяются от синева-серого до темнокоричнево-фиолетового. Базальные разрезы также отчетливо анизотропны.

При скрещенных николях отчетливо выявляется двойниковое строение. Двойники состоят из единичных узких, но длинных пластинок. Плоскость прорастания либо (001), либо совершенно незакономерна. Почти всегда заметны смещения, волнистость и изогнутость табличек. Размер отдельных табличатых кристаллов достигает 1 см^2 , толщина табличек 0.05—0.2 мм.

При травлении в полированных шлифах HNO_3 дает коричневый налет, под ним чистая поверхность; HCl — слабый светлокоричневый налет; то же самое дают FeCl_3 и KOH . Не действует KCN .

Отличительными признаками тиллита при диагностике его под



Фиг. 2. Тиллит — спутаннопластинчатый агрегат; светлосерое, сверху справа — пирит *py*, серое внизу — сфалерит *sl*. $\times 300$. Месторождение {Поопо. Боливия.

микроскопом являются: совершенно незначительное двуотражение, отличающее его от большинства пластинчатых минералов со слоистой решеткой, и более высокая отражательная способность, при более слабой анизотропии, отличающая его от франкеита.

В закрытой трубке тиллит не плавится, но выделяет немного S; разлагается в горячей концентрированной HCl или HNO₃.

Согласно формуле PbSnS₂, теоретический состав тиллита Pb = 53.05%, Sn = 30.51%, S = 16.44%. Данные имеющихся химических анализов из различных месторождений Боливии по данным Альфельда (Ahlfeld, 1936), приведены в табл. 3.

Таблица 3

Химические анализы тиллита (в %)

	1	2	3	4	5
Pb	53.00	52.95	33.82	27.81	51.25
Sn	30.89	29.89	36.3	45.09	30.06
Zn	—	—	11.1	6.41	1.08
Fe	0.20	—	—	1.29	0.16
S	16.28	16.30	19.00	15.33	17.16
Сумма . . .	100.37	99.14	100.22	95.93	99.71

1. Санта Роза; анал. Приор.

2. " " "

3. Монсеррат; анал. Брендлер; материал, засоренный вюрцитом, ошибочно считавшийся Альфельдом особой разновидностью, названной «цинктиллитом».

4. Каргуиколло; анал. Герценберг; материал из окисленной зоны, засоренный вюрцитом. Часть тиллита перешла в касситерит. Примеси составляют 3.69%.

5. Монсеррат; анал. Крюлл; повидимому, образец содержал небольшую примесь вюрцита.

Пересчет последнего анализа (5) за вычетом Zn в виде ZnS дает состав минерала, весьма близкий к теоретическому. Это хорошо увязывается с последними, очень детальными исследованиями Морица (Ahlfeld и Moritz, 1933), которому удалось установить, что приписывавшееся тиллиту содержание Zn в действительности связано исключительно с мелкими включениями вюрцита. Все спектральные анализы отобранного под микроскопом чистого тиллита также показали лишь совершенно ничтожные следы цинка. Таким образом, введенные в литературу названия разновидностей тиллита — «цинктиллит» и «пуфалит» — должны быть совершенно изъяты, так как характеризуют смеси.

Спектральными анализами установлены (по Морицу) также следующие элементы: Ag — 0.005—0.01%, Ge — 0.005(±)%, Bi — 0.005—0.01%.

Количество таких элементов, как Cu, Au, Cd, Ga, Tl, As, Sb, Mn, находится за пределами чувствительности спектрального анализа.

Генезис и парагенетические отношения

Тиллит является одним из довольно распространенных сульфостанатов в гидротермальных сульфидно-касситеритовых жилах типа Потози в Боливии. В ином типе месторождений, равно как и вообще в других пунктах, этот минерал до сего времени никем описан не был, хотя имеются косвенные указания на нахождение его в месторождении Фрейберг в Германии.

В Боливии тиллит встречается в месторождениях Монсеррат, Церилос в Каргуйколло, Липец Хуайко в Окури. В месторождении Монсеррат, представленном системой жил, существенно состоящих из сфалерита, пирита и кварца с подчиненным касситеритом, тиллит вместе с вюртцитом в больших количествах приурочен к рудным скоплениям, быстро выклинивающимся на глубине. Вюртцит здесь частично превращен в сфалерит. Тиллит встречается в форме очень тонких пластичных табличек, прорастающих кварц и вюртцит, или графитоподобных масс, реже в виде чистых крупнотабличатых скоплений. Друзы с хорошо образованными кристаллами здесь отсутствуют. Совместно с тиллитом встречаются светложелтый игольчатый плеохроичный касситерит и изредка галенит и франкеит. Парагенетические отношения минералов могут быть выражены рядом: пирит, сфалерит—халькопирит—вюртцит—тиллит — игольчатый касситерит — карбонаты.

В наибольших скоплениях тиллит обнаружен в одном из старых серебряных рудников Церилос, в маломощных жилах, залегающих в кварц-порфировом штоке. Он встречается в значительных количествах в рудных скоплениях, идущих на большую глубину. Жилы сложены, в основном, богатой железом цинковой обманкой и местами сплошным пиритом. Одна из жил, содержащая тиллит, на глубине переходит в сплошную галенитовую руду. Скопления тиллита обычно заключены в вюртците («переслаиваются» с ним) и состоят из беспорядочно ориентированного пластинчатого агрегата, в пустотках которого заключен более поздний вюртцит. Последний часто в виде мельчайших зерен (≈ 0.03 мм) располагается и в табличках тиллита между отдельными листочками, так что при микроскопическом изучении он виден лишь в разрезах \perp (001). Это обстоятельство долгое время вводило в заблуждение при расшифровке химических анализов (см. выше), дававших в тиллите большое содержание Zn.

Парагенезис выражается следующим рядом: пирит и лучистый арсенопирит (в очень небольшом количестве) — сфалерит—вюртцит—тиллит—вюртцит—кварц (частично халцедон).

В руднике Липец Хуайко, в одной из жил, залегающих также в глинистых сланцах вблизи кварц-порфирового штока, было встречено довольно значительное количество тиллита. Жила, содержащая тиллит, сложена пиритом и марказитом (на месте пирротина), сфалеритом и в небольшом количестве станнином. Таблички тиллита толщиной 5 мм и длиной 2 см пронизывают пирит и сфалерит.

Помимо указанных пунктов отмечается присутствие тиллита в рудниках Сан-Альфредо в районе Алиада и Эль Сальвадор в районе Антеквера.

На территории СССР сульфостаннат свинца типа тиллита или франкеита обнаружен Е. А. Радкевич в Сталинском месторождении (Приморье) (фиг. 3). В руднике Большая Синанча в Приморье, в полиметаллической руде, содержащей касситерит, наблюдались участки с очень своеобразной структурой. Тонкозернистый агрегат галенита и касситерита имел как бы реликтовое пластинчатое строение, напоминающее листоватые агрегаты тиллита. А. Г. Бетехтиным было высказано предположение о возможном превращении тиллита в вышеуказанный агрегат.

В процессе окисления за счет тиллита образуется в значительных количествах соломенно-желтый касситерит, сильно загрязненный лимонитом, англезитом и церусситом.

Как было указано ранее сравнительно недавно в качестве продукта окисления тиллита был обнаружен новый минерал — гохшильдит

($\text{PbSnO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), установленный в зоне окисления месторождения Jchucolla, Collipatра в Боливии Р. Герценбергом (Fleischer, 1943).

Минерал этот обладает следующими свойствами: землистый, твердость 3 или немного выше, уд. вес 4.45—4.59. Цвет желтый, под микроскопом светложелтый, прозрачный. Изотропный, n — несколько выше чем 1.55.



Фиг. 3. Сульфостаннат свинца типа тиллита или франкеита (*til*) в жилке нерудного минерала (темносерое) среди сфалерита (*sl*); темносерое внизу справа — касситерит (*cs*). Месторождение Сталинское, Приморье.

Химический состав минерала, повидимому частично загрязненного примесями, характеризуется нижеприводимым химическим анализом, представляющим результат пересчета на 100% после вычета 0.7% S, 0.2% Sb и 0.043% Ag:

SnO_2	47.75
PbO	28.6
Fe_2O_3	8.05
SiO_2	4.37
H_2O	11.23

На основании анализа выводится формула $5\text{SnO}_2 \cdot 2\text{PbO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, но поскольку считается, что Fe_2O_3 и SiO_2 относятся к загрязнениям, формула должна быть $\text{PbSnO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n = 5-6$. Содержание воды переменное, при нагревании минерал теряет воду как типичный гель.

В свежем виде минерал растворяется в HCl и частично в уксусной кислоте. Прокаливание делает минерал нерастворимым в HCl . При нагревании на угле получается налет окисей свинца и олова.

Все содержащееся в минерале олово и свинец выщелачиваются NaOH или KOH .

Описываемый минерал иногда содержит неокисленные остатки тиллита и обычно ассоциирует с церусситом и гидроокислами железа.

5. ФРАНКЕИТ. $5\text{PbS} \cdot 3\text{SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$

Впервые минерал обнаружен в Боливии, повидимому, Ясновским в 1891 г. и назван «ликтериа». Позднее, в 1893 г., минерал анализировался Винклером и был изучен Штельцнером (Stelzner, 1893), которым назван «франкеит» в честь двух горных инженеров С. и Е. Франке, способствовавших расцвету рудников Боливии. Минерал редкий, но часто и в довольно больших количествах встречается в Боливии.

Физические и химические свойства

Сингония минерала точно не установлена. По некоторым прежним данным он считался гексагональным или ромбическим, по данным Приора он тетрагональный.

Габитус кристаллов табличатый, напоминающий таковой полибазита. Встречается минерал в виде радиально-лучистых листоватых скоплений, почковидных агрегатов, иногда дает мелкие шаровидные образования.

Рентгенометрически франкеит не изучен. Спайность хорошо выражена в направлении (001). Твердость принималась равной 2, однако некоторые авторы дают цифры 1—2. Мягкий, до ковкого, жирный на ощупь, на белой бумаге дает слабую темную черту. Уд. вес 5.5—5.9. Блеск металлический. Цвет свинцово-серый до темносерого. Не прозрачен.

В отраженном свете, в полированных шлифах под микроскопом цвет серовато-белый, сходен с таковым у галенита. Отражательная способность довольно высокая. Измерение ее с помощью фотометрокуляра дает следующие цифры в воздухе: для зеленого света — 37.5%, для оранжевого — 32.5%, для красного — 31%.

Анизотропия отчетливо выражена. Двухотражение очень трудно заметить даже на границах зерен.

При травлении в полированных шлифах HNO_3 действует быстро, дает пестрый, нестирающийся налет. От царской водки быстро образуется иризирующий налет, от паров буреет, в некоторых участках выявляется структура. HCl обычно не действует, однако в некоторых случаях, повидимому, оказывает слабое действие, вызывая образование сероватого или буроватого налета, причем некоторые сечения остаются незатравленными. Не действуют FeCl_3 , KCN , KOH .

Внутренняя структура агрегата выявляется при травлении в парах царской водки, HCl (слабо, в течение 4—5 мин.) и $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$ (10—15 сек.).

При диагностике под микроскопом франкеит легко смешать с тиллитом. Однако франкеит заметно темнее тиллита и более голубовато-серый, он значительно хуже полируется чем тиллит, обладает более слабыми эффектами анизотропии, для него очень характерно наличие пластинок смятия. В отличие от всех других мягких пластинчатых минералов франкеит почти не обнаруживает двухотражения.

Перед паяльной трубкой на угле минерал дает вблизи желтый налет свинца, далее налет сурьмы и небольшое количество окиси цинка, который распознается при смачивании раствором кобальта по его серой окраске. При сплавлении с содой на угле получается красновато-коричневый шлак, содержащий сернистый натр и королек свинца. В открытой трубке минерал дает сернистую кислоту и белый дым сурьмянистой кислоты. В закрытой трубке в некоторых случаях дает возгон GeS_2 в виде слабокоричневатого кольца, которое обычно мало заметно ввиду

незначительного содержания Ge. При доступе воздуха возгон окисляется, переходя в GeO_2 с выделением сернистой кислоты.

В соляной кислоте при нагревании выделяется сероводород; растворение очень незначительно. В царской водке растворяется легко и быстро с выделением серы. Азотная кислота разлагает минерал при нагревании, в осадке остается белый порошок, состоящий из окислов сурьмы, олова и германия.

Химический состав. Согласно теоретической формуле $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$, отдельные компоненты составляют: $\text{Pb} = 49.78$, $\text{Sn} = 17.10$, $\text{Sb} = 11.65$, $\text{S} = 21.47\%$. Имеющиеся анализы по данным Дэльтера (Doelter, 1925) приведены в табл. 4.

Таблица 4

Химические анализы франкеита (в %)

	1	2	3	4	4-а	5
Pb	50.57	46.23	48.02	46.11	49.80	39.50
Sn	12.34	17.05	13.89	16.09	17.36	9.48
Sb	10.51	11.56	13.06	10.98	11.87	8.55
S	21.04	21.12	20.82	21.14	19.28	25.10
Zn	1.22	0.57	—	0.79	—	1.94
Fe	2.48	2.69	2.74	2.55	—	4.87
Ag	—	0.97	0.99	0.88	0.94	0.28
Ge	0.10	—	—	—	—	As — 0.3
Нераств. остаток	0.71	—	—	0.72	—	Cu — 2.90
Сумма	98.97	100.19	99.52	99.26	99.25	99.92

1. Образец из рудника Вета дель Куандро (Боливия), с примесью сфалерита — и пирита; анал. Винклер.

2. Табличатые кристаллы из рудника Тринакрия (Боливия); анал. Приор.

3. Плотные массы из рудника Тринакрия; анал. Приор.

4. Франкеит из Порвенира, Хуануни; анал. Брендлер.

4-а. То же, что и 4, за вычетом Fe и Zn, пересчитанных на пирит и сфалерит.

5. Образец из рудника Санта-Фе, Ветиллас, с примесью пирита, сфалерита, станина, арсениопирита (по Альфельду).

Анализ Винклера (№ 1) дает формулу $\text{Pb}_5\text{Sn}_2\text{Sb}_2\text{S}_{12}$, анализ Приора (№ 2) — формулу $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{FeSb}_2\text{S}_{14}$. При пересчете анализа Брендлера (№ 4-а) после вычета пирита и сфалерита формула франкеита приобретает вид: $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$. Последняя формула приведена в работе Морица (1933 г.) и, повидимому, наиболее близка к действительности, поскольку пирит и сфалерит в небольших количествах всегда встречаются среди скоплений франкеита и обуславливают примесь железа и цинка.

Данных об искусственном получении франкеита не имеется.

Генезис и парагенетические соотношения

Франкеит сравнительно часто встречается в боливийских оловорудных месторождениях, причем обычно в верхних и наиболее удаленных от магматического очага частях. Он установлен в 14 месторождениях, при этом в двух из них он принадлежит к главным минералам. Пара-

генетически он ассоциирует с тиллитом, цилиндритом, станнином и другими сульфостаннатами, а также с пиритом, марказитом, сфалеритом.

В отношении структурных особенностей франкеита, наблюдаемых под микроскопом, необходимо отметить, что он всегда образует спутанные крупнопластинчатые агрегаты. При этом отдельные толстые таблички находятся в незакономерном прорастании друг с другом. В месторождении Лалагуа в Боливии параллельно ориентированные тонкие пластинки прорастают агрегат пирита с марказитом, заместивших пирротин. Обычно отдельные пластинки франкеита имеют значительные размеры.

Для франкеита очень характерна изогнутость пластинок, способность к смещениям по (001). Очень часто \perp (001) образуется смятая пластинчатость, хорошо распознаваемая при скрещенных николях и служащая отличительным признаком от тиллита. На спайных листочках эти пластинки имеют паркетобразное строение благодаря развитию их в двух направлениях под углом друг к другу.

При описании сульфостаннатов Боливии Альфельд указывает на наличие франкеита в рудниках Оуро, Попо, Монсеррат, Хуануни, Лалагуа, Колькевачака, Чокайя, Ветиллас.

Отмечается, что франкеит является одним из наиболее распространенных и наиболее известных сульфостаннатов, но в сравнительно больших количествах встречен лишь в рудниках Попо и Хуануни, в других же точках он наблюдается лишь спорадически и в незначительных количествах.

В Хуануни франкеит довольно обильно представлен в рудниках Порвенир и Мария Франциска. Он образует плотные массы в центре жил, в основном сложенных богатым кадмием сфалеритом и минералами группы джемсонита — гетероморфита; нередко также крупные табличатые ориентированные кристаллы, облекающие сфалерит. Часто такие таблицы покрыты мельчайшими кристалликами франкеита. В друзовых пустотах франкеит в форме шариков сидит на кристаллическом сфалерите, поверхность шариков покрыта кристалликами, обладающими исключительной гибкостью, причем вид последних указывает на принадлежность к более низкой симметрии чем ромбическая или тетрагональная. Кроме того, франкеит образует радиально-лучистые скопления в семсенте и джемсоните.

Помимо упомянутых сфалерита и сульфоантимонитов свинца с франкеитом ассоциируют лучистый арсенопирит, сидерит. Судя по взаимоотношениям, франкеит является одним из самых поздних минералов. Характерно, что с глубиной франкеит исчезает.

В Попо франкеит ассоциирует со сфалеритом, заключенным в халцедоноподобном кварце. В Лалагуа франкеит в значительных массах присутствует лишь вблизи поверхности, уже на глубине 300 и 400 м (в жилах Контакто и Форастера) он встречается в ничтожных количествах. Нередко франкеит здесь образует крупные табличатые кристаллы (толщиной до 1 мм), иногда лишь тонкие пленки. Таблички франкеита идиобластически окружают кристаллы касситерита или располагаются в трещинах спайности пирротина, замещенного пиритом и марказитом.

В Чокайя, где основные жилы связаны со штоком кварцевого порфира, заключенного в эффузивных покровах, франкеит встречается в более молодых жилах, содержащих сфалерит, вюртцит, галенит и иногда касситерит. Он ассоциирует с вюртцитом и пиритом, образует плотные массы или шаровидные скопления с радиально-струйчатым строением. Встречаются также образцы, представляющие собою ста-

лактиты (длиной до 6 см), в которых он находится в тесном прорастании со сфалеритом.

В Ветиллас встречаются жилы с касситеритом и сульфидами, заключенные в глинистых сланцах вблизи штока кварцевого порфира. В одном из рудников (Санта-Фе) было найдено гнездо франкеита, образующего сплошные массы или шаровидные образования (размером до 2 см) с радиально-лучистым строением. В небольших количествах в нем присутствуют пирит, сфалерит, станнин и арсенопирит.

В других месторождениях характер выделений франкеита аналогичен вышеописанным, можно лишь указать на ассоциацию его с игольчатым касситеритом в Оруро и Монсеррат.

Имеется указание Шварца (Schwarz, 1923) о нахождении минерала, по видимому являющегося франкеитом (определен на основании микроскопических данных и микрохимического анализа), в рудах месторождений Тасмании в ассоциации со станнином, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, изредка сфалеритом и вольфрамитом. Совместно с халькопиритом он образует часто прожилки в станнине.

На территории СССР франкеит до сего времени не был обнаружен.

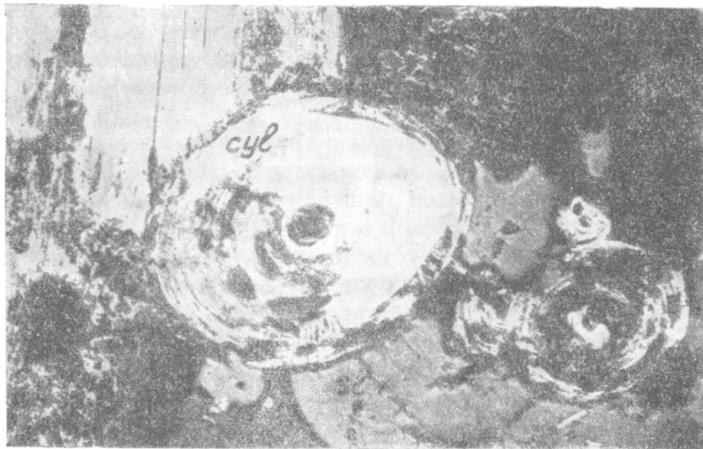
6. ЦИЛИНДРИТ. $3\text{PbS} \cdot 4\text{SnS}_2 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$.

синоним — килендрит

Открыт Френцелем в 1893 г. (Frenzel, 1893); название дано в связи с цилиндрической формой выделений.

Физические и химические свойства

Кристаллическая система не известна. Встречается в виде цилиндрических, концентрически скорлуповатых образований (фиг. 4).

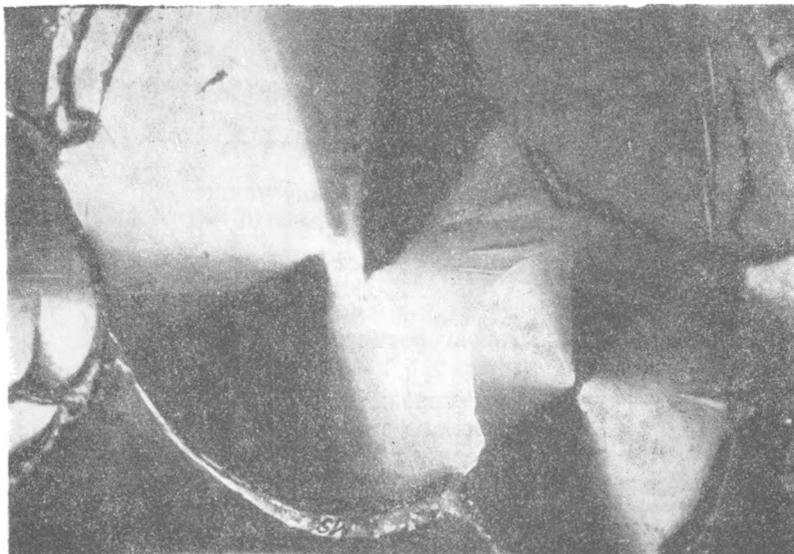


Фиг. 4. Цилиндрит *су* с концентрически зональным строением (поперечный разрез) среди сфалерита *sl*. $\times 20$. Месторождение Тринакриа, Боливия. По Альфельду и Морицу.

Спайность не наблюдается, поскольку концентрически скорлуповатое строение не может быть объяснено как спайность. Твердость 2,5—3. Уд. вес 5,42. На свежем изломе сильный металлический блеск. Цвет

черновато-свинцово-серый, в свежем изломе серовато-белый. Черта черная. Не прозрачен.

В полированных шлифах под микроскопом цвет галениново-белый. Отражательная способность высокая, измерение ее с помощью фотометрокуляра дает следующие цифры в воздухе: для зеленого света 41%, для оранжевого — 38,8%, для красного — 35%. Двуотражение в воздухе очень слабое, параллельно длинной оси светлее, перпендикулярно к ней темнее. Эффекты анизотропии отчетливые, но не очень сильные. Угаса-



Фиг. 5. Цилиндрит (поперечный разрез) с каемкой марказита *ms*. Снято в поляризованном свете. $\times 80$. Месторождение Трипакриа, Боливия.

ние, повидимому, прямое, однако в продольных разрезах никогда не наступает полное затемнение. В диагональном положении цвета меняются от черно-синего до грязно-желто-белого. Поперечные разрезы в скрещенных николях дают отчетливый и прямой крест подобно сферолитам (фиг. 5).

При травлении в полированных шлифах положительно действуют: HNO_3 — становится слегка коричневатым, побежалость начисто удаляется; царская водка — сразу становится коричневым, затем хорошо стирающаяся побежалость; KOH — слабо коричневат, затем стирающаяся пестрая побежалость. Отрицательны: KCN , HCl (пары дают слабый коричневатый налет).

Перед паяльной трубкой на угле минерал легко плавится в королек, при этом выделяется сернистая кислота и образуется налет окиси свинца и окиси олова. С содой получается королек свинца и красно-коричневый, содержащий сернистый натр шлак. В закрытой трубке минерал плавится с выделением серы, в открытой образуется сернистая кислота.

Химический состав. Согласно теоретической формуле $\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{Sb}_2\text{S}_{14}$ отдельные компоненты составляют: $\text{Pb} = 34.80\%$, $\text{Sn} = 26.63\%$, $\text{Sb} = 13.45\%$, $\text{S} = 25.12\%$.

Анализы образцов из месторождения Поопо (Боливия) по данным Альфельда (Ahlfeld, 1938) представлены в табл. 5.

Таблица 5

Химические анализы цилиндрита (в %)

№ п/п.	Pb	Ag	Fe	Sb	Sn	S	Сумма	Примечание
1	35.41	0.62	3.00	8.73	26.37	24.50	98.63	анал. Френцель
2	35.24	0.50	2.81	12.31	25.65	23.83	100.34	» Приор
3	34.58	0.28	2.77	12.98	25.10	23.88	99.59	» Приор

Данные анализов показывают очень большое сходство цилиндрита с франкеитом по составу.

Спектроскопически Мориц обнаружил также $\text{Cu} - 0.005-0.01\%$, $\text{Au} - 0.0005(\pm)?$, $\text{Ge} - 0.05-0.1\%$, $\text{Bi} - 0.05-0.1\%$; не обнаружены: Zn , Cd , Ga , Tl , As , Mn .

Генезис и парагенетические ассоциации

Образование цилиндрита связано с гидротермальными серебро-оловянными жилами боливийского типа, в которых он является, видимо, одним из наиболее поздних минералов. Нахождение цилиндрита отмечается в следующих пунктах в месторождениях Боливии: Поопо — рудник Тринакриа, в Хуануни — рудники Мария Франциска и Порвенир, в районе Потози — в жилах Нуэва Виргиния Кольквечака. Основными минералами, с которыми он ассоциирует, являются: франкеит, станнин, первичный и вторичный касситерит, пирит, сфалерит и джемсонит.

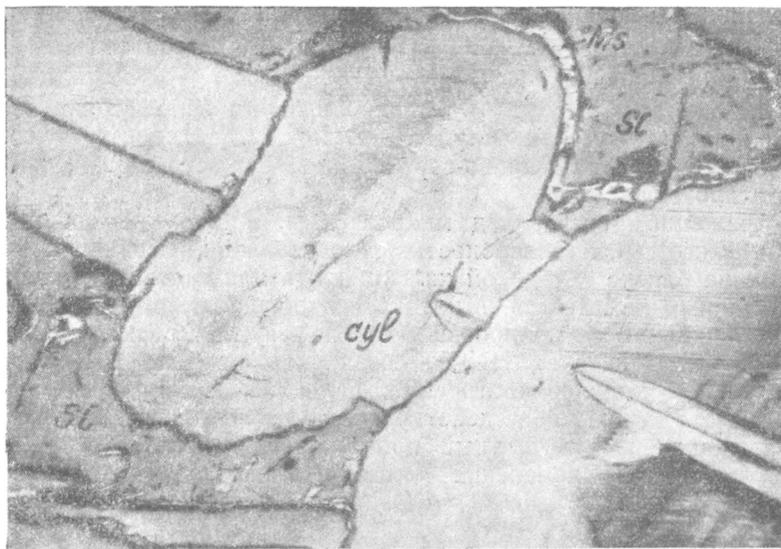
В процессе вторичных изменений (выветривания) на месте цилиндрита образуется касситерит, в подчиненном количестве марказит и в большом количестве церуссит. Изменение идет постепенно, следуя по концентрическим оболочкам.

Месторождение Поопо представляет ряд жил, залегающих среди палеозойских глинистых сланцев и песчаников и сложенных на всем протяжении в основном пиритом с меньшим или большим количеством сфалерита. В пологопадающих рудных «рукавах» с очень небольшим протяжением встречаются полосы до 70 см мощности, состоящие из цилиндрита, франкеита. Структура этих участков в целом такова, что лежащий и висячий бок сложены пиритом, а по направлению к середине последовательно сменяют друг друга полосы темной цинковой обманки, не содержащей станина в качестве продукта распада, но часто со сплошным станином, затем лучистого цинкеита и, наконец, цилиндрита и франкеита с джемсонитом.

Формы проявления цилиндрита различны: в одних участках он образует тонкие жилки в пирите, в других он слагает почти сплошные скопления беспорядочно ориентированных цилиндров (фиг. 6) или находится в тесной смеси с пиритом, кварцем, сфалеритом и джемсонитом. Франкеит при этом слагает сплошные участки или отдельные скорлупы в цилиндрите. В одном из образцов цилиндрит прорезает тонкозернистый агрегат сфалерита и кварца. Величина цилиндров 3×30 мм.

В руднике Мария Франциска Хуануни цилиндрит образует агрегат радиально-лучистых цилиндров размером $1-2 \times 12$ мм вместе с франкеитом среди сфалерита и сульфоантимонитов свинца.

Как редкость цилиндрит встречается в руднике Порвенир. В жилах Нуэва Виргиния, Кольквечака, залегающих в дацитовом туфе, аналогичных жилам Тринакрия, были также найдены прекрасные образцы цилиндрита. Парагенезис его здесь не изучен.



Фиг. 6. Цилиндрит *cyl* (продольный и косой разрезы) с каемкой марказита *ms* среди сфалерита *sf*. $\times 80$. Месторождение Тринакрия, Боливия.

Что касается находки цилиндрита на территории СССР, то имеющееся в литературе упоминание о наличии его в рудах Хапчерангинского месторождения, повидимому, было основано на не вполне точных данных и более поздними исследованиями не подтвердилось.

7. КОЛЮЗИТ. $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot (\text{As}, \text{Sn}, \text{V}, \text{Te}, \text{Fe}) \text{S}$

Минерал открыт в 1914 г. Рено Салес и назван им по наименованию рудника Вест Колюза в Бьютте, где он был, повидимому, впервые обнаружен.

Более детально изучен и описан был колюзит лишь в 1933 г. в работах Лэндона и Магильнора (Landon a. Magilnor, 1933), Захарьясена (Zachariassen, 1933) и позднее Нельсона (Nelson, 1939), а также Бермана и Гоньера (Berman a. Gonyer, 1939). Судя по тому, что до сего времени колюзит известен только в месторождении Бьютте, он является редким минералом, мало распространенным.

Физические и химические свойства

Колюзит — кубической сингонии, гексатетраэдрического вида симметрии. Известны формы: $d(011)$, $e(012)$, $o(111)$, $p(112)$. Обычно встречается в виде агрегата кубических кристаллов. Кристаллы тетра-

эдрического габитуса; особенность их в том, что они представляют комбинацию тетрагексаэдра $e(012)$ с тетраэдром; такая комбинация весьма необычна. Иногда встречаются двойники. Под микроскопом путем травления выявляется зональное строение зерен, которое объясняется, повидимому, колебаниями в составе раствора. Нельсон подчеркивает, что эти зоны не следует понимать как следствие постепенного изменения состава от центра к периферии, а лишь как пульсационные изменения состава при росте кристаллов.

Согласно рентгенометрическим исследованиям Бермана и Гоньера (1939), параметр решетки $a_0 = 10.60 \pm 0.01 \text{ \AA}$, по более ранним исследованиям Цахариасена (1933) $a_0 = 5.304 \text{ \AA}$.

Спайность отсутствует; излом неровный, до занозистого. Твердость 3—4, хрупок, по Талмеду твердость С или D. Уд. вес 4.4—4.6. Блеск металлический. Цвет бронзово-серый. Черта сажисто-черная, как у энаргита. Не прозрачен.

В отраженном свете, под микроскопом, цвет медно-латунно-кремовый. Отражательная способность относительно высокая, повидимому по величине близка к таковой халькопирита или галенита, однако более точных данных не имеется. Минерал изотропен.

При травлении в полированных шлифах (по Берману и Гоньеру) положительно действует HNO_3 — различно окрашивает в коричневый цвет, выявляет зональное строение; надо отметить, однако, что часто реактив на этот минерал не действует или действие его проявляется не сразу, а лишь через длительный промежуток времени. От KCN выявляются царапины, изменения окраски минерала не наблюдается. Не действуют: HCl , FeCl_3 , KOH и царская водка (в течение 1 мин.).

Структурные особенности агрегата или отдельных зерен выявляются травлением раствором 50% CrO_3 и конц. HCl (соотношение 1 : 1) в течение 20 сек. При этом появляется исключительно отчетливое зонально-полосчатое строение. Цвет отдельных зон-полосок различен в зависимости от продолжительности действия реактива: в первые 15 сек. наблюдается коричневое окрашивание различных оттенков, после 30 сек. появляются синие и желтые цвета.

Химический состав минерала, как показывают химические анализы по данным Лэндона и Нельсона (табл. 6), достаточно сложен, и поэтому не удивительно, что различными исследователями давалась различная трактовка данных анализов и соответственно по-разному представлялась формула минерала.

Согласно анализу 1 Цахариасен присвоил изучавшемуся им материалу формулу $(\text{Cu, Fe, Sn, Mo})_4 (\text{S, As, Te})_{3-4}$. Этот же материал при рентгенометрическом изучении показал, как указано было выше, длину ребра элементарной ячейки, равную 5.304 \AA . Эти данные позволили отнести минерал к группе сфалерита ZnS ($a_{el} = 5.39 \text{ \AA}$). Берман и Гоньер на основании анализов № 4, 5 и 6 дают формулу $\text{Cu}_{12} (\text{As, Sn, V, Te, Fe})_4 \text{S}_{16}$ и, учитывая данные рентгенометрических исследований (приведенные выше), относят минерал к группе тетраэдрита — Cu_3AsS_3 ($a_{td} = 10.35 \text{ \AA}$).

Сходство формул колюзита и тетраэдрита выражается в выдержанности соотношения $\text{Cu} : \text{As} + \text{Sn} + \text{V} + \text{Te} + \text{Fe} = 3 : 1$ (в тетраэдрите $\text{Cu} : \text{As}$ тоже 3 : 1). При этом избыток атомов серы в колюзите Гоньер не считает серьезным препятствием, поскольку изучение структуры тетраэдрита указывает на возможность наличия в решетке свободных мест для заполнения их излишними атомами серы.

Таблица 6

Химические анализы колюзита (в %)

№ п/п.	Cu	As	Sn	Sb	Zn	Fe	V	Te	Mo	S	Сумма	Примечание
1	35.82	2.50	6.64	0.58	0.90	18.37	—	2.97	8.80	24.20	100.78	
2	48.00	6.8	6.9	2.6	0.0	?	—	3.0	—	27.5	94.8	Bi — 0.0
3	46.9	8.4	5.8	0.64	0.9	3.6	—	0.4	—	29.2	95.84	
4	49.22	8.9	5.3	0.43	нет	1.36	—	—	—	26.50	91.71	SiO ₂ — 0.8 ⁰ / ₀ , неанализированной части — 7.49 ⁰ / ₀
5	48.67	8.80	5.00	0.51	нет	0.98	—	—	—	28.55	92.51	SiO ₂ — 0.40 ⁰ / ₀ , неанализированной части — 7.09 ⁰ / ₀ Ag — 1.32 (OZ) Au — 0.01 (OZ)
6	47.99	9.54	6.71	0.19	—	1.09	2.28	1.26	—	30.65	99.71	

1. Рудник Трэмвей; среднее из 2 анализов; Гросс.
2. » Леонард; по Лэндону и Магильнору.
3. Маунтэйн; Anaconda Cop. Min. Co.
4. Рудник Трэмвей, колюзитовый концентрат, содержащий: колюзита 86.1⁰/₀, энаргита 12.2⁰/₀, борнита 0.64⁰/₀, ковеллина 1.1⁰/₀; по Нельсону.
5. То же, что 4; колюзита 88.4⁰/₀, энаргита 9.9⁰/₀, борнита 0.3⁰/₀, кальцита 1.4⁰/₀; по Нельсону.
6. Рудник Трэмвей; состав минерала: колюзит — 94⁰/₀, халькопирит и пирит = 0.75⁰/₀ белый неопределенный минерал — 5.25⁰/₀; Гоньер

Несогласованность данных о строении кристаллической решетки колюзита может быть вызвана, с одной стороны, разнородностью исследованного материала, а с другой, как указывает Гоньер (1939), наличием тесного сходства между группой сфалерита и тетраэдрита, которое выражается в близости их кристаллографических, структурных и химических свойств; Гоньер отмечает, однако, что ни один из членов группы сфалерита не имеет столь большого ребра элементарной ячейки и не содержит сколько-нибудь заметного количества мышьяка.

Поскольку анализы 4, 5, 6 довольно сильно отличаются от анализа 1, Нельсон высказывает предположение, что материал, исследованный Цахариасеном, Лэндоном и Магильнором, представляет какой-то новый минерал, свойства которого лишь частично сходны с такими колюзита в понимании Салеса, и что колюзитом следует считать минерал с формулой Cu₃(As, Sn, V, Te, Fe)S₄.

А. Г. Бетехтин (1941), основываясь на общности химической формулы (пятивалентный As), высказал предположение, что колюзит стоит ближе к группе сульванита (Cu₃VS₄) и что не исключена возможность наличия изоморфизма между Cu₃VS₄ и Cu₃AsS₄, т. е. не исключена возможность существования промежуточных членов между сульванитом и кубической модификацией Cu₃AsS₄ (аналог энаргита), в частности в форме колюзита.

Искусственно колюзит был получен путем пиросинтеза из меди, олова, мышьяка и серы (Nelson, 1939). Очень небольшие количества полученного вещества обладали свойствами (цвет, твердость, изотропность), идентичными таковым природного колюзита. Структурное травление показало также зачатки зонального строения.

Генезис и парагенетические ассоциации

До сего времени колюзит был встречен лишь в рудниках месторождения Бьютте, Монтана. Описанные в литературе образцы и анализы относятся к материалу из рудников Леонард, Маунтэйн Бью, Трэмвей, Западная Колюза этого района.

Нельсон в своей работе указывает, что им обнаружен этот минерал, вместе с энаргитом, также в одном из музейных образцов из Красной горы, Колорадо. На территории СССР колюзит не был найден.

Что касается условий нахождения его в Бьютте, то здесь он приурочен преимущественно к системе широтных крутопадающих пирит-энаргитовых жил, залегающих в сильно измененных кварц-монцитонитах. По времени его связывают с наиболее ранним этапом минерализации в данном районе. Отмечается, что заметные количества колюзита обнаружены были лишь в центральной медной зоне, выделяемой в Бьютте наряду с промежуточной цинковой зоной и периферической марганцевой. В руднике Трэмвей колюзит констатирован был на глубине 840—900 м и нигде не был встречен выше 360 м, т. е. всегда наблюдался значительно ниже зоны вторичных руд.

Ассоциирует он обычно с энаргитом, находясь в тесном сростании с ним, но в то же время нередко пересекается прожилками его. В некоторых случаях колюзит сечется прожилками халькозина с борнитом и пиритом, а также прожилками теннантита-тетраэдрита. В результате наблюдавшихся взаимоотношений Нельсон намечает следующую последовательность отложения: кварц и пирит, колюзит, энаргит, тетраэдрит, халькозин, борнит. Условия нахождения и парагенезис позволяют считать колюзит минералом гипогенным, связанным с мезотермальными медными жилами, содержащими некоторое количество олова.

8. КАССИТЕРИТ. SnO_2

Физические и химические свойства

Физические свойства. Квадратная сингония. Вид симметрии L^4L^2Pc . Отношение осей $a : c = 1 : 0.67232$ (по Веске). По данным А. М. Болдыревой (1941), $a = 4.73_{\pm 0.03} \text{ \AA}$, $c = 3.17_{\pm 0.04} \text{ \AA}$.

Индексы по Миллеру	(111)	(110)	(100)	(101)	(230)	(321)	(313)	(120)	(001)	(430)	(552)	(551)
Буквы по Гольдшмиду	s	m	a	e	r	z	t	n	c	k	d	v
Символы по Науману	1	∞	$\infty 0$	10	$\infty \frac{3}{2}$	32	$1\frac{1}{3}$	$\infty 2$	0	$\frac{3}{4}\infty$	$\frac{5}{2}$	5

Кроме указанных форм, для касситерита известно еще около 50 форм более редких, часть которых вицинальны.

Обычно двойники по (101). Это двойники сростания и прорастания. Часто повторенные. Нередки полисинтетические двойники по той же плоскости двойникования.

Габитус кристаллов пирамидальный, призматический, короткостолбчатый, изометрический, игольчатый и значительно реже табличатый. Грани призмы часто имеют вертикальную штриховку. Встречается

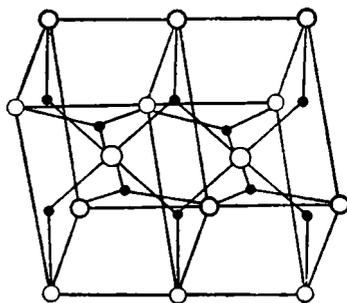
также в виде агрегатов зерен неправильной формы. Иногда бывает в виде натечных форм с радиально-концентрическим строением (так называемое «деревянистое олово»).

Рентгенометрическая структура касситерита очень мало отлична от структуры рутила (фиг. 7).

Спайность по (100) и по (110) несовершенная, по (111) неясная, обнаруживается только под микроскопом, так как при раскалывании минерала очень редко получают гладкие поверхности. Излом неровный.

Твердость 6—7. Уд. вес от 6.8 до 7.1. Блеск на поверхностях граней от матового до стеклянного и алмазного, на свежем изломе чаще всего жирный. Цвет от бесцветного, совершенно прозрачного до черного и непрозрачного даже в тонких краях минерала. Чаще всего цвет бурый до черного; реже желтый, серый и совсем редко красно-бурый, зеленоватый, белый. Бесцветный прозрачный касситерит является совершенно исключительной редкостью. Черта от едва окрашенной в серый или желтоватый цвет до темнокоричневой, иногда с черноватым оттенком.

Оптические свойства. Минерал одноосный, положительный. Показатели преломления:



Фиг. 7. Структура кристаллической решетки касситерита.

С в е т	По Грубенманну, для образцов из Шлагенвальда			По Ловье, для образцов из Диннвальда		
	N_o	N_e	$N_e - N_o$	N_o	N_e	$N_e - N_o$
Красный	1.9793	2.0799	0.1006	1.9765	2.0748	0.0983
Желтый	1.9966	2.0934	0.0968	1.9923	2.0911	0.0988
Зеленый	2.0115	2.1083	0.9968	—	—	—

По Готману, для некоторых месторождений СССР (в желтом свете):

	N_o	N_e	$N_e - N_o$
Ималкинское месторождение	2.0009	2.0998	0.0989
Иульгинское »	1.9991	2.0836	0.0845
Шумиловское »	2.0027	2.0974	0.0947
Чердожское месторождение:			
темная часть кристалла	2.0010	2.0992	0.0982
светлая » »	2.0048	2.1033	0.0985

Кроме того, Я. Д. Готманом (1939, 1941) измерены показатели преломления N_o для 19 образцов касситерита из различных по генезису месторождений СССР в сплавах пиперина с иодидами As и Sb с помощью интерферометра; полученные результаты колеблются в пределах от 1.998 до 2.005 и в одном случае $N = 2.017$.

Пирогностические свойства и некоторые химические реакции для диагностики касситерита. Перед

паяльной трубкой не плавится. На угле с содой, бурой (или KCN) дает металлический королек. Последний только в очень редких случаях получается в виде одной крупной капли застывшего металла, обычно же мы имеем шлак, в котором в лупу можно рассмотреть множество мельчайших королек олова. Перл буры, слегка окрашенный медью в голубой цвет, при добавлении ничтожных количеств касситерита, прокаливании в окислительном пламени и затем введении его в восстановительное пламя на самый короткий срок становится рубиново-красным и прозрачным. Порошок минерала после прокалывания, особенно в восстановительном пламени, дает щелочную реакцию.

Кислоты на касситерит не действуют. Температура плавления 1127° .

Наблюдения под микроскопом в проходящем свете. Исследование Я. Д. Готманом (1939) под микроскопом многих образцов касситерита из различных месторождений СССР обнаружило частые оптические аномалии минерала. В касситеритах зонального строения в отдельных зонах аномальная двуосность, смиренная на федоровском столике в желтом свете, достигала величины угла $2V = 7-8-15^{\circ}$ и в отдельных случаях $25-38^{\circ}$.

Цвет минерала под микроскопом колеблется от бесцветного до бурого и кроваво-красного. Большей частью окраска зональная или пятнистая. Касситериты с темной окраской под микроскопом очень часто сильно плеохроируют: по ω — от бесцветного до серовато-зеленоватых тонов, по ϵ — от бурых до густокроваво-красных тонов.

Некоторые авторы связывают окраску касситерита с красящими свойствами содержащихся в нем примесей. По Я. Д. Готману (1941), касситерит обязан своей окраской изменениям, происходящим в решетке касситерита вследствие внедрения в нее различных примесей.

Известны опыты, вызвавшие изменение окраски касситерита при нагревании. Так, Траубе, нагревая до каления черный кристалл касситерита из Граупена, добился постепенного изменения окраски кристалла, которая вначале становилась коричнево-красной, затем желто-красной и, наконец, светложелтой и такой осталась. В другом, зонального строения кристалла, касситерите из Эренфридерсдорфа, по Вейншенку, интенсивно окрашенная и плеохроировавшая зона при нагревании обесцветилась, тогда как другая зона, слабо окрашенная, осталась без изменения. При дальнейшем нагревании до красного каления эта слабо окрашенная зона приобрела более интенсивную окраску и стала сильнее плеохроировать.

Наблюдения под микроскопом в отраженном свете. Полируется чрезвычайно трудно. За исключением кварца, касситерит тверже всех обычно сопровождающих его минералов, почему для него характерен высокий рельеф. Величина отражательной способности минерала сравнительно очень мала, и окраска его в отраженном свете серая, несколько светлее окраски жильных минералов. Явления анизотропии при скрещенных николях выражены очень хорошо, но интерференционные окраски маскируются внутренними рефлексами минерала. Последние наблюдаются даже у наиболее темноокрашенных касситеритов и имеют белый, желтый и желто-коричневый цвет.

Обычные реактивы не действуют. Хорошим средством для структурного травления, которое одновременно позволяет отличить касситерит от рутила, вольфрамитов, танталита, колумбита, урановой смоляной руды и др., является водород в момент выделения. Для такого травления полированный шлиф помещают в чашку с разбавленной HCl

Химические анализы касситеритов из месторождений СССР

№ п/п	Месторождение	SnO ₂	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	ΣТВ	MnO	FeO	CaO	MgO	WO ₃	ZnO	P ₂ O ₅	As ₂ O ₃	S	Na ₂ O + K ₂ O	+ H ₂ O	- H ₂ O	прочие	Сумма	d	Автор	Формация	
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21						22
1	Тамынген, Туркестанский хребет	95.68	0.84	0.06	не опр.	0.50	не опр.	не опр.	следы	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	3.60	99.74	7.05	Ю. А. Арапов	Пегматитовая	
	То же	96.93	0.24	0.11	0.03	0.70	следы	не опр.	0.03	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.04	3.06	99.89	не опр.	"	
	Ак-су, Туркестанский хребет	95.61	0.65	0.07	0.01	0.49	следы	не опр.	0.02	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.01	3.25	100.11	6.81	"	
5	Рама, Туркестанский хребет	96.06	0.66	0.87	не опр.	0.35	не опр.	не опр.	0.05	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	1.19	100.15	не опр.	"	
6	Кара-су, Туркестанский хребет	93.71	0.26	0.17	0.06	0.63	0.19	"	0.04	"	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10	2.47	100.00	6.96	Я. Д. Готман
7	Алтын-тау, Каракалпакская АССР	92.36	1.24	0.15	не опр.	1.32	не опр.	"	0.62	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	3.03	100.07	6.93	А. М. Болдырева	
8	Ново-Дурулгуевское, Забайкалье	92.36	0.72	0.24	0.08	1.09	0.30	"	0.07	"	0.00	0.00	0.08	"	"	"	"	0.00	0.09	0.09	0.06	5.87	100.90	6.93	Я. Д. Готман	
9	Завитая, падь Слюдянка, Забайкалье	95.33	0.17	0.07	0.00	0.42	0.14	"	0.30	"	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	3.46	99.97	6.94	"	
10	Завитая, жила Главная	96.44	0.14	0.05	0.01	0.38	0.10	"	0.21	"	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	3.14	100.55	6.96	"	
11	Чегем, Кавказ	93.11	1.16	0.10	0.00	1.11	0.53	"	0.22	"	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.005	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.86	0.86	2.78	100.18	6.94	"
12	Билляги-Дон, Кавказ	95.88	0.51	0.08	0.00	0.71	0.38	"	0.45	"	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	"	"	"	"	0.51	0.51	2.26	100.62	6.95	"
13	Ак-Кезень, Казахстан	93.66	1.51	0.17	не опр.	0.45	2.69	"	0.25	"	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	1.65	100.38	не опр.	А. М. Болдырева	
14	Урунхай, Казахстан	97.55	0.70	1.28	0.00	0.35	0.00	"	0.02	"	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.08	1.44	100.49	6.90	Я. Д. Готман	
15	То же	97.64	0.10	следы	следы	0.35	0.00	"	0.05	"	0.00	0.00	0.00	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.15	0.15	0.15	1.87	100.16	6.95	"	
16	Верхнее Баймуурзинское, Казахстан	96.97	0.06	0.23	0.15	0.55	0.00	"	0.03	"	0.00	0.06	0.00	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.07	0.07	0.07	1.96	100.02	6.93	"	
17	Восточно-Калбинское, Казахстан	97.80	0.98	1.20	не опр.	0.38	не опр.	"	0.00	"	не опр.	не опр.	не опр.	"	"	"	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.80	100.06	не опр.	А. М. Болдырева	
18	Кара-Гоин, Казахстан	97.85	0.57	0.48	"	0.49	0.08	"	0.01	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0.64	100.12	"	"	
19	Кырк-Чурук, Казахстан	98.51	0.54	0.47	"	0.40	0.18	"	0.05	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0.04	100.22	"	"	
20	Пролетарское, Казахстан	95.50	1.06	0.51	"	0.75	2.03	"	следы	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0.08	98.93	"	"	
21	Урунхай, Казахстан	98.12	0.75	0.33	"	0.17	0.26	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0.48	100.17	"	"	
22	Ленинское, Казахстан	98.63	0.68	не опр.	"	0.17	не опр.	"	не опр.	"	"	"	0.24	"	"	"	"	"	"	"	"	0.19	99.91	6.97	"	
23	То же	98.63	0.25	0.68	0.02	0.17	1.00	"	0.01	"	0.03	0.00	0.30	0.00	0.00	0.004	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.17	100.32	6.97	Я. Д. Готман	
24	Чердоаяк, Казахстан (из кварцево-альбитовых жил)	99.27	0.10	0.30	не опр.	0.10	0.00	"	0.00	"	0.12	0.00	0.00	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.05	0.05	0.05	0.004	99.96	не опр.	М. Ф. Стрелкин	
25	Чердоаяк, Казахстан	96.97	0.74	0.32	"	0.12	0.06	0.00	0.00	"	0.18	0.00	0.00	"	"	"	"	"	0.42	не опр.	не опр.	1.28	99.88	"	А. М. Болдырева	
26	Чердоаяк (из кварцевых жил)	97.32	0.86	0.88	?	0.20	0.08	не опр.	следы	"	0.16	0.00	0.044	"	"	"	"	"	0.27	0.27	0.27	—	99.81	"	М. Ф. Стрелкин	
27	Кандинское, Казахстан	96.89	0.82	0.42	не опр.	0.38	0.69	"	0.00	"	не опр.	не опр.	не опр.	"	"	"	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.46	99.66	"	А. М. Болдырева	
28	Чалбы, Якутская АССР	98.92	0.26	0.45	"	0.12	0.09	0.00	следы	"	0.02	0.00	0.00	"	"	"	"	"	"	"	"	0.01	99.86	7.04	"	
29	Бочий, Якутская АССР	95.70	1.05	0.08	"	1.81	0.57	0.00	"	"	0.09	0.20	не опр.	"	"	"	"	"	"	"	"	0.20	99.70	6.81	"	
30	То же	98.28	0.40	0.37	0.05	0.13	0.00	не опр.	"	"	0.04	не опр.	0.12	"	"	0.00	"	"	0.12	0.12	0.12	0.00	99.97	6.84	Я. Д. Готман	
31	Киргиллях, Якутская АССР, крупные кристаллы	99.28	0.15	0.09	не опр.	0.26	0.12	"	0.06	"	0.05	0.20	"	"	"	0.00	"	"	0.04	0.04	0.04	0.00	100.18	6.88	"	
32	Киргиллях, мелкие кристаллы	91.04	2.86	1.78	"	1.14	2.49	"	следы	"	0.09	0.36	0.29	"	"	0.008	"	"	0.12	0.12	0.12	0.00	99.18	не опр.	"	
33	Киргиллях	90.70	2.99	0.50	"	1.71	2.10	0.00	0.27	"	0.32	0.37	0.00	"	"	не опр.	"	"	0.60	не опр.	не опр.	0.15	99.71	6.45	А. М. Болдырева	
34	Шерловая гора, Забайкалье	95.24	0.97	не опр.	"	1.56	не опр.	не опр.	не опр.	"	не опр.	не опр.	0.25	"	"	"	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.11	98.13	не опр.	"	
35	То же	92.58	0.95	"	"	3.10	"	"	"	"	1.92	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	0.09	98.64	"	"	
36	Зеренское, Забайкалье, темный касситерит	99.32	0.16	0.20	0.00	0.13	0.07	"	0.00	"	0.03	0.03	0.06	"	"	0.00	"	"	0.11	0.11	0.11	0.00	100.11	6.96	Я. Д. Готман	
37	Зеренское, Забайкалье, светлый касситерит	99.03	0.45	0.28	0.00	0.06	следы	"	0.00	"	0.07	0.05	0.00	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.09	0.09	0.09	0.00	100.03	6.91	"	
38	Онон, Забайкалье	98.85	0.08	0.33	0.02	0.20	0.00	"	0.00	"	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10	0.10	0.71	100.35	6.99	"	
39	Зун-Ундур, Забайкалье	96.35	0.56	0.85	0.04	0.72	0.00	"	0.03	"	0.22	0.00	0.18	не опр.	не опр.	0.00	не опр.	не опр.	0.14	0.14	0.14	0.65	99.74	не опр.	"	
40	Сынчункур	97.76	0.26	0.83	не опр.	0.58	0.05	"	следы	"	не опр.	не опр.	не опр.	"	"	не опр.	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.28	99.76	"	А. М. Болдырева	
41	Ново-Дурулгуевское (Ималкинское), Забайкалье	99.23	0.19	0.36	0.03	0.07	0.00	"	0.00	"	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.11	100.08	6.97	Я. Д. Готман	
42	Ималка, Забайкалье	97.64	0.52	0.91	0.05	0.22	0.00	"	следы	"	0.20	0.00	0.00	не опр.	не опр.	0.00	не опр.	не опр.	0.09	0.09	0.09	0.22	99.85	6.88	"	
43	Соходо, Забайкалье	98.86	0.22	0.38	не опр.	0.20	0.07	0.00	"	"	0.10	0.00	0.00	"	"	"	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.01	99.84	6.81	А. М. Болдырева	
44	Такфон, Таджикская ССР	98.70	0.37	0.76	0.01	0.16	следы	не опр.	0.02	"	не опр.	не опр.	не опр.	"	"	"	"	"	0.00	"	"	0.00	100.02	6.32	Ю. А. Арапов	
45	То же	99.08	0.17	0.21	0.00	0.11	0.07	"	следы	"	0.07	0.03	0.03	"	"	0.004	"	"	0.09	0.09	0.09	0.04	100.07 ¹	6.92	Я. Д. Готман	
46	Имтанджа, Якутская АССР	95.93	1.86	0.10	не опр.	1.32	не опр.	"	0.00	"	не опр.	не опр.	не опр.	"	"	не опр.	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.65	99.86	6.87	А. М. Болдырева	
47	Имтанджа, крупные кристаллы	99.15	0.16	0.25	"	0.23	0.13	"	0.00	"	0.04	"	0.08	"	"	0.00	"	"	0.04	0.04	0.04	0.00	100.08	6.86	Я. Д. Готман	
48	То же, мелкие кристаллы	95.83	3.13	0.34	"	0.39	0.21	"	0.00	"	0.06	"	0.18	"	"	0.16	"	"	не опр.	не опр.	не опр.	0.00	100.30	не опр.	"	
49	Тарбальджей, Забайкалье	96.37	1.09	0.63	0.00	0.44	0.08	"	0.07	"	0.00	0.00	0.21	"	"	не опр.	"	"	0.00	0.18	0.18					

и кусками цинка и гранулированного олова. Касситерит покрывается осадком олова, который затем удаляют растворением в HNO_3 , после чего обнаруживается структура минерала. Реакция протекает в течение нескольких минут. При большом содержании Fe реакция замедляется.

В результате травления хорошо выявляется зональное строение касситерита, а также катакластические структуры, обычные для этого минерала как следствия различных деформаций, которым он подвергался. Очень редко деформации приводят к двойникованию касситерита.

Обнаружение и диагностика касситерита в шлихах. Наилучшей реакцией для обнаружения и диагностики касситерита в шлихах является реакция получения налета металлического Sn на зернах касситерита (получение так называемого «оловянного зеркала»). Эта реакция протекает при воздействии на касситерит водорода в момент выделения. Для получения оловянного зеркала лучше, чтобы зерна касситерита были приведены в соприкосновение с частицами цинка, обрабатываемого разбавленной HCl . В избытке HCl налет металлического олова растворяется. При пользовании цинковой пылью, в случае ее избытка, ее необходимо после производства реакции смыть, что грозит потерей мелких зерен касситерита. Практика показывает, что цинковая пыль для этой реакции неудобна еще и по другой причине: нет уверенности в том, что зерна касситерита соприкасаются с частицами цинка. Эту реакцию рекомендуется проводить следующим образом. Смесь зерен различных минералов, среди которых подозревают наличие касситерита, располагают одним слоем на предварительно нагретую (до $60\text{--}70^\circ$) цинковую пластинку (нагревание ее способствует образованию оловянного зеркала, не всегда получающегося на природных гранях некоторых касситеритов). Затем цинковая пластинка с нанесенными на нее зернами минералов обливается крепкой соляной кислотой. При работе с цинковой пластинкой можно не опасаться крепкой кислоты, которая благоприятствует реакции, так как всегда будет избыток цинка, и металлический налет в кислоте не растворится.

Зерна, покрывшиеся металлическим налетом, необходимо отобрать для проверки получившегося налета на олово. Дело в том, что окисные, фосфорные, карбонатные и другие соединения свинца и висмута, как, например, церуссит, пироморфит, ванадинит, вульфенит, бисмит, базовисмутин и другие минералы, при обработке их водородом в момент выделения также покрываются налетом металла. Проверка металлического налета на олово производится следующим образом: зерна, покрытые металлическим налетом, обрабатываются несколькими каплями (на часовом стекле) HCl крепкой или разбавленной. Этот раствор упаривается (если применялась крепкая HCl , то упаривание ведется досуха) и к нему добавляют несколько капель сильно разбавленной HCl . Каплю этого раствора наносят на фильтровальную бумагу. Туда же добавляют каплю раствора какотелина. Если в испытываемом растворе было олово, то фильтровальная бумага на месте нанесения капли раствора и какотелина окрасится в красно-фиолетовый цвет.

Химический состав. Теоретический химический состав касситерита следующий: Sn — 78.82%, O — 21.18%. Многочисленные новейшие анализы касситерита, главным образом из месторождений СССР, обнаружили обычные в нем многочисленные примеси: Fe_2O_3 до 1%; SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , CaO , WO_3 до десятых долей процента каждого окисла; TiO_2 до 0.5—1%; ZrO_2 от сотых долей процента до 0.1—0.2%. Встречающиеся в анализах (табл. 7) большие содержания

Результаты химико-спектроскопического анализа

№ п/п	Название месторождения	Zr	Hf	Ga	Mn	Fe	Sn	Ag	Cu
1	Ак-су ¹ , Туркестанский хребет	5	—	3	5	4	—	—	—
2	Тамынген ¹ , Туркестанский хребет	5	—	3	5	4	—	—	3
3	То же, дигипирамидальный	—	—	—	3	4	—	—	—
4	То же, мелкозернистый	4	—	3	4	4	—	—	—
5	Кара-су, Туркестанский хребет	6	—	2	6	4	—	—	—
6	То же	3	—	—	4	3	X	—	—
7	Рама ¹ , Туркестанский хребет	6	—	4	5	4	—	—	3
8	Алтын-тау ² , Каракалпакская АССР	4	—	1	4	4	—	—	—
9	Бозмон, Таджикская ССР	—	—	—	3	—	—	—	—
10	Чегем, Кавказ	5	—	2	5	3	X	—	—
11	Билляги-Дон, Кавказ	5	3	2	4	3	X	—	—
12	Урунхай, Казахстан, I образец	—	—	—	4	3	X	—	—
13	То же, II образец	5	4	2	4	3	X	—	—
14	Верхнее Бай-Мурзинское	5	4	1	4	3	X	—	—
15	Завитая, падь Слюдянка, Забайкалье	4	3	3	6	4	X	—	—
16	Завитая, жила Главная	4	3	—	5	3	X	—	—
17	Ново-Дурулгуевское, Забайкалье	5	—	3	4	5	X	—	—
18	Восточно-Калбинское ¹ , Казахстан	3	—	1	2	3	—	—	—
19	Кара-Гоинн, Казахстан	3	—	1	4	5	—	—	—
20	Ленинское, Казахстан	4	—	3	2	3	—	—	—
21	Чердоjak, Казахстан (из графитизированной зоны)	4	—	3	—	3	—	—	—
22	Чердоjak (из кварцевых жил с шеелитом) ⁴	—	—	—	—	3	—	—	—
23	Чердоjak (из кварцевых жил)	—	—	—	3	4	X	1	1
24	Чердоjak (из кварцево-альбитовых жил)	—	—	—	3	3	X	—	1
25	Чалбы ² , Якутская АССР	3	—	1	2	3	—	—	—
26	Бочий, Якутская АССР	2	—	1	3	4	—	—	—
27	То же	3	—	—	—	3	X	—	—
28	Киргиллях ² , Якутская АССР	2	—	1	2	4	—	—	—
29	То же	—	—	—	—	3	X	—	—
30	Буяндинское ⁵ , Колыма	2	—	—	—	3	—	—	—
31	Никольба ⁵ , Колыма	2	—	—	—	3	—	—	—
32	Бутугычаг, Колыма	—	—	3	—	4	—	—	—
33	Иульгинское, Чукотка	—	—	—	—	2	—	—	—
34	То же (темная разность)	4	—	—	—	2	X	—	—
35	То же (светлая разность)	4	—	—	—	3	X	—	—
36	Второй гранитный распадок, Чукотка	2	—	—	—	5	—	—	—
37	Испатинское, Дальний Восток (темная разность)	4	—	—	3	3	X	—	1
38	То же (светлая разность)	1	—	—	—	1	X	—	—
39	Шерловая гора, Забайкалье	—	—	—	3	3	—	—	—
40	То же	—	—	—	3	3	—	—	2
41	Онон, Забайкалье	—	—	—	—	3	—	—	—
42	Ималка, Забайкалье (из россыпи)	4	—	—	2	2	X	—	—
43	То же (из штуфа)	5	—	—	2	1	X	—	—
44	Шумиловское, Забайкалье (из грейзена)	1	—	—	3	2	X	—	—
45	То же (из кварцевой жилы)	3	—	—	3	3	X	—	—
46	Зеренское, Забайкалье (темная разность)	3	—	1	—	1	X	—	—
47	То же (светлая разность)	—	—	—	—	2	X	—	—
48	Зун-Ундур, Забайкалье	5	—	1	3	3	X	—	—
49	Тарбальджей, Забайкалье	4	—	3	1	4	X	—	—
50	Сохондо ² , Забайкалье	2	—	1	2	3	—	—	—
51	То же	3	—	—	2	4	—	—	—
52	Халчеранга, Забайкалье (темный)	—	—	—	2	3	X	—	—
53	То же (светлый)	—	—	—	—	3	X	—	2

№ п/п	Название месторождения	Zr	Hf	Ga	Mn	Fe	Sn	Ag	Cu
54	Такфон, Таджикская ССР	4	—	—	3	2	X	—	—
55	То же ²	3	—	—	3	5	—	—	3
56	Алыс-Хая, Якутская АССР	—	—	—	—	4	—	—	—
57	Бургавли, Якутская АССР	—	—	—	—	3	—	—	—
58	Эге-Хая, Якутская АССР	—	—	—	—	3	—	—	—
59	Имганджа ² , Якутская АССР	2	—	1	4	5	—	—	—
60	То же	—	—	—	3	3	X	—	—
61	Бирюса, Западная Сибирь	—	—	—	—	3	X	—	—
62	Бирское, Дальний Восток	—	—	2	4	4	X	—	—
63	Н. Еруда (бесцветный)	—	—	—	—	1	X	—	—
64	То же (слабо желтоватый)	—	—	—	—	3	X	—	1

1 В образце есть Ni, интенсивность линии 2.

2 " " " " " " 3.

3 " " " " " " 4 и Co — 3.

4 " " " Te " " 2.

5 " " " " " " 3.

некоторых из указанных окислов, в особенности SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и TiO_2 , следует отнести на счет недостаточной чистоты материала. Кроме этих примесей, спектроскопические исследования касситерита обнаружили в нем (табл. 8) следующие элементы: B, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ga, Ge, As, Sb, Sr, Y, Mo, Bi, Pt; Cd; In, Hf.

Примеси, содержащиеся в касситерите и не являющиеся механическим его загрязнением, могут маскироваться в решетке касситерита ионами Sn, так как величины радиусов ионов этих примесей очень близки к величине радиуса иона $\text{Sn} = 0.74 \text{ \AA}$. Из этих примесей наименьшим радиусом иона (0.65 \AA) обладает Ti^{+4} и наибольшим Fe^{+2} (0.83 \AA). С точки зрения величин радиусов ионов внедрение в решетку касситерита четырехвалентных Ti и W не вызывает никаких сомнений. При внедрении же пятивалентных Nb и Ta должно произойти нарушение баланса валентностей, которое может быть восстановлено внедрением двух- и трехвалентных элементов Fe и Mn. Вопрос о балансе валентностей в данном случае остается пока неразрешенным. Это обусловлено тем, что определение закиси железа в касситерите невозможно, а определение ряда других элементов, также присутствующих в некоторых разновидностях касситерита, является очень сложной и, в общем, еще далекой от совершенства операцией.

Характер примесей в касситерите находится в известной зависимости от состава сопутствующих минералов. Так, присутствие W в составе касситерита отмечается для месторождений, содержа-

Zn	Bi	Cd	As	Sb	Pb	Mo	V	W	In	Y	B	Ge	Na	Sr	Ca	Mg	Pt	Cr	Al	Ti	Si	Автор	Формация
							6	3							3	1			1	6	4	Я. Д. Готман	Касситеритово-сульфидная
			6				5	3						3	3	4		2	4	5		Ю. А. Арапов	"
							5	6	3		6	3			5	4		2	5	4		А. М. Болдырева	"
			1				3	4							4	3			3	5		"	"
			1				3	5	3		4				4	5			3	4		"	"
			4				3	4	2		2				3				4	3		"	"
							5	3	3						1	2		2	2	6	2	Я. Д. Готман	"
2	1				1	4			6										3	3	3	"	Деревянистое олово
1	1			3		3		5	6			1				1			1		4	"	"
																			1	1	1	"	Россыпь
																			1	3	3	"	"

Условные обозначения

6 — сильные линии (++++ по Болдыревой).

5 — выше средних линий (+++ по Болдыревой).

4 — средние линии (++ по Болдыревой).

3 — слабые линии (+ по Болдыревой).

2 — очень слабые линии (сл. по Болдыревой).

1 — следы линий (? по Болдыревой).

Незаполненная графа — образец на данный элемент не исследовался

X — превалярующий элемент.

щих вольфрамит и шеелит. Элементы, образующие в определенных фазы рудоотложения самостоятельные минералы, при образовании касситерита внедряются в качестве незначительных примесей в его решетку.

Искусственное получение касситерита. Искусственный касситерит получался в печах различных металлургических предприятий. Так, В. П. Петровым (1933) описаны кристаллы, получившиеся в анодной печи завода «Красный Выборжец». Касситерит выделялся в углах печи выше уровня металла на несколько сантиметров. Большею частью в шлаках и на стенах печей и тиглей касситерит образуется в виде игольчатых кристаллов.

Добрэ получил кристаллы SnO₂ пропусканием паров H₂O и SnCl₄ через раскаленную докрасна фарфоровую трубку, а также воздействием паров SnCl₄ на известь. Сен Клар Девилль получил кристаллы SnO₂ воздействием паров соляной кислоты на аморфную окись олова. Им же выделены кристаллы SnO₂ разложением SnCl₄ водю.

Вундер получил призматические кристаллы и среди них двойники по (101) растворением SnO₂ в перле буры. Кристаллы получались тем большей величины, чем выше была температура перла при выделении кристаллов.

Траубе удалось получить персиково-красно-красные кристаллики касситерита, содержащего хром. Хиден описал из старых шлаков завода в Корнуолле массы, похожие на деревянистое олово (состав их следующий: Sn — 74.97%, As — следы, Fe — 0.09%, Co — 0.06%, O — 22.55%, Cu — 0.24%).

Совсем недавно Герценберг (в Боливии) (Herzenberg, 1936) получил искусственно кристаллы SnO_2 . Он брал почти концентрированный раствор SnCl_2 и добавлял HCl для предотвращения коагуляции. После окисления SnCl_2 несколькими каплями H_2O_2 он осаждал желтое серное олово добавлением к раствору кристаллического Na_2S . К серному олову прибавлялось $25 \text{ см}^3 \text{ H}_2\text{O}_2$. Желтая окраска исчезла через 24 часа, а сульфид олова преобразовался в гель коллоидальной оловянной кислоты. Через несколько дней оказалось, что гель содержал многочисленные микроскопические тетрагональные кристаллы SnO_2 ; их можно было отделить от геля растворением последнего в HCl . Тем же автором были произведены аналогичные эксперименты, но без предварительного окисления SnCl_2 . В этом случае после добавления Na_2S выпадало темное бурое сернистое олово, которое после обработки H_2O_2 превращалось в гель оловянной кислоты. Через несколько дней в осадке были обнаружены микроскопические кристаллы SnO_2 ромбической сингонии. При добавлении по каплям H_2O_2 к осадку сульфида олова до тех пор, пока весь сульфид не преобразуется в сульфат или пока раствор не станет совершенно прозрачным, гель коллоидальной оловянной кислоты быстро коагулирует.

Генезис и парагенетические соотношения

Выделения касситерита во всех месторождениях мира связаны с породами кислой магмы. В литературе имеются указания на нахождение касситерита в качестве акцессорного минерала в некоторых гранитах. Так, для гранитов Малаккского полуострова, не затронутых процессами грейзенизации, получено содержание SnO_2 в 0,00034, 0,000065 и 0,000087%. Однако бесспорных доказательств выделения касситерита непосредственно из магмы не имеется.

Различают три основные формации коренных оловорудных месторождений:

- 1) формацию оловоносных пегматитов,
- 2) касситеритово-кварцевую и
- 3) касситеритово-сульфидную.

1) Формация оловоносных пегматитов. Касситерит в оловоносных пегматитах выделяется в стадии грейзенизации и альбитизации первоначального пегматитового тела. Распределение касситерита в рудном теле неравномерно-гнездообразное. Вместе с ним здесь встречаются: микроклин, альбит, кварц, танталониобаты, сподумен, лепидолит, топаз, берилл, турмалин, флюорит. Сульфиды, если и бывают, то в совершенно незначительных количествах. Типичными представителями этого типа месторождений за рубежом являются пегматиты Южной Дакоты в США, Манитобы в Канаде и многие другие.

В СССР оловоносные пегматиты известны на Кавказе (Чегем, Билляги-Дон в Северной Осетии), в Туркестанском хребте (Кара-су, Тамынген и др.), в Калба-Нарымском крае (Бай-Мурзинское месторождение), в Забайкалье (Завитая).

2) Месторождения касситеритово-кварцевой формации. В этих месторождениях касситерит парагенетически связан со светлыми слюдами, кварцем, полевыми шпатами, вольфрамитом, шеелитом, флюоритом, бериллом, турмалином, иногда с топазом. Сульфиды присутствуют почти во всех месторождениях этого типа, но

в незначительных количествах. Касситерит в этих месторождениях очень часто бывает представлен двумя, а иногда и большим количеством генераций. Боковые породы часто изменены процессами грейзенизации; в них также встречается изредка касситерит. Иногда рудное тело представляет густую сеть тонких рудных прожилков, образующих штокверк. Типичными представителями таких месторождений за рубежом являются месторождения Рудных гор, Корнуольские месторождения, месторождения центральных районов Боливийского оловянного пояса и др. В СССР месторождения этого типа известны в Забайкалье (Онон, Зун-Ундур, Шерлова гора и др.), в Казахстане (Чердожк, Ленинское, Урунхай и др.), в Якутской АССР (Чалбы, Бочий, Киргиллях и др.).

3) Месторождения касситеритово-сульфидной формации. Касситерит в рудных телах этой формации сопровождается кварцем, светлой слюдой, различными сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, станнином, сульфостаннатами, соединениями Ag. Такие минералы, как топаз, турмалин, берилл, флюорит, встречаются здесь реже. Касситерит часто бывает представлен несколькими генерациями. Рудные тела обычно расположены или у самых контактов с гранитной интрузией или на некотором расстоянии от нее. Боковые породы изменены и часто содержат касситерит.

К этому же типу месторождений нужно отнести и оловорудные месторождения, залегающие в скарнах, так как и здесь касситерит обычно сопровождается весьма значительным сульфидным орудением.

Среди касситеритово-сульфидных месторождений можно различать более высокотемпературные, где касситерит сопровождается преимущественно арсенопиритом, пирротинном и пиритом, от более низкотемпературных, в которых касситерит ассоциируется главным образом с сульфидами Pb и Zn, с сульфостаннатами и соединениями Ag.

Наиболее типичными представителями этих месторождений за рубежом являются касситеритово-сульфидные жилы Боливии. К ним же относятся некоторые жилы Корнуолла (наиболее удаленные от контактов с интрузией); этого типа месторождения известны в Японии, в Китае и в других странах. В СССР типичными представителями этого типа месторождений являются Хапчерангинское (Забайкалье), Большое Синанчинское (Дальний Восток), Имтанджинское и др. (Якутская АССР), Такфонское (Таджикская ССР).

Россыпные месторождения. На протяжении почти 10 лет, начиная с 1926 г., различными авторами дискутировался вопрос о возможности химического выветривания касситерита и переноса его в растворе поверхностными водами. В результате этой дискуссии подавляющее большинство исследователей, занимавшихся этим вопросом, пришло к стрижанию супергенного происхождения касситерита, хотя образование последнего в результате разрушения станнина и сульфостаннатов принципиально допускается. Даже если такой процесс где-либо и происходит (доказательств этому не существует), то всеми признается, что практического значения он иметь не может. Вторичные концентрации касситерита известны только как результат физического выветривания касситеритсодержащих пород одновременно с процессами химического и физического разрушения сопровождающих касситерит минералов и последующего накопления касситерита, вследствие его большого удельного веса, вместе с другими тяжелыми минералами (окисленные зоны месторождений и элювий). Известны также делювиальные и аллю-

виальные касситеритоносные россыпи. Классической страной развития россыпных месторождений олова является Малаккский полуостров и острова Банка и Биллитон. В СССР россыпные месторождения имеются в Калба-Нарымском районе, в Забайкалье, на Чукотском полуострове и в оловорудных районах Колымы.

Типоморфные особенности кристаллов касситерита

На материале Корнуолльских месторождений Филлипс впервые выделил 12 типов кристаллов касситерита, которые отличались друг от друга какой-либо новой гранью, хотя габитусы разных его типов были сходны.

Сходный принцип положен был в основу классификаций Бекке, Лакруа, Кольмана и Терча, изучавших касситериты ограниченного круга месторождений. Несмотря на это, Терч, например, выделил 7 типов касситерита и 20 подтипов. Все эти классификации ни в какой мере не связывали типы минерала с его происхождением.

Первая попытка связать габитус кристалла с его генезисом принадлежит Маухеру, который выделил 3 типа касситерита: 1) пневмолитический — короткостолбчатые кристаллы, 2) из контактовых месторождений — игольчатые кристаллы и 3) коллоидальный — некристаллический. Более полной явилась классификация Альфельда (Ahlfeld, 1931), который на основании изучения многих боливийских оловорудных месторождений выделил следующие 6 типов касситерита: 1) пегматитовый — габитусные формы $\{111\}$, часто (101) , обычные отдельные кристаллы, но бывают и двойники по (101) ; 2) пневмолитический — габитусные формы (110) , (100) , часто (111) , отмечается богатство форм, кристаллы почти всегда сдвойникованы и укорочены; 3) гидротермальный, преимущественно плутонический — габитусные формы (110) , (111) , одиночные кристаллы от укороченных до удлиненных по оси c ; 4) гидротермальный вулканический — габитусные грани (110) , (111) , одиночные кристаллы, длинностолбчатые по оси c ; 5) гидротермальный вулканический — скрытокристаллический до тонкокристаллического раскристаллизовавшийся гель; 6) касситерит, образовавшийся вследствие выветривания сульфостаннатов и сульфидов олова, тонкокристаллический, всегда сильно загрязнен, кристаллографически не поддается определению.

Как уже указывалось выше, большинством исследователей супергенное образование касситерита отрицается, с чем в дальнейшем согласился и Альфельд. Таким образом, 6-й его тип отпадает. Отпали также 4 и 5-й его типы, так как Альфельдом (Ahlfeld, 1936) было установлено, что те месторождения, которые он генетически связывал с эффузивами, на самом деле связаны с интрузивными породами. Следовательно, его третий тип должен быть объединен с 4 и 5-м.

Была попытка, исходя из схемы Альфельда, расклассифицировать забайкальские касситериты. На основании литературных данных и осмотра касситерита в музеях Ленинградского государственного университета и б. ЦНИГРИ Ю. А. Шнейдер (1937) выделил 6 типов касситерита. Результаты его работы с исправлением автора приведены в табл. 3.

Классификация Альфельда и Шнейдера связывает с генезисом касситерита только его габитус. Как показало изучение касситеритов из большого числа оловорудных месторождений СССР, выделение такого большого числа типов не оправдывается.

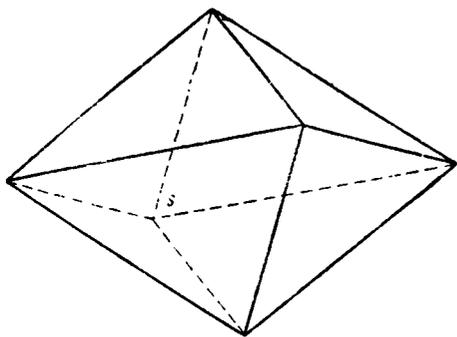
В самое последнее время Я. Д. Готманом (1941) и А. М. Болдыревой (1941) были всесторонне изучены касситериты оловорудных месторождений СССР. Сделана попытка связать физические и химические свойства и габитус кристаллов с генезисом касситерита. Оба эти автора пришли к заключению, что четко отличаются от всех прочих только касситериты пегматитовых жил.

В результате почти трехлетней работы по изучению касситеритов из различных по генезису оловорудных месторождений Я. Д. Готман пришел к следующим выводам относительно типоморфных особенностей касситерита.

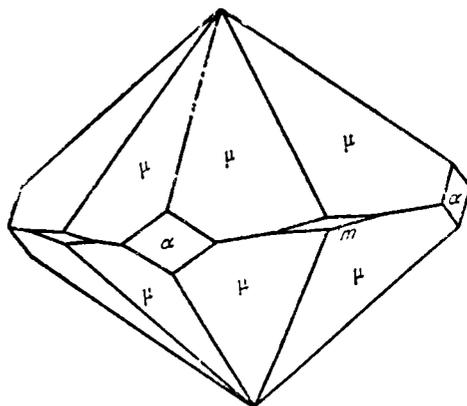
Среди кристаллов касситерита им выделяются 2 типа:

1) Касситерит из пегматитовых жил — дипирамидального габитуса. Преимущественно развиты грани пирамиды s (111) и e (101) и очень редко другие грани пирамиды. Грани призмы или совершенно отсутствуют или развиты настолько слабо, что совершенно не влияют на габитус кристаллов (фиг. 8 и 9).

2) Касситериты из кварцево-полевошпатовых, кварцевых и сульфидно-касситеритовых жил — призматического габитуса с развитием граней пирамиды и граней призмы. В пределах этого второго типа можно различать более высокотемпературные касситериты кварцево-полевошпатовых и кварцевых жил (фиг. 10—18) и более низкотемпературные — касситеритово-сульфидных жил (фиг. 19—22); однако, так как между ними не существует резких отличий и свойства, характерные для одних, нередко встречаются у других, выделять два подтипа в этом типе касситерита нецелесообразно.



Фиг. 8. Кристалл касситерита из Ново-Дурулгуевского месторождения.



Фиг. 9. Кристалл касситерита из жилы Гривуд (по Ландесу).

Все свойства и особенности, которыми характеризуются касситериты пегматитовых, кварцево-полевошпатовых, кварцевых и сульфидно-касситеритовых жил, сведены Я. Д. Готманом в «таблицу свойств касситеритов» (табл. 4), в дополнение к которой надо отметить, что ряд свойств, как уд. вес, величина двупреломления, показатели преломления и некоторые химические примеси, вовсе не могут служить для различия типов касситерита.

Резкое различие в габитусе и других свойствах этих двух типов касситерита, по мнению Я. Д. Готмана, обусловлено не столько разницей в температурах выделения касситерита, сколько степенью концентрации тех или иных химических компонентов, входивших в состав той среды,

в которой они кристаллизовались. Действительно, пределы температур образования обоих типов касситерита, возможно, очень близки, так как касситериты пегматитовых жил выделяются, как уже упоминалось выше, в стадии грейзенизации и альбитизации пегматитов, т. е. в фазу пневматолитическую, а может быть и гидротермальную, и в те же фазы происходит отложение касситерита в кварцево-полевошпатовых, кварцевых и сульфидно-касситеритовых жилах. Концентрация же химических компонентов в наиболее остаточных пегматитовых дериватах гранитной магмы, обогащенных летучими, конечно, отличается от концентрации химических компонентов в обычных пневматолитических и гидротермальных растворах. В последних, даже когда речь идет о пневматолитическом и гидротермальном процессах при застывании кислых магм, участвуют и некоторые элементы основных магм. Сказанное подтверждается химическим составом примесей обоих типов касситерита. V — столь частая примесь касситерита второго типа, почти никогда не бывает в касситерите из пегматитовых жил, для которого, наоборот, характерными элементами являются Nb, Ta, Be, Ga, Zr и Hf.

Отсутствие резких отличий в свойствах касситерита из кварцево-полевошпатовых и кварцевых жил, с одной стороны, и из касситеритово-сульфидных жил, с другой, повидимому, объясняется сходством характера химического состава растворов, из которых эти жилы образуются.

К двум типам кристаллического касситерита следует добавить деревянистое олово, кристаллографически не поддающееся определению с радиально-концентрической структурой затвердевшего геля. Встречается оно в виде натечных образований, иногда в виде горошинок самого различного цвета: серовато-зеленоватого, желтого, красного, бурого, коричневого и черного. Очень часто концентрическая структура видна невооруженным глазом. По своим физическим и химическим свойствам деревянистое олово диагностируется так же, как и касситерит.

Химически деревянистое олово характеризуется такими примесями, которые если и встречаются в других типах касситерита, то лишь очень редко, а именно: Ag, Zn, Pb, Mo, As, Sb, Ge, Bi. Кроме того, образцы деревянистого олова содержат ряд тех же примесей, что и касситериты из пегматитовых жил, — Nb, Be, Ga, Mn. Вместе с тем в них содержатся W и In в количествах, характерных для наиболее низкотемпературных касситеритов. Эти особенности объясняются, во-первых, захватом значительного числа веществ коллоидальными массами деревянистого олова и, во-вторых, широкими температурными интервалами, в пределах которых происходило затвердевание деревянистого олова. Это согласуется со взглядами Линдгрена (Lindgren, 1937) и Герценберга (Herzenberg, 1936) на роль коллоидов в образовании оловорудных месторождений.

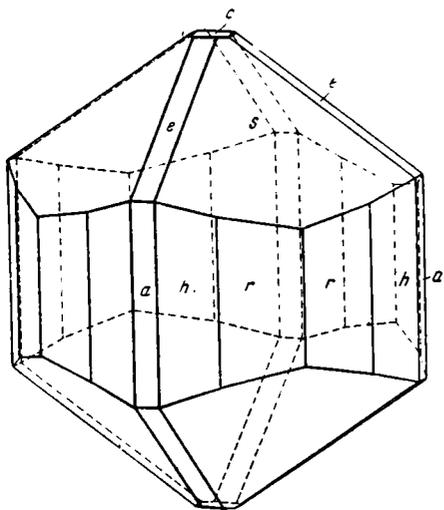
9. АРАНДИЗИТ. $3\text{SnSiO}_4 \cdot 2\text{SnO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Кристаллографическая система не установлена. По Пэтриджу (Patridge, 1932) минерал является затвердевшим гелем, который при распадении или кристаллизации превратился в слабо анизотропный минерал. Исследованием минерала при большом увеличении этот автор установил, что он сложен из двух компонентов: первый состоит из бледнозеленых до бесцветных волокон, которые расположены среди волокон различной

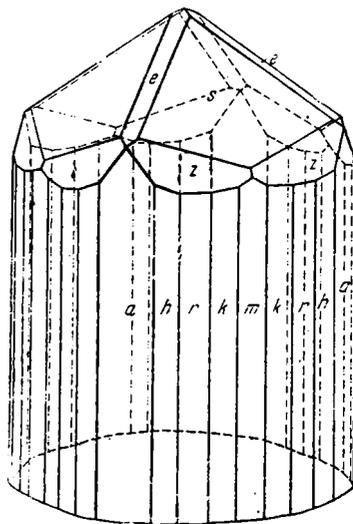
Таблица 9

Свойства кристаллов касситерита

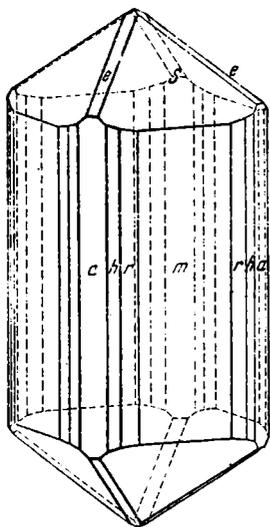
Наименование свойств	Касситериты из пег-матитовых жсл	Касситериты из кварцевых и кварцевополевшпатовых жсл	Касситериты из сульфидно-касситеритовых жсл																																																																																										
Габитус	Дипирамидальный Формы: S и B	Призматический Укорочение по оси c Формы B, B и зона призм Редже Z(331) Беднее Зона призм Увеличения по оси a Чаще Богаче																																																																																											
Величина зерен	Уменьшение (целье см-мм)	Самая большая (целье см-мм)	Уменьшение (3 мм и меньше)																																																																																										
Блеск на поверхности граней	У с и л е н и в (Матовый) (Матовый до стеклянного) (Стеклянный)																																																																																												
Цвет минерала	П о с в е т л е н и е (Черный, бурый) (П я т н и с т ы й)																																																																																												
Прозрачность	Непрозрачный	Усиление прозрачности																																																																																											
Цвет минерала в порошке	Темнокоричневый часто с черноватым оттенком	П о с в е т л е н и е (св.-серые тона до едва окрашенных в св.желтые тона)																																																																																											
Зональность	Наблюдается редже и слабо выражена	Наилучшая и наблюдается наиболее часто	Наблюдается значительно редже																																																																																										
Двойники	Редже	Обычны	Редже																																																																																										
Химические свойства	<table border="0"> <tr> <td>Увеличение (только 2% и выше) чаще и больше</td> <td>(Ta+Nb)₂O₃</td> <td>Уменьшение (десять раз и более) редже и меньше</td> </tr> <tr> <td>Больше</td> <td>Zr</td> <td>Несколько больше</td> </tr> <tr> <td>Больше</td> <td>Mn редко</td> <td>Больше</td> </tr> <tr> <td>Редже и меньше</td> <td>Fe мало</td> <td>Чаще и больше</td> </tr> <tr> <td>Чаще</td> <td>W</td> <td>Редже</td> </tr> <tr> <td>Очень редко</td> <td>Ga, Be</td> <td>Чаще и больше</td> </tr> <tr> <td></td> <td>In</td> <td>Чаще и больше</td> </tr> <tr> <td></td> <td>V</td> <td>Чаще и больше</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Hf</td> <td></td> </tr> </table>			Увеличение (только 2% и выше) чаще и больше	(Ta+Nb) ₂ O ₃	Уменьшение (десять раз и более) редже и меньше	Больше	Zr	Несколько больше	Больше	Mn редко	Больше	Редже и меньше	Fe мало	Чаще и больше	Чаще	W	Редже	Очень редко	Ga, Be	Чаще и больше		In	Чаще и больше		V	Чаще и больше		Hf																																																																
Увеличение (только 2% и выше) чаще и больше	(Ta+Nb) ₂ O ₃	Уменьшение (десять раз и более) редже и меньше																																																																																											
Больше	Zr	Несколько больше																																																																																											
Больше	Mn редко	Больше																																																																																											
Редже и меньше	Fe мало	Чаще и больше																																																																																											
Чаще	W	Редже																																																																																											
Очень редко	Ga, Be	Чаще и больше																																																																																											
	In	Чаще и больше																																																																																											
	V	Чаще и больше																																																																																											
	Hf																																																																																												
Пьезоэлектризм	Сильный	Слабый																																																																																											
Парагенезис минералов	<table border="0"> <tr> <td></td> <td>К</td> <td>В</td> <td>а</td> <td>р</td> <td>ч</td> </tr> <tr> <td>Микроклин</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Альбит</td> <td></td> <td>Р е ж е</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Танталониобаты</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Li-минералы</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Чаще</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>Р е ж е</td> </tr> <tr> <td>Чаще</td> <td></td> <td></td> <td>Топаз</td> <td></td> <td>Р е ж е</td> </tr> <tr> <td>Чаще</td> <td></td> <td></td> <td>Берилл</td> <td></td> <td>Р е ж е</td> </tr> <tr> <td>Чаще</td> <td></td> <td></td> <td>Турмалин</td> <td></td> <td>Р е ж е</td> </tr> <tr> <td>Чаще</td> <td></td> <td></td> <td>Светлые слюды</td> <td></td> <td>Р е ж е</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>Вольфрамит</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>Швеллит</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>Флюорит</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>Р е ж е</td> <td></td> <td>Сульфиды Fe, Cu, Pb и Zn</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Р е ж е и меньше</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>				К	В	а	р	ч	Микроклин						Альбит		Р е ж е				Танталониобаты						Li-минералы						Чаще					Р е ж е	Чаще			Топаз		Р е ж е	Чаще			Берилл		Р е ж е	Чаще			Турмалин		Р е ж е	Чаще			Светлые слюды		Р е ж е				Вольфрамит						Швеллит						Флюорит						Р е ж е		Сульфиды Fe, Cu, Pb и Zn		Р е ж е и меньше				
	К	В	а	р	ч																																																																																								
Микроклин																																																																																													
Альбит		Р е ж е																																																																																											
Танталониобаты																																																																																													
Li-минералы																																																																																													
Чаще					Р е ж е																																																																																								
Чаще			Топаз		Р е ж е																																																																																								
Чаще			Берилл		Р е ж е																																																																																								
Чаще			Турмалин		Р е ж е																																																																																								
Чаще			Светлые слюды		Р е ж е																																																																																								
			Вольфрамит																																																																																										
			Швеллит																																																																																										
			Флюорит																																																																																										
			Р е ж е		Сульфиды Fe, Cu, Pb и Zn																																																																																								
	Р е ж е и меньше																																																																																												



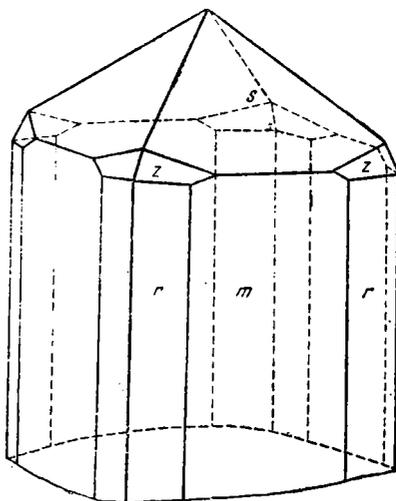
Фиг. 10. Кристалл касситерита из Иультинского месторождения.



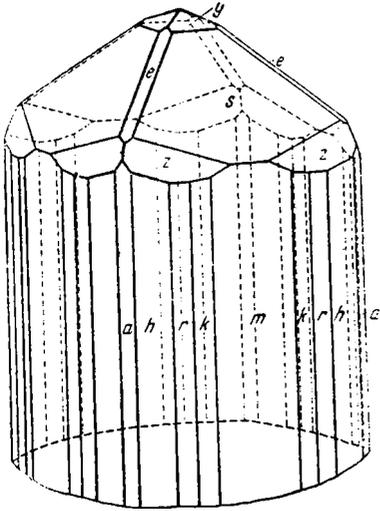
Фиг. 11. Кристалл касситерита из Чердюкского месторождения.



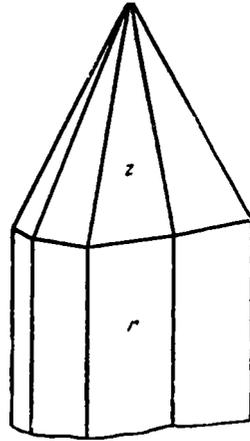
Фиг. 12. Кристалл касситерита из Зеренского месторождения.



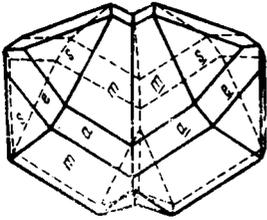
Фиг. 13. Кристалл касситерита из Киргилыхского месторождения.



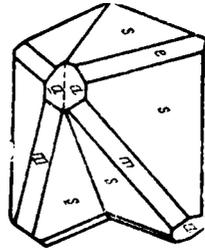
Фиг. 14. Кристалл касситерита с Певекского полуострова.



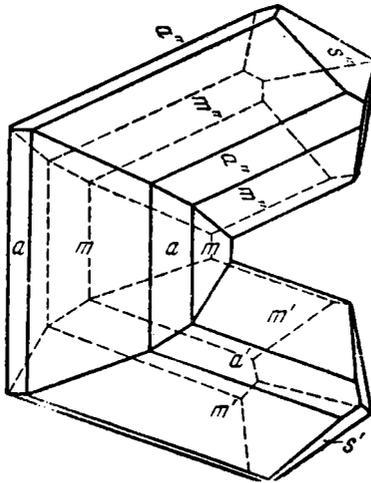
Фиг. 15. Кристалл касситерита из Сохондинского месторождения (по Алявдину).



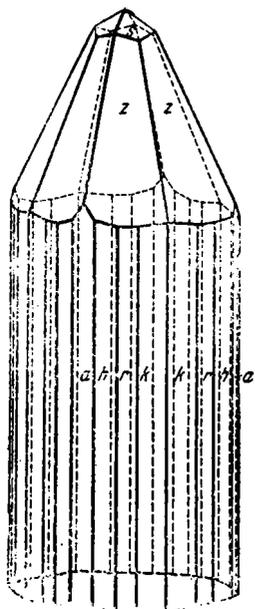
Фиг. 16. Двойник касситерита из Циннвальда (по Дана).



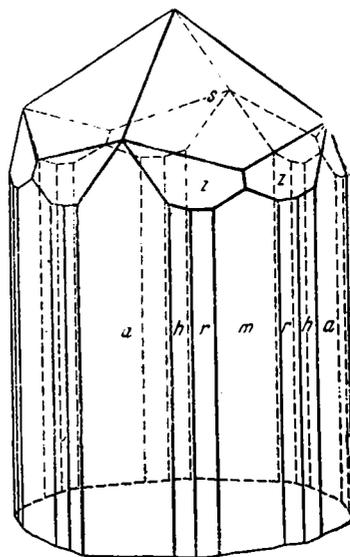
Фиг. 17. Двойник касситерита из Циннвальда (по Дана).



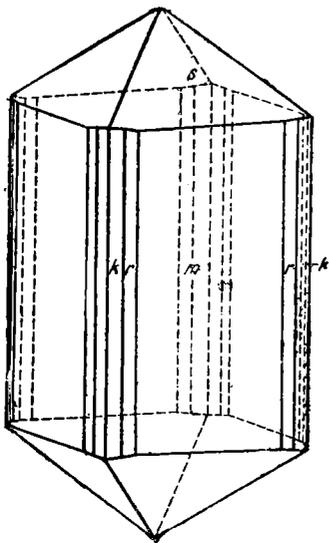
Фиг. 18. Тройник касситерита (по Гольдшмидту).



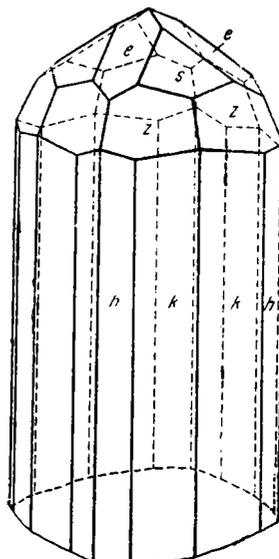
Фиг. 19. Кристалл касситерита из Такфонского месторождения.



Фиг. 20. Кристалл касситерита из Хапчерангинского месторождения.



Фиг. 21. Кристалл касситерита из Имтанджинского месторождения.



Фиг. 22. Кристалл касситерита из Бургавлийского месторождения.

величины и формы другого компонента; волокна последнего имеют более темнозеленую до зеленовато-желтой окраску. Первый компонент изотропен, второй — почти всегда слабо анизотропен.

Близ внешних выветрелых частей минерал окрашен в более темные бурые цвета и обладает более сильным двупреломлением. При сильном нагревании более светлый компонент также приобретает большее двупреломление и больший показатель преломления.

Согласно Эренбергу, минерал не является затвердевшим гелем, а образует кристаллы оптически слабо анизотропные. Второй компонент, по Эренбергу, является, может быть, малахитом.

Встречается обычно в виде аллотриоморфных зерен. Кристаллические грани не наблюдались; сплошной, также в виде тонколучистых агрегатов или волокнистый. По Пэтриджу — спайности нет. По Эренбергу — спайность ясная. Излом раковистый до неровного; цвет от светло-до темнозеленого, яблочно-зеленый; блеск восковой до смоляного; черта белая с зеленоватым оттенком. Твердость 5; уд. вес 4.12. Хрупок.

Показатель преломления колеблется от 1.706 до 1.82 для анизотропных более густо окрашенных участков. Цвет под микроскопом желтовато-зеленый.

Химические анализы минерала приведены в таблице.

Химический состав арандизита (в %) Таблица 10

	I	II	III
SiO ₂	16.2	18.66	22.51
Al ₂ O ₃	2.7	3.41	3.48
Fe ₂ O ₃	1.3		
CaO	—	—	3.45
CuO	0.9	70.81	1.12
SnO ₂	70.9		61.52
H ₂ O	5.0	7.96	7.70
Пот. при прок.	3.5	0.68	
Сумма	100.5	101.52	99.78

I. Тщательно отобранная проба из месторождения Арандиз. Аналитик Н. G. Weall (в работе F. C. Patridge, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1932, 32, 171).

II. Проба менее чисто отобранная, чем I.

III. Анализ минерала из того же месторождения. Аналитик В. С. Салтыкова. Материал не вполне чисто отобран.

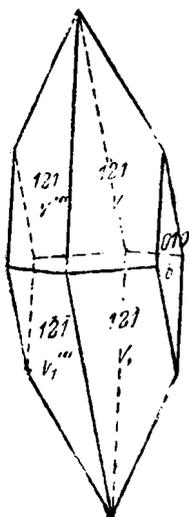
На угле неплавкий; в колбочке выделяет много воды со слабо щелочной реакцией. С плавнями восстанавливается до королька металлического Sn; с CoNO₃ минерал окрашивается в голубой цвет. Нерастворим в горячей концентрированной HCl, HNO₃ и царской водке. Горячая концентрированная H₂SO₄ разлагает минерал с отделением нестуденистого кремнезема. Микроскопическое исследование остатка показало наличие кварца, касситерита, окиси железа. При обработке минерала Zn и кислотой реакция на Sn не получается.

Спектроскопически в минерале определены следы V.

Происхождение арандизита гидротермальное.

Арандизит известен в больших количествах из рудника Стипельман около Арандиза в Юго-западной Африке, где он встречается вместе

с кварцем, касситеритом, арсенопиритом, пирротином, пиритом, борнитом и висмутом. В этом месторождении идиоморфные кристаллы касситерита и арандизита образуют резкие границы: одиночные округлые кристаллы касситерита окружены арандизитом, вокруг которого в свою очередь располагаются зерна кварца или тонкие его прожилки.



**10. СТОКЕЗИТ (СТОКСИТ). $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
или $\text{H}_4\text{CaSnSi}_3\text{O}_{11}$**

Ромбическая сингония. Вид симметрии $3L^23Pc$.
Отношение осей $a : b : c = 0,3463 : 1 : 0,8033$ (по Гутчинсону). Наблюдавшиеся формы:

Индексы (010) (001) (565) (122) (121) (110)
Буквы b c s t v m

Последняя форма m (110) наблюдалась только в качестве плоскости спайности. Габитус остро-дипирамидальный (фиг. 23). Из граней кристалла лучше всего развита грань пирамиды v (121). Хуже грани v, но все же значительно развита грань призмы b (010). Остальные грани развиты слабо. Спайность по (110) совершенная, по (010) менее совершенная. Излом раковистый. Бесцветный, прозрачный. Блеск стеклянный, по (010) — перламутровый. Твердость 6. Хрупкий. Уд. вес 3.185 (определение методом погружения).

Фиг. 23. Кристалл стокезита (по Гутчинсону).

Оптически двуосный, положительный. Плоскость оптических осей || (010). Острая биссектриса \perp (001). $2V_{\text{Na}} = 69^\circ 30'$, в свете Ti $2V$ увеличивается на $0^\circ 20'$. Дисперсия $r < v$. $N_g = 1.619$; $N_m = 1.6125$; $N_p = 1.609$.

Химические анализы минерала см. в таблице.

Таблица 11

Химический состав стокезита

Оксиды	I	II	Средние данные, сведенные к I и II	Молекулярные количества	Теоретический состав
SiO_2	43.1	39.4 ⁴	43.1	0.72	42.65
SnO_2	5.85 ³	33.3	33.3	0.22	35.55
CaO^1	13.5	13.4	13.45	0.24	13.27
H_2O	8.6	8.55	8.6	0.48	8.53
Fe_2O_3^2	1.9	0.7	—	—	—
Na_2O	—	1.3	—	—	—
Сумма	72.95	96.65	98.45	—	100.00

I и II А. Hutchinson, Phil. Mag., 1899, 48, 480; Min. Mag., 1900, 12, 274, для минерала из Роскоммен Клифа, Сент Джост, Корнуолл (В, Mg, K и, вероятно, F отсутствуют).

¹ Спектроскопически проверен на отсутствие Sr и Ba.

² Большею частью механическая примесь.

³ При отделении SiO_2 часть SnO_2 потеряна.

⁴ Часть потеряна.

Перед паяльной трубкой не плавится. В перле фосфорной соли получается скелет кремнезема. В концентрированной HCl не растворяется. При темнокрасном калении в колбочке выделяет воду. Опыты с выделением воды, произведенные Гутчинсоном, показали, что при температуре 100° С минерал не изменился, при 220° выделилось 1.9% воды, при 350° выделилось 6% воды; при темнокрасном калении выделилась остальная вода.

Минерал известен только из одного места — это Роскоммен Клиф, Сент Джюст, Корнуолл где он был найден в ассоциации с аксинитом в виде одного единственного кристалла длиной в 10 мм.

11. НОРДЕНШИЛЬДИТ. $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{V}_2\text{O}_5$ или $\text{CaSn}(\text{VO}_3)_2$

Тригональная сингония. Вид симметрии $L^3ZL^2ZP_3C$. Отношение осей $a : c = 1 : 0.8221$ (по Бреггеру). Наблюдавшиеся формы:

Индексы по Дана	(0001)	($\bar{1}\bar{1}\bar{2}0$)	(1011)
Буквы по Дана	c	a	г
Индексы по Гольдшмидту	(0001)	(1010)	($1\bar{1}\bar{2}1$)
Буквы по Гольдшмидту	o	a	p
Буквы по Бреггеру	c	m	г

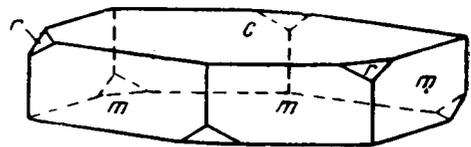
Для норденшильдита из Африки Рамдор (Ramdohr, 1934) в шлифе определил также грань (1014).

Габитус кристаллов табличатый (фиг. 24). Спайность совершенная по базопинакоиду. В шлифе Рамдор отмечает также спайность по (1014). По призме он наблюдал отдельность. Излом раковистый. Цвет сернолимонно- или винно-желтый. Просвечивающий до прозрачного. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности (с) — несколько перламутровый. Твердость 5.5—6. Уд. вес, по Клеве, 4.200.

На грани (0001) Рамдор наблюдал естественные фигуры травления в виде треугольных ямок.

Оптически одноосный, отрицательный. $\omega = 1.77$. Двупреломление высокое. Иммерсионным методом Рамдор определил $\omega = 1.778$ (для желтого света) и $E = 1.660$ (для голубого света). В одном случае наблюдался в шлифе плеохроичный дворик голубого цвета.

Известен один анализ норденшильдита, произведенный Клеве: V_2O_5 — 23.18%; SnO_2 — 53.75%; ZrO_2 (?) — 0.90%; CaO — 20.45%; потеря при прокаливании (возможно также V_2O_5) — 1.72%; сумма — 100.00%.



Фиг. 24. Кристалл норденшильдита (по Бреггеру).

Перед паяльной трубкой в платиновой проволочке при сильном нагревании спекается, но не плавится. Окрашивает пламя в зеленый цвет, особенно если предварительно смочить его серной кислотой. После длительного прокалывания с фосфорной солью дает цветной перл. Разлагается не полностью в HCl.

Увард получил близкое к норденшильдиту соединение, пропуская струю газообразного HCl через нагретую до белого каления смесь CaO и V_2O_5 с SnO_2 , в платиновой чашке, помещенной в фарфоровую трубку. Это же соединение получилось при пропускании струи сухого воздуха с газообразным SnCl_4 над раскаленным докрасна боратом Ca.

Получившиеся описанным способом кристаллы обладали удельным весом 4.8 и имели все свойства норденшильдита.

Норденшильдит описан впервые Бреггером (Brögger, 1887) из Лангезундфиорда в Южной Норвегии, с острова Оро, где он встречается в малых количествах, в сопровождении полевого шпата, биотита, мелинофанита ($\text{NaCa}_2\text{Be}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{F}$), гомилита $[\text{3}(\text{Ca}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2]$, молибденита, циркона, канкринита, элеолита.

Норденшильдит описан также Рамдором (Ramdohr, 1934) из оловянного месторождения близ Арандиза в Юго-западной Африке. Здесь оловянная руда залегает во вмещающей породе в виде карманов на контакте с грубо-зернистым мрамором. Вместе с касситеритом в рудной массе присутствуют кварц и магнетит. Самый контакт мраморов и рудных скоплений характеризуется, помимо обычных контактовых минералов, богатством минеральных видов, содержащих летучие компоненты. Здесь отмечены: аксинит, данбурит, турмалин, скаполит (содержащий Cl), флюорит, хондродит, флогопит и тремолит. Довольно распространенным здесь является и норденшильдит.

Рамдор считает, что норденшильдит в этом месторождении выделялся при температуре выше 750° (до образования диопсида). В дальнейшем он вытеснялся более молодыми сульфидами, причем под влиянием привноса S, Cu и Fe норденшильдит распадался и образовались либо станнин, либо станнин и касситерит, либо касситерит и халькопирит. Возможно, что до образования станнина здесь выделялся кольбекин (Sn_2S_3),¹ который присутствует в месторождении в очень небольших количествах.

Рамдор описывает ориентированные прорастания норденшильдита с карбонатами Ca и Fe, а рентгеноскопическое исследование показало близость элементарных ячеек норденшильдита и доломита. Исходя из этих наблюдений, Рамдор считает установленным изоморфизм доломита с норденшильдитом.

12. ГУЛСИТ. $12(\text{Fe}, \text{Mg}) \cdot 0.2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $(\text{Fe}, \text{Mg})_{12}\text{Fe}_4\text{SnB}_6\text{H}_4\text{O}_{31}$

Ромбическая (?) сингония. Отношение осей $a : b : c = 0.5501 : 1 : ?$ (по Кнопфу и Шаллеру). Наблюдавшиеся формы:

Индексы	(100)	(010)	(001)	(110)
Буквы	a	b	c	m

Встречается или в виде мелких кристаллов или в табличатых массах. Двойники часты, причем ось c является двойниковой осью. Один индивидуум повернут относительно другого на 120° . Спайность призматическая с углом спайности $= 57^\circ 37'$. Цвет черный; когда нет включений магнетита, цвет бывает зеленоватый, коричневатый и иногда красноватый. Блеск сильный металлоидный. Черта черная. Твердость 3. Уд. вес 4.28—4.31.

Химические анализы минерала см. в таблице.

Кнопф и Шаллер, отбросив то, что они считают загрязнениями, выводят следующую формулу минерала: $12\text{RO} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, где $\text{R} = \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}$.

Минерал легко растворяется в HCl и в HF. Хуже растворяется в других кислотах. В колбочке выделяет воду. Перед паяльной трубкой спокойно плавится в тусклый, черный шлак и окрашивает пламя в зеленый цвет. С KHSO_4 и CaF_2 дает реакцию на В.

¹ Он же — герценберит (SnS).

Таблица 12

Химический состав гулсита (в %)

	I	II	III
FeO	33.27	34.44	27.71
MgO	10.17	8.40	4.29
CaO	—	—	9.11
Fe ₂ O ₃	17.83	27.64	15.21
B ₂ O ₃	—	10.44	9.20
SnO ₂	—	—	7.07
H ₂ O	—	—	} 8.78
Al ₂ O ₃ , CO ₂ , SiO ₂	—	1.66	
Нераств. остаток	10.00	2.24	18.63
Сумма	—	—	100.00

I — среднее из двух анализов одной пробы без магнетита, но с нерастворимой вмещающей породой (А. Кноpf а. W. T. Schaller, 1903).

II — среднее из пяти анализов одного образца, в котором, кроме гулсита, был магнетит и немного жильной массы.

III — среднее из четырех анализов образца без магнетита, но с большим количеством жильной массы (II и III А. Кноpf и. W. T. Schaller, 1911).

Минерал известен из оловорудного месторождения западной части Сьюардского полуострова на Аляске, на горе Брук, где он находится в метаморфизованном известняке на контакте с гранитами. Несколько больших кристаллы гулсита в ассоциации с везувианом, магнетитом, реже с коричневым гранатом и иногда с флюоритом найдены там же в мраморовидном известняке поблизости от контакта его с гранитом.

Минерал образовался в результате пневматолитической деятельности на контакте гранитной интрузии с палеозойским известняком.

13. ПЭЙДЖЕИТ. $30R0.5Fe_2O_3 \cdot SnO_3 \cdot 6B_2O_3 \cdot 5H_2O$ (?), где R = Fe, Mg, Ca

Одиночные кристаллы неизвестны. Встречается в виде кристаллических, зернистых, листоватых агрегатов. Под микроскопом видно его волосовидно-игольчатое строение, частично иголки соединены в лучистые агрегаты. Спайность несовершенная. Цвет черный. Сильный блеск. Черта черная. Твердость около 3. Уд. вес 4.71 (вычислено по удельному весу, определенному для загрязненного материала с внесением поправок на механические примеси).

Химический состав минерала не выяснен. Первоначально он рассматривался как водный борат окиси и закиси железа с магнией. Затем в нем была определена двуокись олова.

Имеющиеся анализы этого минерала с Аляски по данным W. T. Schaller (1910) представлены ниже:

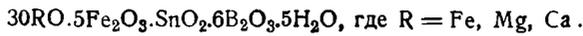
Таблица 13

	I	II	III
Fe ₂ O ₃	16.72	18.67	14.90
FeO	44.48	40.82	35.02
MgO	1.44	2.04	2.12
CaO	—	4.13	8.79
SnO ₂	не опр.	3.18	2.80
B ₂ O ₃	9.83	9.10	6.94
SiO ₂	—	5.96 ²	3.10
Al ₂ O ₃	—		2.34
H ₂ O	2.03	—	5.42 ²
Нераств. остаток	15.65	16.10	18.57
Сумма	90.15 ¹	100.00	100.00

I и III — средние из трех или четырех определений, произведенных для образцов, загрязненных вмещающей породой, частью растворявшейся в HCl, частично не растворявшейся.

Вероятно, Ca принадлежит отчасти борату, отчасти же вмещающей породе. Al₂O₃ и SiO₂ из анализа III относятся к растворимой части вмещающей породы.

По данным приведенных анализов, Шаллер вывел в качестве среднего результата формулу минерала:



Дэльтер полагает, что пэйджеит может быть смесью гулсита и волокнистого бората, формула которого получится, если из пэйджеита вычтеть гулсит.

Пэйджеит	30R''O · 5Fe ₂ O ₃ · SnO ₂ · 6B ₂ O ₃ · 5H ₂ O
Гулсит	12R''O · 2Fe ₂ O ₃ · SnO ₂ · 3B ₂ O ₃ · 2H ₂ O
Борат	18R''O · 3Fe ₂ O ₃ · 3B ₂ O ₃ · 3H ₂ O
	или 6R''O · Fe ₂ O ₃ · B ₂ O ₃ · H ₂ O

В этом случае анализируемый пэйджеит состоит из 1 части гулсита и из 3 частей бората состава 6R''O · Fe₂O₃ · B₂O₃ · H₂O.

Гинтце (Hintze, 1936) считает, что пэйджеит является гомогенным и по своей волокнистой структуре настолько хорошо отличается от гулсита, что не может быть речи о смеси гулсита и бората.

Пэйджеит хорошо растворяется в HCl и в HF. Перед паяльной трубкой спокойно сплавляется в тусклый, черный шлак. Окрашивает пламя в зеленый цвет. В колбочке выделяет воду. С KHSO₄ и CaF₂ дает реакцию на В.

Минерал известен из западной части полуострова Сьюрд, Аляска, с горы Брук, где он пронизывает находящиеся с ним минералы в виде капиллярно-тонких прожилков. Здесь он ассоциирован с везувианом, кальцитом, геденбергитом, меньше там биотита и спорадически попа-

¹ В Amer. Journ. Science, 1908, 25, 330, этот же анализ приводится с 20.89% B₂O₃ и 14.35% нерастворимого остатка. Сумма анализа 99.91%.

² По разности.

дается арсенопирит. Кроме того, он найден на горе Ир (в 40 км севернее горы Брук), где он сопровождается кальцитом, турмалином, везувианом, флюоритом, цоизитом и в значительно меньших количествах флогопитом, медным колчеданом и магнетитом. В этом месторождении пэйджит или содержится в метаморфизованном известняке (известково-силикатный роговик), или он включен в зернах кальцита и турмалина.

В обоих месторождениях минерал пневматолитического происхождения и выделился в результате пневматолитического процесса на контактах гранитных интрузий с известняками при участии паров, содержащих F, B, Fe и Sn.

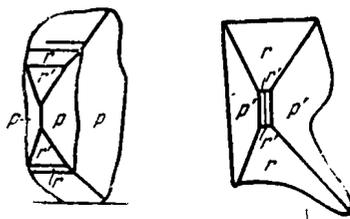
14. ХЬЕЛЬМИТ. СТАННОТАНАЛАТ (и НИОБАТ) Y, Fe, Mn, Ca

Псевдоромбический. Отношение осей $a : b : c = 0.4645 : 1 : 1.0264$ (по Вейбулю). Наблюдавшиеся формы (фиг. 25):

Индексы	(110)	(230)	(101)	(201)
Буквы по Гольдшмидту.	m	p	r	q
Буквы по Вейбулю	p	p ¹	r	r ¹

Кристаллы обычно шероховаты, плотные, без видимой спайности. Встречаются также в виде округлых или шероховатых агрегатов. Цвет черный, черта темнокоричнево-зеленая до серо-черной; блеск металлический; излом неровный. Твердость 5. Уд. вес 5.26—5.82.

Оптически одноосный, положительный; $N_o = 2.3$; $N_e = 2.4$. Сильный плеохроизм: по ω — желтобурый, по ε — почти непрозрачный. В шлифе наблюдается в виде черных металлических зерен или сплошной массы. По краям превращается в аморфное, просвечивающее вещество.



Фиг. 25. Кристалл хельмита (по Вейбулю).

Существующие анализы минерала из месторождения Корарфвет, Фалун, Швеция, приведены в таблице 14.

Вейбуль для исследованного им хельмита предлагает формулу $4RO \cdot 3R_2O_5 + 2H_2O$.

Рамзай, Колли и Траверс нашли в хельмите из Фалуна следы Ne.

Пизани обнаружил воздействие хельмита на фотографическую пластинку. Болтвуд в анализированном Вейбулем (анализы III и IV) хельмите определил 1.9% U и 0.20% Pb; соотношение Pb: U = 1 : 10.

В колбочке растрескивается и выделяет воду. Перед паяльной трубкой не плавится, но становится коричневым. С фосфорной солью в окислительном пламени дает голубовато-зеленый перл. С бурой плавится в прозрачное стекло. С содой на угле дает металлический королек.

Минерал известен из: 1) месторождения Корарфвет, Фалун, Швеция, где он встречен в пегматитовой жиле совместно с гранатом, пирофизалитом, гадолинитом и асфальтом и 2) из кварцевой каменоломни Стрипозен (в 2 км западнее станции Апдерсбеннинг, между Крильбо и Норбергом), Швеция. Здесь он также встречен в пегматите зонального строения. Внутренняя зона пегматита содержит зерна хельмита и ортита; далее следует зона из альбита и кварца с шестоватыми скопле-

Таблица 14

Химический состав хельмита (в %)

	I	II	III	IV
Ta ₂ O ₅	62.42	54.52	72.16	75.66
Nb ₂ O ₅		16.35	3.63	
WO ₃	6.56	0.28	0.91	2.12
SnO ₂		4.60	1.12	
UO ₂	4.87	4.51	2.34	—
Y ₂ O ₃	5.19	1.81	2.08	1.65
Ce ₂ O ₃	1.07	0.48		0.40
FeO	8.06	2.41	5.02	—
MnO	3.32	5.68	2.21	2.55
CaO	4.26	4.05	6.19	6.79
MgO	0.26	0.45	0.60	0.45
H ₂ O	3.26	4.57	2.23	—
PbO	—	—	0.21	—
CuO	0.10	—	—	—
Сумма	99.37	99.71	98.70	—
Уд. вес	5.82	5.655	—	—

I. A. E. Nordenskjöld, 1860.

II. C. F. Rammelsberg, 1870.

III. IV. M. Weibull, 1887.

ниями ортита и хельмита. Во внешней зоне пегматита встречаются глыбы из тонкозернистой массы кварца, альбита и танталита.

15. ТОРОЛИТ. Ta₂O₅·SnO₂ (?)

Моноклинная (?) сингония. Этот минерал, описанный из Бельгийского Конго (Buttgenbach, 1933), не образует кристаллов с хорошо выраженными внешними формами. Индивидуумы его достигают величины в несколько сантиметров. Спайность очень хорошая, и минерал легко колется по спайности на пластинки. Цвет минерала коричневый, при выветривании переходящий в красный. Блеск смоляной до алмазного с золотисто-желтыми рефlekсами на плоскостях спайности. Черта желтая с зеленоватым оттенком. Твердость 6. Уд. вес для различных кристаллов колеблется от 7.6 до 7.9.

Оптически двуосный, положительный, с очень малым углом 2V. Плоскость оптических осей наклонна к плоскости спайности, которая, возможно, отвечает индексу (100). Показатель преломления больше 1.74. Двупреломление на плоскостях, параллельных спайности, равно около 0.039; двупреломление минерала очень высокое. В проходящем свете желтый, не плеохроирует.

Melon и Christoe определили в минерале соответственно Ta₂O₅ 74% и 72% и SnO₂ — 22% и 20%. Других оснований в минерале содержится очень мало. Henry спектроскопически, кроме того, обнаружил Sb, Pb и следы Ti, Zn, Ni, Tl, Mg.

Минерал найден и описан из пегматитовой жилы в районе оловянных пегматитов Манано, Катанга в Бельгийском Конго.

На территории СССР торолит обнаружен, по данным Барсанова и Гинзбурга (1946), в месторождении Унгур-сай Калбинского оловорудного района.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов Ю. А. и Готман Я. Д. Касситерит. Минералы СССР, т. 3, изд. АН, рукопись.
- Барсанов Г. П. и Гинзбург Н. И. Торолит — танталат олова из месторождения в Калбинском хребте. ДАН СССР, Нов. сер. LIV, 1946, № 7.
- Бетехтин А. Г. Станнин. Минералы СССР, т. 2, 1941.
- Бетехтин А. Г. Сульванит. Минералы СССР, т. 2, 1941, 541.
- Бетехтин А. Г. и Алявдин В. Ф. Галенит. Минералы СССР, т. 2, 1941.
- Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. Ин-та геол. наук АН, 1941, вып. 54.
- Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16 (2), литература.
- Готман Я. Д. Некоторые аномалии свойств касситерита. ДАН, нов. серия, 1939, 23, № 5.
- Готман Я. Д. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН, 1941, вып. 46.
- Дана. Описательная минералогия. Перев. с англ., ОНТИ М. — Л., 1937.
- Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перев. с англ., ОНТИ, 1937.
- Петров В. П. Искусственный касситерит завода Красный Выборжец. Тр. Петр. ин-та АН, 1933, вып. 4.
- Смирнов С. С., Цареградский В. А. Северо-восток Азии, его металлогения и оловоносность. Изв. АН, 1937, № 5.
- Шнейдер Ю. А. Морфолого-генетическая схема габитусов оловянного камня. Пробл. сов. геол., 1937, № 3.
- Шубникова О. М. и Юферов Д. В. Справочник по новым минералам 1922—1932 гг. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Ahlfeld F. Über Tracht und Genesis des Zinnstein. Fortschr. Min., 1931, 16, Teil 1.
- Ahlfeld F. Die Erzlagerstätten in der tertiären Magmaprovinz der Bolivianischen Centralanden. N. Jb. Min., A, 1932, B. B. 65, No. 2, 3.
- Ahlfeld F. Über Zinnkies. N. Jb. Min., A, 1934, B. B. 68, 268—287.
- Ahlfeld F. The Bolivian Tin Belt. Econ. Geol., 1936, No. 1.
- Ahlfeld F. Über das Alter der Zinnbringenden Magmesteine Boliviens. Zbl. Min. Geol. u. Paleont., A, 1937, No. 2.
- Ahlfeld F. u. Moritz N. Beitrag zur Kenntnis der Sulfostannate Boliviens. N. Jb., 1933, 66.
- Ahlfeld F. u. J. Munoz Reyes. Mineralogie von Bolivien. 1938.
- Berman H. a. Gonyer F. Re-examination of colusite. Amer. Min., 1939, 24.
- Brögger W. C. Geol. För. Stockh. Förh., 1887, 9, 255.
- Buttgenbach H. La Thoreaulite, nouvelle espece minerale (Note préliminaire). Ann., Soc. Geol. Belg., 1933, 56, Bull. 10.
- Dana A. System of Mineralogy. N. Y. London, 6 ed.
- Delter. Lehrbuch der Mineralchemie, 1925.
- Fleischer M. Amer. Miner. 28, 1943, № 3, p. 213.
- Frenzel A. Über den Kylandrite. N. Jb. Min., 1893, 2, 125—128.
- Goldschmidt V. M. Über Argyrodite aus Bolivien. Zs. Krist., 1908, 45, 548—554.
- Headen W. P. Stannite and some of its alternation products from the Black Hills. S. D. Amer. Journ. Sci., 1893, 15, 105—110.
- Herzenberg R. Koelbeckin — ein neues Zinnmineral Zbl. Min. Geol., A, 1932, 354.
- Herzenberg R. Colloidal Tin Ore deposits. Econ. Geol., 1936, 31, 7.
- Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Ergänzungsband. Neue Mineralien, 1936.
- Hofman P. Ergebnisse der Structurbestimmung komplexer Sulfide. Zs. Krist., 1935, 92, 161.
- Knopf A. a. Shaller W. T. Amer. Journ. Sci., 1903, 25, 323; Zs. Krist., 1911, 48, 1.
- Landes, The paragenesis of the granite pegmatite of centrale Mine. Amer. Min., 1925, 10, No. 11.
- Landon R. a. Magilnor A. Colusite, a now mineral of the sphalerite group. Amer. Min., 1933, 18, 528—533.

- Lindgren W. Succession of Minerals and Temperatures of Formation in ore deposits of magmatic Affiliations. Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., 1937, v. 126.
- Nelson R. Colusite — its occurrence, paragenesis and genetic significance. Amer. Min., 1939, 24, No. 6.
- Nordenskjöld A. E. Öfv. Akad. Stockh., 1860, 17, 34.
- Orcel M. J. Composition mineralogique et structure des zones cuprifères du mineral stannifère de Vaulry (Haute-Vienne) Bull. Soc. Franc. 1943, V. 66, p. 437.
- Penfield S. L. On Canfieldite, a new germanium Mineral and on the chemical composition of Argyrodite. Amer. Journ. Sci., 1893, 46.
- Penfield S. L. On Argyrodite and a new sulfostannat of silver from Bolivia Amer. Journ., 1894, 47.
- Prior G. T. On Teallite, a new sulfostannate of lead from Bolivia and its relations to frankite and cylindrite. Min. Mag., 1904, 14.
- Ramdohr P. Nordenskiöldin in einer Zinnerzlagstätte. N. Jb. Min. A, 1934, 68, 288—295.
- Ramdohr P. Vorkommen und Eigenschaften des Herzenbergit. Zs. Krist., 1935, 92, 196.
- Ramdohr P. Ein Zinnerzvorkommen im Marmor bei Arandis N. Jb. Min. 1936 A, 70, 15.
- Rammelsberg C. Ber. Dtch. Chem. Ges., 1870, 3, 926.
- Strock d. W. A New Helvite locality. Ec. Geol. 1941, № 7, p. 750.
- Schneiderhöhn H. u. Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmicroscopie, 1931.
- Schwarz G. M. Stannite, its associated minerals and their paragenesis. Amer. Min., 1933, 8, 162—164.
- Shaller W. T. Amer. Journ. Sci., 1910, 29, 543.
- Stelzner A. Über Frankite, ein neues Erz aus Bolivien. N. Jb. Min., 1893, 2, 114—124.
- Weibull M. Geol. För. Stockh. Förh., 1887, 9, 371.
- Zachariassen W. X-ray examination of colusite. Amer. Min. 1933, 18, 534—547.

М. Ф. СТРЕЛКИН

ФОРМАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Оловоносные пегматиты представляют наиболее высокотемпературный тип оловянных месторождений. Они по существу относятся к жильным магматическим породам и образуются из остаточного магматического расплава. Вероятный температурный интервал кристаллизации остаточного расплава определяется большинством исследователей в пределах 800—400°.

Оловоносные пегматиты являются продуктом кристаллизации остаточного расплава кислой магмы; поэтому они находятся неизменно в генетической связи с гранитами и приурочены к ним. Возраст гранитных интрузий, с которыми связаны оловоносные пегматиты, определяется от докембрийского до мелового. Для более позднего времени пока известно лишь ограниченное число гранитных интрузий с оловянными месторождениями пегматитового типа (Фабулоза в Боливии).

Породами, вмещающими гранитные интрузии, являются обычно песчаниково-сланцевые отложения.

Остановимся несколько более подробно на геолого-петрографической характеристике гранитных интрузий, создающих пегматитовый тип оловянных месторождений.

Как указывалось, эти гранитные интрузии имеют различный возраст. Так, с докембрийскими гранитами связаны оловоносные пегматиты Манитобы, Южной Дакоты, Западной Австралии, Южной Родезии; с каледонскими — пегматиты Бельгийского Конго, Тасмании, возможно также Нигерии; с варисскими — оловоносные пегматиты Калбы, Туркестанского хребта; с мезозойскими — пегматитовые месторождения Малайи, Забайкалья и Колымы.

Гранитные интрузии и связанные с ними оловоносные пегматиты развиваются преимущественно в осевых частях складчатых структур. Формы интрузивных тел весьма разнообразны — наряду с межпластовыми интрузиями часто встречаются лакколитоподобные и штокообразные тела.

Являются ли подобные интрузии только ответвлениями батолитов или же они представляют вполне самостоятельные тела — далеко не всегда решается однозначно. В ряде районов (Туркестанский хребет, Калба) на современном уровне эрозионного среза между отдельными выходами гранитов наблюдаются толщи осадочных пород, несущие следы интенсивного контактового метаморфизма и вмещающие жильные породы, связанные с этими гранитами, что может служить известным показателем возможного слияния разрозненных выходов гранита на некоторой глубине в единые массивы.

Контактовый метаморфизм в связи с интрузиями обычно значителен. Нередко наблюдается интенсивное проявление мигматизации в контакте, с замещением осадочных пород *lit-par-lit*, характерное для относительно глубоких магматических образований (Луковая гора в Забайкалье). Ширина контактового ореола часто достигает 1—2 км. Во внешних зонах контактового ореола наблюдается перекристаллизация углистых и глинистых веществ с новообразованием андалузита, силлиманита, кордиерита, графита и увеличением крупности зерен других минералов. По мере приближения к интрузии увеличивается содержание кварца и биотита. Иногда появляется турмалин. В непосредственном контакте биотит замещается мусковитом и хлоритом, а андалузит серицитизируется. Таким образом, зоны, удаленные от контакта, подвергаются, по видимому, только термическому воздействию, в то время как во внутренних частях контактового ореола имеет место привнос кремнезема, бора, щелочей и, может быть, еще некоторых веществ.

Эндоконтактные изменения выражаются несравнимо слабее и маскируются позднейшими воздействиями глубоких частей интрузии. В контакте граниты теряют порфиоровидный облик, иногда в них появляется гранат и отмечается некоторое обогащение кварцем.

Наиболее часто материнские интрузии оловоносных пегматитов сложены биотитовыми, реже биотито-мусковитовыми гранитами. Граниты обычно имеют крупнозернистое сложение. Структуры их чаще порфиоровидные; менее распространены равномернозернистые разновидности.

Основные черты химического состава гранитов находят свое отражение в приведенных в табл. 1 числовых характеристиках по системе акад. А. Н. Заварицкого.

Таблица 1

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, химического состава гранитов некоторых оловоносных районов СССР

Порода	Район	a	c	b	а
Порфиоровидные граниты	Туркестанский хребет				
	Ак-су	13.8	2.9	5.1	78.2
	Дукенек	11.2	4.0	7.6	77.2
	Тро	16.5	2.4	6.1	75.0
	Ляйляк	11.3	4.3	11.0	73.4
Равномернозернистые граниты	Калба				
	Восточно-Калбинское месторождение	12.9	0.9	4.4	81.9
	Кавказ				
	Билляги-Дон	12.3	2.5	6.2	79.0
	Калба				
Месторождение Большевик . .	12.5	0.8	3.4	82.3	
Месторождение Раздольное . .	13.7	0.7	1.3	84.3	
Средний гранит по Тиррелю		14.2	1.4	4.3	79.9

Приведенные в таблице граниты относятся к умеренно-кислым, имеют относительно повышенное содержание глинозема и характеризуются преобладанием натрия над калием.

Крупнозернистые биотитовые граниты сопровождаются обычно мелкозернистыми фациями, а также двуслюдистыми, мусковитовыми и турмалинизированными гранитами.

Оловоносные пегматиты залегают в эндо- и экзоконтактных зонах рудоносных интрузий, иногда в значительном удалении от гранитов (до 1—2 км и более). Характерно, что пегматиты, залегающие в зонах экзоконтакта, нередко отличаются несколько большей оловоносностью, чем пегматиты, развивающиеся в гранитах.

Контактные воздействия оловоносных пегматитов на вмещающие породы в общем довольно определены и однотипны. Изменения гранитов выражаются в мусковитизации биотита, альбитизации полевых шпатов, а также в некотором обогащении кварцем, турмалином, апатитом и топазом. Изменения песчаниково-сланцевых толщ в контакте с оловоносными пегматитами характеризуются новообразованием тех же минералов, что и при контактовых изменениях гранита.

Следует отметить, что, несмотря на высокотемпературный характер воздействия, мощность зон контакто-измененных пород обычно весьма невелика, колеблясь в пределах немногих десятков сантиметров.

Пегматиты всегда представляют тела выполнения как в трещинах скальвания, так и в трещинах разрыва. В зависимости от характера трещин — оловоносные пегматиты имеют различную форму, как-то: линз, правильных плитчатых тел и трубок. Размеры оловоносных пегматитов также зависят от генетического типа трещин и колеблются по простиранию от нескольких десятков до многих сотен метров, а по мощности — в пределах нескольких метров. Что касается их протяжения по падению, то здесь фактический материал весьма скуден. Объясняется это тем, что характер оруденения и суммарные запасы олова обычно столь скромны (в лучшем случае сотни тонн), что не оправдывают крупных затрат на вскрытие оловоносных пегматитов до глубоких горизонтов. Ориентировочно глубина принимается равной половине длины по простиранию, но не свыше 100 м. Однако имеются исключения как в ту, так и в другую сторону. Пегматитовые трубки как специфическая форма рудного тела не подчиняются указанным выше эмпирическим правилам: для них характерно наибольшее протяжение именно на глубину при относительно небольшом поперечном сечении.

Оловоносные пегматиты обычно приурочены к апикальным или относительно высоким уровням среза гранитной интрузии и в общем часто обнаруживают тесную пространственную связь с активными интрузиями. Это эмпирическое правило получило излишне широкое толкование в том смысле, что в еще более удаленных от интрузии зонах предполагалось присутствие других типов месторождений олова. Однако мировая практика показывает, что подобная закономерная смена пегматитов месторождениями других формаций по мере удаления от магматического очага не имеет места. Повидимому, пегматиты образуются в специфических условиях, отличных от условий образования месторождений касситеритово-кварцевых и особенно касситеритово-сульфидных.

Действительно, оловоносные пегматиты иногда сопровождаются кварцево-касситеритовыми жилами, но никогда генетически не бывают связаны с касситеритово-сульфидными месторождениями. В одном и

том же районе эти крайние типы оловянных месторождений могут быть обнаружены только в том случае, когда имеются оловоносные гранитные интрузии, отличающиеся между собой либо по возрасту, либо по условиям формирования.

Примерами районов исключительного развития оловянных месторождений пегматитовой формации являются Туркестанский хребет и Южная Дакота; Менвинская группа в Забайкалье и Калба-Нарымский хребет относятся к таким районам, где оловоносные пегматиты сопровождаются кварцево-касситеритовыми жилами. На Кавказе встречаются, кроме того, и касситеритово-сульфидные месторождения, но они генетически связаны уже с гранитоидами иного (более молодого) возраста.

Так как оловоносные пегматиты образуются в результате кристаллизации остаточного расплава кислой магмы, следует вкратце охарактеризовать условия формирования последнего.

Образование остаточного расплава есть процесс длительный в том смысле, что расплав образуется не «вдруг», а путем медленных, вначале незаметных, изменений состава магматического расплава при его кристаллизации. Это изменение обусловлено тем, что состав твердой фазы отличается от состава жидкой и, тем более, газообразной фаз магмы. На какой стадии такой кристаллизационной дифференциации магматический остаток может быть уже назван собственно пегматитовым расплавом — определить количественно вряд ли возможно. Однако несомненно, что магматический остаток приобретает ярко выраженные черты пегматитового расплава тогда, когда главная масса магматического расплава уже закристаллизовалась.

Создание единого бассейна, в котором сосредоточивался бы этот остаток, отнюдь не обязательно, если учесть размеры магматического очага и его первичную форму или рельеф. Вполне допустимо существование нескольких самостоятельных бассейнов. Остаточный расплав в периферических частях бассейна постепенно переходит в интерстиционную жидкость, располагающуюся среди твердых минералов каменной оболочки. Постепенное образование остатка и отжатие его во внутренние части интрузива нарушаются тем, что облегающая этот остаток каменная оболочка дает трещины, в которые устремляется отжимаемый пегматитовый расплав. Понятно, что трещины возникают в различных участках этой каменной оболочки. Два распространенных взгляда, что образующиеся трещины заполняются в первую очередь наиболее летучими компонентами остатка. Это было бы справедливо, если бы: 1) пегматитовый расплав нацело отделился от каменной оболочки; 2) кристаллизация приостановилась; 3) произошла такая перегруппировка компонентов, что вверху находились бы более летучие или подвижные, а внизу более тугоплавкие.

На самом деле процесс кристаллизации не прекращается, и эта кристаллизация идет интенсивно именно на внутренних стенках каменной оболочки. Сюда кристаллизационные токи непрерывно приносят тот материал, который идет на образование минералов, устойчивых при существующих около этих стенок термодинамических и химических условиях. Такими минералами являются столь обычные для гранита полевые шпаты, слюды — преимущественно биотит, кварц и, может быть, некоторые другие минералы, известные как акцессории. Кристаллизационные токи и будут приносить материал, по своему составу отвечающий в основном этим минералам. Остальные составные части расплава будут находиться во внутренних частях бассейна. В этой обстановке

новке образовавшиеся в стенках каменной оболочки плоскости слабости, или трещины, заполняются прежде всего тем материалом, который находится вблизи этой трещины.

С развитием процесса кристаллизации остаточного расплава в бассейне все более изменяется состав этого расплава и тех порций его, которые отделяются при открытии путей в каменной оболочке. Этим объясняется, почему наиболее ранние члены пегматитового поля наиболее близки по своему составу к материнскому гранитоиду и, наоборот, почему более поздние члены часто обладают совершенно специфическим составом.

В зависимости от тектонической обстановки, создавшейся во время интрузивной деятельности остаточного расплава, одни рудоподводящие пути закрываются, другие в это время открываются, причем возможны и повторные приоткрывания старых каналов. Однако не исключена и возможность длительного существования рудоподводящих каналов, которые в этом случае служат путями питания отделившейся порции остаточного расплава последующими дистиллятами.

Все это вместе взятое приведет к тому, что пегматитовое поле, образованное остаточным расплавом одного магматического очага, окажется состоящим из пегматитовых тел различного минералогического состава. Каждая пегматитовая жила имеет свою историю формирования, отличающуюся в той или иной степени от истории формирования других жил в том же пегматитовом поле.

Преобладающее влияние того или иного способа формирования пегматитового поля в целом или отдельных его пегматитовых тел обуславливается:

1) параметрами самого остаточного расплава (температура, давление, состав) и 2) тектонической обстановкой, существовавшей во время интрузивной деятельности этого остаточного расплава.

Процесс формирования вещественного состава пегматитовых жил для различных типов одного и того же поля имеет свои характерные черты.

Так, одни пегматитовые расплавы имеют относительно простой химический состав, и процесс остывания их — образования кристаллической породы — завершается в один этап, без сколько-нибудь заметного развития пневматолитового и гидротермального этапов. Образуются обычно кварцево-полевошпатовые пегматиты, иногда с биотитом, турмалином и гранатом.

Образование других типов пегматитовых жил протекает значительно сложнее. Об этом свидетельствуют парагенетические взаимоотношения минералов, с несомненностью указывающие на имевшее место замещение ранее выделившихся минералов новыми. Пневматолитовый и гидротермальный этапы отвечают этому периоду замещений. Образуются очень сложные по структуре и минералогическому составу пегматитовые жилы, получившие в американской геологической литературе название «комплексных» или «сложных».

Процессы замещения одних минералов другими в общей схеме объясняются двумя причинами:

а) Изменением состава жидкой фазы в связи с выпадением твердой фазы (кристаллизация), отличной по составу от жидкой. При этом изменение давления и, в особенности, температуры системы в течение процесса кристаллизации приводит к тому, что некоторые компоненты — H_2O , CO_2 , F и др. — вступают в реакции с твердой фазой и создают новые минералы.

б) Поступлением новых порций магматических дериватов, существенно отличающихся от состава уже выделившейся твердой фазы. Создаются новые системы, в которых ранее выделившиеся минералы становятся неустойчивыми и замещаются новыми, более устойчивыми в данной обстановке.

В природных условиях эти две причины действуют не только раздельно, они нередко накладываются одна на другую.

Широкое развитие процессов замещения является характернейшей чертой оловоносных пегматитов, в известной мере определяющей их место среди других представителей пегматитовых образований: оловоносные пегматиты встречаются всегда вместе с другими типами пегматитов и представляют определенное звено пегматитового поля, созданного одним магматическим очагом. Вместе с тем далеко не во всех известных пегматитовых полях имеются оловоносные пегматиты, хотя касситерит и присутствует во всех значительных пегматитовых полях, а «стерильные» от олова гранитные пегматиты, повидимому, вообще не существуют. Касситерит найден в пегматитовых полях Карелии, Украины, Среднего Урала, Забайкалья, Калбы, Туркестана, Султан-Уиздага (СССР), Центральной Франции, Индии, Пиренеев, Мадагаскара, Нигерии, Калифорнии, Южной Дакоты, Аляски, Австралии и т. д.

Перечисленные пегматитовые поля отличаются друг от друга по характеру развития в них отдельных типов пегматитов, отличаются по возрасту и по многим другим свойствам. Следовательно, присутствие касситерита в жилах пегматитового поля является скорее правилом, чем исключением. Однако далеко не во всех пегматитовых полях касситерит встречается в количестве, оправдывающем отнесение его к категории неакцессорных минералов, и лишь сравнительно редко встречаются пегматитовые поля, заключающие жилы с промышленным содержанием олова.

Что касается типов пегматитов, содержащих касситерит, то они достаточно разнообразны. Касситерит отмечается в слюдяных пегматитах (Индия), в пегматитах с редкими элементами (штат Вирджиния, США), в типах натровых (Мурзинка, Средний Урал), натрово-литиевых (Туркестан, Калба, Манитоба), криолитовых (Гренландия). Список можно расширить, но и эти примеры уже достаточно характеризуют разнообразие пегматитов, содержащих касситерит. Но только в натрово-литиевом типе пегматитов (по классификации А. Е. Ферсмана) касситерит образует промышленные концентрации, в остальных же типах значение его не выходит за пределы минералогических находок.

Оловоносные пегматиты являются только одним из типов пегматитов, хотя бы специфическим, поэтому следует выяснить место их в общей классификации пегматитов.

В мировой литературе последних лет наибольшее признание получили классификации А. Е. Ферсмана и К. Ландеса. Классификация пегматитов, предложенная П. Ниггли, уже оставлена, в особенности после опубликования А. Е. Ферсманом монографии по пегматитам гранитной магмы.

Успех классификации А. Е. Ферсмана (1931) обусловлен ее стройностью. Принцип, положенный в основание классификации, проведен через все выделенные этой классификацией типы. Так, все типы пегматитов «чистой линии» составляют звенья единой цепи остывания и кристаллизации остаточного расплава. При этом каждое звено рассматривается в отдельных своих этапах как более или менее закрытая система процесса остывания частного пегматитового расплава. Таким образом, пегматитовая жила есть результат кристаллизации пегмати-

тогого расплава в условиях, когда состав расплава в основном дан уже в начале кристаллизации.

Наряду с пегматитами чистой линии, т. е. такими, на ход кристаллизации которых последующие дериваты магматического очага или же ассимиляция боковых пород не оказывали сколько-нибудь заметного влияния, А. Е. Ферсман дает также классификацию так называемых «пегматитов скрещения», при образовании которых указанные дополнительные факторы проявились достаточно резко. В частности, в некоторых пегматитах скрещения очень ярко выражено наложение на пегматитовый расплав пневматолитовой фазы. Но это наложение происходит до того, как пегматитовая жила сформировалась, т. е. пегматиты скрещения опять-таки представляют собой результат кристаллизации закрытой системы: пегматитовый расплав плюс пневматолиты.

Правда, А. Е. Ферсман указывает и на существование таких пегматитов скрещения, в которых дополнительный привнос материала, в виде пневматолитов и гидротерм, происходил уже после того, как пегматитовый расплав в основном закристаллизовался. Однако эта мысль не получила в монографии необходимого развития.

Наряду с классификацией А. Е. Ферсмана в последние годы приобрела известность также классификация К. Ландеса (1933).

Основная идея классификации Ландеса заключается в том, что наложение на пегматиты пневмо-гидротермолитов как во время, так особенно и после кристаллизации пегматитового расплава не только не является редким, случайным явлением, но для некоторых типов пегматитовых жил весьма обычно. Ландес придает гидротермальному этапу формирования пегматитовых жил, если не главное, то во всяком случае равное с магматическим значение, и полагает, что различные типы пегматитов образуются в результате наложения на обычный кварцево-полевошпатовый пегматит различных дериватов магматического очага. Эти дериваты в ряде случаев радикально изменяют первоначальный состав пегматитов.

Существование разногласий относительно того, являются ли пегматиты закрытой системой или имеет место кристаллизация при непрерывном или неоднократном притоке новых порций, объясняется тем, что разные исследователи приписывают отдельным способам формирования чрезмерно универсальное значение, рассматривая их как единственно возможные или абсолютно господствующие.

Известно, что первые, наиболее высокотемпературные порции остаточного расплава обладают вещественным составом, весьма напоминающим состав материнской породы, и характеризуются слабым развитием процессов метасоматоза. Только последующие порции, обогащенные летучими компонентами и некоторыми редкими или рассеянными элементами, являются носителями специфических черт остаточного расплава и, в частности, оловоносности. Повышенная концентрация летучих и благоприятные условия температур и давлений способствуют развитию метасоматических процессов. С такими метасоматическими процессами, как альбитизация и грейзенизация (см. ниже), связано накопление касситерита в пегматитах.

Оловоносные пегматиты представляют, следовательно, такой тип пегматитов, в котором широко развиты процессы грейзенизации и альбитизации, благоприятствующие образованию в этом типе промышленной концентрации касситерита.

Эта формулировка достаточно четко определяет тип оловоносных пегматитов и в то же время допускает возможность того, что, несмотря

на общие благоприятные признаки пегматитового поля — наличие в нем жил определенного типа, концентрация касситерита в промышленных масштабах может и не иметь места, хотя тип все же остается оловоносным.

Беря за основу классификацию пегматитов академика А. Е. Ферсмана, можно отметить, что:

1) все типы пегматитов от I до IV включительно — I обычные и церровые, II с редкими землями, III боро-фтористый, IV фторо-бериллиевый — содержат касситерит только в виде редкой, аксессуарной вкрапленности;

2) пегматиты типа V — натро-литиевого — включают подавляющее количество оловоносных пегматитов с промышленной концентрацией олова;

3) «чистые» представители «натриевого процесса», по А. Е. Ферсману, так называемые «альбититовые пегматиты», также являются оловоносными; промышленное значение их еще не ясно;

4) пегматиты типов от VI и выше — марганцово-фосфатного, фторо-алюминиевого, сульфидного, щелочного — по содержанию касситерита аналогичны типам I—IV, т. е. также не оловоносны.

Если сопоставить приведенную группировку пегматитов с другими классификациями, то оловоносные пегматиты соответствуют литиевому (девятому) типу Ниггли и типу сложных пегматитов Ландеса, за исключением альбититовых пегматитов, которые следует отнести к «простому» типу.

Определив место оловоносных пегматитов в наиболее распространенных классификациях, можно попытаться дать более дробное деление оловоносных пегматитов. Детализация классификации оловоносных пегматитов основывается прежде всего на выделении тех комплексов минералов (ранних), которые подвергаются замещению в период отложения касситерита (рудный этап). Такими комплексами являются:

- 1) кварц-микроклин,
- 2) кварц-микроклин-сподумен.

Совершенно очевидно, что продукты метасоматоза определяются не только тем, что замещается, но и тем, что производит замещение, т. е. характером растворов, обусловивших ход метасоматического процесса. Поэтому один и тот же кварцево-полевошпатовый комплекс, например, может замещаться различными новообразованными минералами. Эти минералы могут служить признаками дальнейшего подразделения выделенного типа.

Классификация оловоносных пегматитов.

1. Кварцево-микроклиновый тип:
 - а) альбитово-мусковитовый подтип,
 - б) альбитово-топазово-мусковитовый (фтористый) подтип.
2. Кварцево-микроклиново-сподуменовый тип:
 - а) альбитово-турмалиновый (бористый) подтип,
 - б) альбитово-мусковитовый подтип.

II. ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

1. КВАРЦЕВО-МИКРОКЛИНОВЫЙ ТИП

К этому типу оловоносных пегматитов следует отнести такие жилы, в которых дорудный период кристаллизации характеризуется образованием калиевого полевого шпата, плагиоклаза (чаще олигоклаза) и кварца. К этим трем главным минералам часто, но не всегда присоединяется в подчиненных количествах мусковит, шерл, альмандин, берилл, топаз.

Отмеченный минералогический состав в сущности отвечает шерло-мусковитовому типу пегматитов (по А. Е. Ферсману). Пегматитовые жилы этого состава в большинстве своем не несут рудоносной фазы и никогда не являлись источником добычи олова, хотя минералогически касситерит в них и отмечался.

На этом типе особенно рельефно выступают характерные черты оловоносных пегматитов. В том случае, если формирование пегматитовых жил ограничивается кристаллизацией указанной выше минералогической ассоциации, то образуется типичный неоловоносный пегматит. Только некоторые, весьма характерные последующие процессы могут настолько видоизменить этот пегматит, что он становится оловоносным. Такими характерными процессами наложения являются альбитизация и грейзенизация, сопровождающие оловянное оруденение.

1а. Альбитово-мусковитовый подтип

Этот подтип наиболее распространен среди оловоносных пегматитов. Представители его известны во всех оловоносных пегматитовых полях Союза (Туркестан, Калба, Забайкалье и т. д.).

К типоморфным признакам его относятся:

1) доминирующая роль ассоциации кварц—калиевый полевой шпат (обычно микроклин-пертит) в дорудной минерализации;

2) интенсивное замещение калиевого полевого шпата альбитом и кварцево-слюдистыми агрегатами (грейзенизация);

3) связь оловянного оруденения с этими метасоматическими процессами.

В дорудной ассоциации, помимо кварца и микроклин-пертита, в подчиненных количествах наблюдаются альбит-олигоклаз, берилл, гранат, шерл, мусковит, апатит и значительно реже биотит. Эти минералы в виде отдельных, иногда редких, включений обнаруживаются в раннем кварце и микроклин-пертите. Кварц и микроклин-пертит часто дают письменное прорастание. Некоторые из указанных второстепенных минералов могут совершенно отсутствовать, могут варьировать и их количественные соотношения.

В редких случаях отмечается аксессуарная вкрапленность касситерита, повидимому связанная с последней стадией кристаллизации отмеченной дорудной ассоциации минералов.

Исключительно резкий перелом в истории формирования пегматитов альбитово-мусковитового подтипа наступает в период альбитизации и грейзенизации. При этом, путем интенсивного метасоматоза дорудной ассоциации минералов, образуются: альбит, мусковит, лепидолит, редко циннвальдит, кварц, апатит, спессартин, иногда полихромные турмалины, марганцево-железистые и литийсодержащие фосфаты, колумбит и, в качестве главного рудного минерала, касситерит. К основным типоморфным минералам этого периода метасоматоза относятся альбит, светлые слюды, кварц и касситерит. Другие перечисленные выше минералы не являются обязательными спутниками, и количественные их соотношения варьируют, не меняя, однако, их значения как второстепенных.

Альбит и сопровождающие его минералы, такие, как различные фосфаты, полихромные турмалины и колумбит, располагаются в основной массе жилы. Грейзеновая ассоциация в виде гнезд, линзочек и других неправильных тел сосредоточивается в зальбандах и значительно реже в центральных частях жил.

Касситерит получает преимущественное развитие в грейзенизированных участках. В альбитизированных зонах он отмечается в виде рассеянных вкрапленников.

В этом подтипе история формирования рудоносной жилы часто не заканчивается указанным выше процессом. После рудной стадии в пегматитовое тело иногда проникают кремнеземистые растворы, которые образуют прожилки и линзы кварца с редкими сульфидами — пиритом и арсенопиритом.

Жилы альбитово-мусковитового подтипа располагаются как в экзо-, так и в эндоконтакте, но наибольшее распространение имеют в зоне экзоконтакта.

Общие морфологические черты описываемых оловоносных пегматитов определяются генетическим типом трещин, выполняемых остаточным расплавом.

В зоне экзоконтакта встречаются секущие, пластово-секущие и пластовые жилы. Последние обычно имеют наибольшее протяжение по простиранию (несколько сотен метров) при относительно небольшой мощности (0,5—2 м). Для секущих жил весьма характерны линзообразные тела с раздувами и пережимами; размеры линз колеблются от десятка до первых сотен метров.

В зоне эндоконтакта жилы альбитово-мусковитового подтипа имеют обычно форму линз небольших размеров. Известны, однако, в эндоконтакте и жилы, простирающиеся на несколько сотен метров (Дукенек, Туркестан). Подобные жилы часто ориентированы согласно контакту интрузива с вмещающей толщей и по своей морфологии весьма напоминают пластовые жилы зоны экзоконтакта.

В ряде случаев удается установить, что линзовидные тела выполняют трещины разрыва, а дайки и им подобные формы пегматитовых тел выполняют трещины скальвания.

Строение жил альбитово-мусковитового подтипа характеризуется наличием грубой зональности, иногда симметричной. Зональное строение обуславливается либо последовательностью кристаллизации определенной ассоциации минералов в дорудную стадию, либо пространственной приуроченностью минералов последующих фаз наложения к определенным участкам рудных тел, либо, наконец, обеими этими причинами, дополняющими друг друга.

В некоторых жилах кварцево-микроклинового типа в дорудную стадию полевые шпаты, кварц и слюда образуют свои самостоятельные зоны, благодаря чему жила приобретает отчетливо-зональное строение с полевошпатовой зоной в периферийных частях и кварцем в центральной зоне. Альбитизация и грейзенизация развиваются, естественно, в полевошпатовой зоне и непосредственно по зальбанду. Касситерит в виде редкой вкрапленности приурочен к призальбандовым участкам.

Значительно чаще встречаются жилы альбитово-мусковитового подтипа с несколько иным строением. Пегматитовая жила почти по всей мощности весьма интенсивно альбитизирована. В этой альбитизированной массе отмечаются реликтовые блоки калиевого полевого шпата. Вдоль зальбанда вытягиваются неправильные линзочки, кусты или струи грейзенов, создавая грубую зональность строения жилы.

Рудный минерал — касситерит встречается по всей мощности жилы, но повышенная концентрация его приурочена к грейзенизированным участкам.

16. Альбитово-топазово-мусковитовый (фтористый) подтип

Этот подтип наиболее богат фторсодержащими минералами, притом преимущественно топазом, тогда как флюорит играет заметно подчиненную роль. Топаз в оловоносных пегматитах является довольно обычным минералом, однако во всех подтипах, кроме описываемого, за ним неизменно сохраняется роль минерала акцессорного. Для данного же подтипа топаз является одним из главных типоморфных минералов.

Начальная или первая фаза формирования пегматитов этого подтипа определяется выделением кварца, микроклина, значительно менее обильного олигоклаза и, в качестве второстепенных минералов, топаза, альмандина, турмалина, берилла и мусковита. В этой фазе касситерит почти полностью отсутствует.

Вторая фаза уже рудоносна. В зависимости от конкретных условий рудоносный этап может, в свою очередь, быть подразделен более подробно, но это относится уже к деталям.

Для рудоносного этапа характерны крупнокристаллический топаз, альбит, касситерит и минералы грейзена — мусковит и кварц. В качестве подчиненных минералов следует назвать флюорит, апатит, спессартин, зеленый турмалин. Заслуживает внимания, что, несмотря на интенсивность метасоматических процессов (альбитизации, грейзенизации и частично топазитизации), микроклин все же сохраняется в жиле в заметных количествах.

Метасоматозу подвергаются не только ранние минералы дорудной фазы, но и минералы, кристаллизующиеся уже в рудный этап. Так, топаз, образующийся в начале рудного этапа, в дальнейшем подвергается замещению светлыми слюдами типа жильбертита. Возможно, что это замещение происходит в конце рудоносного этапа или даже после него.

Выделение касситерита имеет место в течение почти всего рудного этапа. Касситерит ассоциирует с топазом, альбитом и минералами грейзена. Однако главное количество касситерита выделяется в начале рудного процесса — несколько раньше выделения альбита, кварца и мусковита.

Грейзенизированные рудные участки встречаются по всей мощности жилы в виде неправильных гнезд и линзочек, но иногда сосредотачиваются преимущественно в зальбандах. Выделения альбита, кварца и касситерита образуют вытянутые полосы, прожилки, линзы и сплошные массы. Оруденелые участки имеют очень небольшие размеры по падению.

Оловоносные пегматиты альбито-топазово-мусковитового подтипа залегают в контактовых зонах и образуют жилы мощностью от 0,2 до 1—2 м, простирающиеся на несколько сотен метров. Примером этого подтипа могут служить некоторые оловоносные пегматиты Мензинской группы месторождений в Западном Забайкалье и Северной Нигерии в Африке.

2. КВАРЦЕВО-МИКРОКЛИНОВО-СПОДУМЕНОВЫЙ ТИП

Как следует из самого названия, второй тип оловоносных пегматитов характеризуется тем, что в первый этап образования пегматитовой жилы кристаллизуются кварц, полевые шпаты (микроклин и олигоклаз) и сподумен. Для начальной стадии формирования оловоносных

пегматитов только последний минерал служит признаком, отличающим второй тип от первого. Несомненно существует определенная последовательность кристаллизации между указанными минералами, но, учитывая, что они выделились в дорудную стадию, можно этим пока пренебречь.

Помимо отмеченных трех количественно преобладающих минералов, в дорудную стадию в варьирующих количествах выделяются еще мусковит, турмалин и берилл.

В последующие стадии формирования оловоносных пегматитов второго типа имеет место весьма интенсивное замещение высокотемпературных минералов совершенно иными минералогическими ассоциациями. Наибольшему замещению подвергаются калиевые полевые шпаты — микроклин и микроклин-пертит. Замещение сподумена проявляется значительно менее интенсивно.

Имеются многочисленные примеры полного замещения калиевого полевого шпата альбитом и кварцево-мусковитовым агрегатом с образованием псевдоморфоз. Сподумен обычно замещен в пределах маломощных каемок по контуру кристалла или по спайности. Замещающими минералами обычно являются кварц, альбит, лепидолит, петалит и некоторые другие, о которых будет сказано ниже.

Кроме отмеченных минералов, а также и касситерита, в пегматитах этого типа встречаются: полихромный турмалин, иногда весьма обильный, гранат, редкий топаз, амблигонит, фосфаты типа литиофиллита-трифилина, белый берилл, рубидийсодержащий жильбертит, колумбит, вольфрамит и некоторые сульфиды, как, например, пирит, арсенопирит, халькопирит и молибденит.

Однако не все оловоносные жилы второго типа имеют такой относительно богатый минералогический состав. Своим обилием и разнообразием минерализация обязана рудному этапу и зависит она, естественно, от состава рудообразующих растворов. Характер минерализации, протекающей в рудную стадию, позволяет для второго типа оловоносных пегматитов выделить два подтипа: альбитово-турмалиновый (бористый) и альбитово-мусковитовый.

2а. Альбитово-турмалиновый (бористый) подтип

Этот подтип оловоносных пегматитов отличается наиболее интересной минерализацией. Минералогический состав: кварц (несколько генераций), микроклин, сподумен, мусковит (несколько генераций), плагиоклаз, альбит (несколько генераций), лепидолит (несколько генераций), шерл, полихромный турмалин, берилл, апатит, гранат, фосфаты, амблигонит, поллуцит, касситерит, колумбит, вольфрамит, петалит, жильбертит.

Кварц, микроклин и сподумен являются типоморфными минералами для всего типа. Альбит-клевелэндит, крупнокристаллический касситерит, полихромные турмалины — зеленые, синие и розовые, затем мелкочешуйчатый, скорлуповатый лепидолит, белый берилл, литийсодержащие фосфаты, поллуцит, колумбит и жильбертит следует относить к типоморфным минералам рудного этапа рассматриваемого подтипа. Что касается таких минералов, как гранат и мусковит, то хотя они и встречаются, но не являются определяющими. Период формирования типоморфных минералов рудного этапа совпадает с временем кристаллизации касситерита.

Метасоматические процессы, сопровождающие образование рудной

ассоциации, выражаются в том, что калиевый полевой шпат — обычно микроклин — замещается клевелэндитом и, в меньшей степени, кварцево-слюдистыми агрегатами. Это замещение распространяется только на контактную область между микроклиновой и клевелэндитовой зоной и не развивается до почти полного исчезновения микроклина, как это имеет место в альбитово-мусковитовом подтипе. Обычно клевелэндитовые оторочки в крупных полевошпатовых блоках имеют мощность только до 1—2 см. Центральные части микроклиновой зоны вполне хорошо сохраняются. Создается впечатление относительно спокойной смены микроклина клевелэндитом. Сподумен чаще всего резорбируется кварцем, клевелэндитом и, значительно реже, слюдами — мусковитом, лепидолитом и жильбертитом. В небольших размерах сподумен замещается петалитом. В общем же сподумен сохраняется значительно лучше, чем микроклин.

Жилы этого подтипа встречаются как в эндо-, так и в экзоконтакте и по своему характеру относятся к телам выполнения трещин.

Морфологически оловоносные пегматиты этого подтипа представляют плитчатые линзовидные тела, значительно реже они встречаются в виде трубчатых образований. Размеры пегматитовых тел варьируют от нескольких десятков до первых сотен метров по простиранию и от десятков сантиметров до нескольких метров по мощности. Протяженность жил по падению неизвестна. Зональное строение является характерной чертой для жил этого подтипа.

Примерная схема строения жил такова:

- 1) Вмещающая порода.
- 2) Среднезернистый кварцево-полевошпатовый пегматит с шерлом (мощность примерно 5—10 см).
- 3) Крупнокристаллический калиевый полевой шпат с подчиненными кварцем и мусковитом.
- 4) Крупнокристаллический сподумен.
- 5) Центральная зона, выполненная клевелэндитом и полихромным турмалином.

Отдельные представители рассматриваемого типа в той или иной степени обнаруживают отклонения от указанной схемы строения. Так, например, между третьей и четвертой зоной иногда образуется бериллово-слюдистая подзона. В других случаях третья и четвертая зоны не выделяются четко и сливаются в одну общую зону.

Обильная минерализация приурочена к центральной части оловоносной жилы — клевелэндитовой зоне. Здесь, помимо клевелэндита и полихромного турмалина, встречаются литиевые и марганцово-железистые фосфаты, лепидолит, амблигонит, рубидий- и цезийсодержащий жильбертит, колумбит, поллуцит, петалит, крупнокристаллический касситерит и некоторые другие минералы. Оловянное оруденение приурочено исключительно к этой зоне.

Примеры жил этого подтипа известны в Туркестанском хребте, Калбе, Забайкалье, Манитобе, в Южной Дакоте.

26. Альбитово-мусковитовый подтип

Выделение этого подтипа определяется не только тем, что рудный этап в нем протекает несколько иначе, чем в предыдущем, но также и иными структурными взаимоотношениями ранних силикатов, отнесенных к типоморфным минералам второго типа. В предыдущем подтипе

сподумен образует более или менее хорошо выраженную зону в центральных частях пегматитовых жил. В альбитово-мусковитовом подтипе вытянутые плоские кристаллы сподумена развиваются преимущественно в периферических зонах пегматитовых жил, осевые же части жил сложены крупноблочными выделениями микроклина или микроклинпертита.

В дорудную стадию формирования этого подтипа образуются микроклин, кварц, сподумен, олигоклаз и, в качестве аксессуаров, мелкие и в общем редкие кристаллы апатита, шерла, берилла и топаза. Микроклин с кварцем в крупноблочных выделениях микроклина образуют участки с письменной структурой.

Для рудной стадии характерно исключительно интенсивное замещение основных ранее образованных минералов. Микроклин в значительной своей части замещается мелким или даже тонкозернистым альбитом (сахаровидный альбит), с сохранением только самых общих контуров блсков микроклина; грейзенизация микроклина имеет подчиненное значение. Сподумен замещается кварцем, альбитом, петалитом и мелким мусковитом.

Процессы альбитизации и грейзенизации сопровождаются выделением касситерита. В эту стадию выделяются также трифиллин, черные марганцово-железистые фосфаты, мелкий зеленоватый апатит и редкий колумбит.

Рудный процесс в некоторых случаях находит свое продолжение в появлении прожилков и линз серого кварца с сульфидами: пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и молибденитом. Наложение кварцево-сульфидной стадии сопровождается превращением сподумена в альбитово-слюдистые псевдоморфозы (циматолит).

В этом подтипе полихромный турмалин, литиевые фосфаты, лепидолиг и колумбит играют либо совершенно подчиненную роль, либо полностью отсутствуют. Представителем описываемого подтипа может служить сподуменовая дайка Верхне-Баймурзинского месторождения (Восточный Казахстан).

Ограничиваясь приведенной общей характеристикой главнейших особенностей различных типов оловоносных пегматитов, остановимся на их отличиях от пегматитоподобных кварцево-полевошпатовых жил и затем на более детальном описании собственно рудных процессов — альбитизации и грейзенизации.

III. ОЛОВОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И КВАРЦЕВО-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ЖИЛЫ

Как известно, пегматиты гранитной магмы определяются не одним наличием кварца и полевого шпата, но и их структурными и количественными соотношениями, а также и характерными минералами-спутниками. Тем не менее известное сходство минералогического состава рудных тел нередко приводит к смешению оловянных месторождений пегматитового типа с рудными проявлениями касситеритово-полевошпатового типа. В чем же заключаются основные различия между этими двумя типами?

Прежде всего — и это главное — следует помнить, что пегматит представляет геологическое образование не только определенного минералогического состава, но и образующееся на определенной, относительно ранней стадии образования жильных дериватов магмы. Для

этой ранней стадии характерно то, что кристаллизация минералов происходит из остаточных расплавов. Медленное понижение высокой температуры расплава наряду с повышенной концентрацией минерализаторов в нем обеспечивает образование особых структур — анхизвтектических — между некоторыми силикатными минералами. Такие анхизвтектические структуры типа «письменных», помимо пары кварц — полевошпат, образуют также кварц—сподумен, кварц—турмалин и отчасти кварц—мусковит и кварц—гранат. Подобных эвтектических пар силикатных минералов касситеритово-полевошпатовый тип не дает. Кроме того, количественные взаимоотношения двух главных минералов — кварца и полевого шпата — в этих типах резко отличны. Следует вспомнить, что эвтектика кварц — полевошпат дает соотношения между этими минералами близкое к 25 : 75, чем и объясняется широкое, если не преобладающее развитие полевых шпатов в пегматитах. Будет ли это микроклин или метасоматически замещающий его альбит — в данном случае не играет роли. В кварцево-полевошпатовых оловоносных жилах количественные соотношения кварца и полевых шпатов варьируют в широких пределах, причем последние чаще имеют резко подчиненное развитие.

Первостепенное значение имеет также то обстоятельство, что оловянное оруденение в пегматитовом типе месторождений полностью обусловлено процессом наложения, тогда как в кварцево-полевошпатовых жилах касситерит является одним из ранних минералов — он кристаллизуется в начальную стадию формирования этих жил.

Наконец, следует еще отметить, что касситерит кварцево-полевошпатовых жил, в отличие от пегматитовых, более светло окрашен, обладает большим развитием граней призм на своих кристаллах и не содержит или содержит только в десятых и сотых долях процента ниобий и тантал — столь характерные примеси касситеритов пегматитовых жил.

IV. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОЦЕССОВ АЛЬБИТИЗАЦИИ И ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

1. АЛЬБИТИЗАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Альбитизация, наряду с грейзенизацией, представляет один из самых характерных процессов, сопровождающих оловянное оруденение в пегматитах.

Альбитизация пегматитовых жил для оловоносных пегматитов может быть использована в качестве поискового признака, причем интенсивность альбитизации может, повидимому, служить известным критерием при оценке перспективности на олово пегматитового поля в целом. Генетические черты процесса альбитизации изложены А. Е. Ферсманом (1931), который приходит к выводу, что альбитизация в сущности заканчивает процесс кристаллизации из расплава и является таким же переломным моментом в ходе эволюции пегматитового расплава, как точка инверсии кварца (точка *Q*) или точка перехода расплава в гидротермы (точка *P*). Американские геологи Гесс (Hess, 1933), Шаллер (Schaller, 1933), Ландес (Landes, 1933) и др. также относят время альбитизации к позднему периоду формирования пегматитовой жилы, однако придают большее значение в этом процессе гидротермам. Вне зависимости от того, протекает ли альбитизация в обстановке расплава или водного раствора, химическая сущность мощного процесса замеще-

ния калия натрием в ходе формирования пегматитовой жилы от этого не изменяется. Известный интерес представляет вопрос, являются ли реагенты альбитизации непосредственным остатком пегматитового расплава *in situ*, или же здесь имеет место привнос в уже сформировавшуюся пегматитовую жилу.

Полевые наблюдения в ряде случаев не дают достаточного фактического материала для однозначного вывода. Объясняется это тем, что в природе имеют место оба случая альбитизации — как *in situ*, так и привнос реагентов этого процесса. Известны такие примеры, когда наряду со сложными альбитизированными оловоносными пегматитами в том же самом пегматитовом поле встречаются жилки оловоносных пегматитов, нацело состоящие из кварца и сахаровидного альбита с редкой, а иногда и богатой вкрапленностью касситерита (Калба, Забайкалье, Манитоба).

Эти факты с несомненностью свидетельствуют о существовании обособленных кремнекисло-натриевых рудоносных дериватов, которые, в зависимости от направлений рудоподводящих каналов, естественно могут или наложиться на уже сформировавшиеся жилы, или создать самостоятельное рудное тело.

Как уже указывалось, альбитизация оловоносных пегматитов является универсальным процессом, проявляющимся во всех типах. Нет ни одной пегматитовой жилы, содержащей в сколько-нибудь заметных количествах касситерит, которая не была бы в той или иной степени альбитизирована (Стрелкин, 1938). Однако обратное правило не имеет места, т. е. далеко не всякая альбитизированная пегматитовая жила является промышленно интересной на олово.

Процесс альбитизации протекает путем замещения калиевого полевого шпата, значительно менее интенсивно — замещения сподумена и берилла, а также и путем выделения альбита непосредственно из жидкой фазы с выполнением свободных полостей жилы. Господствующими разновидностями альбита при этом являются мелкий сахаровидный альбит и клевелэндит. Обе эти разновидности могут присутствовать в одном оловоносном пегматите, но чаще какая-либо одна из них преобладает.

Последнее обстоятельство может быть использовано при детальной классификации оловоносных пегматитов, тем более что для каждой из этих разновидностей характерны свои минералы-спутники.

1а. Альбитизация в форме клевелэндита

Макроскопически клевелэндит в оловоносных пегматитах представлен удлиненными тонкими пластинками белого или слабоголубоватого цвета. Пластинки имеют длину от 2—3 мм до 2 см и более. Наиболее часто клевелэндит присутствует в сподуменосодержащих оловоносных жилах, где образует самостоятельную зону в осевой части жилы (Кара-су в Туркестанском хребте, Плач-гора в Калбе). Распространение клевелэндита в остальных зонах жил, в том числе по зальбандам, также имеет место, но в виде узких каемок. Для клевелэндита весьма характерно образование самостоятельных зон и относительно слабое замещение им калиевого полевого шпата. Жилы, содержащие в осевой части клевелэндит, обычно богаты хорошо сохранившимися крупными блоками микроклина. Следует также отметить слабое развитие грейзенов в существенно клевелэндитовых жилах.

К парагенетическим спутникам клевелэндита относятся касситерит, полихромные турмалины, лепидолит, марганцово-железистые и литиевые фосфаты. Несколько позже клевелэндита по трещинам клевелэндитовой зоны образуются тонкопластинчатый колумбит (Тамынген и Кара-су в Туркестанском хребте), амблигонит. Касситерит, ассоциирующийся с клевелэндитом, представлен крупными выделениями, размеры которых иногда достигают нескольких сантиметров. Касситерит имеет темно-коричневую окраску и сравнительно редко встречается в виде хорошо образованных кристаллов.

В тех оловоносных пегматитах, в которых альбит представлен клевелэндитом и слагает осевые зоны, отдельные типоморфные минералы весьма полно представлены своими разновидностями. Так, например, турмалин в таких жилах встречается в виде шерла, индиголита, рубеллита, эльбаита и т. д., причем в пространственном расположении этих разновидностей в жилах наблюдается определенная закономерность. По направлению от зальбанда к осевой части турмалин постепенно теряет черную окраску и приобретает темнозеленый, а затем светло-зеленый цвет. Одновременно появляется розовый турмалин, а в осевых зонах — бесцветная его разновидность — эльбаит. Таким образом, переход от периферии к центру жилы сопровождается сменой высокотемпературных разновидностей турмалина более низкотемпературными (Кара-су в Туркестанском хребте и Плач-гора в Калбе). Это обстоятельство говорит в пользу того, что формирование подобных жил протекает в условиях, весьма напоминающих кристаллизацию из замкнутой физико-химической системы.

Наряду с этим имеются оловоносные пегматиты (Забайкалье), в которых хорошо выраженные прожилки клевелэндита секут уже альбитизированный пегматит. Без дополнительного привноса подобные явления не могут быть объяснены.

16. Альбитизация в форме сахаровидного альбита

Сахаровидный альбит в оловоносных пегматитах развивается преимущественно путем замещения калиевого полевого шпата с образованием псевдоморфоз по микроклину. Пространственное расположение таких альбитизированных участков зависит в первую очередь от распределения микроклина. Небольшие каемки альбита образуются также вокруг кристаллов сподумена. Кристаллизация сахаровидного альбита весьма часто сопровождается процессами грейзенизации, причем в этом случае альбит занимает центральные части жил, а грейзен располагается по зальбандам. В некоторых оловоносных пегматитах (например, Калба) альбитизация проявляется исключительно ярко; при этом устанавливается несколько генераций альбита. Поздние генерации альбита почти не сопровождаются касситеритом.

Парагенетическая ассоциация для сахаровидного альбита более проста, чем для клевелэндита. Сахаровидный альбит, грейзеновая слюдка, кварц и касситерит — вот та группа минералов, которая развита наиболее широко. Иногда в этой ассоциации отмечаются еще апатит, розовый гранат (спессартит). Турмалин и берилл присутствуют далеко не всегда и обычно в резко подчиненном количестве.

Касситерит, ассоциирующийся с сахаровидным альбитом, обычно мелкий (1—4 мм в диаметре) или макроскопически даже трудноуловимый — пылевидный.

2. ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Оловянное оруденение в пегматитах очень часто сопровождается процессом их грейзенизации. Количественно грейзенизированные оловоносные пегматиты стоят на первом месте среди всех типов оловоносных пегматитов.

Под термином «грейзенизация» понимается такой процесс, который приводит к образованию кварцево-слюдистых агрегатов за счет метасоматической переработки силикатных минералов, преимущественно полевых шпатов. Слюды в грейзенах представлены чаще мусковитом, реже лепидолитом и циннвальдитом.

Преимущественное развитие минералов грейзена за счет замещения полевых шпатов доказывается:

- 1) появлением псевдоморфоз новообразованных минералов по микроклину;
- 2) присутствием реликтов калиевого полевого шпата в грейзеновых скоплениях; эти реликты обычно имеют округлые формы;
- 3) локальным замещением полевого шпата по различным его трещинам, в том числе и по спайности.

Замещение сподумена кварцево-слюдистым материалом обычно идет в значительно более скромных размерах, чем полевого шпата. Чаще сподумен замещается только в виде узкой каемки по контуру кристалла или по спайности. Правда, имеются факты полного замещения сподумена слюдистым веществом, но в этом случае место кварца занимает альбит. Подобно сподумену, но в еще более слабой степени, процессу замещения кварцем и слюдой подвергается и берилл.

Помимо указанных выше фактов образования грейзена безусловно за счет некоторых более ранних силикатных минералов, имеются многочисленные примеры, в которых совершенно не представляется возможным указать, за счет или на месте каких минералов кристаллизовалась грейзеновая ассоциация.

Из спутников касситерита в грейзенах необходимо отметить апатит, спессартит, полихромный турмалин, амблигонит и в совершенно подчиненном количестве топаз и флюорит. Последние два минерала, очень распространенные в грейзенах, развивающихся в гранитах, чаще всего совершенно отсутствуют в грейзенизированных участках оловоносных пегматитов, т. е. фтористые соединения при грейзенизации пегматитов играют значительно меньшую роль.

Агенты грейзенизации оловоносных пегматитов являются продуктами остаточного расплава. Они могут приноситься в первый момент выполнения трещины пегматитовым расплавом, а также подаваться позже, тогда, когда главная стадия кристаллизации расплава уже заканчивалась; во втором случае предполагается, что оловоносный пегматитовый расплав, аналогично магматическому очагу, способен к пульсирующей подаче материала по рудоподводящим каналам в верхние горизонты.

Следует отметить, что грейзенизация в результате последующего, сравнительно позднего, поступления различных легкоподвижных компонентов представляет, повидимому, более частый случай. Об этом свидетельствуют некоторые специфические черты распределения грейзенов в пегматитах, кратко охарактеризованные ниже.

Грейзенизированные участки пегматитов обычно вытягиваются по зальбандам вдоль контактов и гораздо реже встречаются в осевых частях. При этом участки грейзена секут альбитизированные зоны в виде

прожилков или струй, которые, отходя от грейзенизированных линз в зальбанде, довольно быстро выклиниваются по направлению к оси жилы. Следовательно, грейзенизация распространялась не только вдоль зальбандов, но и от них к центру пегматитовой жилы. Иначе говоря, концентрация агентов грейзенизации должна иметь место по контакту пегматитового тела с вмещающей породой. Источниками указанной концентрации агентов грейзенизации в контактной зоне могут быть: а) центральная полость трещины, выполненной остывающим пегматитовым расплавом, в которой агенты грейзенизации будут сосредоточиваться в силу подвижности и легкоплавкости материала, накапливающегося в конечной стадии пегматитового расплава и отжатого от контакта к центру в результате кристаллизации расплава на стенках трещины; б) «очаг» пегматитового расплава, с которым трещина, уже выполненная пегматитовым материалом, сохранила или возобновила связь.

Для тех агентов грейзенизации, которые обособились на месте во время кристаллизации пегматитового расплава, возможность проникновения от центральной области к контакту создается благодаря контракционным трещинам в остывающем пегматитовом теле. Однако в этом случае грейзенизации подвергнутся преимущественно те выделения калиевого полевого шпата, которые расположены в центральных зонах жилы, и грейзенизация должна постепенно затухать по мере продвижения к зальбандам. Следовательно, этим может быть объяснено появление только сравнительно редких и нехарактерных для грейзенизированных пегматитов обособленных линз грейзенов в центральных их зонах. Что же касается наиболее распространенных и наиболее крупных зон грейзена, расположенных по зальбандам, то их образование должно найти иное объяснение, причем только предположение о последующих поступлениях агентов грейзенизации удовлетворительно объясняет известные нам факты приуроченности линз грейзенов к контакту.

V. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТАХ

Касситерит в оловоносных пегматитах в общем случае распределяется весьма неравномерно, особенно когда он приурочен к грейзенизированным участкам пегматитовых жил. Грейзенизированные участки, большей частью вытягивающиеся вдоль контакта, но иногда заходящие и в осевые части жилы, представляют собой вытянутые линзочки, или пятна мощностью 1—15 см, достигающие по простиранию 0.2—1.5 м, реже 20—30 м, и по падению нескольких десятков сантиметров или в лучшем случае 2—3 м. Распределяются грейзенизированные участки в жиле на различных горизонтах неравномерно, без видимой закономерности.

Касситерит обнаруживается далеко не во всех грейзенизированных гнездах.

В случае ассоциации с клевелэндитом он располагается в центральных частях жил в виде крупной и равномерной, но весьма редкой вкрапленности. Характер оруденения на глубине в общем такой же, как и на поверхности. Определяющим здесь является расположение клевелэндитовых зон. В парагенезисе с сахаровидным мелким альбитом касситерит распределялся также более или менее равномерно по всей массе альбита в виде мелкой, иногда едва уловимой невооруженным глазом вкрапленности. Здесь, как и в предыдущих случаях, место концентрации касси-

терита совпадает с областями выделения ассоциирующего с ним сахаровидного альбита.

Имеются примеры, правда весьма немногочисленные, когда в результате интенсивного проявления процессов альбитизации и грейзенизации наблюдается столь полная переработка первоначального пегматита, что продукты этих процессов распределяются равномерно по всей жиле как по простиранию, так и по падению. При этом содержание олова в пробах, взятых, например, через интервал в 10 м на протяжении нескольких сот метров, по простиранию колеблется только в сотых долях процента (Верхне-Баймурзинское месторождение в Казахстане). Такой характер оруденения сохраняется и на более низких горизонтах.

Следовательно, для оловоносных пегматитов участки развития жильных минералов альбита и грейзенов совпадают с местами выделения касситерита. Если указанные спутники касситерита распределяются неравномерно по телу жил, то таков же будет и характер оруденения.

Здесь принималось во внимание только то олово, которое содержится в касситерите. Однако олово входит в качестве изоморфной примеси и в некоторые другие минералы. Так, для оловоносных пегматитов Туркестанского хребта имеются следующие данные по содержанию олова в некоторых минералах, приведенные в табл. 2.

Таблица 2

Содержание олова в некоторых минералах из пегматитов
Туркестанского хребта

Минералы	% Sn	Метод анализа	Примечание
Микроклин	0.001	Спектральный	
Сподумен	0.008	Химический	
Мусковит	0.03	Спектральный	
Грейзен. слюдка (мусковит)	0.1	Спектральный	(в 4-х образцах)
Жильбертит	0.006	Химический	
Колумбит I	0.93	Химический	Крупнокристаллический Тонкопластинчатый
Колумбит II	1.11	Химический	

Содержание олова в оловоносных пегматитах по многочисленным данным опробования колеблется в весьма широких пределах. Отдельные данным опробования колеблется в весьма широких пределах. Наряду с богатыми гнездами в той же жиле имеются еще более многочисленные грейзенизированные участки, почти лишенные касситерита или содержащие его только в пределах первых десятых долей процента. При расчете содержания олова на всю рудную массу жилы оно оказывается в подавляющем большинстве случаев равным небольшим долям процента. Встречающееся изредка равномерное распределение касситерита по всей или значительной части жилы тоже дает общее содержание олова в руде в пределах первых десятых процента. При массовой добыче, руды из оловоносных пегматитов относятся к категории бедных, низкопроцентных оловянных руд с ограниченным общим запасом.

Простота получения высокосортного оловянного концентрата далеко не всегда уравнивает указанные выше неблагоприятные качества

месторождений пегматитового типа, и поэтому особенно остро выдвигается задача попутного извлечения других полезных компонентов оловоносных пегматитов. Такими попутными (а иногда, может быть, и главными) компонентами в ряде случаев являются колумбит, сподумен, амблигонит, поллучит и лепидолит.

VI. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ИХ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

1) Как было видно из приведенного выше материала, оловоносные пегматиты связаны почти исключительно с гранитами. Эта связь полевыми наблюдениями устанавливается совершенно точно, так как оловоносные пегматиты известны, как правило, только в тех областях, где материнский интрузив уже вскрыт эрозийным срезом. Вмещающими породами для материнской интрузии и частично для оловоносных пегматитов являются песчаники и сланцы. Совершенно не известны оловоносные пегматиты в карбонатных породах.

2) Возраст оловоносных пегматитов самый разнообразный: от третичного до архейского. Благоприятными уровнями среза для развития пегматитов являются такие, которые вскрывают зоны от акро- до эмбалитовой (по Эммонсу). Чем выше уровень среза, тем чаще появляются уже высокотемпературные кварц-турмалин-арсенопирито-касситеритовые жилы, и обратно — чем глубже уровень среза, тем чаще появляются биотитово-турмалиновые и гранатовые пегматиты, не содержащие касситерита, а роль оловоносных пегматитов в обоих случаях ослабевает.

3) Оловоносные пегматиты известны только там, где пегматитовая жильная фация проявилась достаточно широко вообще и в некоторых своих типах — в особенности. Таким наиболее благоприятным типом пегматитов является пятый по классификации А. Е. Ферсмана (натрий-литиевый).

4) Пегматитовая фация, содержащая оловоносные пегматиты, характеризуется широким развитием процесса наложения — альбитизации и грейзенизации. Из этих процессов альбитизации принадлежит первенствующая роль, и она является одним из ярких поисковых признаков оловоносных пегматитов. Кроме того, к дополнительным благоприятным признакам оловоносности пегматитового поля можно отнести присутствие полихромных турмалинов, сподумена, литиевых фосфатов, лепидолита и топаза.

5) Широкое развитие высокотемпературных кварцевых жил (кварц—турмалин—арсенопирит—касситерит) также служит известным указанием на возможность наличия оловоносных пегматитов, чаще в несколько более эродированных участках.

6) Оловоносные пегматиты залегают в экзо- и эндоконтактных зонах материнской интрузии. Ширина каждой из этих зон в отдельности достигает 3 км.

7) В отдельных случаях (Туркестанский хребет) отмечается зональное строение пегматитового поля вокруг выходов гранита. По мере удаления от интрузива биотитовые пегматиты сменяются шерло-мусковитовыми, в свою очередь уступающими место натрий-литиевым. Оловоносны последние.

8) Наиболее характерной особенностью оловоносных пегматитов является интенсивное развитие процессов наложения — альбитизации

и грейзенизации. Именно с этими процессами связано оловянное оруденение.

9) Принимая за основу дорудную минералогическую ассоциацию, в оловоносных пегматитах можно выделить типы, а по минералогической ассоциации рудного этапа — и подтипы:

Т и п ы	П о д т и п ы
1) Кварцево-микроклиновыи	а) Альбитово-мусковитовый б) Альбитово-мусковит-топазовый
2) Кварцево-микроклиново-сподуменовый	а) Альбитово-мусковитовый б) Альбитово-турмалиновый

10) Характер оруденения в оловоносных пегматитах соответствует расположению в жилах продуктов альбитизации и грейзенизации. При этом гнездовой или кустовой характер оруденения весьма обычен, но не обязателен.

ЛИТЕРАТУРА

- Стрелкин М. Ф. К вопросу об оловоносных пегматитах. Изв. АН, сер. геол., 1938, № 3.
 Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1, 1931.
 Hess F. L. Pegmatites. Econ. Geol., 1933, 28, 447—462.
 Landes K. K. Origin and classification of pegmatites. Amer. Min., 1933, 18, 33—56, 95—103.
 Schaller W. Pegmatites. Lindgren volume. Amer. Inst. Min. Met. Eng., 1933.

О. Д. ЛЕВИЦКИЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения касситеритово-кварцевой формации принадлежат к числу наиболее распространенных представителей оловорудных проявлений. Они пользуются преобладающим развитием во многих мировых оловорудных провинциях и широко распространены также на территории СССР. В качестве типичных областей их развития можно указать Малайскую провинцию, Пиренейский полуостров, Рудные горы в Западной Европе, некоторые районы Восточной Австралии и в пределах Союза — Забайкалье и Калба-Нарым.

Экономическое значение описываемых месторождений весьма велико. В течение многих столетий они являлись одним из основных источников получения руд олова; в сущности вся история развития оловянной промышленности тесно переплетается с историей разработки месторождений Рудных гор и многих из оловорудных месторождений Корнуолла, принадлежащих именно к этой группе. Лишь в период последних десятилетий относительное значение описываемой группы снизилось вследствие все возрастающей роли касситеритово-сульфидных месторождений. Тем не менее месторождения касситеритово-кварцевой группы и связанные с ними россыпи до настоящего времени занимают первое место в добыче олова, обладая вместе с тем наиболее крупными суммарными запасами металла.

Изученность месторождений далеко не равноценна для различных районов. В то время как месторождения Рудных гор освещены целым рядом детальных исследований, о рудных проявлениях Малайи, Пиренейского полуострова и многих других имеются лишь сравнительно скудные данные. Это объясняется главным образом тем обстоятельством, что в указанных районах основное внимание уделяется разработке многочисленных оловоносных россыпей и лишь в незначительной степени затрагиваются коренные месторождения, освоение которых, естественно, значительно более сложно и экономически часто менее выгодно.

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Общей чертой этих рудных проявлений является их генетическая связь с гранитными интрузиями, весьма близкими по составу и различающимися лишь по условиям формирования.

Не останавливаясь здесь на характеристике химического состава оловоносных гранитов, отметим лишь, что от гранитов среднего типа

они нередко, но далеко не всегда, отличаются более высоким содержанием SiO_2 и, одновременно, ненормально низким содержанием CaO и MgO . В ряде случаев характерна, повидимому, и некоторая пересыщенность глиноземом, отмеченная Н. К. Морозенко (1937) для Калба-Нарыма, В. А. Заварицким (1937) и другими — для Забайкалья. Наконец во многих работах (Ferguson and Bateman, 1912; Cissarz, 1928) в качестве специфической черты оловоносных гранитов подчеркивается резкое преобладание K_2O над Na_2O . Надо, однако, полагать, что последнему признаку приписывается преувеличенное значение, поскольку соотношение молекулярных количеств K_2O и Na_2O в оловоносных гранитах чаще всего близко к 1 : 1.

С точки зрения особенностей химического состава очень серьезного внимания заслуживает широкое развитие во многих интрузивах постмагматических изменений с новообразованием таких минералов, как топаз, турмалин, флюорит, фтор- и литийсодержащие слюды. Эти изменения свидетельствуют о повышенной роли различных легколетучих компонентов, не находящихся, как правило, отражения в обычных химических анализах оловоносных гранитов.

По условиям формирования интрузивы описываемой группы очень разнообразны. Среди них известны как представители гипабиссальной и подчеркнута гипабиссальной фаций, так и представители фаций средних глубин, близкие к тем гранитам, с которыми связаны оловоносные пегматиты.

Как увидим ниже, различие условий формирования активных интрузивов нередко накладывает заметный отпечаток на многие особенности рудных проявлений, особенно резко сказываясь в изменениях характера минерализации.

Возраст оловоносных интрузий колеблется в широких пределах, и едва ли можно наметить преимущественную приуроченность их к определенному тектоно-магматическому циклу. Так, например, некоторые оловоносные граниты Южной Африки имеют, по данным Вагнера (Wagner, 1921) и других, архейский возраст. Оловорудные месторождения Западной Европы (Рудные горы, Пиренейский полуостров, Корнуолл) генетически связаны с варисскими гранитами, так же как и месторождения Восточной Австралии и Калбы-Нарыма. Наряду с этим Малайская провинция и Забайкалье являются областями развития оловянного оруденения верхнемезозойского возраста.

В общем связь касситеритового оруденения описываемой группы с более ранними или более поздними вулканическими циклами существенно не отражается ни на общей распространенности месторождений, ни на их масштабе.

Переходя к характеристике рудных проявлений, напомним, что в статье «Генетическая классификация оловорудных месторождений» среди касситеритово-кварцевой формации были выделены следующие типы месторождений, существенно отличающихся друг от друга по минерализации:

- 1) тип оловоносных грейзенов,
- 2) « касситеритово-топазовый,
- 3) « касситеритово-полевошпатовый,
- 4) « касситеритово-кварцевый.

Детальные характеристики отдельных типов даны ниже, здесь мы остановимся лишь на их основных чертах и взаимной связи.

1) Наиболее важными отличиями месторождений первого типа, т. е. оловоносных грейзенов, являются исключительно ярко выраженное

воздействие рудоносных растворов на вмещающие породы и широкое развитие среди новообразований таких минералов, как топаз, флюорит, турмалин, фтор- и литийсодержащие слюды. Взаимодействие рудоносных растворов с минералами, входящими в состав боковых пород, нередко столь интенсивно, что рудообразование происходит в основном метасоматическим путем и рудоотложение в открытых полостях имеет подчиненное значение. В результате подавляющее большинство рудных тел представлено зонами или штокообразными телами интенсивно измененных, оруденелых вмещающих пород. Все это вместе взятое позволяет предполагать, что при рудообразовании очень важное значение имела газовая фаза, и дает основание выделять оловоносные грейзены как особый генетический тип.

2) Постепенными переходами оловоносные грейзены связаны с месторождениями касситеритово-топазового типа. О тесной генетической связи обоих типов свидетельствует большое сходство минерализации и, в первую очередь, обилие фторсодержащих минералов во многих грейзенах и во всех без исключения касситеритово-топазовых жилах. Генетическая близость этих типов подчеркивается также их пространственной связью: рудные тела касситеритово-топазового типа нередко сменяются по простиранию оловоносными грейзенами и, как правило, характеризуются развитием около жил зон грейзена, аналогичных «самостоятельным» грейзеновым образованиям.

Таким образом, наиболее существенные отличия описываемых рудных проявлений заключаются не столько в ином составе рудоносной среды, сколько в том, что при их формировании важное значение имело рудоотложение в открытых полостях, т. е. образование типичных жил заполнения. Это косвенно указывает на несколько меньшую подвижность рудоносных растворов и говорит в пользу того, что водные растворы играли более значительную роль, нежели в месторождениях первого типа.

3) Рудные тела касситеритово-полевошпатового типа занимают несколько особое положение. Они резко отличаются от оловоносных грейзенов и касситеритово-топазовых жил очень малой интенсивностью изменения вмещающих пород, малым, иногда даже ничтожным, количеством фторсодержащих минералов и, наконец, исключительно большим развитием калиевого полевого шпата и альбита. Последняя, крайне характерная, черта минерализации не позволяет объединять их также с касситеритово-кварцевыми рудными проявлениями, к которым они приближаются по многим другим особенностям.

4) К касситеритово-кварцевому типу относятся разнообразные рудные проявления, нередко близкие по минерализации к месторождениям касситеритово-топазового и других типов. Тем не менее наиболее распространенные представители описываемого типа обычно отличаются, как и касситеритово-полевошпатовые жилы, резким уменьшением содержания фтористых соединений, значительно меньшей интенсивностью околожильных изменений и, наконец, явной локализацией оруденения в открытых полостях с незначительным проявлением метасоматоза. Отражением этого является широкое распространение жил заполнения на зоне сравнительно ограниченного развития жил замещения и других рудных тел метасоматического происхождения. Отмеченные черты рудных проявлений отчетливо говорят о меньшей химической активности рудоносной среды и о том, что при формировании рудных тел газовая фаза играла, по всей вероятности, гораздо меньшую роль, чем отложение минералов из водных растворов.

Отметим, что хотя месторождения всех указанных четырех типов очень часто присутствуют совместно в пределах одних и тех же оловорудных районов, однако обычно наблюдается преобладание либо оловоносных грейзенов и касситеритово-топазовых жил, либо касситеритово-полевошпатовых и касситеритово-кварцевых рудных тел. Подобное преимущественное развитие определенных типов оруденения иногда выражено очень резко. Оно находится, как мы увидим ниже, в определенной связи с особенностями состава и условий формирования оловоносных интрузивов.

II. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При описании отдельных типов месторождений наибольшее внимание уделено оловоносным грейzenам, касситеритово-топазовым и касситеритово-кварцевым рудным телам; значительно более схематично дана характеристика месторождений касситеритово-полевошпатового типа, сравнительно немногочисленных и далеко не всегда достаточно полно изученных.

А. ТИП ОЛОВОНОСНЫХ ГРЕЙЗЕНОВ

Месторождения описываемого типа имеют широкое распространение в различных оловорудных районах; в частности, они очень характерны для провинции Рудных гор, известны также в Корнуолле, Малайе и в пределах СССР — в Забайкалье, Колымском крае и Центральном Казахстане. Они часто развиваются совместно с другими представителями касситеритово-кварцевой группы и вместе с тем играют малую роль в областях интенсивного проявления оруденения касситеритово-сульфидной формации.

1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов

Основные черты химического состава оловоносных интрузивов были охарактеризованы ранее. Мы остановимся лишь на своеобразных изменениях минералогического состава, обусловленных проявлениями постмагматических процессов и особенно ярко выраженных именно в гранитах описываемого типа. Эти процессы достигают своего максимума еще в очень ранней стадии остывания интрузивов, охватывая значительные их участки и не сопровождаясь резко ограниченными в пространстве рудными телами. В большинстве случаев речь идет, по-видимому, о своеобразных автопневматолитовых изменениях, предшествующих периоду рудоотложения.

Так, например, Шумахер (Schumacher, 1930) и другие авторы для провинции Рудных гор выделяют определенную группу «оловоносных гранитов», почти повсеместно (интрузивы Альтенберга, Гейера и др.) содержащих в качестве примеси топаз и литиевые слюды, иногда также турмалин. Постоянное присутствие мелких зерен топаза и более редкого флюорита наблюдается также в интрузивах Шерловой горы и Шумиловки (Забайкалье). Подобные примеры можно без труда умножить. Они позволяют утверждать, что описываемые оловоносные граниты в ряде случаев обладают повышенной концентрацией легколетучих

компонентов, в первую очередь фтора и воды, входящих, как указывалось, в состав различных минералов в период ранней стадии остывания интрузивных тел.

С точки зрения структуры граниты очень непостоянны. Обычно наблюдается частая смена различных структурных разностей на фоне общего преобладания порфиоровидных и гранит-порфировых структур.

Для морфологии интрузивов характерна частая пространственная приуроченность рудных проявлений к небольшим массивам — куполовидным выступам крупных интрузивных масс; обилие летучих в этих случаях объясняется обычно их скоплением в повышенных, апикальных частях интрузивов.

Столь же часто грейзеновые образования связаны с самостоятельными небольшими гранитными телами, обнажающимися на площади немногих квадратных километров, или еще более мелкими гранитными штоками. Образование их является результатом внедрения сравнительно поздних дериватов гранитовой магмы, обогащенной минерализаторами и характеризующейся обычно ультракислым составом. Таковы, по видимому, некоторые интрузивы Рудных гор и описанные Хитченом (Hitchen, 1934) граниты Скиддоу в Корнуолле. К той же группе относятся так называемые «малые интрузивные тела» Северо-восточной Тасмании (районы Блю Тайер и Авока), нередко имеющие форму крупных даек. Формирование подобных интрузивов происходит, по всей вероятности, на сравнительно небольших глубинах, в условиях, близких к типично гипабиссальным. В пользу этого говорят морфологические особенности интрузивов, большая роль гранит-порфировых разновидностей и относительно раннее и вместе с тем очень интенсивное выделение легколетучих компонентов, находящее свое отражение в широком развитии автопневматолита. Подобное предположение хорошо согласуется также с характером экзоконтактных изменений, обычно отличающихся полным отсутствием явлений мигматизации, замещения *lit-par-lit* и прочих следов глубинного контактового метаморфизма.

Следует подчеркнуть, что образование типичных оловоносных грейзенов ни в коей мере не ограничивается областями развития подобных куполовидных выступов крупных интрузивов или более обособленных, сравнительно гипабиссальных гранитных тел. В пределах огромных массивов Малайи и Пиренейского полуострова также нередко отмечается появление месторождения грейзенового типа, однако в этих случаях они чаще играют подчиненную роль по сравнению с оловорудными проявлениями других типов.

Большинство месторождений грейзенового типа расположено непосредственно среди самих активных интрузивов. Гораздо реже оловоносные грейзены развиваются в зонах экзоконтакта, среди контактово-измененных осадочных пород. Несомненно, что в значительной мере это обусловлено высокотемпературным характером оруденения и как следствие концентрации рудных проявлений вблизи источника оруденения. Тем не менее, подобное объяснение не может считаться исчерпывающим. В тех случаях, когда оловоносные граниты прорывают более древние граниты, гнейсы и т. д., образование грейзенов в экзоконтактных зонах представляет далеко не редкое явление. Многочисленные иллюстрации мы находим в провинции Рудных гор, где штокверки и отдельные зоны грейзена часто отмечаются в гнейсах и кварцевых порфирах вблизи контакта с прорывающими их оловоносными гранитами — штокверк около Кюзенберга в биотитовом гнейсе, грей-

зеновые зоны Прейсельберг Пинге в древнем гранит-порфире и другие проявления, описанные Циссарцем. Аналогичные примеры известны в Забайкалье (Шумиловское месторождение) и многих других районах. Таким образом, когда породы, вмещающие отдельные интрузивы, представлены гранитоидами, процессы грейзенизации широко распространяются также на экзоконтактные зоны. Именно это дает основание полагать, что отмеченная ранее закономерность в распределении грейзеновых месторождений не является только простым отражением нормальной зональности. Эта закономерность обусловлена также тем, что в более плотных песчаниково-сланцевых породах, труднее поддающихся замещению, грейзенизация проявляется значительно менее отчетливо и большую роль приобретают процессы рудоотложения в открытых полостях. В результате в песчаниках и сланцах метасоматические грейзеновые образования часто сменяются близкими по температуре рудообразования касситеритово-топазовыми жилами заполнения.

2. Морфология рудных тел

Наиболее обычными формами рудных тел являются штокверки и неправильные грейзеновые зоны, иногда имеющие облик типичных жил замещения. Менее важную роль играют трубчатые образования, и, наконец, очень редко встречаются крупные тела грейзена, имеющие форму неправильных залежей.

Образование штокверков связано с отложением рудного материала по густой сети многочисленных, взаимно пересекающихся трещинок. Боковые породы около трещин претерпевают интенсивные изменения, причем отдельные зоны изменений сливаются воедино, образуя крупные штокообразные грейзеновые тела. Именно к измененной вмещающей породе приурочивается преобладающая масса рудных минералов, в том числе и касситерита. Рудопроводящие трещины часто лишь слабо минерализованы, но иногда они несут более или менее значительные жильные выполнения.

Местами очень широкое развитие грейзена или интенсивно грейзенизированного гранита наблюдается, повидимому, и вне связи с четко выраженными системами трещин. Так, например, Хитчен описывает в районе массива Сант Аустел, Корнуолл, небольшой интрузив биотитового гранита, в большей своей части превращенного в мусковитовый грейзен.

То же отмечает Циссарц для района Монсеррат, Франция, где грейзеновые зоны располагаются на площади очень небольшого массива измененного гранита, повсеместно содержащего тонко рассеянный касситерит. Возможно, что в перечисленных пунктах региональная грейзенизация является дальнейшим развитием и более ярким выражением ранних постмагматических процессов, предшествующих образованию типичных оруденелых грейзенов.

Почти столь же широкое распространение, как и штокверки, имеют зоны грейзена, развивающиеся вдоль изолированных трещин или систем параллельных трещин. Подобные зоны, очень многочисленные и часто весьма сближенные, обычно отличаются большим непостоянством. На протяжении нескольких метров или немногих десятков метров они выклиниваются как по простиранию, так и по падению, причем обычны и значительные изменения мощности: гнездообразные раздувы и резкие сужения представляют общее правило. Гораздо реже встреча-

ются крупные грейзеновые зоны, приуроченные к крутопадающим выдержанным трещинам. Протяженность их достигает сотен метров при сравнительно постоянной мощности, и иногда, как указывалось, они имеют облик типичных метасоматических жил. Характерно, что во всех этих случаях рудопроводящие трещины, как правило, несут незначительные жильные выполнения, мощность которых далеко не соответствует масштабу изменения боковых пород.

Довольно крупные грейзеновые тела образуются также при взаимном пересечении значительных трещин. Таково, в частности, происхождение трубчатых тел грейзена Восточной Австралии, описанных Кенни (Kenney, 1922).

Наконец, к числу сравнительно выдержанных рудных тел описываемого типа относятся так называемые «грейзеновые жилы в осадочных породах», упомянутые во многих описаниях месторождений Корнуолла, Аляски, Австралии и других районов.

Во всех этих случаях речь идет о дайках гранитов, гранит-порфиоров, аплитов и реже кварцевых порфиров, залегающих в зоне экзоконтакта гранитных массивов и на всем своем протяжении подвергшихся интенсивному изменению. Иногда грейзенизация наблюдается вдоль многочисленных трещинок, пересекающих дайку и не выходящих за их пределы. Иначе говоря, мы имеем здесь дело со своеобразной морфологической разновидностью штокверкового оруденения, пространственно ограниченного телом дайки. В других случаях не наблюдается сколько-нибудь заметной трещиноватости, и возможно, что грейзенизация обусловлена не столько позднейшим проникновением рудоносных растворов, сколько явлениями типа автопневматолита.

Какая-то часть происхождения рудопроводящих каналов, в основных чертах охарактеризованных ранее при описании морфологических разновидностей рудных тел, ограничимся здесь некоторыми дополнительными замечаниями с оговоркой, что они относятся только к рудным проявлениям в пределах активных интрузивов. Трещинообразование в экзоконтактных зонах представляет более сложную картину; оно нередко может быть связано с тектоническими процессами, предшествующими интрузии оловоносных гранитов, и требует детальной расшифровки в каждом отдельном случае.

Рудопроводящими каналами для большинства рудных тел описываемой группы служат трещины, возникновение которых относится к ранним стадиям общего процесса трещинообразования. Очень многочисленные и часто сближенные, они характеризуются вместе с тем малой протяженностью и почти полным отсутствием следов значительных подвижек. Крайне типично, что степень раскрытия трещин далеко не определяет масштаба грейзенизации. В самом деле, наряду с крутопадающими трещинами разрыва, ориентированными параллельно давлению, рудопроводящими каналами часто служат также пологопадающие «трещины нагрузки». Трещины последней системы едва ли были особо благоприятными для проникновения рудоносных растворов. Тем не менее грейзенизация вдоль них протекает столь же интенсивно, как и вдоль трещин первого типа. Многочисленные примеры этого известны в Рудных горах; хорошей иллюстрацией является также Шумиловское месторождение в Забайкалье, где почти все грейзеновые зоны приурочены к «трещинам нагрузки».

Несколько реже интенсивные проявления грейзенизации наблюдаются вдоль более поздних, выдержанных в пространстве трещин скальвания.

Наконец, еще менее значительна роль крупных зон дробления и смятия. Подобные зоны вмещают, например, описанные ниже линзовидные тела интрузивных грейзенов. Они обычно наблюдаются в экзо-контактных зонах, вне пределов активных интрузивов, и, естественно, далеко не всегда могут трактоваться как примеры приуроченности процессов грейзенизации к сравнительно поздним формам трещинообразования.

3. Характер минерализации

При описании различных грейзеновых образований мы отдельно остановимся на так называемых: а) интрузивных грейзенах и б) на обычных грейзенах замещения. Первые имеют очень ограниченное распространение и лишены практического значения с точки зрения оловоносности. Однако они представляют несомненный генетический интерес, и поэтому им уделено здесь внимание, отнюдь не пропорциональное их практической ценности.

а) Интрузивные грейзены

Наиболее яркими представителями этого подтипа являются грейзены острова Стюарт, Новая Зеландия, изученные Вильямсом (Williams, 1934). Грейзеновое тело, представляющее неправильной формы залежь, приурочено к четко выраженной зоне разлома в сланцах. Общая его протяженность достигает нескольких сотен метров при мощности, варьирующей от одного до многих десятков метров. Границы залежи очень резкие; постепенных переходов к сильно измененным сланцам не наблюдается даже в тех случаях, когда обломки сланцев заключены в сплошной массе грейзена.

Грейзен, представленный плотной мелкозернистой породой, состоящей из кварца, подчиненного топаза, небольших количеств биотита и мусковита, рассечен прихотливой сетью рудных прожилков, к которым приурочена преобладающая масса касситерита; они иногда выходят за пределы рудной зоны и внедряются в топазосодержащие измененные сланцы. Прожилки сложены, в основном, грубозернистым кварцем, обильным топазом и алмандином, количественно даже преобладающим над топазом. Рудные минералы представлены касситеритом и вольфрамитом; разъедание как кварцем и топазом, так и гранатом характеризует их как наиболее ранние выделения.

Резкие границы рудного тела с вмещающими породами, отсутствие постепенных переходов даже в тех случаях, когда сланцы наблюдаются в виде обломков в грейзене, наконец наличие многочисленных грейзеновых апофиз, прослеживающихся в боковой породе, приводят Вильямса к выводу об интрузивном происхождении грейзена, представляющего, по его мнению, продукт кристаллизации водного фторсодержащего раствора кремнезема.

Близкие по генезису рудные проявления известны в Малайской оловоносной провинции. Описывая месторождение Гуонг-Бакау, Скривенор (Scrivenor, 1928) отмечает жилы равнозернистой топазово-кварцевой породы с касситеритом, рассекающие порфириновые граниты и, в свою очередь, пересекаемые аплитами, генетически связанными с той же интрузией.

Факт существования интрузивных грейзенов неоднократно оспаривался. В частности, еще в 1916 г. Джонс (Jones, 1916) пришел к за-

ключению о метасоматическом происхождении топазово-кварцевых образований Гунонг-Бакау; этот же вывод защищается им в более поздних работах. Тем не менее последующие исследования Ингхема (Ingham, 1930) и других подтвердили, повидимому, точку зрения Скривенора.

В генетическом отношении интрузивные грейзены относятся к очень своеобразной группе рудных проявлений. Они отличаются от нормальных грейзенов отсутствием явных признаков метасоматического происхождения и от обычных касситеритово-топазовых жил — более ранним образованием. Так, на острове Стюарт рудные топазово-кварцевые прожилки пересекают уже сформировавшийся грейзен, а топазово-кварцевые жилы Гунонг-Бакау предшествуют даже появлению аплитов. Таким образом, в обоих приведенных примерах мы имеем дело с продуктами кристаллизации рудоносных растворов, выделившимися в наиболее раннюю стадию развития рудного процесса.

б) Грейзены замещения

Образование грейзенов замещения, значительно более распространенного подтипа описываемых рудных проявлений, обусловлено изменением рудоносными растворами различных вмещающих пород и обычно сопровождается сравнительно незначительным рудоотложением в открытых полостях.

Процессы грейзенизации достигают наибольшей интенсивности в породах гранитового ряда; значительно меньшее развитие имеют грейзены, образующиеся за счет песчаников и сланцев, повидимому в связи не столько с иным составом пород, сколько вследствие их физических свойств — большой плотности и однородности. В известняках типичные грейзеновые образования не встречаются.

Минералогический состав грейзенов крайне разнообразен. Наиболее часто под термином «грейзенизация» в минералогическом смысле подразумевается процесс изменения гранита, при котором происходит замещение полевых шпатов и темноцветных минералов топазом, турмалином, флюоритом и различными слюдами: мусковитом, циннвальдитом, сидерофиллитом и др. Содержание кварца в грейзене чаще также возрастает за счет кремнезема, освобождающегося при замещении полевых шпатов и привносимого рудоносными растворами. Во многих случаях типично появление рудных минералов, в том числе касситерита, вольфрамита и некоторых сульфидов.

Количественные соотношения вновь образующихся минералов варьируют в очень сильной степени, определяя тем самым появление различных разновидностей грейзенов. В пространственном распределении последних часто наблюдается известная закономерность, причем обобщенный разрез грейзеновой зоны представляется в следующем виде: 1) маломощное жильное выполнение; 2) топазово-кварцевый или турмалиново-кварцевый или сидерофиллитово-кварцевый-грейзен; 3) мусковитово-кварцевый или флюорито-мусковитово-кварцевый грейзен; 4) грейзенизированный гранит. Иногда между грейзенизированным гранитом и неизменным гранитом наблюдается зона каолинизированного гранита, появление которой характерно, например, для многих месторождений Корнуолла.

Подобный разрез грейзеновой зоны не всегда выдерживается. Нередко грейзенизация в основном завершается образованием мусковитово-кварцевого или существенно-мусковитового грейзена. В других

случаях начальные стадии изменения проявляются весьма слабо и вся порода в пределах штокверка превращается в топазовый,¹ турмалиновый или сидерофиллитовый грейзен, соответствующие наиболее интенсивному и наиболее полному изменению гранита.

При образовании грейзенизированного гранита наиболее интенсивному изменению подвергаются цветные минералы, далее следуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат и, наконец, кварц. В частности, биотит обычно полностью замещается светлой мусковитоподобной слюдой и мелкими зернами железистого карбоната; иногда наблюдается развитие хлорита. Одновременно происходит довольно интенсивное замещение плагиоклаза мелкозернистым кварцево-мусковитовым агрегатом и более слабое изменение калиевого полевого шпата. В ряде случаев очень характерно появление больших количеств рассеянного флюорита, наряду с которым присутствуют редкие зерна топаза и турмалина.

Мусковитовые и флюоритово-мусковитовые грейзены характеризуются полным замещением полевых шпатов, и лишь в виде исключения среди сплошной кварцево-мусковитовой массы наблюдаются реликты калиевого полевого шпата. Флюорит очень типичен, иногда в заметном количестве появляются тонкоиглочатый турмалин и железистые литийсодержащие слюды типа циннвальдита; топаз играет подчиненную роль. Часто наблюдается собирательная перекристаллизация новообразовавшегося кварца, и вокруг крупных зерен первичного кварца появляются кварцевые же каемки, гаснувшие одновременно с ядром.

Топазово-мусковитовые и топазовые грейзены отличаются от предыдущих явным увеличением содержания топаза, местами отчетливо разьедающего первичный кварц. Одновременно наблюдается заметное понижение роли мусковита, который в некоторых разновидностях топазовых грейзенов даже почти полностью отсутствует, уступая место сильно железистому циннвальдиту. Обычно уменьшается также количество флюорита. Довольно часто встречается турмалин, макроскопически представленный темнокрашенной, почти черной, сильно железистой разновидностью. Образование описываемых грейзенов сопровождается очень интенсивной собирательной перекристаллизацией новобразовавшихся минералов, полностью затушевывающей первоначальное строение породы.

Типичные сидерофиллитовые грейзены имеют ограниченное распространение. В их составе, наряду с кварцем и подчиненным топазом, важную роль играют железистые, бедные магнием слюды лепидомеланового ряда, часто содержащие фтор и литий и объединяемые под общим названием сидерофиллита. Сидерофиллитовые грейзены вполне постепенными переходами связаны с топазово-циннвальдитовыми и топазовыми разновидностями и также принадлежат к группе наиболее высокотемпературных грейзенов замещения.

Турмалиновые грейзены характеризуются, как показывает название, большей ролью турмалина среди новообразований. По формам проявления и по особенностям химического состава выделяется несколько разновидностей турмалина, занимающих довольно различное положение в процессе грейзенизации. Наиболее ранним является упомянутый выше

¹ Здесь, как и в дальнейшем, взамен «топазово-кварцевого», «мусковитово-кварцевого» и т. д. грейзенов мы употребляем упрощенные названия — «топазовый грейзен», «мусковитовый грейзен» и т. д., так как кварц в равной мере характерен для всех разновидностей грейзена.

черный или темнобурый турмалин, кристаллы которого имеют столбчатый или игольчатый облик. Он в очень небольшом количестве встречается во многих топазовых и топазово-циннвальдитовых грейзенах Рудных гор, известен также в топазовых и сидерофиллитовых грейзенах Шерловой горы. К более низкотемпературным разновидностям принадлежат темносиние турмалины, развивающиеся как в виде скоплений столбчатых и игольчатых кристаллов, так и, реже, в форме спутанно-волоконистых агрегатов. Именно эти разновидности являются, повидимому, особо характерными для большинства типичных турмалиновых грейзенов. Наряду с кварцем, турмалином и различными слюдами, чаще мусковитом, описываемые грейзены содержат лишь очень малое количество топаза; часто топаз отсутствует даже полностью.

В общем между турмалиновым и топазовым грейзенами наблюдается значительно менее тесная связь, чем между другими высокотемпературными разновидностями грейзена. Обобщая можно сказать, что широкое распространение топаза в грейзенах во многих случаях даже исключает одновременное значительное развитие турмалина, чему прекрасной иллюстрацией могут служить многочисленные оловорудные месторождения Рудных гор. Столь же часто наблюдается обратное явление: в Малайе и Восточной Австралии, например, на фоне большого развития турмалина в оловоносных грейзенах отчетливо вырисовывается малая роль топаза в числе новообразований, связанных с процессами грейзенизации.

Образование топазового, сидерофиллитового и отчасти турмалинового грейзенов отражает, как указывалось, наивысшую степень изменения гранита. В дальнейшем понижение температуры и изменение состава рудоносных растворов приводит к тому, что новообразовавшиеся минералы в свою очередь становятся неустойчивыми. В результате происходит интенсивное замещение топаза и турмалина жильбертитом и разложение сидерофиллита с образованием мусковита, сидерита и более редкого хлорита. Наряду с этим иногда имеет место новообразование калиевого полевого шпата, отмечаемое, например, П. Н. Кропоткиным для некоторых оловоносных грейзенов Колымы (устное сообщение).

Описанные разновидности грейзена отнюдь не равноценны с точки зрения оловоносности. Топазовые, турмалиновые и сидерофиллитовые грейзены значительно чаще характеризуются высоким содержанием касситерита, нежели мусковитовые грейзены и тем более грейзенизированные граниты. Таким образом, обычно намечается прямая зависимость между интенсивностью грейзенизации вмещающей породы и степенью ее оруденения.

Наиболее обычными спутниками касситерита в оруденелых грейзенах являются вольфрамит и арсенопирит. Нередко присутствуют также молибденит, пирит, самородный висмут, висмутин, иногда халькопирит. Значительно реже встречаются сфалерит и галенит; о заметном их развитии упоминают, например, Зингевальд и Мильтон (Singewald a. Milton, 1905), описывая топазовые грейзены месторождения Сильвер Майн в Северной Америке.

Касситерит развивается в грейзене как в виде изолированных кристаллов, так и в виде довольно крупных скоплений. Хорошо образованные его кристаллы имеют бипирамидальный, реже короткостолбчатый облик, обычно сдвойникованы, цвет темный, коричнево-бурый или красновато-бурый. Очень характерны сильный плеохроизм и резко выраженное зональное строение. Распределение касситерита неравномерное, причем в оруденелых зонах часто наблюдается чередование обогащенных участков с участками убогого оруденения.

В общем процессе грейзенизации касситерит занимает довольно определенное положение: обычно он принадлежит к числу наиболее ранних минералов. Это отчетливо вырисовывается из его взаимоотношений с другими главнейшими новообразованиями. Так, например, топаз в большинстве случаев образуется позднее касситерита и нередко его разъедает, как это наблюдается в месторождениях Рудных гор и многих других пунктах. Значительно реже взаимоотношения обоих минералов таковы, что говорят скорее об их одновременном выделении (топазовые грейзены Шумиловки в Забайкалье) или даже о замещении топаза касситеритом (месторождение Сильвер Майн). Черный, сильно железистый турмалин нередко предшествует касситериту; темносиний, менее железистый турмалин чаще образуется почти одновременно с касситеритом, хотя во многих случаях отчетливо устанавливается как более раннее, так и более позднее появление рудного минерала. К числу минералов, близких по времени образования к касситериту, принадлежит, повидимому, также сидерофиллит, в то время как циннвальдит, литиевые слюды и мусковит являются, в основном, более поздними образованиями. Последний вывод в полной мере относится также к хлориту и флюориту. Среди рудных минералов наиболее близок к касситериту вольфрамит. Разъедание касситерита вольфрамитом наблюдается столь же часто, как и обратные взаимоотношения. Молибденит и арсенопирит чаще выделяются позднее главной массы касситерита; более позднее отложение является общим правилом и для остальных главнейших рудных минералов, встречаемых в грейзенах, т. е. для пирита, самородного висмута и сульфидов меди, висмута, цинка и свинца.

Приведенная характеристика минералогического состава грейзенов, возникших благодаря замещению гранитов, во многом приложима также к грейзеновым телам, образование которых связано с воздействием рудоносных растворов на песчаники и сланцы. Существенно изменяется лишь масштаб грейзенизации: мощные грейзеновые зоны и крупные штокообразные тела встречаются в песчаниках и сланцах значительно реже, чем в породах гранитового ряда. Указанная последовательность минералообразования в общих чертах, повидимому, сохраняется. В полной мере остается также отмеченная ранее преимущественная приуроченность касситерита к наиболее высокотемпературным разновидностям грейзена.

Для иллюстрации изменений химического состава, происходящих при грейзенизации, приведем несколько анализов гранитов и образовавшихся за счет их замещения грейзенов (табл. 1).

Некоторые характерные черты процесса — привнос фтора, бора, иногда также соединений железа, и одновременный вынос щелочей — довольно отчетливо вырисовываются даже при сопоставлении этих немногочисленных анализов. Тем не менее часто картина является значительно более сложной. К этому вопросу мы вернемся в дальнейшем, используя более полный аналитический материал.

В заключение остановимся на краткой характеристике жильных выполнений, входящих в состав рудных тел описываемого типа.

Жильные образования представлены обычно многочисленными прожилками, обладающими малой мощностью и незначительной протяженностью; реже встречаются выдержанные жилы и неправильные линзовидные тела. В состав жильных масс входят те же минералы, которые присутствуют во вмещающих грейзенах: кварц, топаз, турмалин, флюорит, различные слюды, касситерит, вольфрамит и незначительные количества сульфидов; иногда встречаются берилл, гранат, монацит, данбу-

Таблица 1

Химический состав неизмененных гранитов и грейзенов

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5
SiO ₂	73.42	79.90	73.85	78.97	72.93
TiO ₂	0.24	0.21	0.08	следи	0.08
Al ₂ O ₃	14.80	12.50	13.80	12.66	9.76
Fe ₂ O ₃	0.52	0.61	0.48	2.11	1.86
FeO	1.25	0.42	1.35	0.58	5.70
MnO	0.08	0.01	0.03	0.01	0.23
MgO	0.38	0.34	следи	0.46	0.56
CaO	0.64	0.02	1.10	0.76	3.12
K ₂ O	4.78	3.65	5.45	1.55	2.47
Na ₂ O	3.12	следи	3.17	0.22	0.17
Li ₂ O	0.02	следи	есть	есть	есть
F ₂	—	0.09	0.12	2.26	2.06
P ₂ O ₅	0.14	0.51	следи	—	—
S	следи	0.02	0.06	—	—
H ₂ O +	0.80	1.81	0.36	0.79	1.66
H ₂ O —	0.13	0.15	0.06	0.46	0.15
Сумма	100.32	100.24	99.91	100.83	100.75
Поправка O = F ₂	—	0.04	0.05	0.96	0.86
Сумма	100.32	100.20	99.86	99.87	99.89

1. Биотитовый гранит; Корнуолл, массив Сант Аустел, Хитчен (Hitchen, 1934).
2. Мусковитовый грейзен; Корнуолл, массив Сант Аустел, Хитчен (Hitchen, 1934).
3. Биотитовый гранит-порфир; Забайкалье, Шерловая гора, Холмов (1929).
4. Топазово-мусковитовый грейзен; Забайкалье, Шерловая гора, Левицкий (1939).
5. Сидерофиллитовый грейзен; Забайкалье, Шерловая гора, Левицкий (1939).

рит и пр. Часто очень характерна друзовая текстура жильных образований, которые нередко представляют собою в сущности слабо минерализованные трещины, на стенках которых нарастают многочисленные щетки кристаллов кварца, топаза, касситерита и других минералов.

Несколько отличный облик имеют более поздние прожилки, секущие как описанные жильные выполнения, так и грейзены. Их характерной особенностью часто является почти мономинеральный состав, т. е. очень резкое преобладание одного определенного минерала: топаза, турмалина, мусковита, реже калиевого полевого шпата или альбита. К этой же группе относятся рудные прожилки, почти нацело состоящие из плотного агрегата мелкозернистого касситерита. Судя по характеру минерализации и постоянной тесной пространственной связи, весь этот комплекс в генетическом отношении представляет неразрывное целое с типичными рудными грейзенами; развитие его отражает лишь более позднюю стадию рудного процесса.

4. Генезис

Морфологические особенности описываемых месторождений отчетливо свидетельствуют о том, что их образование связано с проявлением рудоносной среды, обладавшей исключительно высокой подвижностью. В самом деле, процессы грейзенизации во многих случаях охватывают

значительные участки интрузивов, причем рудоносные растворы легко проникают по многочисленным мелким трещинам и трещинкам, по всей вероятности лишь слабо раскрытым в период рудообразования. Формирование рудных тел происходит, в основном, метасоматическим путем, и отсутствие раскрытых трещин очень часто не сказывается существенно на масштабе оруденения. Явления метасоматоза резко презалирируют над отложением минералов в открытых полостях даже в тех случаях, когда рудопроводящими каналами служат выдержанные, хорошо образованные трещины скальвания; при этом нередко наблюдается, что жильная трещина лишь частично заполняется рудным материалом. Таким образом, крайне интенсивная миграция рудоносных растворов может рассматриваться как одна из характернейших особенностей месторождений грейзенового типа, и это дает основания предполагать, что при рудообразовании очень важную, иногда даже преобладающую роль играла газовая фаза.

Значительно менее ясен состав рудоносных растворов. О нем мы можем судить лишь на основании сопоставления минерального состава жильных выполнений и новообразований во вмещающих породах. Однако этим путем может быть получено лишь очень приближенное представление о том, какой состав имели рудоносные растворы в момент проникновения в рудные полости и в несколько более поздний период рудоотложения. В самом деле, различные соединения, присутствующие в растворах, далеко не обязательно полностью, или даже частично, входят в состав минералов жильных выполнений и грейзенов. В процессе рудообразования некоторые компоненты могут бесследно исчезнуть, будучи вынесенными за пределы рудных тел — в виде летучих или легко растворимых в парах воды и вместе с тем достаточно стойких соединений. О качественной и особенно количественной роли подобного распыления известно еще очень немного, и весьма вероятно, что значение его часто недооценивается.

Эти замечания мы считаем необходимым предпослать изложенным ниже выводам о составе рудоносных растворов. Выводы эти основаны главным образом на сопоставлении имеющихся в литературе довольно многочисленных анализов гранитов и образовавшихся при их изменении грейзенов; в меньшей мере использованы данные, касающиеся жильных выполнений, так как количественно последние играют явно подчиненную роль в месторождениях описываемого типа.

Правда, подобное сопоставление анализов не всегда позволяет получить достаточно однозначные результаты, так как повышенное или пониженное содержание в грейзене того или иного компонента часто является простым следствием выноса или привноса других компонентов. Тем не менее изменение содержания некоторых элементов происходит столь закономерно и выражено так резко, что позволяет говорить об их истинном привносе или выносе во время рудообразования. К числу таких элементов относятся, в частности, F, B, S, As, Li, K, Na и некоторые тяжелые металлы.

Отчетливо выраженный привнос значительных масс фтора, при изменении вмещающих пород, является во многих случаях одной из характернейших особенностей процесса грейзенизации. При этом фтор нередко более или менее равномерно распределяется в пределах всей зоны измененных пород, и лишь в некоторых мусковитовых грейзенах не наблюдается появления заметных его количеств. Столь же несомненно участие в процессе грейзенизации значительных масс воды, часть которой входит в состав некоторых вновь образующихся минералов.

Иногда наряду с привнесом фтора наблюдается также отчетливое увеличение в измененных породах содержания бора, свидетельствующее о явном его привносе. Однако наиболее значительный привнос бора имеет место обычно в тех случаях, когда роль фтора заметно снижается.

Привнос фосфора, мышьяка и особенно серы отмечается часто и иногда наблюдается даже на значительном удалении от рудопроводящих каналов.

Для многих грейзенов типичен интенсивный привнос соединений железа, достигающий максимума при образовании сидерофиллитовых и близких к ним разновидностей. Лишь в существенно топазовых грейзенах наблюдается обратная картина, т. е. резкое уменьшение содержания железа. Очень характерен привнос тяжелых металлов — олова, вольфрама, молибдена, висмута и некоторых других. Наконец, часто отмечается явный привнос лития.

Совершенно иное положение занимают калий и натрий. В подавляющем большинстве случаев уже в начальный период грейзенизации происходит почти полное извлечение натрия из вмещающей породы и в дальнейшем он исчезает почти бесследно. Одновременно наблюдается значительный вынос калия, особенно резко сказывающийся в топазсодержащих грейзенах и менее отчетливый в участках развития мусковитовых, турмалиновых и сидерофиллитовых разновидностей грейзена.

Содержание кремнезема в грейзенах обычно несколько более высокое, чем в неизмененных гранитах. Тем не менее весьма вероятно, что нередко это повышение объясняется, в основном, не привнесом кремнезема, а интенсивным выносом из гранита других компонентов, в частности щелочей.

Содержание глинозема не претерпевает обычно особо резких изменений. Все же в общем намечается известное уменьшение количества глинозема в пределах всей околожильной зоны, и некоторый вынос его из гранита очень вероятен.

Положение магния и кальция неясно; отметим лишь, что, на фоне почти неизменного снижения их содержания, в некоторых грейзенах наблюдается резкое увеличение Mg и Ca, являющееся, может быть, следствием их перегруппировки в пределах зоны измененных пород.

Сопоставление приведенных данных позволяет предполагать, что перенос тяжелых металлов, в том числе соединений олова, происходил в высокоподвижной водной среде, находившейся в надкритическом или близком к надкритическому состоянию. В этот период рудоносные растворы содержали, помимо варьировущих количеств кремнезема, также F, B, S, As, P и различные металлы — W, Sn, Mo, Bi и др.; соединения Ca, Mg и Al играли, по всей вероятности, очень ограниченную роль. Трудно судить о том, насколько велико было содержание K и Na в растворах в момент их проникновения в рудные полости. Можно лишь отметить, что интенсивный вынос K_2O и Na_2O при процессах грейзенизации говорит скорее о воздействии на вмещающие породы — по крайней мере в начальный период — кислой, а не щелочной среды.

В дальнейшем состав рудоносных растворов претерпевает существенные изменения в связи с интенсивным взаимодействием их с компонентами боковых пород. Наряду с ранним выделением части фтора, бора и олова имеет место обогащение щелочами, по всей вероятности также глиноземом, и последующее минералообразование происходит в среде, состав которой существенно отличается от состава первоначальных растворов. Намечается в общем тенденция к нейтрализации растворов в процессе рудоотложения.

Для поздних стадий процесса можно даже говорить о проявлении щелочных рудоносных растворов, поскольку эти стадии нередко характеризуются, наряду с широким развитием калиевых слюд, появлением заметных количеств калиевого полевого шпата. Таким образом, калий, ранее извлеченный из вмещающих пород, частично вновь отлагается, в составе тех или других минералов, в пределах рудных зон. Вместе с тем остаток K_2O и почти вся масса Na_2O исчезают бесследно, уходя, совместно с некоторыми другими компонентами, в виде легко растворимых соединений за пределы участков оруденения.

Б. КАССИТЕРИТОВО-ТОПАЗОВЫЙ ТИП

Оловорудные месторождения касситеритово-топазового типа в отношении генезиса во многом приближаются к рудным проявлениям предыдущего типа. Это находит свое отражение в тесной пространственной связи месторождений обоих типов: отмеченные выше области развития оловоносных грейзенов являются одновременно областями наиболее широкого распространения касситеритово-топазовых рудных тел.

1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов

Описываемые оловоносные интрузивы по своему составу и условиям образования очень близки к рудоносным интрузивам предыдущего типа. Они также часто характеризуются повышенным содержанием легколетучих компонентов и иногда обладают отчетливыми чертами гипабиссального происхождения. Таким образом, не имеется оснований для выделения их в самостоятельную группу, тем более что нередко один и тот же интрузив является одновременно источником как грейзеновых, так и касситеритово-топазовых оловорудных проявлений.

Преимущественная связь последних именно с этой группой гранитов достаточно отчетливо вырисовывается, например, в провинции Рудных гор, отмечается также в Забайкалье (Этыкинское месторождение и др.) и в некоторых других районах. Вместе с тем примеры Малайи, острова Банка и других оловорудных районов показывают, что месторождения касситеритово-топазового типа могут быть связаны также с более глубинными гранитами, по составу приближающимися к гранитам нормального типа. Однако в этих условиях описываемые месторождения, как и оловоносные грейзены, имеют обычно сравнительно ограниченное распространение.

С точки зрения пространственного распределения рудные тела касситеритово-топазового типа во многом приближаются к грейзеновым образованиям. Они чаще залегают в пределах активных интрузивов, причем иногда намечается их преимущественная приуроченность к эндо-контактовым зонам. Однако эта закономерность более или менее отчетливо выражена лишь в крупных массивах Малайи и Австралии и почти совершенно не сказывается, например, в некоторых небольших интрузивных телах Рудных гор: здесь рудные проявления встречаются в равной мере как в периферических, так и в центральных частях интрузивов. В экзоконтактах касситеритово-топазовые жилы отмечаются чаще, нежели оловоносные грейзены; о возможных причинах этого говорилось ранее. Тем не менее они, как правило, располагаются на небольшом удалении от контакта и редко наблюдаются за пределами зоны шириной в несколько сотен метров.

Строгая локализация рудных тел в пределах определенных тектонических зон представляет далеко не частое и в общем мало характерное явление. В качестве своеобразной закономерности можно скорее отметить региональное, так сказать, распространение рудных тел, т. е. сравнительно равномерное распределение их на значительных участках интрузивов.

2. Морфология рудных тел

Рудные тела касситеритово-топазового типа представлены как жилами, так и штокверковыми образованиями.

Жильная форма является наиболее распространенной; штокверки встречаются также довольно часто, но все же не имеют того значения, какое им свойственно в месторождениях грейзенового типа.

Рудные жилы характеризуются своим крайним непостоянством. Сравнительно редко их длина по простиранию достигает сотен метров; в этом отношении они близки к грейзеновым зонам. Не менее характерны для обоих типов также быстрое выклинивание по падению и частые изменения мощности. Смена значительных раздувов резкими пережимами местами выражена столь ярко, что жилы приобретают четковидную форму.

Нередко наблюдается появление многочисленных коротких апофиз или расщепление рудных тел на ряд параллельных прожилков, в дальнейшем вновь сливающихся воедино. Подобные разветвления особенно часто отмечаются в гранитах и менее обычны при залегании рудных тел в осадочных породах экзоконтакта.

Касситеритово-топазовые жилы в гранитах сопровождаются значительными зонами грейзена, иногда оруденелого. При переходе в песчаники и сланцы мощность околожильных зон заметно снижается. При выклинивании жил также очень часто имеет место смена их по простиранию зоной грейзена, по мощности не уступающей суммарной мощности околожильных грейзенов.

От вмещающих пород жильные выполнения во многих случаях отделяются четкими мусковитовыми, циннвальдитовыми и, реже, топазовыми оторочками. Это не является, тем не менее, общим правилом, и в гранитах иногда наблюдается вполне постепенный переход от жильной массы к интенсивно измененной боковой породе.

Штокверковые тела во многом приближаются к ранее описанным штокверковым образованиям грейзенового типа. Они представляют густую сеть мелких, крайне многочисленных топазово-кварцевых или существенно кварцевых рудных прожилков, приуроченных к различным системам взаимно пересекающихся трещин. Вмещающая порода около прожилков обычно сильно изменена. Иногда она превращается на всем протяжении штокверка в грейзен, содержащий различные рудные минералы. В подобных случаях единственное отличие от штокверков предыдущего типа заключается в том, что значительная или даже преобладающая масса касситерита все же приурочена к жильным выполнениям, а не к измененным боковым породам, что наиболее четко вырисовывается при развитии сети рудных прожилков в песчаниках и сланцах, менее поддающихся замещению и иногда содержащих лишь незначительную вкрапленность рудного минерала. В гранитах это различие часто настолько затушевывается, что отнесение рудного штокверка к тому или иному генетическому типу может быть произведено лишь очень условно.

Для поздних стадий процесса можно даже говорить о проявлении щелочных рудоносных растворов, поскольку эти стадии нередко характеризуются, наряду с широким развитием калиевых слюд, появлением заметных количеств калиевого полевого шпата. Таким образом, калий, ранее извлеченный из вмещающих пород, частично вновь отлагается, в составе тех или других минералов, в пределах рудных зон. Вместе с тем остаток K_2O и почти вся масса Na_2O исчезают бесследно, уходя, совместно с некоторыми другими компонентами, в виде легко растворимых соединений за пределы участков оруденения.

Б. КАССИТЕРИТОВО-ТОПАЗОВЫЙ ТИП

Оловорудные месторождения касситеритово-топазового типа в отношении генезиса во многом приближаются к рудным проявлениям предыдущего типа. Это находит свое отражение в тесной пространственной связи месторождений обоих типов: отмеченные выше области развития оловоносных грейзенов являются одновременно областями наиболее широкого распространения касситеритово-топазовых рудных тел.

1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов

Описываемые оловоносные интрузивы по своему составу и условиям образования очень близки к рудоносным интрузивам предыдущего типа. Они также часто характеризуются повышенным содержанием легколетучих компонентов и иногда обладают отчетливыми чертами гипабиссального происхождения. Таким образом, не имеется оснований для выделения их в самостоятельную группу, тем более что нередко один и тот же интрузив является одновременно источником как грейзеновых, так и касситеритово-топазовых оловорудных проявлений.

Преимущественная связь последних именно с этой группой гранитов достаточно отчетливо вырисовывается, например, в провинции Рудных гор, отмечается также в Забайкалье (Этыкинское месторождение и др.) и в некоторых других районах. Вместе с тем примеры Малайи, острова Банка и других оловорудных районов показывают, что месторождения касситеритово-топазового типа могут быть связаны также с более глубинными гранитами, по составу приближающимися к гранитам нормального типа. Однако в этих условиях описываемые месторождения, как и оловоносные грейзены, имеют обычно сравнительно ограниченное распространение.

С точки зрения пространственного распределения рудные тела касситеритово-топазового типа во многом приближаются к грейзеновым образованиям. Они чаще залегают в пределах активных интрузивов, причем иногда намечается их преимущественная приуроченность к эндоконтактовым зонам. Однако эта закономерность более или менее отчетливо выражена лишь в крупных массивах Малайи и Австралии и почти совершенно не сказывается, например, в некоторых небольших интрузивных телах Рудных гор: здесь рудные проявления встречаются в равной мере как в периферических, так и в центральных частях интрузивов. В экзоконтактах касситеритово-топазовые жилы отмечаются чаще, нежели оловоносные грейзены; о возможных причинах этого говорилось ранее. Тем не менее они, как правило, располагаются на небольшом удалении от контакта и редко наблюдаются за пределами зоны шириной в несколько сотен метров.

Строгая локализация рудных тел в пределах определенных тектонических зон представляет далеко не частое и в общем мало характерное явление. В качестве своеобразной закономерности можно скорее отметить региональное, так сказать, распространение рудных тел, т. е. сравнительно равномерное распределение их на значительных участках интрузивов.

2. Морфология рудных тел

Рудные тела касситеритово-топазового типа представлены как жилами, так и штокверковыми образованиями.

Жильная форма является наиболее распространенной; штокверки встречаются также довольно часто, но все же не имеют того значения, какое им свойственно в месторождениях грейзенового типа.

Рудные жилы характеризуются своим крайним непостоянством. Сравнительно редко их длина по простиранию достигает сотен метров; в этом отношении они близки к грейзеновым зонам. Не менее характерны для обоих типов также быстрое выклинивание по падению и частые изменения мощности. Смена значительных раздувов резкими пережимами местами выражена столь ярко, что жилы приобретают четковидную форму.

Нередко наблюдается появление многочисленных коротких апофиз или расщепление рудных тел на ряд параллельных прожилков, в дальнейшем вновь сливающихся воедино. Подобные разветвления особенно часто отмечаются в гранитах и менее обычны при залегании рудных тел в осадочных породах экзоконтакта.

Касситеритово-топазовые жилы в гранитах сопровождаются значительными зонами грейзена, иногда оруденелого. При переходе в песчаники и сланцы мощность околожильных зон заметно снижается. При выклинивании жил также очень часто имеет место смена их по простиранию зонами грейзена, по мощности не уступающей суммарной мощности околожильных грейзенов.

От вмещающих пород жильные выполнения во многих случаях отделяются четкими мусковитовыми, циннвальдитовыми и, реже, топазовыми оторочками. Это не является, тем не менее, общим правилом, и в гранитах иногда наблюдается вполне постепенный переход от жильной массы к интенсивно измененной боковой породе.

Штокверковые тела во многом приближаются к ранее описанным штокверковым образованиям грейзенового типа. Они представляют густую сеть мелких, крайне многочисленных топазово-кварцевых или существенно кварцевых рудных прожилков, приуроченных к различным системам взаимно пересекающихся трещин. Вмещающая порода около прожилков обычно сильно изменена. Иногда она превращается на всем протяжении штокверка в грейзен, содержащий различные рудные минералы. В подобных случаях единственное отличие от штокверков предыдущего типа заключается в том, что значительная или даже преобладающая масса касситерита все же приурочена к жильным выполнениям, а не к измененным боковым породам, что наиболее четко вырисовывается при развитии сети рудных прожилков в песчаниках и сланцах, менее поддающихся замещению и иногда содержащих лишь незначительную вкрапленность рудного минерала. В гранитах это различие часто настолько затушевывается, что отнесение рудного штокверка к тому или иному генетическому типу может быть произведено лишь очень условно.

Большое сходство некоторых морфологических особенностей рудных проявлений касситеритово-топазового и грейзенового типов в значительной мере обусловлено общими чертами рудопроводящих каналов. В самом деле, касситеритово-топазовые жилы в большинстве случаев также приурочены к трещинам разрыва и другим, возникающим в ранние стадии трещинообразования. Сравнительно редко они следуют более поздним трещинам крупных сбросов и лишь в виде исключения наблюдаются в пределах значительных зон дробления. В качестве примера подобной приуроченности оруденения к резко выраженной тектонической зоне отметим месторождение сопки Большой (Шерловая гора) в Забайкалье; оно принадлежит, правда, к турмалиново-сульфидному типу касситеритово-сульфидной формации, но характеризуется вместе с тем очень широким развитием топаза, приближаясь в этом отношении к описываемым рудным проявлениям. Следует отметить, что подобные рудные тела, т. е. расположенные в пределах крупных зон дробления, чаще наблюдаются в экзоконтактах. Следовательно, возможно, что в большинстве случаев мы имеем дело с минерализацией более ранних тектонических зон, появление которых предшествовало внедрению оловоносных интрузивов.

3. Характер минерализации

Текстура рудных тел очень разнообразна и иногда существенно меняется даже в пределах отдельных жил. Очень распространена массивная текстура. Почти столь же часто наблюдается четко выраженное поясовое строение, обусловленное последовательным отложением различных минералов. Поясовое строение может быть также следствием переоткрытия жильных трещин и повторного проникновения рудоносных растворов вдоль ослабленных зон, параллельных ограничениям жил. При этом, естественно, порядок выделения минералов часто не соответствует их расположению в рудных телах. Наблюдается, например, развитие таких высокотемпературных минералов, как топаз и касситерит, по преимуществу в осевых, а не призальбандовых частях жил. В тех случаях, когда новые растворы проникают по сложной сети мелких, взаимно пересекающихся трещин, жильные выполнения приобретают своеобразное брекчиевидное строение: их ранее сформировавшиеся участки как бы цементируются позднейшей жильной массой.

Минералогический состав рудных тел часто весьма сложен. Наиболее характерными минералами являются кварц и топаз, причем первый обычно количественно преобладает. Большое распространение имеют мусковит, цинвальдит, флюорит, нередко в заметном количестве встречаются турмалин и берилл. Подчиненную роль играют ортоклаз, триплит, альбит, данбурит, гранат и др. Среди рудных минералов, наряду с касситеритом, наиболее обычны вольфрамит и арсенопирит. Часто отмечаются также молибденит и в небольшом количестве — пирит, самородный висмут, висмутин, сфалерит и халькопирит. Сравнительно редок галенит, играющий заметную роль лишь в очень немногих месторождениях.

Формы проявления перечисленных минералов разнообразны; непостоянна также их роль в процессе рудоотложения, даже в тех случаях, когда формирование жильных выполнений не было существенно осложнено повторным внедрением рудоносных растворов. Иллюстрацией этого могут служить приведенные ниже краткие характеристики некоторых

главнейших минералов — кварца, топаза, турмалина, циннвальдита, мусковита и касситерита.

Кварц, представленный обычно крупнокристаллическими агрегатами, отлагается в течение всего периода рудообразования. Начало его кристаллизации совпадает с кристаллизацией раннего топаза или даже предшествует ей. Тем не менее главная масса кварца выделяется значительно позднее, слагая осевые части жильных тел. При этом иногда от жильной массы, слагающей осевую зону, ответвляются небольшие, существенно кварцевые прожилки, рассекающие призмальбандовые части рудного тела. В некоторых месторождениях возникновение подобных своеобразных прожилков представляет весьма распространенное явление; оно очень характерно, например, для Этыкинского месторождения в Забайкалье.

Топаз обычно рассматривается как один из наиболее ранних минералов рудных тел описываемого типа. В самом деле, он часто тяготеет к альбандам, иногда образуя отчетливые, почти мономинеральные оторочки, отделяющие остальную жильную массу от вмещающей породы. Очень часто отмечается также разъедание его кварцем, мусковитом, флюоритом, иногда калиевым полевым шпатом, альбитом и многими другими минералами. Но вместе с тем во многих рудных телах наблюдаются многочисленные мельчайшие топазовые прожилки, секущие жильный кварц и рассекающие также касситерит, вольфрамит и изредка арсенопирит. Таким образом, выделение топаза отнюдь не ограничивается начальной стадией рудоотложения, а охватывает значительно более длительный период.

Этот вывод остается справедливым и для турмалина. Так, сравнительно редкий черный игольчатый шерл принадлежит к наиболее ранним выделениям и иногда разъедается даже ранним топазом. Образование наиболее распространенных, несколько менее железистых разновидностей турмалина иногда предшествует появлению топаза, хотя чаще наблюдаются обратные взаимоотношения. Наконец, грязнозеленый игольчатый или вольконистый турмалин, в общем мало типичный для касситеритово-топазовых жил, обычно характеризует последние стадии рудоотложения.

Несколько своеобразное положение занимают калиевые и железомagneзиальные слюды, нередко содержащие в заметном количестве литий и фтор. Очень часто они образуют выдержанные оторочки вдоль жил и принадлежат, следовательно, к числу очень ранних минералов; в частности, именно подобная форма проявления типична для сидерофиллита. Вместе с тем наиболее распространенные представители описываемой группы — мусковит и циннвальдит — часто развиваются и в осевых частях рудных жил, и в этих случаях их положение резко иное: почти всегда отчетливо устанавливается, что они выделяются позднее не только топаза, турмалина, берилла и многих рудных минералов, но и преобладающей массы жильного кварца. Таким образом, появление циннвальдита и мусковита относится, в основном, к сравнительно поздней стадии рудоотложения, и очень ранняя их кристаллизация имеет место, повидимому, лишь в несколько своеобразных условиях интенсивного взаимодействия рудоносных растворов с компонентами вмещающих пород.

Касситерит развивается в виде крупных (до 4—6 см в поперечнике), нередко хорошо образованных кристаллов бипирамидального и короткостолбчатого облика. Он обычно обладает очень темной окраской, не прозрачен. Сильный плеохроизм и резко выраженное зональное строение

являются общим правилом. Во многих рудных телах касситерит располагается по преимуществу около зальбандов, часто развиваясь в топазовых, циннвальдитовых и мусковитовых оторочках жильных выполнений. Несколько реже он более или менее равномерно распределяется по всей жильной массе и тесно ассоциирует с топазом, циннвальдитом и более ранними разновидностями турмалина. По времени выделения касситерит в основной массе относится к начальному периоду рудообразования; кристаллизация его происходит обычно непосредственно вслед за выделением раннего кварца и черного турмалина, тесно переплекаясь во времени с образованием темносинего турмалина, берилла и некоторых других минералов и заканчиваясь, в общих чертах, до максимального развития циннвальдита, мусковита, флюорита и преобладающего количества кварца.

Более сложны взаимоотношения касситерита с топазом.

Начало выделения последнего во многих случаях, повидимому, предшествует кристаллизации касситерита, на что указывает, например, Циссарц, основываясь на данных Бекка и др. Вместе с тем разделение касситерита ранним топазом также представляет собой далеко не редкое явление; в частности, подобные взаимоотношения очень характерны для некоторых месторождений Забайкалья (месторождения Этыка, Шерловая гора и др.). Сопоставление этих данных приводит к убеждению, что резкое разграничение во времени обоих минералов едва ли может быть признано правильным. Более вероятно, что в течение длительного периода имеет место одновременное их образование, с тем лишь отличием, что отложение касситерита часто ограничено менее широким температурным интервалом.

Взаимоотношения касситерита с другими рудными минералами обычно устанавливаются довольно однозначно. Так, вольфрамит кристаллизуется почти одновременно с касситеритом. Для молибденита и особенно арсенопирита значительно чаще наблюдается более позднее их образование. К более позднему периоду относится также отложение самородного висмута и сульфидов железа, висмута, меди, цинка и свинца.

Такая последовательность минералообразования часто осложняется, как указывалось, повторным проникновением рудоносных растворов. Явления перекристаллизации обычно сопровождаются серьезным изменением характера минерализации. В частности, крайне типично резкое увеличение роли разнообразных сульфидов, появление фторсодержащих фосфатов и одновременно заметное изменение содержания касситерита, топаза и некоторых других минералов, входящих в состав ранних жильных выполнений.

Рудные тела рассматриваемого типа обычно сопровождаются очень интенсивно измененными вмещающими породами. В гранитах наблюдается развитие разнообразных грейзенов, по минералогическому составу и структурным особенностям аналогичных описанным выше грейzenам замещения. Развитие топаза, турмалина и циннвальдита имеет место также в песчаниках и сланцах, но масштаб околожильных изменений в этих случаях менее значителен; уже на небольшом удалении от рудных тел встречаются породы, хотя и содержащие в большом количестве различные новообразования, но все же сохраняющие в общих чертах первоначальное строение.

Совершенно не ясен вопрос о том, каков характер околожильных изменений в тех случаях, когда вмещающими породами являются известняки. Можно лишь отметить, что в этих условиях обычно имеет

место образование флюорита, а не топаза, и что в областях развития известняков типичные касситеритово-топазовые жилы вообще встречаются весьма редко.

4. Генезис

В генетическом отношении рудные проявления касситеритово-топазового типа обладают многими чертами, сближающими их с оловоносными грейзенами. В частности, свободное проникновение рудоносных растворов по мелким, слабо раскрытым трещинам и интенсивное воздействие на вмещающие породы свидетельствуют, как и в предыдущем типе, о большой подвижности этих растворов. Однако значительно большую роль играют отложения рудного вещества путем выполнения трещинных полостей, а миграция рудоносных растворов в бсковые породы происходит, несомненно, в меньшем размере. Это дает некоторые основания полагать, что в процессе рудообразования известное значение, наряду с пневматоллизом, имело также отложение минералов из водных растворов, содержавших легколетучие компоненты в виде соединений с тяжелыми металлами. Подобное предположение подтверждается существованием постепенных переходов от касситеритово-топазовых жил к рудным телам касситеритово-кварцевого типа, при образовании которых, как будет показано ниже, водные растворы играли очень важную роль.

С точки зрения состава рудоносной среды месторождения описываемого типа, видимо, близки к оловоносным грейzenам. Сопоставление состава измененных пород и жильных выполнений показывает, что и в данном случае растворы характеризовались высоким содержанием F и часто содержали заметные количества В, S, As, Р и таких металлов, как Sn, W, Mo, Вi и др. Все эти элементы либо полностью отсутствуют в неизмененных вмещающих породах, либо содержатся в них в неизмеримо меньших количествах. Во многих случаях очень вероятно также присутствие в растворах Fe и Mn. Количественная роль К, Na и Al неясна. Тем не менее их отчетливый вынос дает основания предполагать, что относительно высокое содержание в жильных выполнениях K_2O и Al_2O_3 является в значительной мере результатом извлечения этих компонентов из боковых пород.

Формирование жильных выполнений происходит довольно сложным путем и обычно слагается из нескольких стадий, последовательно сменяющихся во времени. Эти стадии иногда разобщены четко выраженными периодами интерминерализационных подвижек; иногда они следуют одна за другой без заметного перерыва.

В обоих случаях мы преимущественно имеем дело с очень сближенными этапами рудоотложения, часто выражающимися в повторном отложении различных количеств одних и тех же главных минералов — топаза, кварца, касситерита, мусковита и др. Наблюдающиеся при этом изменения минерализации далеко не всегда свидетельствуют о поступлении новых порций растворов, существенно отличных по составу. Нередко они могут рассматриваться как следствие изменения концентрации различных соединений в остаточных растворах в результате взаимодействия последних с вмещающими породами. Так, например, приуроченность калиевых слюд и калиевого полевого шпата по преимуществу к поздним стадиям может являться следствием обогащения остаточных растворов щелочами и глиноземом, извлекаемым из боковых пород. Повторное проникновение новых растворов более вероятно в тех

случаях, когда смена отдельных стадий сопровождается появлением значительных масс соединений, вообще мало характерных для ранних стадий процесса. Иллюстрацией этого является, в частности, отмеченное выше наложение существенно сульфидной фазы на фазу касситеритового оруденения.

В. КАССИТЕРИТОВО-ПОЛЕВОШПАТОВЫЙ ТИП

Месторождения касситеритово-полевошпатового типа по генезису сильно отличаются от рудных проявлений двух предыдущих типов. Более тесна их связь с описанными ниже касситеритово-кварцевыми месторождениями. Эта связь нередко подчеркивается существованием рудных тел переходного типа.

Среди других представителей касситеритово-кварцевой группы рассматриваемые месторождения играют резко подчиненную роль. Они имеют в общем очень ограниченное распространение и встречаются спорадически совместно с оловорудными месторождениями иных типов. Поэтому невозможно выделить самостоятельную группу характерных для них оловоносных гранитов. Отметим лишь, что для касситеритово-полевошпатовых месторождений значительно менее обычна генетическая связь с гранитами, обладающими явно повышенным содержанием минерализаторов. В этом отношении они существенно отличаются от месторождений грейзенового и касситеритово-топазового типа и вместе с тем приближаются к касситеритово-кварцевым рудным проявлениям.

1. Морфология рудных тел

Форма рудных тел характеризуется довольно большим разнообразием. В большинстве случаев они принадлежат к жильному типу, но иногда наблюдаются как штокерковые образования («прожилковая формация» Бургавли, Якутия), так и своеобразные трубчатые тела, обладающие четко выраженным зональным строением (Новый Южный Уэльс). Типичные кварцево-полевошпатовые жилы, обычно приуроченные к непостоянным трещинам разрыва, сравнительно редко достигают больших размеров: их длина по простиранию чаще колеблется в пределах нескольких десятков метров. Еще более характерно их относительно быстрое выклинивание по падению, нередко обуславливающее линзовидную форму рудных тел. Мощность также часто сильно изменчива, даже на небольшом протяжении. Более выдержанные рудные тела встречаются главным образом в месторождениях, по характеру минерализации приближающихся к рудным проявлениям касситеритово-кварцевого типа.

2. Характер минерализации

Текстура рудных тел чаще массивная, но нередко встречается также поясовое или зональное строение.

Характер минерализации не отличается постоянством в различных месторождениях. Тем не менее в большинстве случаев наблюдается резкое преобладание кварца, полевых шпатов и касситерита на фоне незначительной или даже ничтожной доли других минералов. Таковы, например, Бутугычакское месторождение в Колымском крае, Ималкин-

ское месторождение в Забайкалье и некоторые другие характерные представители касситеритово-полевошпатового типа. Иногда в месторождениях переходного типа состав рудных тел осложняется появлением заметных количеств флюорита, калиевых и литиевых слюд (некоторые месторождения Нового Южного Уэльса и Циннвальда), вольфрамит с арсенопиритом (Корнуолл) и разнообразных сульфидов («прожилковая формация» Бургавли). Довольно часто отмечается присутствие небольших количеств турмалина, хлорита, берилла и шеелита. Наконец, в отдельных месторождениях в качестве резко подчиненных или редких отмечаются топаз, апатит, триплит, самородный висмут и целый ряд других минералов. Ниже мы несколько детальнее остановимся лишь на характеристике главных минералов — кварца, калиевого полевого шпата, альбита и касситерита.

Кварц представлен обычно несколькими генерациями, нередко разоб-щенными во времени отчетливыми периодами интерминерализационных подвижек. Начало его кристаллизации, повидимому, предшествует выделению полевых шпатов; подобная последовательность наблюдается, например, в трубчатых телах Нового Южного Уэльса. Тем не менее отложение главной массы кварца относится к сравнительно позднему периоду рудообразования.

Калиевый полевой шпат принадлежит в общем к числу ранних минералов. Он выделяется непосредственно вслед за кварцем первой генерации и отчетливо замещается мусковитом, хлоритом, флюоритом и низкотемпературными разновидностями турмалина. Близкое положение занимает альбит, с тем лишь отличием, что отложение его охватывает более длительный период.

Касситерит обычно развивается в виде крупных, часто сдвойнико-ванных кристаллов, обладающих зональной или пятнистой окраской. По всем своим особенностям он очень близок к описанному ниже касситериту кварцевых жил и, в частности, также отличается малым содержанием окислов тантала и ниобия.

Распределение его чаще неравномерное, иногда подчеркнуто гнездо-образное. Как на очень характерную особенность можно указать на своеобразную тенденцию касситерита к обособлению в виде почти мономинеральных агрегатов. Так, нередко наблюдаются либо самостоятельные тонкие прожилки плотного касситерита (Бургавлийское и Ималкинское месторождения), либо четко ограниченные полосы почти сплошного касситерита, вытянутые параллельно зальбандам жил (Бутугычатское месторождение).

Стадия отложения касситерита в общем процессе рудоотложения определяется довольно однозначно. Он кристаллизуется либо несколько ранее полевых шпатов (Ималка), либо почти одновременно с ними. Лишь в месторождениях переходного типа часты отклонения от этого правила. Так, например, для адуляровых рудных прожилков Бургавли С. С. Смирнов (1941) подчеркивает факт образования касситерита после калиевого полевого шпата. Те же взаимоотношения часто отмечаются в таких рудных проявлениях, которые по характеру минерализации приближаются к касситеритово-кварцевому типу.

Изменения боковых пород, как правило, выражены очень слабо. Обычно наблюдается лишь незначительное новообразование кварца, появление небольших количеств мусковита, хлорита, иногда также флюорита и турмалина. В общем малая интенсивность околожильных изменений является одной из характернейших особенностей рудных тел описываемого типа.

3. Генезис

Положение касситеритово-полевошпатовых жил в ряду других оловорудных проявлений не вполне ясно. Часто они рассматриваются как образования, генетически очень близкие к оловоносным пегматитам и отражающие лишь более позднюю стадию пегматитового процесса. Почти столь же обычна трактовка их как своеобразных гидротермальных рудных проявлений.

Первое предположение очень спорно. Оно основывается в сущности только на крупной роли полевых шпатов как в оловоносных пегматитах, так и в касситеритово-полевошпатовых жилах. Между тем широкое развитие калиевого полевого шпата и альбита наблюдается также во многих оловорудных месторождениях касситеритово-кварцевой и даже касситеритово-сульфидной групп. Оно не является, следовательно, достаточным доказательством генетического родства касситеритово-полевошпатовых жил и оловоносных пегматитов. Вместе с тем касситеритово-полевошпатовые рудные тела характеризуются рядом существенных отличий. Отметим, в частности, отсутствие столь обычных для пегматитов анхизтектических структур, частый адуляровый характер калиевого полевого шпата, его ассоциацию с типичным гидротермальным кварцем. Очень характерны также малая роль минерализаторов в процессе рудоотложения и наличие постепенных переходов от касситеритово-полевошпатовых жил к оловоносным кварцевым жилам обычного типа. Все эти особенности говорят скорее в пользу второго предположения, т. е. позволяют рассматривать рудообразование как результат проявления водных, насыщенных щелочами растворов, содержащих лишь малые количества минерализаторов.

Г. КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВЫЙ ТИП

1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов

В отличие от оловоносных грейзенов и касситеритово-топазовых рудных тел месторождения касситеритово-кварцевого типа чаще связаны не с малыми интрузиями, а с крупными массивами сравнительно более глубинных гранитов. В качестве примера укажем малайский батолит, слагающий осевую часть Главного хребта и обнажающийся на площади в несколько тысяч квадратных километров. Прекрасной иллюстрацией служит и провинция Пиренейского полуострова, оловорудные проявления которой также генетически связаны с очень крупными гранитными телами.

Для некоторых оловоносных интрузивов описываемой группы иногда все же устанавливается широкое развитие гранит-порфиров, несущих отчетливые следы образования в гипабиссальных условиях. Таковы, например, некоторые разновидности гранит-порфиров Кукульбейского массива в Забайкалье. Тем не менее в большинстве случаев мы имеем дело с равнозернистыми или порфировидными гранитами, характеризующимися на огромных площадях большим постоянством структуры.

Нередко наблюдается широкое развитие постмагматических процессов, проявляющихся не только в экзоконтактных зонах, но и в центральных частях интрузивов. Эта особенность отмечается многими исследователями Малайи и особенно Корнуолла, но в общем не столь характерна, как для многих интрузивов предыдущих типов. Несколько изменяется также характер экзоконтактных изменений в сторону боль-

шей степени перекристаллизации вмещающих осадочных пород, замещения *lit-par-lit* и т. д. Вместе с тем заметно понижается роль привноса легколетучих компонентов в явлениях контактового метаморфизма.

Таким образом, описываемые граниты в большинстве случаев не могут рассматриваться как типичные гипабиссальные образования и в этом отношении приближаются к интрузивам, с которыми связаны оловоносные пегматиты. От нормальных гранитов они отличаются несколько повышенным содержанием минерализаторов, но и этот признак, повидимому не всегда выражен достаточно отчетливо.

Для месторождений касситеритово-кварцевого типа, как и для оловоносных грейзенов и касситеритово-топазовых жил, иногда также наблюдается приуроченность к площадям активных интрузивов. Так, в Корнуолле оловоносные жилы чаще залегают в гранитах, нередко сменяясь в экзоконтактах проявлениями медного и серебро-свинцово-цинкового оруденения. Тем не менее подобная закономерность — далеко не общее правило. В Малайе, Таи, на островах Банка и Биллитон касситеритово-кварцевые жилы одинаково часто отмечаются как в гранитах, так и в осадочных породах, иногда располагаясь на расстоянии нескольких километров от обнаженного контакта.

Вместе с тем значительно отчетливее, нежели в месторождениях первых двух типов, выражена связь между распределением рудных проявлений и некоторыми особенностями крупных геологических структур. Так, в пределах мезозойской складчатой зоны Забайкалья, имеющей северо-восточное простирание, преобладающее большинство касситеритово-кварцевых тел ориентировано в северо-западном направлении, т. е. располагается под прямым углом к простиранию складчатых структур, согласно с которыми залегают оловоносные граниты. В Корнуолле ориентировка главнейших многочисленных оловорудных тел совпадает с общим направлением зоны интрузий, секущих под большим углом варисские складчатые структуры. Наконец, во многих районах Бирмы, Малайи и других областей довольно часто отмечается приуроченность рудных тел к четко выраженным крупным зонам разломов.

2. Морфология рудных тел

Большинство касситеритово-кварцевых рудных тел принадлежит к жильному типу. При незначительной мощности они часто характеризуются сравнительно большой протяженностью по падению и по простиранию. Штокверковые образования играют в общем подчиненную роль, хотя и имеют довольно широкое распространение в некоторых оловорудных районах; очень редки трубчатые тела.

Размеры рудных жил варьируют в широких пределах. Протяженность их колеблется от нескольких десятков до многих сотен метров, достигая в отдельных случаях 2—3 км. По простиранию они нередко изгибаются, но основное их направление обычно существенно не изменяется. Резкие изгибы по падению также наблюдаются относительно редко. Мощность варьирует обычно в пределах 0.10—1.0 м, причем в большинстве случаев изменения мощности происходят постепенно, без значительных раздувов и пережимов. Вместе с тем во многих случаях наблюдаются ответвления значительных апофиз, иногда вновь сливающихся с основным рудным телом. Столь же обычно расщепление жил на серии параллельных прожилков, в дальнейшем вновь сливающихся воедино; в результате жилы местами приобретают сетчатый

облик, а в отдельных случаях отмечаются даже переходы к рудным телам штокверкового типа. Все эти явления наиболее отчетливо намечаются в гранитах, иногда также в известняках (Малайя); несколько менее характерны они для рудных тел, залегающих в плотных песчаниках и сланцах.

Границы жил обычно четкие, слияние жильного материала с вмещающей породой часто совершенно отсутствует, т. е. в большинстве случаев мы имеем дело с типичными жилами заполнения. Значительно реже встречаются рудные тела, при образовании которых серьезную роль играли также явления метасоматоза. Представителями этой группы являются, например, некоторые кварцево-турмалиновые оловоносные жилы Корнуолла, по характеру минерализации существенно отличающиеся от наиболее распространенных касситеритово-кварцевых тел.

Следует подчеркнуть, что в общем намечается определенная зависимость между морфологическими особенностями рудных тел и характером рудопроводящих каналов. В тех случаях, когда оруденение приурочено к сериям трещин разрыва, наблюдается образование многочисленных, сближенных коротких жил, иногда имеющих линзовидную форму и нередко кулисообразно заходящих друг за друга. Подобные рудные тела в гранитах обычны, по данным Богдановича, Дюпарка (Duparc, 1925) и других, на Пиренейском полуострове; они широко распространены также в других районах. Хорошей иллюстрацией развития их в песчаниково-сланцевых толщах может служить Ононская месторождение в Забайкалье, описанное И. Ф. Григорьевым. Значительно более выдержаны рудные жилы, приуроченные к трещинам скальвания. Именно к этой группе относятся наиболее многочисленные жилы рассматриваемого типа, в том числе наиболее важные в промышленном отношении. Очень большой протяженностью обладают также рудные тела, приуроченные к четко выраженным зонам раздробления. Таковы, например, упомянутые выше кварцево-турмалиновые жилы Корнуолла и некоторые крупные кварцевые оловорудные жилы островов Банка и Биллитон.

3. Характер минерализации

Рудные тела этого типа обладают массивным, реже поясовым строением. Поясовое строение далеко не всегда является следствием последовательного отложения минералов на стенках трещин. Нередко оно обусловлено либо повторным проникновением рудоносных растворов, либо присутствием в жильных телах удлиненных обломков полностью переработанных вмещающих пород. Полосчатость последнего вида отличается от полосчатости отложения линзовидным, неправильным характером полос. Подобное поясовое строение особенно типично для жил замедления типа Корнуолла.

Минералогический состав рудных тел в большинстве случаев весьма несложен. Резко преобладающим минералом является кварц. В заметном количестве часто присутствует мусковит. Несколько своеобразное положение занимает турмалин: для оловоносных провинций Малайи, Восточной Австралии, Калба-Нарыма в СССР он отмечается как типоморфный минерал месторождений данного типа. В то же время преобладающее большинство месторождений Пиренейского полуострова, Рудных гор и Забайкалья характеризуется ничтожным развитием турмалина или даже полным его отсутствием. В качестве второстепенных или редких минералов встречаются калиевый полевой шпат, альбит,

берилл, топаз, флюорит, амблигонит, триплит, данбурит и некоторые другие. Среди рудных наиболее распространены, помимо касситерита, вольфрамит и арсенопирит. Роль остальных рудных минералов, в том числе и различных сульфидов, как правило, очень невелика.

Момент выделения упомянутых главнейших минералов в процессе рудоотложения обычно устанавливается достаточно определенно. Так, для кварца в большинстве случаев отмечается несколько генераций, более или менее четко разделенных во времени. В жилах заполнения наиболее широкое распространение имеет крупнокристаллический ранний кварц, иногда развивающийся в виде хорошо образованных, параллельно расположенных кристаллов (гребенчатая текстура). Последующие генерации отличаются значительно меньшей крупностью зерен и своеобразной мозаичной структурой. Тот же облик характерен для кварца, который образуется в блоках измененных боковых пород и играет главную роль в типичных жилах замещения. Наконец, к наиболее поздним генерациям кварца относятся тонкозернистые и халцедоновидные его разновидности.

Касситерит обычно развивается в виде крупных, хорошо образованных кристаллов, имеющих изометрический или короткостолбчатый облик. Окраска его разнообразная, и наряду с темноокрашенными встречаются светлорубые, иногда почти прозрачные разновидности. Очень характерны частые двойники и отчетливо выраженное зональное строение; плеохроизм резкий.

Время выделения касситерита при рудоотложении не остается постоянным в различных месторождениях. В большинстве случаев начало его кристаллизации совпадает с началом кристаллизации раннего кварца, причем отложение последнего продолжается и после выделения преобладающей массы касситерита. Но в некоторых месторождениях Малайи и Забайкалья (Алдакачан) касситерит развивается по преимуществу в пустотах жильных выполнений и приурочивается, следовательно, к сравнительно поздней стадии рудообразования. Наряду с крупнокристаллическим касситеритом очень часто, особенно в олово-вольфрамовых месторождениях, наблюдается более поздний мелкозернистый касситерит, нередко столбчатого или даже игольчатого облика. Появление его относится, как правило, к более позднему времени и тесно связано либо с кристаллизацией мозаичного кварца, либо с наложением существенно сульфидной фазы оруденения.

Среди остальных рудных минералов мы несколько детальнее остановимся лишь на вольфрамите, наиболее распространенном спутнике касситерита в рудных телах описываемого типа. В большинстве случаев вольфрамит тесно ассоциирует с касситеритом и выделяется почти одновременно с ним. Тем не менее во многих месторождениях кристаллизация этих минералов более или менее разобщена во времени, причем наблюдаются различные их взаимоотношения. Так, например, для оловорудных проявлений Корнуолла обычно подчеркивается, что отложение вольфрамита происходит, как правило, позднее отложения преобладающей массы касситерита. Обратные взаимоотношения имеют место, по данным Тэрнера (Turner, 1919), Кэмпбела (Campbell, 1936) и других, в олово-вольфрамовых месторождениях Бирмы, где часто отмечается нарастание касситерита на вольфрамите. Вообще позднее выделение касситерита особенно типично для существенно вольфрамитовых месторождений и гораздо реже наблюдается в тех случаях, когда вольфрамит играет подчиненную роль. Это оправдывает предположение, что последовательность отложения «вольфрамит — касситерит» часто опреде-

ляется явным преобладанием в рудоносной среде соединений вольфрама, а не является простым отражением различной температуры кристаллизации обоих минералов.

Арсенопирит по времени образования не отличается резко от касситерита и вольфрамита, но все же в большинстве случаев выделяется несколько позднее. К более позднему периоду относится также появление других сульфидов.

Минералогический состав рудных тел иногда существенно изменяется в результате проникновения новых порций рудоносных растворов. Следствием этого является, в частности, развитие упомянутого выше низкотемпературного халцедоновидного кварца, содержащего лишь очень малые количества рудных минералов. Несколько реже явления переоткрытия сопровождаются отложением значительных масс сульфидов, обособляющихся в виде неправильных полос и крупных массивных скоплений. Совместно с сульфидами часто развиваются также железистые карбонаты типа анкерита и сидерита. Касситерит и особенно вольфрамит играют малую роль в подобных, существенно сульфидных образованиях.

Изменения пород, вмещающих касситеритово-кварцевые жилы, обычно выражены сравнительно слабо даже в тех случаях, когда рудные тела залегают в гранитах. В этих условиях иногда отмечается появление мусковитовых, топазово-мусковитовых и других грейзенов. Однако гораздо чаще изменение ограничивается лишь частичным замещением темноцветных компонентов и полевых шпатов различными новообразованиями — кварцем, мусковитом, флюоритом, турмалином и реже топазом. Наконец, во многих случаях в граните наблюдается только незначительное развитие мусковита и вторичного кварца.

Сравнительно интенсивные околожильные изменения типичны лишь для группы турмалиново-кварцевых оловоносных жил, которые значительно чаще сопровождаются мощными зонами турмалиновых и турмалиново-мусковитовых грейзенов, иногда содержащих обильную вкрапленность касситерита, и в этом отношении приближаются к рудным проявлениям касситеритово-топазового типа.

Таковы основные черты наиболее распространенных представителей касситеритово-кварцевого типа. Последний объединяет вместе с тем многие месторождения, занимающие переходное положение к касситеритово-топазовому и касситеритово-полевошпатовому типам. К нему относятся также своеобразные амблигонитово-кварцевые оловоносные жилы из Кацерас (Пиренейский полуостров), описанные Дерпингхаусом (Döringhaus, 1914) и известные также в некоторых районах Франции. Наконец, довольно широкое распространение имеют месторождения, близкие по минерализации к рудным проявлениям касситеритово-сульфидной группы. Так, например, для Корнуолла Джонс (Jones, 1925) и особенно Вестон-Денн (Weston-Dunn, 1923) подчеркивают частую смену, даже в пределах единых рудных зон, касситеритово-кварцевых жил рудными телами существенно отличного облика. Последние представляют собою интенсивно минерализованные зоны дробления в граните и характеризуются очень широким развитием темноголубого турмалина. спутанноволокнистые плотные агрегаты которого развиваются главным образом путем замещения обломков гранита и реже отлагаются в открытых полостях. Почти одновременно с образованием турмалина происходит выделение преобладающей массы касситерита, содержание которого резко снижается в участках менее интенсивной турмалинизации. Несколько позднее кристаллизуются темноокрашенный хлорит, кварц

и резко подчиненный касситерит. К еще более позднему периоду относится появление значительных масс халькопирита, сфалерита и других сульфидов (рудник Трезевин). Часто отмечается также, что в верхних горизонтах месторождений кварцевые и турмалиново-кварцевые оловянные тела сменяются сульфидными рудами, содержащими лишь очень малые количества касситерита. Описанные жилы замещения генетически и пространственно тесно связаны с обычными касситеритово-кварцевыми жилами; в сущности, только это и дает основание объединять многие рудные проявления Корнуолла с другими представителями касситеритово-кварцевого типа.

4. Генезис

В настоящем разделе рассматривается главным образом происхождение касситеритово-кварцевых жил, поскольку именно они имеют в общем наиболее широкое распространение и являются вместе с тем особо характерными представителями описываемого типа. Для группы турмалиново-кварцевых оловянных тел и для месторождений переходного типа мы ограничимся лишь указанием наиболее важных генетических особенностей.

Сопоставление данных по минерализации и морфологии касситеритово-кварцевых жил нередко приводит к выводу о сравнительно малой подвижности рудоносных растворов. В самом деле, многие рудные тела очень четко ограничены и сопровождаются весьма слабыми зонами изменения, несмотря на сравнительно высокотемпературный тип оруденения. Распыление в окружающей среде рудного материала иногда не происходит даже при особо благоприятных условиях — при проникновении растворов в сильно трещиноватые или раздробленные боковые породы. Подобные явления, естественно, трудно согласуются с предположением о значительной роли газообразных соединений в процессе рудоотложения; они противоречат также трактовке рудоносной среды как разбавленного водного раствора. Более вероятно, что во многих случаях отложение минералов происходило из водных растворов, обладавших высокой концентрацией кремнезема. Возможность существования подобных малоподвижных, быть может, «студнеобразных» кремнекислых растворов доказывается иногда непосредственными геологическими наблюдениями. Так, например, в близких по типу минерализации вольфрамовых месторождениях Забайкалья местами наблюдается (Левицкий, 1939), что многочисленные боковые трещины, отходящие от основной трещины и бывшие заведомо раскрытыми в период рудоотложения, остаются тем не менее незаполненными: жильная масса лишь на незначительное расстояние вдавливается, так сказать, в подобные открытые полости.

Слабое воздействие растворов на вмещающую породу едва ли обусловлено только их своеобразными физическими свойствами. В самом деле, именно описываемые касситеритово-кварцевые жилы очень часто характеризуются малым, иногда даже ничтожным развитием минералов, в состав которых входят легколетучие компоненты. Таким образом, очень вероятно, что слабая активность рудоносных растворов является результатом совместного влияния двух факторов: высокой концентрации кремнезема и сравнительно низкого содержания различных минерализаторов.

Увеличение роли последних при рудообразовании заметно повышает степень воздействия растворов на боковые породы. Так, формирование

турмалиново-кварцевых оловоносных жил часто сопровождается значительным развитием процессов грейзенизации. То же имеет место в переходных к касситеритово-топазовому типу месторождениях, отличающихся появлением заметных количеств фтористых соединений.

Формирование жильных тел происходит главным образом путем рудоотложения в открытых полостях, явления же метасоматоза приобретают более важное значение лишь для группы турмалиново-кварцевых жил. При этом вряд ли рудопроводящие трещины были раскрыты в дорудный период, так как весьма спорна возможность существования на сравнительно больших глубинах открытых полостей, достигающих многих сотен метров длины при ширине до одного метра и более, а размеры многих жил описываемого типа именно таковы. Более вероятно, что раскрытие трещин происходило одновременно с проникновением рудоносных растворов; о параллельном развитии трещинообразования и рудоотложения свидетельствуют, в частности, многочисленные интерминерализационные подвижки, крайне типичные для рудных тел, приуроченных к трещинам скальвания.

Процесс рудоотложения нередко складывается из нескольких стадий. Наиболее важное значение имеют, несомненно, ранние стадии процесса, определяющие в основных чертах облик рудных тел. К этому времени относится отложение преобладающей массы кварца, раннего мусковита, сильно железистого турмалина, крупнокристаллических разновидностей касситерита и вольфрамита. Последующие стадии играют явно подчиненную роль и выражены иногда очень слабо. Облик минералов, отлагающихся в этот период, довольно отчетливо говорит о понижении температуры рудообразования. Изменяется также, судя по минерализации, состав рудоносной среды. Повышение концентрации некоторых компонентов (щелочи, глинозем) обусловлено их извлечением из боковых пород. В других случаях оно связано главным образом с поступлением новых порций растворов, имеющих иной состав. Такого, например, явное увеличение роли сернистых соединений, мало характерных для ранних стадий рудного процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общей чертой месторождений касситеритово-кварцевой группы является их генетическая связь с проявлениями кислой и ультракислой гранитовой магмы. Оловоносные граниты в подавляющем большинстве случаев характеризуются весьма близким составом и вместе с тем отличаются от гранитов нормального типа, наряду с другими особенностями, повышенным содержанием минерализаторов. Минерализаторы иногда распылены в крупных интрузивных массивах. В этих условиях их присутствие сказывается лишь в несколько более широком, чем обычно, развитии постагматических процессов типа автопневматолита. В других случаях происходит локальная концентрация легколетучих компонентов, и роль их заметно возрастает. Подобное накопление имеет место, например, при отщеплении наиболее кислых, сравнительно поздних дифференциатов оловоносной магмы. Отражением этого процесса является образование обособленных, небольших тел оловоносных гранитов, часто несущих следы формирования в гипабиссальных условиях. Нередко областями явного накопления компонентов служат также куполовидные выступы крупных интрузивов. Таким образом, большая или меньшая степень проявления минерализаторов находится

в тесной зависимости от условий формирования и морфологии оловоносных интрузивов. Именно с этим связано, в частности, широкое распространение оловоносных грейзенов и касситеритово-топазовых жил в областях развития малых интрузивных тел и куполов и смена их в пределах крупных гранитовых интрузивов рудными проявлениями касситеритово-кварцевого и касситеритово-полевошпатового типов.

Преобладание определенных типов оруденения не нарушает, естественно, общей закономерности в пространственном распределении месторождений. Так, оловоносные грейзены и касситеритово-топазовые жилы гораздо чаще располагаются вблизи очага оруденения, чем рудные проявления других типов. Подобное зональное расположение месторождений иногда выражено очень отчетливо. Оно позволяет рассматривать различные генетические типы, объединяемые касситеритово-кварцевой группой как отражение последовательности стадий развития единого рудного процесса.

С этой точки зрения представителями одной из наиболее ранних стадий являются, несомненно, интрузивные грейзены, образование которых иногда предшествует появлению аплитов. Подобный тип оруденения, возникающий еще в период существования сравнительно больших масс жидкого магматического расплава, наблюдается в общем весьма редко.

В подавляющем большинстве случаев рудообразование относится к значительно более поздней стадии остывания интрузивов и выражается в развитии типичных грейзенов замещения. В этот период образование рудных тел является результатом проявления очень подвижных и химически очень активных растворов, находившихся, вероятно, в газобразном или надкритическом состоянии. Высокое содержание соединений фтора, иногда также бора и других минерализаторов представляет характерную особенность растворов, а сопоставление явлений привноса и выноса свидетельствует скорее о проявлении в начальный период кислот, а не щелочной рудоносной среды. В дальнейшем состав растворов существенно изменяется благодаря интенсивному взаимодействию с компонентами вмещающих пород, и рудоотложение происходит, по всей вероятности, в среде, сравнительно обогащенной щелочами и глиноземом.

Физические свойства и состав пород оказывают очень сильное влияние на ход рудного процесса. В общем образование грейзенов замещения несравненно чаще происходит в породах гранитового ряда, чем в плотных песчаниках и сланцах, и совершенно нехарактерно в областях развития известняков. Рудообразование обычно связано пространственно с ранними системами трещин разрыва. Оно происходит главным образом метасоматическим путем, и большая или меньшая степень раскрытия трещин часто не сказывается существенно на масштабе рудных проявлений.

Переходя к месторождениям касситеритово-топазового типа, мы не наблюдаем особых отличий в составе рудоносных растворов. Почти столь же отчетливо выражено их взаимодействие с вмещающими породами и обусловленные этим серьезные изменения состава, в частности увеличение роли щелочей в поздних стадиях процесса. Но вместе с тем распыление материала в боковой породе происходит значительно менее интенсивно, и рудоотложение в открытых полостях приобретает гораздо большее значение. Явное преобладание явлений заполнения над явлениями метасоматоза наблюдается не только в песчаниках и сланцах, трудно поддающихся замещению, но и в породах гранитового

ряда, свидетельствуя о меньшей подвижности рудоносной среды. Это дает основание полагать, что наряду с газовой фазой известную роль здесь играли также водные растворы кремнезема. Приуроченность оруденения по преимуществу к непостоянным системам ранних трещин сохраняется и в данном случае, но вместе с тем степень раскрытия трещин приобретает более важное значение, чем в рудных проявлениях предыдущего типа.

Несколько особое положение занимает касситеритово-полевошпатовый тип. Лишь с точки зрения температуры рудообразования он может трактоваться как непосредственное продолжение касситеритово-топазового типа, в генетическом же отношении он обладает рядом специфических особенностей, причем необычно высокое содержание щелочей в рудоносных растворах, на фоне очень малой роли минерализаторов, говорит об иных условиях обособления и выделения рудоносного вещества из магматического очага.

Тесная генетическая связь с касситеритово-топазовыми месторождениями гораздо отчетливее вырисовывается для рудных проявлений касситеритово-кварцевого типа, которые и могут рассматриваться как представители более поздних и более низкотемпературных стадий рудного процесса. Эти стадии характеризуются явным уменьшением роли некоторых минерализаторов, в частности фтористых соединений. Свообразное положение занимает бор: важнейший элемент обширной группы турмалиново-кварцевых оловоносных жил, он вместе с тем почти совершенно отсутствует во многих других месторождениях описываемого типа. Едва ли различная роль соединений бора обусловлена только различием температур рудообразования. В самом деле, интенсивное развитие борсодержащих минералов в месторождениях касситеритово-кварцевого типа часто имеет региональный характер, являясь, по всей вероятности, следствием более общих, еще далеко не ясных особенностей состава оловоносных интрузий. Высокое содержание соединений бора в рудоносных растворах способствует, повидимому, сравнительно интенсивному их воздействию на боковые породы, и турмалиново-кварцевые рудные тела часто сопровождаются значительными зонами грейзенизации. Интенсивность околожильных изменений заметно понижается при переходе к наиболее распространенным касситеритово-кварцевым рудным телам, представляющим типичные жилы заполнения. Образование их связано с проявлением водных растворов, обладающих высокой концентрацией кремнезема, а иногда проходивших даже через стадию мало подвижного геля. Расположение описываемых рудных проявлений вблизи очага оруденения далеко не является правилом. Вместе с тем при локализации оруденения в пределах активных интрузивов гораздо чаще, чем в предыдущих типах, наблюдается приуроченность рудных тел к трещинам скалывания, четко выраженным зонам дробления и другим, сравнительно поздним формам трещинообразования.

Месторождения касситеритово-кварцевого типа иногда объединяются вполне постепенными переходами с кварцево-турмалиновыми месторождениями сульфидной формации. Местами наблюдается также тесная генетическая связь с более низкотемпературными представителями той же группы, т. е. с месторождениями хлоритово-сульфидного типа. Эта связь выражается либо в закономерной пространственной смене касситеритово-кварцевых рудных проявлений сульфидными, либо сказывается лишь в наложении более поздней, существенно сульфидной фазы оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий В. А. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. АН, серия геол., 1937, № 2.
- Левецкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 2, 1939.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. Ин-та геол. наук АН, серия мин., 1941, вып. 46.
- Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового месторождения (Забайкалье) летом 1928 г. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 10.
- Campbell J. M. Tin in the Mergui district Lower Burma. Min. Mag., 1936, 35, No. 3.
- Cissarz A. Übergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. N. Jb., 1928, B. B, 56.
- Dörpninghaus W. T. Ambligonit-Zinnvorkommen von Cáceras in Spanien. Arch. Lagerstättenfrsch., 1914, H. 16.
- Ferguson H. G. a. Bateman A. M. Geologic features of tin deposits. Econ. Geol., 1912, 7, 210—262.
- Hitchen C. S. The Sciddaw granites and its residual products. Quart. Journ. Geol. Soc., 1934, 15, 355b.
- Ingham F. The tin-deposits of Gunong-Bakau. Min. Mag., 1930, 42, No. 3.
- Jones W. R. The origin of Topaz and Cassiterite in Malaya. Geol. Mag., 1916.
- Jones W. R. Tinfields of the world. London, 1925.
- Kenny E. J. Tin. New S. Wales Dep. Min, 1922, 18, Bull. No. 1.
- Schumacher. Die Erzgebirgische Metallprovinz und ihr Genesis. Met. u. Erz., 1930, No. 9.
- Scrivenor J. B. The Geology of Malayan ore deposits. London, 1928.
- Singewald J. T. a. Milton C. Greisen and associated mineralisation at Silver Mine, Missouri. Econ. Geol., 1929, 24, No. 6.
- Turner. Review of the recent literature on tungsten deposits of Burma. Econ. Geol., 1919, No. 8.
- Wagner P. A. The Mutue-Fides-Stavoren Tinfield. U. S. Afr. Geol. Surv. Mem. 1921, No. 16.
- Weston-Dunn I. A. Some relations between metalcontent, lode filling, and country rock. Econ. Geol., 1923, No. 5.
- Williams G. The genetic significance of some tin-tungsten lodes in Stewart Island, New Zealand. Econ. Geol., 1934. No. 5.

Е. А. РАДКЕВИЧ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Касситеритово-сульфидная формация объединяет месторождения, в которых касситерит находится в тесной парагенетической ассоциации с сульфидами железа, меди, цинка, свинца и других металлов или силикатами — хлоритом, железо-магнезиальным турмалином; к этой же группе мы относим и оловосодержащие магнетитовые скарны. Таким образом, касситеритово-сульфидная формация в ее расширенном понимании включает рудопроявления, различные по минералогическому составу.

Общей чертой большинства этих месторождений является обилие железа. Последнее не менее характерно для описываемых месторождений, чем сера, и, может быть, было бы целесообразно в связи с этим говорить о «формации сульфидно-железистых оловорудных месторождений», но для простоты терминологии мы сохраняем здесь старое название «касситеритово-сульфидная формация», предложенное в 1937 г. С. С. Смирновым.

По добыче олова из коренных рудных тел касситеритово-сульфидные месторождения стоят на первом месте. Они характеризуются более или менее выдержанным и притом часто высоким содержанием касситерита в руде и нередко заключают значительные запасы олова. Достаточно сказать, что одно месторождение Лалагуа в Боливии доставило уже 450 000 тонн.

К отрицательным чертам сульфидных месторождений следует отнести сложность выделения касситерита из сульфидных руд и связанную с этим высокую стоимость обогащения. Именно это обстоятельство долгое время задерживало практическое освоение сульфидных месторождений. Однако рост потребления олова в мировой промышленности заставил обратиться к разработке сульфидных месторождений с их большими запасами металла.

В широком масштабе добыча олова из сульфидных месторождений началась лишь с конца прошлого столетия — к этому времени относятся начало разработки месторождений Боливии, Австралии, Тасмании и др.

На территории СССР касситеритово-сульфидные месторождения до революции не были известны (за исключением Питкаранты), причем в сульфидных жилах олова, в сущности, и не искали. Преувеличенное значение, которое придавали пневматолиту в генезисе касситерита, побуждало геологов идти по пути поисков олова в пегматитах, пневматолитовых образованиях — грейзенах, высокотемпературных кварцевых жилах, а отнюдь не в сульфидных месторождениях. Обычно

мелкозернистый касситерит в сульфидных рудах не привлекал к себе внимания геологов, поэтому его часто пропускали и очень многие месторождения, известные с давних пор как полиметаллические, были фактически переоткрыты как оловянные в течение последних 10—20 лет. К таким относятся: Смирновское месторождение в Забайкалье (Смирнов, 1927), Хапчеранга в Забайкалье (Смирнов, 1927), Имтанджа в Якутии (Смирнов, 1934) и Синанчинское месторождение в Приморье, оловоносность руд которого была установлена Розиной и Радугиной в 1935 г.

После этих открытий олово стали искать и находить в сульфидных жилах различных рудных районов — в Забайкалье, Приморье, Средней Азии, на Кавказе. Наконец, сравнительно недавно была открыта оловорудная провинция северо-востока Азии с ее интересными оловорудными проявлениями касситеритово-сульфидного типа.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Касситеритово-сульфидные месторождения наибольшим развитием пользуются в молодых складчатых зонах, прилегающих к Тихоокеанскому побережью, — в Боливии, Советском Приморье, Японии, а также на юге и северо-востоке Азии.

Такая пространственная приуроченность касситеритово-сульфидных месторождений к определенным металлогенетическим провинциям позволяет подойти к выявлению некоторых общих особенностей генезиса оловорудных проявлений рассматриваемой формации.

Прежде всего можно отметить, что вопреки распространенным представлениям об исключительной связи олова с кислыми гранитами, касситеритово-сульфидные месторождения часто встречаются в связи с гранитоидами повышенной основности — гранодиоритами и даже кварцевыми диоритами.

В этом отношении они сходны с неоловоносными месторождениями цветных металлов и существенно отличаются от оловорудных месторождений других формаций. Особенно ярко преобладание оловоносных интрузий гранодиоритового состава выражено в районах широкого развития касситеритово-сульфидного оруденения (Боливия, Яна-Адычанский район, Приморье).

В районах проявления кислых интрузий касситеритово-сульфидные месторождения хотя и довольно обычны, но не играют главной роли. Здесь они нередко связаны постепенными переходами с месторождениями касситеритово-кварцевыми, на смену которым они приходят с удалением от активных интрузий.

Такие переходного типа месторождения, которые по одним признакам могут быть отнесены к формации кварцевой, а по другим — к сульфидной, развиты в Корнуолле, Австралии, в СССР — на Колыме, в Чаунском районе и т. д.

Касситеритово-сульфидные месторождения образуются чаще на сравнительно небольшой глубине, что объясняется, с одной стороны, гипабиссальностью интрузий, а с другой — удаленностью оруденения от интрузий. Эта особенность в значительной мере определяет пространственное размещение районов развития касситеритово-сульфидных

месторождений и объясняет приуроченность их к малоэродированным областям молодой складчатости.

Вместе с тем относительная удаленность источника оруденения позволяет рассчитывать на значительное протяжение месторождений на глубину. Действительно, часто оруденение охватывает значительный интервал по вертикали, и даже такие классические телескопированные месторождения, как Лалагуа и Потози в Боливии, работают на глубине нескольких сотен метров. Значительная протяженность оруденения в сульфидных месторождениях на глубину делает их сравнительно мало чувствительными к местным, более мелким колебаниям эрозионного среза.

Б. ФОРМЫ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формы касситеритово-сульфидных месторождений весьма разнообразны: в глинистых сланцах и песчаниках, среди которых подобные месторождения встречаются наиболее часто, а также в породах изверженных преобладают рудные тела жильного типа — минерализованные зоны дробления, трещинные жилы выполнения, а в случае развития мелкой частой трещиноватости пород — штокверки. В известняках обычно встречаются неправильные метасоматические рудные тела — линзовидные и штокообразные залежи, рудные трубы и т. д.

В. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По характеру минерализации касситеритово-сульфидные месторождения также крайне разнообразны. Среди них мы встречаем оловяносные скарны, турмалиново-сульфидные и хлоритово-сульфидные месторождения с обильными сульфидами железа, а также месторождения галенитово-сфалеритовые.

Анализ минералогического состава месторождений показывает, что в начальные стадии процесса их образования растворы изобиловали железом и вместе с тем были явно недонасыщены серой, что нашло отражение в образовании кислородных соединений железа — магнетита и гематита (оловоносные магнетитовые скарны) и силикатов — железистого турмалина (турмалиново-сульфидные месторождения). В последующем роль серы заметно возрастает, но все же недостаточно для полного насыщения железа: об этом говорит широкое развитие железистого хлорита и резкое преобладание среди сульфидов железа моносульфида — пирротина (хлоритово-сульфидные месторождения). Роль железа существенно ослабевает лишь в наиболее низкотемпературных представителях описываемой группы, т. е. в галенитово-сфалеритовых месторождениях, в которых железосодержащие минералы занимают подчиненное положение.

Иногда все отмеченные стадии проявляются в одном месторождении, причем более поздние минеральные образования либо налагаются на более ранние в результате переоткрытия жильных трещин, либо обособляются в самостоятельных жильных трещинах, более молодых или более удаленных от магматического очага. Чаще, однако, различные стадии процесса проявляются раздельно, так что можно говорить о преобладании той или иной стадии минерализации в данном месторождении.

Это дает основание выделить в касситеритово-сульфидной формации следующие типы месторождений:

Тип I. Скарновые месторождения:

- А) магнетитовые,
- Б) сульфидные.

Тип II. Месторождения турмалиново-сульфидные.

Тип III. Месторождения хлоритово-сульфидные.

Тип IV. Месторождения галенитово-сфалеритовые.

Отмеченные типы связаны постепенными переходами, что позволяет рассматривать их как звенья единого генетического процесса.

Цельность вышеприведенного ряда нарушается в близповерхностных месторождениях и в месторождениях, связанных с подчеркнута гипабиссальными интрузиями. Здесь обычно не наблюдается четкого разграничения различных стадий во времени и обособления их в пространстве. Для этих месторождений характерна сложность минералогического состава, определяющаяся разнообразием металлов в составе малодифференцированных рудообразующих растворов, а также явлениями телескопии. Особенности близповерхностных месторождений будут охарактеризованы в конце настоящей статьи.

2. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТИП I. СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К скарнам мы относим породы, возникшие в результате воздействия эманаций гранитной магмы главным образом на известняки и состоящие из разнообразных силикатов и алюмосиликатов Ca, Mg, Fe, Mn; значительно реже вмещающими породами являются глинистые сланцы, песчаники (обычно предварительно превращенные в роговики), эффузивы и сами активные граниты в зоне эндоконтакта. Со скарнами связаны месторождения многих полезных ископаемых — железа, меди, вольфрама, молибдена, олова и др. Главная масса олова заключена в скарнах в виде касситерита, тесно ассоциирующего с другими рудными минералами — магнетитом и различными сульфидами (пирротином, арсенипитритом и др.). Именно тесная связь касситерита с сульфидами и позволяет относить оловоносные скарны к касситеритово-сульфидной формации, хотя они и занимают в этой формации несколько особое положение и по условиям образования во многом отличны от остальных ее типов; в частности, более высокой является начальная температура образования этих месторождений, что находит свое отражение в присутствии высокотемпературных скарнообразующих силикатов. Рудные минералы отлагаются при более низких температурах последующих гидротермальных стадий процесса минералообразования.

Выделенные два подтипа скарновых месторождений — магнетитовый и сульфидный — связаны постепенными переходами и четко не разграничиваются между собой, хотя крайние члены их и сильно отличны. Магнетитовые месторождения являются в общем более высокотемпературными и располагаются обычно в непосредственной близости от интрузий; месторождения сульфидного подтипа образуются преимущественно при более низких температурах и встречаются часто на значительных расстояниях от магматического очага.

А. МАГНЕТИТОВЫЙ ПОДТИП СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Общая характеристика

К магнетитовому подтипу мы относим оловоносные скарновые месторождения, в которых магнетит резко преобладает над сульфидами. Месторождения обычно представлены магнетитовыми линзами, заключенными в скарновых породах. Олово может добываться из них попутно, совместно с железом и медью, реже оно служит предметом самостоятельной добычи.

Оловоносные магнетитовые скарны встречаются довольно часто, но удельный вес их в добыче олова невелик. Для характеристики скромного масштаба месторождений магнетитового подтипа приведем пример Питкаранты, где с 1814 по 1905 г., т. е. за 90 лет, добыто меньше 500 тонн олова. К магнетитовому подтипу, помимо Питкаранты в СССР, относится месторождение Мукулан (Кавказ), Караваш (Киргизия), Белая гора (Приморье), а из числа зарубежных месторождений — Шварценберг (Германия) и, повидимому, Пиниок (Таи).

2. Характер рудоносных интрузий

Интрузии, сопровождающиеся оловоносными магнетитовыми скарнами, отличаются некоторыми специфическими особенностями. Прежде всего, они почти неизменно представлены кислыми гранитами, и в этом их главное отличие от материнских интрузий месторождений прочих типов касситеритово-сульфидной формации. Именно в контакте с нормальными гранитами, а не с гранитоидами повышенной основности находятся оловоносные скарны Питкаранты, Шварценберга, Караваша (Киргизия), Мукулана (Кавказ). Особенно резко выступает подобная преимущественная связь оловоносных магнетитовых скарнов с кислыми представителями гранитной магмы в таких районах, как Приморье или Северная Киргизия, где месторождения прочих типов касситеритово-сульфидной формации связаны с гранитоидиоритами или еще более основными гранитоидами. Интересно, что повышения основности гранитоидов под влиянием известняков во всех этих случаях почти не наблюдается — эндоконтактные изменения гранитов ограничиваются обычно узкой зоной, примыкающей к контакту; они проявляются иногда в образовании пород, обогащенных пироксенами и основным плагиоклазом, в некоторых же случаях отмечается развитие светлых существенно плагиоклазовых пород, почти не содержащих темноцветных компонентов.

Структура пород преимущественно порфириовидная, обусловленная, вероятно, в большинстве случаев интенсивным выделением летучих; ближе к контактам чаще появляются мелкокристаллические породы равномерно-зернистого сложения. По форме и условиям образования описываемые интрузии также несколько отличны от материнских интрузий прочих типов касситеритово-сульфидных месторождений. Так, они чаще представлены крупными массивами, а не мелкими дискордантными телами типа так называемых «малых интрузий». Глубина формирования этих массивов различна: наряду с относительно глубинными фациями встречаются и типичные гипабиссальные интрузии. Столь же различны описываемые интрузии и по возрасту. Оловоносные магнетитовые скарны встречаются в связи с изверженными породами различных тектоно-магматических циклов, начиная от докембрийских

(Питкаранта) и кончая третичными (Белая гора в Приморье). Рудоносные интрузии обнажаются иногда относительно глубоко, до уровня эпибатолитового, эмбатолитового и даже эндобатолитового срезов, при этом месторождения вскрываются в бортовых контактах массивов или во вдавленностях кровли.

3. Морфология рудных тел

Магнетитовые месторождения скарнового типа обычно представлены линзовидными обособлениями и пластообразными залежами магнетита в скарнах. Нередко рудные линзы приурочены к трещинам в кровле интрузии и в контакте гранитов с вмещающими породами. Иногда рудные тела секут скарновые образования; в других случаях магнетитовые полосы, чередуясь с силикатными прослоями, являются составной частью сложного полосчатого скарна.

В качестве своеобразной разновидности упомянем пластовые залежи типа Питкаранта, возникшие в результате избирательного замещения горизонтов известняка в серии метаморфических сланцев.

Сульфиды встречаются в магнетитовых телах в виде вкрапленности, прожилок и просечек, иногда они обособляются в самостоятельных жильных зонах. Если в начальные стадии процесса — скарновую и отчасти магнетитовую — отложение минералов совершается главным образом метасоматически, то в сульфидную стадию наряду с метасоматозом иногда имеет место и выполнение открытых полостей. Наиболее часто выполнение открытых трещин происходит там, где руда залегает не в известняках, а в силикатных скарнах или в роговиках.

4. Минералогический состав

Магнетитовые скарновые месторождения отличаются сложным минералогическим составом. Они образуются в результате последовательного наложения различных стадий рудного процесса.

Начальные стадии процесса минералообразования характеризуются перекристаллизацией известняков и превращением песчаниково-сланцевых пород в роговики. Позднее следует образование скарнов, состоящих из разнообразных силикатов. Большое развитие здесь имеют: пироксены — диопсид, геденберgit, иногда родонит; амфиболы — тремолит, актинолит, обыкновенная роговая обманка; разнообразные гранаты, везувиан, эпидот, плагиоклаз — как кислый альбит, так и основной, до битовнита включительно. Обычны минералы бора — турмалин, аксинит и др., фтора — главным образом флюорит, и хлора — скаполит, апатит.

Особо следует подчеркнуть роль кремния, главного элемента скарновых преобразований: в известняках кремнезем связывается главным образом в силикатах, в сланцах же и песчаниках он выделяется в виде кварца, превращая исходные породы в роговики. В поздние стадии процесса кварц развивается и в скарнах в виде самостоятельных жильных обособлений. В значительном количестве встречается крупнокристаллический кальцит, образованный путем непосредственной перекристаллизации известняка и отложения из растворов, обогащенных CaCO_3 в процессе их циркуляции среди известковых пород.

В зависимости от преобладания тех или иных минералов возникают скарны различного состава — гранатовые, пироксеновые, везувиано-

вые и др. Различные разновидности скарнов либо встречаются раздельно, в самостоятельных линзах, либо в виде тонких полос перемежаются друг с другом, образуя породу полосчатой текстуры.

Часто в скарновом процессе можно выделить несколько стадий, тем не менее трудно установить какую-нибудь закономерность в последовательности образования силикатов ввиду часто наблюдающегося повторного отложения одних и тех же главнейших минералов — гранатов, пироксенов и др. Та же картина наблюдается и в отношении магнетита: наряду с ранним магнетитом, сингенетичным со скарновыми силикатами, встречается более поздний магнетит, приуроченный к трещинам, секущим скарновые породы. Нередко отмечается замещение магнетитом ранних силикатов, в частности железистых гранатов. Местами встречается зональное чередование магнетита и гранатов, которое трактуется обычно как результат замещения магнетитом.

Положение касситерита в магнетитовых рудах неясно. Часто касситерит в магнетитовых рудах столь мелкозернист, что лишь детальные длительные исследования приводят к его открытию. В основном он образуется после магнетита уже в гидротермальную стадию процесса минералообразования, сопровождаясь железистым хлоритом и сульфидами железа. Среди минералов сульфидной стадии касситерит является одним из первых по времени выделения. К ранним минералам относятся также шеелит и молибденит, которые, впрочем, в оловоносных магнетитовых скарнах редко играют заметную роль. В остальном — комплекс минералов здесь в общем напоминает ассоциации, наблюдающиеся в месторождениях хлоритово-сульфидного типа (см. ниже).

Здесь также весьма существенную роль играют минералы, содержащие железо, — пирротин, пирит. Характерно значительное развитие халькопирита, который местами присутствует в промышленных количествах (Питкаранта); иногда обилен сфалерит, обычно сильно железистый. Часто встречается арсенопирит, ассоциирующий нередко с леллингитом. Наконец, очень типичны минералы висмута (самородный висмут, висмутовый блеск, а иногда и редкие сульфовисмутиты — клаптолит, виттехинит и т. п.). Другие, более низкотемпературные сульфосили — сульфоантимониты, сульфоарсениты — обычно не встречаются, что, повидимому, объясняется довольно высокой температурой растворов даже в конце рудообразования; небольшую роль играет также галенит.

В качестве своеобразной геохимической особенности описываемых месторождений отметим постоянное присутствие золота и серебра, последнего — иногда в промышленных количествах.

5. Генезис

Переходя к характеристике химизма процесса образования оловоносных скарновых месторождений магнетитового подтипа, разберем как наиболее частый случай возникновение месторождений в известняках.

Процессы минералообразования в контакте с интрузией можно разделить на следующие стадии:

- а) стадия мраморизации,
- б) стадия скарнообразования,
- в) стадия магнетитовая,
- г) стадия сульфидная.

а) Стадия мраморизации начинается с момента внедрения гранитов. Влияние гранитов вначале, вероятно, ограничивается преимущественно термальным воздействием без заметного привноса элементов из магмы. В эту стадию происходит перекристаллизация известняка с образованием мрамора, причем за счет органических соединений образуется графит. Примеси SiO_2 и Al_2O_3 в известняках входят в состав силикатов и алюмосиликатов Ca и Mg , но главная масса силикатов образуется позднее, в стадию скарнообразования.

б) Стадия скарнообразования является наиболее сложной и длительной. Повидимому, чаще всего образование скарнов начинается после застывания периферической части массива, доказательством чего служат частая приуроченность скарнов к зонам дробления, отделяющим граниты от известняков, а также наличие скарновых проявлений в эндо-контактной зоне гранитных массивов.

В процессе скарнообразования часто имеет место полная переработка вмещающих пород магматическими эманациями. Вопрос о качественной и количественной роли привноса элементов при скарнообразовании далеко не всегда может быть однозначно решен, так как часто мы не знаем достаточно хорошо состава исходной породы, в частности не всегда известна степень загрязнения известняка посторонними примесями — глиноземом, кремнеземом и др.

Несомненно, можно говорить об интенсивном привносе кремния, преобразующего известняки в силикатные породы. Не менее характерен привнос железа, входящего в состав силикатов, раннего магнетита и гематита. Более сложен вопрос о роли алюминия. Иногда действительно имеет место заметный привнос его в составе скарнообразующих эманаций. Так, в скарнах Питкранты анализы показывают значительно большее содержание алюминия, чем в неизмененных известняках. Интересны в этом отношении также своеобразные корундовые породы в скарновых месторождениях Китая и Малайи. Однако подобные примеры сравнительно немногочисленны. В то же время постоянно наблюдающаяся тенденция к замене алюминия железом в таких минералах, как гранат, как будто свидетельствует об относительном недостатке алюминия в составе магматических выделений. Во всяком случае, существенной роли в процессе скарнообразования алюминий в большинстве оловяносных магнетитовых месторождений, повидимому, не играет.

Характерным элементом является в некоторых месторождениях марганец, входящий в состав родонита и гранатов. Можно отметить заметную роль летучих — бора, хлора, фосфора. Интересно присутствие олова во многих скарнообразующих минералах — гранатах, везувитане, ильваните; возможно, что олово входит в незначительных количествах в качестве изоморфной примеси в решетку силикатов. Однако, промышленных скоплений его в стадию скарнообразования не наблюдается; касситерит, главный источник олова в месторождениях этого типа, обычно образуется уже позднее, совместно с сульфидами.

в) Стадия магнетитовая не столь длительна, как стадия образования силикатов, но более важна в экономическом отношении. Иногда она служит непосредственным продолжением стадии скарнообразования и практически от нее не отделяется, в других случаях проявляется позднее, после дробления скарнов.

Характерной чертой процесса является интенсивный привнос железа. Количество кремнезема при этом явно недостаточно для связывания всего железа в силикатах, а отсутствие серы не дает возможности образоваться сульфидам, в связи с чем огромная масса железа выде-

ляется в виде кислородных соединений — гематита и магнетита. Появление того или другого зависит, повидимому, от колебаний кислородного режима среды, однако магнетит обычно резко преобладает над гематитом и иногда его замещает. В магнетитовую стадию иногда также имеет место привнос олова с образованием касситерита, обычно столь мелкозернистого, что извлечение его сопряжено с большими трудностями.

г) Стадия сульфидная имеет относительно подчиненное значение, ибо сульфиды обычно в количественном отношении резко уступают магнетиту; тем не менее эта стадия наиболее интересна, так как именно с ней связана обычно промышленная концентрация касситерита. Характерными элементами в составе растворов являются сера и железо, причем часто серы явно нехватает для полного насыщения всего железа до пирита и в большом количестве образуется пирротин в ассоциации с железистым хлоритом. Большую роль играют медь, цинк, олово, иногда вольфрам. Молибден в магнетитовых оловоносных скарнах сравнительно редко образует значительные концентрации. В небольших количествах, но почти повсеместно встречаются мышьяк, свинец, висмут, серебро, золото.

Отложение сульфидов совершается из водных растворов, относительно высокотемпературных даже в конце рудного процесса, как о том свидетельствует широкое развитие эмульсионных включений в группе минералов халькопирит-сфалерит-пирротин, а также ограниченная роль галенита, различных сульфоантимонитов и подобных им относительно низкотемпературных минералов. Отложением минералов сульфидной стадии и заканчивается сложный и длительный процесс образования оловоносных магнетитовых скарнов.

Б. СУЛЬФИДНЫЙ ПОДТИП СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Общая характеристика

К сульфидному подтипу относятся оловорудные месторождения с сульфидами железа — главным образом пирротиновые или арсенопиритовые, в которых встречаются высокотемпературные силикаты кальция, магния и железа, образующие скарны. Месторождения эти очень своеобразны по минералогическому составу: в сульфидной части они очень напоминают оловорудные месторождения хлоритово-сульфидного типа, но присутствие высокотемпературных силикатов сближает их с описанными скарновыми месторождениями магнетитового подтипа. Среди них наибольшим развитием пользуются месторождения арсенопиритовые (Беатрис-Майн в Малайе, сульфидные трубы Южного Китая, Такфон в Средней Азии), иногда встречаются пирротиновые (Арандиз в Юго-западной Африке), наконец слабооловоносными часто являются галенито-сфалеритовые скарновые месторождения, обычно уже не имеющие значения в качестве оловянных (наиболее низкотемпературные месторождения Китая). Хотя некоторые оловоносные сульфидные скарновые месторождения и представляют экономический интерес, но в общем роль сульфидных скарнов в мировой добыче олова невелика.

2. Характер рудоносных интрузий

Подобно магнетитовым скарнам, скарны сульфидные встречаются в связи с интрузиями различного возраста, начиная от докембрийских и кончая мезозойскими (месторождения полуострова Сьюорд в Северной

Америке). Преобладают здесь гипабиссальные интрузии, представленные чаще небольшими штоками, реже крупными массивами, однако местами встречаются и более глубинные фации (граниты Арандиза с их обильными пегматитами).

Как и месторождения магнетитового подтипа, сульфидные скарновые месторождения гораздо чаще связаны с кислыми гранитами, чем с гранитоидами повышенной основности. Располагаются сульфидные скарновые месторождения, как правило, дальше от контакта с гранитами по сравнению с месторождениями магнетитовыми и являются в общем более низкотемпературными.

3. Морфология рудных тел

Скарновые сульфидные месторождения отличаются крайне неправильной формой. Пластообразные и линзообразные метасоматические залежи, характерные для месторождений магнетитового подтипа, здесь не столь типичны, и гораздо большее развитие имеют своеобразные грубчатые тела, обладающие сравнительно небольшим поперечным сечением и значительным протяжением по вертикали. Более или менее изометричное сечение трубчатых тел свидетельствует о том, что рудоносные растворы циркулировали вдоль узких каналов, причем наиболее благоприятными участками для возникновения таких каналов считаются места пересечения двух или нескольких трещин. Действительно, в ряде случаев устанавливается приуроченность рудных труб к пересечениям зоны разлома второстепенными трещинами. Следует, однако, подчеркнуть, что далеко не везде подобная приуроченность отмечается достаточно четко и нередко рудопроводящие трещины выражены на месторождении столь слабо, что они не выделяются среди многочисленных плоскостей отдельности в известняках. С другой стороны, часто можно наблюдать, что рудные тела сравнительно легко покидают одни трещины и переходят в другие, уклоняются от вертикального направления вдоль пологопадающих плоскостей отслаивания, затем снова переходят в крутопадающие трещины; очевидно, что в таких случаях растворы поднимались вдоль ослабленных зон, пользуясь на своем пути незначительными трещинами. Неправильная форма рудных тел, обилие изгибов, рукавообразных ответвлений и втеков руды в известняки объясняются легкой растворимостью последних. Сложность морфологии, изменчивость элементов залегания и сравнительно слабо выраженные закономерности пространственного распределения затрудняют поиски трубчатых тел и разведку их на глубину.

4. Минералогический состав

Характерной чертой описываемых месторождений является резкое преобладание сульфидов в составе рудных тел; силикаты Mg и Ca, наряду с кальцитом и кварцем, играют здесь обычно роль сопровождающих минералов. Иногда скарновые образования представляют тот фон, на который позднее налагаются кварцево-сульфидные рудные тела (Такфон), но значительно чаще мы имеем тесную парагенетическую связь сульфидов с силикатами, и можно думать, что сульфиды непосредственно отлагались вслед за силикатами и частично даже одновременно с ними.

Состав нерудных минералов в основном тот же, что и в магнетитовом подтипе: пироксены, представленные здесь преимущественно диопсидом и геденбергитом, гранаты — главным образом гроссуляр, затем везувиан, скаполит, флюорит и пр. Интересно присутствие форстерита как представителя высокотемпературных минералов. Весьма разнообразны минералы бора — данбурит, датолит, турмалин (здесь обычно бесцветный) и такие редкие, как водный борат магния ($5\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), обильный в Беатрис-Майн (Willbourn, 1931—1932) и в месторождениях Хунани. Интересно присутствие разнообразных станноборатов — пэйджеита, имеющего приблизительную формулу $30(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и гулсита — $12(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в месторождениях Сьюордского полуострова, а также норденшильдита — $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ — в Арандизе (Юго-западная Африка). Наряду со станноборатами в Арандизе известны и другие редкие минералы олова — арандизит — $3\text{SnSiO}_4 \cdot 2\text{SnO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и оловянистый титанит, содержащий до 10% Sn.

Касситерит здесь иногда также начинает выделяться сравнительно рано и наряду с шеелитом отмечается в составе минералов пневматолитовой стадии, но главная масса его выделяется совместно с сульфидами.

Наиболее обычными спутниками касситерита являются арсенопирит и из нерудных минералов — хлорит. Более поздними являются пирротин, сфалерит, халькопирит, станнин, образующиеся в различной последовательности, но в общем довольно близкие по времени выделения. Они дают взаимные растворы, распад которых приводит к возникновению многочисленных эмульсионных включений. Иногда к этим минералам присоединяются борнит (Китай). Интересно присутствие кубанита и валлерита.

Иногда в парагенезисе с этой группой минералов встречаются соединения висмута — висмутин, висмут самородный; в других случаях висмутовые минералы являются более поздними и выделяются совместно с наиболее низкотемпературным сульфидом — галенитом. Последний в большинстве оловорудных скарновых месторождений играет подчиненную роль; в то же время в существенно галенитовых месторождениях содержание олова заметно падает, и мы имеем слабооловоносные сульфидные руды.

5. Генезис

Как уже было отмечено, по составу сульфидов оловоносные сульфидные скарны напоминают оловорудные месторождения хлоритово-сульфидного типа. Специфические особенности их, заключающиеся в развитии силикатов, обусловлены в основном влиянием известняков. Легко растворимый известняк доставляет необходимые для образования силикатов элементы — Ca и Mg, которые, соединяясь с кремнеземом растворов, препятствуют выделению свободной кремнекислоты в виде кварца, играющего здесь весьма скромную роль и образующегося лишь в поздние стадии процесса. Таким образом, именно особенности химизма вмещающих пород определяют своеобразие процесса минералообразования.

Связь силикатов с сульфидами здесь значительно более тесная, чем в месторождениях магнетитового подтипа, особенно ясно проявляется она в трубчатых месторождениях: постоянное пространственное совме-

щение силикатов и сульфидов в пределах узких трубчатых тел, удаленных от интрузии, заставляет предполагать, что и силикаты и сульфиды отлагались из одного и того же потока растворов — одни раньше, другие несколько позже. Во всяком случае длительного перерыва между процессами скарнообразования и рудообразования здесь не наблюдается. Сравнительно рано, еще в пневматолитовую стадию, начинают выделяться некоторые рудные минералы, например шеелит; с другой стороны, некоторые силикаты продолжают кристаллизоваться одновременно с сульфидами.

Повидимому, образование оловоносных сульфидных скарнов совершалось из высокотемпературных растворов, насыщенных летучими — главным образом бором, в меньшем количестве фтором и др. Растворы были крайне подвижными и нередко использовали в своем продвижении мелкие, незначительные трещины, что в значительной мере облегчалось легкой растворимостью известняков. В результате возникли рудные тела весьма прихотливых и неправильных очертаний. Таким образом, особенности химизма известняков обуславливали своеобразие не только состава, но и формы рудных тел.

ТИП II. ТУРМАЛИНОВО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Общая характеристика

Оловоносные турмалиново-сульфидные месторождения представлены чаще всего жилами и минерализованными зонами дробления в гранитах или песчано-глинистых породах экзоконтакта. Турмалин тесно ассоциирует с кварцем и касситеритом. Наряду с этим часто встречаются в качестве более поздних минералов хлорит и сульфиды.

Турмалиново-сульфидные месторождения имеют довольно широкое распространение. Классическим районом их развития является, в частности, Корнуолл. Во многих корнуольских месторождениях основная масса касситерита связана именно с турмалином: плотные темносиние кварцево-турмалиновые породы, называемые горняками «blue reach», являются в этих месторождениях наиболее благонадежной оловянной рудой. Большое развитие имеет турмалин в оловорудных месторождениях Австралии, Тасмании. На территории СССР турмалиново-сульфидные месторождения в наибольшем количестве встречаются в северо-восточной рудной провинции — в Яна-Адычанском районе (Алыс-Хая и др.), Верхне-Колымском районе (Лазо, Кинжал), на Чукотке и в других районах.

2. Особенности состава рудоносных интрузий

Специфической особенностью химизма материнских интрузий турмалиново-сульфидных оловорудных месторождений является, естественно, присутствие бора в составе магмы. Для интрузий некоторых оловорудных районов бор вообще, повидимому, не характерен, и турмалиново-сульфидные месторождения в этих районах либо полностью отсутствуют, либо встречаются лишь спорадически (Шерловая гора в Забайкалье). С другой стороны, местами — в Корнуолле в северо-восточной части Австралии, северо-восточной и юго-восточной Азии и Боливии — региональная турмалинизация получает столь широкое распространение, что

можно говорить о принадлежности этих районов к особым боро-оловорудным провинциям. Подобные провинции характеризуются интенсивным выносом бора в различные этапы развития постмагматического процесса с образованием турмалиновых грейзенов в активных гранитах, турмалиновых роговиков в сланцах зоны экзоконтакта, своеобразных турмалиново-корундовых скарнов в известняках (Малайя, Китай) и, наконец, оловоносных кварцево-турмалиновых жил с касситеритом и сульфидами. В районах развития кислых интрузий подобные турмалиновые жилы нередко по простиранию переходят в жилы турмалиново-кварцевые и чисто кварцевые или в зоны турмалинового грейзена, представляя в этих случаях промежуточные звенья между формациями касситеритово-сульфидной и касситеритово-кварцевой. Именно такой характер имеют оловоносные турмалиновые породы Корнуолла, Австралии, некоторых месторождений Колымы, Чаунской губы и т. д. Типичные же турмалиново-сульфидные месторождения встречаются главным образом в районах развития гранитоидов повышенной основности типа гранодиоритов — в Яна-Адычанском районе, а также в Боливии.

3. Морфология рудных тел

Турмалиново-сульфидные месторождения представлены обычно метасоматическими жилами и минерализованными зонами дробления. Сравнительно редко встречаются трещинные жилы выполнения. Широкое развитие явлений метасоматоза объясняется прежде всего высокой подвижностью рудоносных растворов, как правило богатых летучими. Наиболее сильно проявлен метасоматоз в зонах дробления. Преимущественному замещению обычно подвергается мелкий, перетертый материал, в то время как крупные обломки часто остаются незамещенными в виде брекчиевых включений в рудных телах. Иногда брекчиевидные текстуры образуются в результате замещения боковых пород по сети тончайших пересекающихся трещин. При этом возникают изолированные блоки боковых пород, взвешенные в жильной массе. При далеко идущем замещении сглаживаются все следы первоначальной параллелепипедальной формы этих блоков и возникают брекчиевые включения, практически неотличимые от типичной брекчии дробления. Постепенно растворы проникают все дальше и дальше в стороны от первоначальной рудопроводящей трещины, замещая призальбандовые полосы боковых пород и увеличивая, таким образом, мощность рудных жил.

4. Минералогический состав

Наиболее типичными минералами турмалиново-сульфидных месторождений являются турмалин, кварц и касситерит. Часто присутствуют в значительных количествах хлорит и сульфиды — арсенопирит, пирит, светлые слюды, вольфрамит; эти последние минералы обычно в месторождениях переходных к кварцевой формации, связанных с кислыми гранитами.

Турмалин выделяется одним из первых. Он развивается метасоматически, путем замещения алюмосиликатных минералов боковых пород — темноцветных компонентов и полевых шпатов, а иногда даже кварца (Weston-Dunn, 1923; Mac-Donald, 1914). При этом могут возникать почти мономинеральные турмалиновые участки в жиле. Однако в большинстве

случаев турмалин сопровождается большим количеством кварца — частично остаточного, частично вновь образованного.

Кварцево-турмалиновые оловоносные породы имеют обычно темный цвет и плотное, часто сливное сложение. Под микроскопом они представлены спутанным войлоком турмалиновых иголок и мелкими зернами кварца и касситерита в промежутке между турмалиновыми кристаллами. Сравнительно более редки крупнокристаллические выделения турмалина в виде лучистых розеток и агрегатов длиннопризматических кристаллов. В качестве своеобразных выделений отметим сферолиты турмалина (Маунт Бишоф, Шерловая гора).

Цвет турмалина большей частью темный — черный или темнокоричневый — в начале минералообразования и более светлый — бурый, синий или зеленоватый — в последующие стадии рудного процесса. Именно с этим, более поздним турмалином и связан генетически касситерит. Иногда совместно с касситеритом выделяется арсенопирит, образующий рассеянную вкрапленность в турмалиновой породе. Прочие сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, а также хлорит обычно являются более поздними; их скопления в большинстве случаев уже не представляют интереса в отношении оловоносности. Нередко эти поздние сульфидно-хлоритовые образования замещают и секут в виде жилок и просечек оловоносные кварцево-турмалиновые породы.

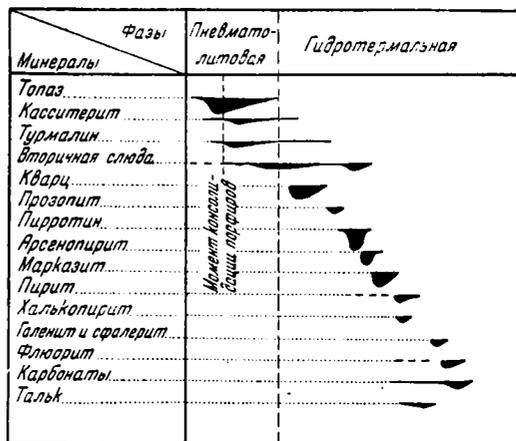
Эта в общем однообразная картина минералоотложения осложняется в месторождениях, переходных к кварцевой формации. Здесь заметно большую роль играет кварц, появляются топаз и светлые слюды — лепидолит, жильбертит, и местами возникают типичные грейзены, на которые лишь в поздние стадии рудного процесса налагаются гидротермальные сульфидные проявления. В таких переходных месторождениях, как правило связанных с кислыми гранитами, местами существенную роль играет вольфрамит.

Приведем примеры различных оловорудных турмалиновых месторождений, начиная с месторождений наиболее высокотемпературных, генетически смыкающихся с формацией кварцевой (Маунт Бишоф, Шерловая гора); затем перейдем к месторождениям Корнуолла, также еще промежуточным между кварцевой и сульфидной формациями и в заключение остановимся на турмалиновых жилах Якутии, где специфически сульфидный фон оловорудного процесса выражен наиболее сильно.

Топазово-турмалиновые месторождения, в общем довольно редкие, связаны преимущественно с ультракислыми дифференциатами гранитной магмы, обогащенной летучими. Классическим примером такого месторождения является Маунт Бишоф в Тасмании. Оловянное оруденение Бишоф приурочено к дайкам порфиров, превращенных в пикнитовые породы с турмалином, касситеритом и более поздними сульфидами. Согласно Вестон-Денну (Weston-Dunn, 1922), образование топаза началось до полного застывания порфиров — об этом свидетельствуют топазовые включения во внешних зонах кварцевых вкрапленников. В постмагматическую, пневматолитовую стадию произошло почти полное замещение топазом полевошпатовых фенокристаллов и мелкозернистой основной массы. Избыточная кремнекислота, освобожденная при замещении топазом полевых шпатов, кристаллизовалась в виде кварца. Частично одновременно с топазом, но главным образом позднее его кристаллизовался турмалин. Образование касситерита захватывает длительный период: касситерит выделяется совместно и с топазом, и с турмалином, но основная масса его является послетурмалиновой и отла-

гается совместно с обильным кварцем. К послетурмалиновому периоду относится также жильбертит, образующий псевдоморфозы по топазу. Процесс рудообразования заканчивается появлением хлорита, прозопита $[CaAl_2(F, OH)_8]$, талька и сульфидов. Среди последних ведущую роль играет пирротин, замещенный частично марказитом; в подчиненном количестве присутствуют арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Наличие прожилков позднего турмалина, секущих пирротин, свидетельствует о сравнительно высокой температуре образования сульфидов. Вместе с тем широкое развитие сферолитовых, криптокристаллических выделений топаза и турмалина говорит о быстрой кристаллизации минералов. Весьма вероятно, что давление в процессе рудообразования было относительно невелико. Парагенетические взаимоотношения минералов отражены на схеме (фиг. 1), составленной по Вестон-Денну.

Много общих черт с Маунт Бишоф имеет месторождение сопки Большой (Шерловая гора) в Забайкалье. Оловорудное месторождение, по О. Д. Левицкому (1939), представлено штокверком, приуроченным



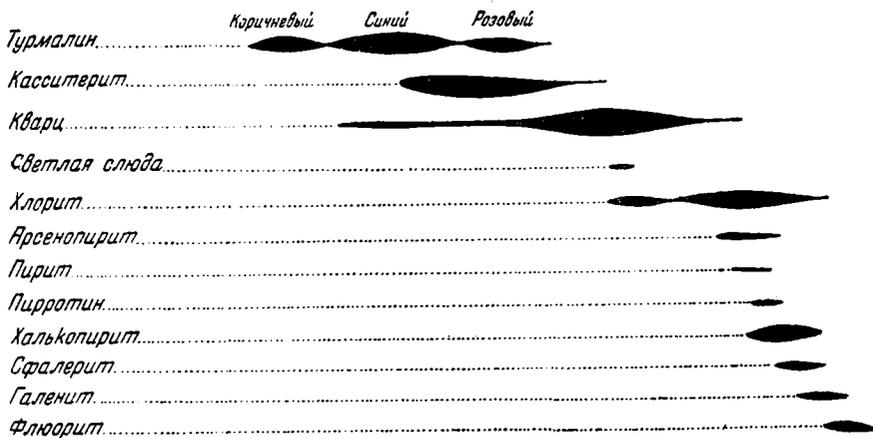
Фиг. 1. Парагенетическая схема месторождения Маунт Бишоф (По Weston-Dunn, 1922).

к зоне дробления в кварцевых порфирах вблизи штока кислых гранитов. Прожилки штокверка слагаются турмалином, топазом, касситеритом и обильным лимонитом, образованным за счет окисления сульфидов. Как и в Маунт Бишоф, здесь очень типичны своеобразные сферолиты и криптокристаллические выделения топаза. Сферолитовую форму имеют часто также турмалин и касситерит; последний встречается, кроме того, в типичных колломорфных выделениях. Повидимому, рудоотложение здесь протекало быстро в связи с резким падением давления в ослабленной зоне разлома. Может быть, некоторые минералы, и в том числе касситерит, прошли при своем образовании через стадию геля. Сближенное отложение различных минералов и наличие метаколлоидных, криптокристаллических и колломорфных агрегатов сближает Шерловую гору с некоторыми близповерхностными болливийскими месторождениями.

Наилучшее описание оловоносных турмалиновых пород Корнуолла мы находим у того же Вестон-Денна в его работе по месторождениям Саус Крофти и Трезевин-Майн (Weston-Dunn, 1923). Оба месторождения расположены в эндоконтатных зонах гранитных массивов. Жилы образованы преимущественно метасоматически, причем замещению подверглись не только алюмосиликаты, но и кварц гранитов. В раннюю пневматолитовую стадию образуется коричневый турмалин, развивающийся главным образом по темноцветным компонентам. Позднее выделяется синий турмалин, с которым связан касситерит. Мелкокристаллический синий турмалин совместно с кварцем образует плотные сливные темносиние породы, так называемые «blue reach». Реже встречаются участки крупно-

кристаллического турмалина с прекрасно образованными крупными кристаллами касситерита. С поздним касситеритом иногда выделяется розовый турмалин-рубеллит. Турмалиново-кварцевая оловоносная порода местами постепенно переходит в породу кварцево-хлоритовую. Хлоритизация, согласно Вестон-Денну, «может рассматриваться как более низкотемпературная стадия турмалиновой фазы, в которой исчезает бор». Хлорит начинает выделяться одновременно с последним касситеритом, продолжает выделяться с более поздним кварцем и в наибольшем количестве образуется совместно с сульфидами — арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и др. Наиболее молодым жильным минералом является флюорит.

Взаимоотношения минералов изображены на парагенетической схеме (фиг. 2), составленной по данным Вестон-Денна.



Фиг. 2. Парагенетическая схема месторождения Саус Крофтн, Корнуолл (по Weston-Dunn, 1923).

Турмалиново-сульфидные месторождения Яна-Адычанского района в Якутии во многом сходны с месторождениями Корнуолла. Наиболее характерно месторождение Алыс-Хая. Рудные тела Алыс-Хая (Смирнов, 1941) представлены минерализованными зонами дробления с турмалином, кварцем, касситеритом, хлоритом и сульфидами. В раннюю пневматолитовую стадию путем замещения всего некарцевого материала вмещающих песчаников и сланцев образованы плотные черные кварцево-турмалиновые породы, состоящие из мелкозернистого агрегата кварца и короткостолбчатого черного железистого турмалина. Позднее образовался маложелезистый турмалин, тесно ассоциирующий с кварцем, касситеритом, арсенопиритом, спорадическим вольфрамитом и шеелитом. Эти более поздние минералы выполняют трещины в черной турмалиновой породе и цементируют ее обломки. Еще более поздними, как и в Корнуолле, являются железистый хлорит и обильные сульфиды железа.

Несколько иная картина минерализации наблюдается в близповерхностных месторождениях Боливии, где турмалин нередко ассоциирует с низкотемпературными сульфостаннатами, сульфоантимонитами и другими сульфосолями. Наиболее характерным примером близповерхност-

ного турмалиново-сульфидного месторождения является Лалагуа, приуроченное к монцонитовому этмолиту.

Рудные тела Лалагуа состоят из турмалина, касситерита, вольфрамита, иногда шеелита, молибденита, более позднего пирротина, являющегося главным рудным минералом, и разнообразных сульфосолей, среди которых главную роль играет франкеит. Образование такого высокотемпературного месторождения вблизи поверхности объясняют тем, что рудоносные растворы поднимались по еще не остывшему телу монцонит-порфиров и поэтому достигли горизонта критического давления, не теряя высокой температуры. Рудоотложению предшествовало пропаривание всего штока с широким развитием явлений турмалинизации и окварцевания. Гидротермальный этап процесса проявился преимущественно в выполнении открытых трещин.

Специфические особенности минерального состава, выражающиеся в тесном парагенезисе минералов, различных по температуре образования, определяются близповерхностным происхождением месторождения.

5. Особенности генезиса

Характерной чертой месторождений турмалиново-сульфидного типа является тесная парагенетическая связь касситерита с турмалином, и можно предполагать, что соединения бора играли существенную роль в процессе переноса олова.

Исчезновение бора из раствора отмечается заменой турмалина хлоритом — этим типичным гидротермальным минералом. Более или менее одновременно с хлоритом образуются сульфиды. Относительно небольшая роль низкотемпературных сульфидов — сульфосолей и др. говорит о том, что процесс рудоотложения заканчивается при сравнительно высоких температурах. Исключением в этом отношении являются лишь своеобразные боливийские близповерхностные месторождения, которые в связи с резким проявлением телескопии характеризуются широким развитием низкотемпературных сульфостаннатов и сульфоантимонитов.

ТИП III. ХЛОРИТОВО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Общая характеристика

Хлоритово-сульфидные месторождения обычно являются более низкотемпературными, чем месторождения турмалиново-сульфидные, и возникают преимущественно в гидротермальную стадию рудного процесса.

Нередко они связаны с турмалиново-сульфидными месторождениями переходами и сменяют последние по мере удаления от магматического очага.

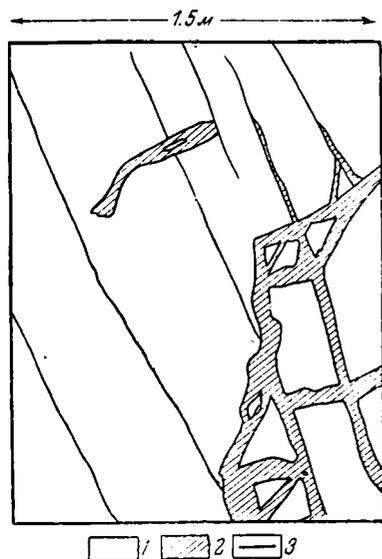
Характерной чертой описываемых месторождений является обилие хлорита, всегда сильно железистого, и сульфидов железа, среди которых главную роль играет пирротин. В зависимости от количественных соотношений хлорита и сульфидов возникают либо хлоритовые жилы и зоны с подчиненным количеством сульфидов, либо сульфидные жилы, сопровождающиеся хлоритизацией боковых пород.

Хлоритово-сульфидные месторождения пользуются очень широким распространением. Именно к этому типу принадлежит большая часть промышленных оловорудных месторождений Союза — Хапчеранга, Эге-Хая, Лифудзин и многие другие. Большое развитие имеет хлоритизация боковых пород в оловорудных жилах Корнуолла, а также в Тасмании и Австралии, где Циссарц выделяет хлоритовые породы в качестве важного типа оловянной руды (Cissarz, 1928).

На характеристике этого наиболее важного в экономическом отношении типа мы остановимся подробнее.

2. Морфология рудных тел

Преобладающее развитие в данном типе месторождений имеют рудные тела жильного типа. Наряду с метасоматическими жилами и минерализованными зонами дробления здесь большое развитие имеют трещинные жилы выполнения. Местами получают развитие прожилковые и сетчатые зоны, переходящие в штокверки. Иногда встречаются рудные трубы. В большинстве же случаев месторождения приурочены к зонам разлома и представлены сериями или свитами сопряженных жил. Наиболее благоприятные жилы следуют по трещинам скалывания — чаще диагональным, иногда параллельным направлению складчатости (Сталинское месторождение). Иногда жилы ориентированы перпендикулярно по отношению к складчатости, т. е. как



Фиг. 3. Образование брекчий путем замещения сланцев хлоритово-кварцевой, касситеритсодержащей жильной массой по серии пересекающихся трещин отдельности. Хапчерангинское месторождение в Забайкалье.

1 — сланцы; 2 — кварцево-хлоритовая жильная порода с касситеритом; 3 — трещины отдельности.

будто бы следуют по трещинам разрыва, но и здесь в большинстве случаев замечаются следы подвижек — глины трения, борозды скольжения, свидетельствующие о том, что в предрудный период рудовмещающие полости, возникшие как трещины разрыва, были затем омоложены и превращены в трещины скалывания (основные жилы Тарбалджея).

Сплошные сульфидные руды отлагаются, как правило, в открытых полостях, в то время как сопровождающий их хлорит развивается метасоматически — путем замещения силикатных минералов вмещающих пород.

На интенсивность проявления метасоматоза в значительной мере влияет характер боковых пород: в глинистых сланцах проявление процессов замещения обычно имеет место лишь в пределах узкой зоны дробления, ограниченной четкими трещинами, которые обуславливают резкие контакты жил, причем иногда в результате замещения породы вдоль пересекающихся трещин отдельности возникают типичные брекчиевидные текстуры (фиг. 3). В породах более крупнозернистых — песчаниках, гранитах, туфах и т. п. жилы сопровождаются довольно широкой зоной рудной импрегнации. Физические свойства вмещающих пород оказывают существенное влияние на структуру рудного поля,

а также и на морфологию отдельных рудных тел: как правило, в пластичных сланцах жилы менее многочисленны, но более выдержаны по простиранию и падению, чем, например, в песчаниках, где часто наблюдаются ответвления апофиз и расщепление основной жилы на серию прожилков с образованием прожилковых, сетчатых зон и типичных штоков.

3. Минералогический состав

Главными минералами хлоритово-сульфидных месторождений являются хлорит, кварц и сульфиды железа, главным образом пирротин, иногда пирит (Гербертон в Австралии) или халькопирит (Корнуолл, Акенобе в Японии). Местами в значительном количестве присутствуют арсенипирит и касситерит. Сфалерит обычен, но является чаще подчиненным минералом. В небольшом количестве встречается станнин, который по количеству обычно уступает касситериту и на содержание олова в руде практически не влияет. Лишь очень редко станнин преобладает над касситеритом, и это приводит к значительным потерям при обогащении руд, так как технология извлечения олова из станина пока не разработана. Сравнительно небольшое развитие в описываемых месторождениях имеют галенит и различные сульфосоли — буланжерит, бурнонит, пираргирит и др. Иногда встречаются разнообразные висмутовые минералы — висмутин, висмут самородный, кислородные соединения железа — гематит, магнетит. Список минералов, встречающихся в хлоритово-сульфидных месторождениях, обширен, но главные минералы сравнительно немногочисленны. Крайне характерно для всех стадий рудного процесса обилие железа, которое входит в соединения сульфидные и силикатные. Иногда, очевидно в случае недостатка серы в растворах, возникают кварцево-хлоритовые оловоносные породы с небольшим количеством сульфидов или бессульфидные. В других случаях хлорит является лишь сопровождающим минералом, развиваясь в процессе околожильных изменений в зальбандах сульфидных жил.

Остановимся более подробно на характеристике хлоритов. Как уже было отмечено, хлориты неизменно представлены высокопреломляющей разновидностью ($N_m = 1.630—1.660$) из ряда тюрингита — дафнита. Для характеристики химического состава хлорита мы приводим анализ тарбальджейской хлоритовой породы (Забайкалье), содержащей, помимо хлорита, лишь незначительную примесь кварца и касситерита (Радкевич и Витушкина, 1941) (табл. 1).

Как показывают данные анализа, в Тарбальджее мы имеем хлорит очень богатый железом и бедный магнием и кальцием. Сопоставление анализов хлоритовой и неизменной породы позволяет сделать заключение, что в процессе рудообразования происходил интенсивный привнос железа и вынос кремнезема и калия. Алюминий, вероятно, заимствовался целиком из вмещающих пород и существенной роли в составе рудообразующих растворов не играл. Аналогичные же цифры в общем дают неполные анализы хлоритов из других месторождений: количество закисного железа в них в десять и более раз превышает количество магния, в то же время значительная часть алюминия заменена окисным железом (Смирнов, 1941). Сходство хлоритов из различных месторождений, установленное оптическими исследованиями и частичными химическими анализами, показывает, что различия в составе вмещающих пород не влияют на состав хлоритов: — везде ясно

Таблица 1

Химический состав хлоритовой породы и неизменных сланцев из Тарбальджейского месторождения (в %)

Компоненты	Хлоритовая порода	Неизменные сланцы
SiO ₂	32.41	64.89
TiO ₂	0.09	0.86
Al ₂ O ₃	18.17	17.57
Fe ₂ O ₃	4.30	1.05
FeO	25.75	4.18
MnO	1.45	0.21
MgO	2.54	2.00
CaO	0.21	0.82
Na ₂ O	0.45	0.40
K ₂ O	0.58	3.40
P ₂ O ₅	0.35	не опр.
S	0.01	" "
H ₂ O +	5.83	2.31
H ₂ O —	0.11	0.30
		97.99

выступает интенсивный привнос железа в процессе хлоритизации. Прочие главные элементы — силиций, алюминий, возможно, заимствуются из вмещающих пород, а в случае образования мономинеральных хлоритовых жил, подобно тарбальджейским почти не содержащих кварца, наблюдается даже вынос кремнезема в процессе хлоритизации.

Местами можно выделить различные генерации хлоритов, несколько отличающиеся по форме выделений и по оптическим свойствам — так, в месторождении Эге-Хая Яна-Адычанского района С. С. Смирнов различает: 1) ранний хлорит, одновременный с касситеритом, обладающий показателем преломления по Nm = 1.630—1.640, слабым плеохроизмом и низким двупреломлением, 2) хлорит послекасситеритовый, но допирротиновый с показателем преломления по Nm = 1.665, более яркой окраской и двупреломлением до 0.02 и 3) хлорит одновременный с пирротином и частично более поздний, с показателем преломления по Nm = 1.630—1.640, бледной окраской и низким двупреломлением. Этот поздний хлорит присутствует в виде характерных плотных вермикулитоподобных агрегатов. Два различных хлорита отмечает Вестон-Денн в месторождениях Саус Крофти и Трезвин-Майн в Корнуолле: 1) хлорит слюдоподобный с относительно высокой интерференционной окраской и 2) хлорит более поздний, одновременный с сульфидами — обычный (Weston-Dunn, 1923). Таким образом, выделение хлорита происходит длительно, причем свойства его в процессе рудообразования несколько меняются. Иногда эта смена носит периодический характер, и пока трудно заметить какую-либо зависимость свойств и состава хлоритов от температуры их образования. Может быть, решающее влияние здесь оказывает не столько изменение температуры, сколько изменение химизма рудоносных растворов и, в частности, колебания в содержании железа.

Роль хлоритов в месторождениях описываемого типа далеко не везде одинакова. Здесь мы встречаем целую гамму разнообразных подтипов, связанных постепенными переходами, начиная от почти

мономинеральных хлоритовых пород, подобных породам Тарбальджея, и кончая сплошными сульфидными жилами, сопровождающимися лишь незначительной хлоритизацией вмещающих пород. Относительное количество сульфидов железа и хлорита может быть определяется содержанием серы в растворе.

Предельно четко недостаток серы выражен в своеобразных магнетитово-хлоритовых оловоносных породах Чаунской губы, содержащих наряду с магнетитом также гематит и лишь ничтожное количество сульфидов. Кварцево-хлоритовые породы с подчиненным количеством сульфидов имеют широкое развитие в северо-восточной Австралии (Торрингтон в Новом Южном Уэльсе, Гербертон в провинции Квинсленд и т. д.), а также в Корнуолле, на северо-востоке Азии и т. д. В Корнуолле эти породы нередко переходят в кварцевые жилы, и, таким образом, здесь они, как и кварцево-турмалиновые оловоносные породы, смыкаются с представителями касситеритово-кварцевой формации. С другой стороны, хлоритовые породы очень часто связаны постепенными переходами с чисто сульфидными жилами, и именно это позволяет их относить к формации касситеритово-сульфидной. Подобные переходы метасоматических кальцито-кварцево-хлоритовых жильных пород в сульфидные, главным образом пирротиновые, жилы отмечены в Хапчеранге и многих месторождениях северо-восточной Азии. Примером месторождения, содержащего относительно небольшое количество хлорита, является Сталинское (Приморье): жилы этого месторождения сложены массивными сфалерито-пирротиновыми рудами, четко отграниченными от мало измененных сланцев и лишь тонкие рудные прожилки сетчатых зон имеют в зальбандах хлоритовые оторочки.

Несмотря на отличия валового вещественного состава, выражающиеся в различном относительном количестве сульфидов и хлорита, все упомянутые разновидности хлоритово-сульфидных месторождений имеют много общего и характеризуются развитием сравнительно однотипного комплекса рудных минералов: главным минералом олова является касситерит, среди сульфидов главную роль играет пирротин, реже пирит; в меньшем количестве, но постоянно присутствует арсенопирит — неизменный спутник касситерита в этих месторождениях. Иногда в значительном количестве появляется сфалерит, обычно высокотемпературный, черный, железистый, содержащий обильные продукты распада твердых растворов — включения пирротина, халькопирита, станнина, валлериита, кубанита. Наконец, в качестве наиболее позднего, большей частью подчиненного минерала присутствует галенит.

Прочие сульфиды — станнин, блеклые руды, разнообразные сульфоантимониты свинца — если и присутствуют в руде, то, как правило, в виде примесей, представляющих лишь минералогический интерес. Из жильных минералов кроме кварца и хлорита существенную роль играют карбонаты.

Возрастные взаимоотношения минералов в месторождениях описываемого типа также более или менее однотипны.

Если оставить в стороне хлорит, который, как было отмечено, отлагается длительно, процесс рудообразования можно разделить на две стадии:

- 1) стадию кварцево-касситеритовую с арсенопиритом,
- 2) стадию сульфидную.

Остановимся кратко на характеристике этих стадий.

Стадия кварцево-касситеритовая с арсенопиритом (ранняя). Основная масса касситерита выделяется из ранних порций раствора совместно с арсенопиритом и кварцем; более поздние генерации касситерита в этом типе месторождений практического значения большей частью не имеют. Постоянно наблюдаемая парагенетическая связь касситерита с кварцем и арсенопиритом свидетельствует об общей судьбе этих трех минералов в процессе рудоотложения. По отношению к арсенопириту касситерит занимает переменное положение: чаще он в основной массе выделяется до арсенопирита, но иногда является одновременным или даже несколько более поздним. В тех случаях, когда рудопроводящие трещины замыкаются сравнительно рано, возникают арсенопирито-касситеритово-кварцевые жилы, не содержащие более поздних сульфидов железа.

Однако несмотря на неизменную обособленность во времени арсенопиритово-касситеритовых руд, чисто арсенопиритовые месторождения с касситеритом редки и большей частью незначительны по размерам; в большинстве крупных оловянных месторождений арсенопиритово-касситеритовые руды количественно значительно уступают более поздним сульфидам железа.

Стадия сульфидная. Среди сульфидов главную роль играет пирротин, превращенный в поверхностной зоне в марказит и вторичный пирит. Иногда значительное развитие получают первичный пирит, халькопирит или железистый сфалерит; последний, впрочем, чаще связан с более поздним галенитом.

Для наиболее высокотемпературных месторождений характерна тесная парагенетическая связь пирротина со сфалеритом, станнином и халькопиритом; при этом наблюдаются структуры распада твердых растворов одних минералов в других. Структуры распада твердых растворов в указанных минералах крайне разнообразны: нередко можно наблюдать, что эмульсионные включения халькопирита в сфалерите в свою очередь содержат продукты распада — решетку пластинок кубанита и закономерные вроски валлериита (Сталинское и Киссинское месторождения в Приморье, Хапчеранга в Забайкалье, Хета на Колыме). Пирротин иногда образует правильные решетки в сфалерите; для включений сфалерита в халькопирите типичны звездообразные формы. Возрастные соотношения этих минералов сульфидной стадии различны: иногда наблюдаются графические и тесные аллотриоморфно-зернистые сростания, указывающие на более или менее одновременное выделение из растворов, в других случаях можно наметить определенную последовательность их кристаллизации. В относительно высокотемпературных месторождениях пирротин в основной массе является более ранним, а сфалерит, станнин и халькопирит образуются несколько позже, но в тесной связи с пирротинном; иногда, впрочем, встречается и более ранний допирротинный сфалерит (Сталинское месторождение). Последовательность выделения минералов здесь, вероятно, в значительной степени определяется относительными концентрациями тех или иных компонентов рудного раствора. В этом отношении интересно также положение халькопирита: в тех месторождениях, где халькопирит играет ничтожную роль, он обычно является относительно поздним минералом, выделившимся после пирротина в сфалерите; в противоположность этому, в существенно медных месторождениях халькопирит выделяется относительно рано, во всяком случае до сфалерита (месторождения Корнуолла, Японии и др.). Отметим, что в ряде районов развития касситеритово-сульфидных месторождений (Приморье, Забайкалье, Верхоянье и др.) медь

является мало типичным элементом и оловорудные месторождения, точно так же как и прочие месторождения этих районов, содержат малое количество халькопирита.

Особо следует остановиться на положении станнина среди минералов сульфидной стадии. Станнин встречается в месторождениях описываемого типа очень часто, являясь обычно все же второстепенной примесью и количественно резко уступая касситериту. Он выделяется позднее основной массы касситерита и иногда замещает последний в сульфидном парагенезисе. По времени выделения станнин близок к сфалериту и халькопириту, хотя изредка встречается и «ранний» станнин, который этими минералами замещается. Такой ранний станнин обнаружен в Боливии, в Сталинском месторождении Приморья, а также в месторождениях Яна-Адычанского района, где, согласно С. С. Смирнову, станнин замещается халькопиритом с выделением иголок вторичного касситерита. Часто отмечается несколько генераций станнина, близких по времени, но различных по способу образования. Так, нередко в одном и том же штufe встречаются следующие разновидности станнина: 1) станнин в графических сростках с халькопиритом и сфалеритом, образованный в процессе совместной кристаллизации с этими минералами; 2) станнин в виде реакционных каемок на контакте касситерита с халькопиритом и сфалеритом, появляющийся в результате частичного растворения касситерита при воздействии растворов, содержащих серу, и, наконец, 3) станнин в виде эмульсионных включений в тех же сульфидах, возникающий в результате распада твердого раствора. Все эти разновидности станнина, различные по способу образования, могут возникать более или менее параллельно. Для иллюстрации станнинов различного происхождения приводим фотографии руд Сталинского месторождения (фиг. 4, 5, 6). Вопрос о причинах образования станнина в одних случаях, касситерита в других и смены одного минерала другим достаточно сложен. По всей вероятности, значительное влияние на то или другое направление процесса оказывает соотношение кислорода и серы в растворе.

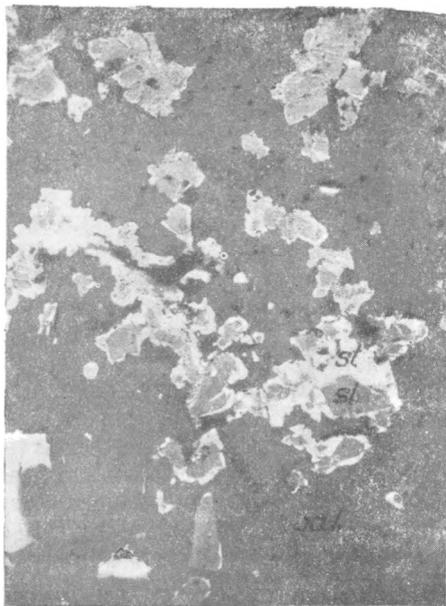
Неодинаковое положение в различных месторождениях занимает сфалерит: местами он тесно парагенетически связан с пирротинном и выделяется почти одновременно с ним, иногда даже раньше; такой ранний сфалерит характерен для месторождений с высокой температурой образования минералов сульфидной фазы, он обычно представлен сильно железистой разновидностью типа марматита, тесно ассоциирует с пирротинном, станнином, халькопиритом и нередко содержит включения касситерита (Сталинское месторождение). Однако в большинстве случаев сфалерит связан с более поздним галенитом, причем он налагается на ранние сульфиды железа. Такие галенитово-сфалеритовые руды нередко появляются в результате последующего перекрестия трещин и цементируют более ранние сульфиды железа, иногда они обособляются в виде самостоятельных жил, приуроченных к трещинам наиболее поздним или наиболее удаленным от интрузии; в последнем случае мы имеем проявление нормальной горизонтальной зональности. Иногда сфалерит и галенит присутствуют в рудах в таких количествах, что месторождение может разрабатываться как комплексное оловополиметаллическое.

Наконец, следует коротко остановиться на положении карбонатов, местами играющих существенную роль в месторождениях описываемого типа. Карбонаты представлены преимущественно железо-магnezийными, иногда железо-магnezиево-марганцевыми разновидностями — ан-



Фиг. 4. Реакционная каемка станнина вокруг включения касситеритов сульфидной руде; Сталинское месторождение, Приморье. $\times 245$.

Cs — касситерит; *St* — станнин; *Sl* — сфалерит; *Ga* — галенит; *Cal* — кальцит.



Фиг. 5. Каемки станнина вокруг сфалеритовых зерен; Сталинское месторождение $\times 75$.



Фиг. 6. Прожилки станнина в сфалерите (сфалерит содержит эмульсионные включения пирротина); Сталинское месторождение $\times 75$.

керитом, мангананкеритом, сидеритом, реже нормальным кальцитом. Нередко с карбонатами связано касситеритовое оруденение; так, значительно обогащены касситеритом кварцево-карбонатные прожилки в сетчатых зонах Хапчарангинского и Сталинского месторождений. Но в основной части карбонаты обычно являются наиболее поздними и цементируют все рудные минералы.

Выше мы рассматривали общую, наиболее типичную схему последовательности выделения минералов и отдельные отклонения от нее. Для большинства месторождений характерна закономерная смена одних минеральных ассоциаций другими. Можно думать, что рудоотложение совершалось длительно из растворов меняющегося состава. Однако иногда наблюдается сближенное отложение всех рудных минералов, граница между отдельными парагенетическими ассоциациями не резка, и можно говорить о более или менее одновременном заполнении трещины рудным материалом с последовательным разделением его на минеральные агрегаты.

В заключение характеристики месторождений описываемого типа следует еще раз подчеркнуть их главнейшие особенности.

1) Месторождения характеризуются широким развитием минералов железа, главным образом хлорита и пирротина, в меньшей степени — пирита, арсенопирита, иногда халькопирита и железистого сфалерита, наконец местами также магнетита и гематита.

2) В зависимости от количественных соотношений хлорита и сульфидов можно выделить два подтипа: а) хлоритовый и б) пиритово-пирротинный или сульфидный. Эти подтипы связаны постепенными переходами и нередко встречаются в пределах одного и того же месторождения. Появление того или иного подтипа, очевидно, в основном зависит от относительного количества серы и железа в растворах.

3) Основная часть олова выделяется до сульфидной стадии в виде касситерита, ассоциирующего с ранним кварцем и арсенопиритом, который в этом отношении занимает положение, отличное от прочих сульфидов. В сульфидную стадию олово фиксируется чаще в виде станнина. Появление повторных генераций то касситерита, то станнина, по видимому определяется колебаниями соотношения кислорода и серы в процессе рудоотложения.

ТИП IV. ГАЛЕНИТОВО-СФАЛЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Отличительной чертой описываемых месторождений является обилие сульфидов свинца и цинка. Сульфиды железа здесь играют меньшую роль, чем в месторождениях предыдущего типа, хотя и встречаются иногда в заметном количестве. Касситерит тесно связан с галенитом и сфалеритом и является относительно низкотемпературным.

Тип галенитово-сфалеритовых месторождений олова охватывает два во многом отличные подтипа оловорудных проявлений.

К первому подтипу относятся галенитово-сфалеритовые оловянные месторождения в известняках, связанные с умеренно гипабиссальными гранитовыми и гранодиоритовыми интрузиями. Они имеют сравнительно ограниченное распространение, а по генетическим и морфологическим особенностям очень близки к обычным метасоматическим свинцово-цинковым месторождениям, отличаясь от последних лишь присутствием более или менее значительных количеств касситерита в рудах. Поэтому

мы ограничимся при дальнейшем описании только кратким упоминанием их характерных черт.

Представителями второго подтипа являются своеобразные оловосодержащие галениново-сфалеритовые месторождения, сформированные в условиях малых глубин. Близповерхностные месторождения, более распространенные, чем месторождения первого подтипа, обладают многими весьма интересными специфическими особенностями, и именно их характеристике в основном посвящен настоящий раздел.

ПОДТИП А. ГАЛЕНИНОВО-СФАЛЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ИЗВЕСТНЯКАХ

Галениново-сфалеритовые месторождения, наряду со скарнами, являются наиболее обычным типом оловорудных проявлений в известняках; нередко они тесно генетически связаны с сульфидными скарнами, представляя наиболее низкотемпературный член единой генетической серии.

Как и сульфидные скарны, они представлены большей частью неправильными метасоматическими залежами и трубчатыми телами, образованными в результате замещения известняков. Минералогический состав месторождений обычно не сложен: рудные минералы представлены главным образом галенимом, сфалеритом, пиритом, иногда пирротинном.

Касситерит встречается чаще в небольшом количестве, и в общем руды характеризуются обычно относительно невысоким содержанием олова. Очень характерна тесная парагенетическая связь касситерита с галенимом и сфалеритом, иногда с сульфоантимонитами свинца. Жильные минералы представлены кварцем — большей частью джаспероидным, а также карбонатами; иногда в ранней стадии рудного процесса возникают силикаты — бесцветный турмалин (Смирновское месторождение в Забайкалье), иногда пироксены, гранаты и другие скарнообразующие минералы. Такие месторождения, генетически смыкающиеся с сульфидными оловоносными скарнами, известны, в частности, в южных провинциях Китая.

ПОДТИП Б. БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫЕ ГАЛЕНИНОВО-СФАЛЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Общая характеристика

Галениново-сфалеритовые месторождения этого подтипа являются наиболее низкотемпературными представителями обширной и своеобразной генетической группы близповерхностных оловорудных месторождений.

Основным фактором, определяющим своеобразие их морфологии и главным образом состава рудных тел, является образование месторождений на сравнительно небольшом расстоянии от поверхности в условиях незначительного давления. Сохранились близповерхностные месторождения лишь в участках, наименее затронутых эрозией, в связи с чем почти все они расположены в областях третичной, реже мезозойской магматической деятельности; весьма часто они встречаются в районах развития молодых, но дорудных эффузивов мезозойского и третичного возрастов. Классическим примером района развития близповерхностных

месторождений являются южная и центральная части Боливийской оловянной провинции. Много общих черт с боливийскими месторождениями имеют касситеритово-сульфидные месторождения Советского Приморья, Японии и некоторые месторождения в Забайкалье, например месторождение Сохондо, залегающее в толще молодых эффузивов. В областях, где оловорудные месторождения связаны с интрузиями варисского или более древнего циклов, типичные близповерхностные месторождения встречаются редко.

2. Характер рудоносных интрузий

Рудные тела нередко обнаруживают локальную связь с эффузивами или небольшими близповерхностными штоками, образование которых непосредственно предшествовало рудоносному магматическому циклу. Для многих месторождений Боливии характерна приуроченность к небольшим интрузивным телам — этмолитам, имеющим форму опрокинутого конуса или воронки и суживающимся на глубине; этмолиты в большинстве случаев формировались на очень небольшой глубине (порядка 200—400 м), а часть из них, может быть, сообщалась даже с поверхностью и представляла корни излияний. Эти небольшие тела, сложенные сильно измененными порфировыми породами, играли роль и рудопроводящих каналов, и среды для рудоотложения при образовании оловорудных месторождений. Последние генетически связаны с более поздними интрузиями, преобладающая часть которых еще не вскрыта эрозией; считается, что южноболивийские близповерхностные месторождения связаны с той же интрузией гранодиоритов, что и нормальные месторождения северной части Боливийской провинции. Связь с гранодиоритами предполагается также для месторождений Приморья и Японии.

3. Морфология рудных тел

Месторождения представлены обычно трещинными жилами выполнения, приуроченными к протяженным тектоническим нарушениям. Своеобразие морфологии рудных тел определяется образованием месторождений вблизи поверхности: здесь особенно типичны неправильные, ветвящиеся жилы, переходящие при расщеплении в сеть тонких прожилков, в сетчатые зоны и штокверки. В ряде месторождений жилы на глубине обнаруживают тенденцию к слиянию.

Крайне характерны полосчатость, крустификация: друзы прекрасных кристаллов присутствуют здесь наряду с массивными выделениями минералов. Иногда наблюдается симметричная полосчатость, отражающая последовательную смену состава растворов, но не менее часто мы имеем тонкую ритмичную перемежаемость полос, свидетельствующую о пульсирующем отложении в более или менее замкнутом растворе, очевидно при существенном участии коллоидов.

4. Минералогический состав

Главными минералами в месторождениях описываемого подтипа являются галенит и сфалерит или вюртцит, а иногда и обе модификации ZnS . Местами в значительном количестве появляется пирит, в то время

как пирротин здесь уже не характерен, так что говорить о недосыщенности растворов серой нет оснований. Олово присутствует в виде касситерита, обычно низкотемпературного, игольчатого, а также разнообразных сульфостаннатов — франкеита, цилиндрита, тиллита, канфильдита. Наряду с сульфостаннатами в большом количестве встречаются сульфoантимониты, сульфoарсениты, сульфoвисмутиты Pb, Ag. Широкое развитие сульфосолей является одним из следствий сложности состава растворов: вероятно растворы в равной степени были богаты как элементами сульфoоснований Pb, Zn, Ag, так и сульфoкислот As, Sb, Bi. Очевидно вследствие быстрого завершения рудного процесса растворы не успели дифференцироваться с образованием отдельных месторождений — галенитово-сфалеритовых, с одной стороны, и низкотемпературных антимонитовых и реальгаровых — с другой, и в результате возникли многочисленные разнообразные сочетания этих элементов в виде обильных сульфосолей. Очень интересно присутствие редких сульфостаннатов, которые помимо Боливии в значительных количествах нигде не встречены. Появление олова в сульфидной форме типично для низкотемпературных стадий процесса. Повидимому, сульфостаннаты имеют ограниченное поле устойчивости и при незначительном изменении режима процесса минералообразования могут разлагаться, уступая место касситериту и простым сульфидам; иногда наблюдается замещение сульфостаннатов простыми сульфидами. Так, замещение раннего станнина халькопиритом с выделением свободного касситерита описывается С. С. Смирновым в Яна-Адычанском районе (Смирнов, 1941). Псевдоморфное замещение франкеита пирротинном описывает Тэрнер в месторождениях Лалагуа (Turner, 1935). Наконец, случай разложения сульфостанната Pb мы, повидимому, имеем в Синанчинском месторождении, где в составе галенитово-сфалеритовых полосчатых руд встречаются пластинчатые выделения, представляющие тонкозернистую смесь галенита и касситерита (фиг. 7). Касситерит здесь находится в виде неправильных червеобразных вростков и образует местами графические сростания с галенитом, причем иногда включения касситерита концентрируются в пределах полос, ориентированных параллельно удлинению пластинок минерального агрегата. Судя по реликтовой пластинчатой форме агрегатов и более или менее постоянным количественным соотношениям слагающих их минералов, можно предположить, что мы имеем здесь разложение сульфостанната свинца типа тиллита, оказавшегося почему-либо неустойчивым.

В других случаях в низкотемпературных полиметаллических месторождениях встречаются не сульфостаннаты свинца, а тесные графические сростания касситерита и галенита. Исключительно тесная связь этих минералов свидетельствует об одновременности их образования, а равномернозернистая структура сростания — о химической однородности среды, из которой совершалось рудоотложение. Возможно, что в ряде случаев галенитово-касситеритовые руды в процессе выделения проходят стадию сульфостанната, причем обособление их происходит, может быть, в виде геля сульфостанната свинца с последующей кристаллизацией галенита и касситерита.

Интересной особенностью близповерхностных месторождений является присутствие минералов, характеризующих рудоотложение из кислых растворов, а именно — гипогенных алунита и марказита, обычных в рудах Боливии. Судя по присутствию алунита, растворы в некоторые моменты содержали свободную серную кислоту и по составу приближались к кислым фумаролам.

Наконец, характерной чертой близповерхностных месторождений является развитие колломорфных структур, указывающих на значительную роль коллоидов в процессе рудоотложения. В колломорфных агре-



Фиг. 7. Параморфозы по тиллиту, состоящие из агрегата галенита и касситерита. Синанчинское месторождение, Приморье.
Ga — галенит; Cs — касситерит; Sl — сфалерит; Cal — кальцит; X 75.]

гатах встречаются как касситерит, так и различные сульфиды: пирит, марказит, сфалерит и др. Выпадению минералов в коллоидном состоянии, может быть, содействовала быстрая кристаллизация, обусловленная резким падением температуры и незначительным давлением, а также, возможно, смешением восходящих растворов с нисходящими поверхностными водами. Таким образом, большую роль коллоидов в процессе рудоотложения, так же как и другие вышеотмеченные особенности близповерхностных месторождений, можно объяснить специфичностью условий их образования.

3. ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В заключение характеристики касситеритово-сульфидных месторождений следует еще раз отметить их характерные особенности, а также остановиться на некоторых вопросах их происхождения.

Как было указано еще А. Е. Ферсманом (1939), олово в процессе прото- и мезокристаллизации обнаруживает тенденцию к накоплению в остаточных кислых расплавах гранитной магмы. В пределе, при определенных условиях, эти остаточные расплавы дают оловоносные пегматиты. В тех же случаях, когда внешнее давление не препятствует выделению летучих, олово может выделяться из магмы в составе пневматолитов с образованием, в общем случае, касситеритово-кварцевых место-

рождений. Последние особенно часто возникают в связи с обогащенными летучими кислыми дифференциатами гранитной магмы. Таким образом, считается, что олово при обычном течении процесса дифференциации концентрируется в ультракислых магматических производных — пегматитах, а также в грейзенах, кварцевых жилах и других месторождениях касситеритово-кварцевой формации.

Частым спутником олова при этом является вольфрам, в то время как прочие металлы — железо, цинк, медь, свинец и др. — играют в этих месторождениях ничтожную роль.

Иная картина наблюдается в месторождениях касситеритово-сульфидных. Эти месторождения в типичных своих представителях резко отличны от месторождений касситеритово-кварцевых, несмотря на существование постепенных переходов между ними. По составу они гораздо ближе стоят к неоловоносным месторождениям цветных металлов — меди, цинка, свинца, чем к классическим оловянно-вольфрамовым кварцевым жилам касситеритово-кварцевой формации. Существенно отличны и условия образования этих месторождений.

Преимущественное развитие касситеритово-сульфидные месторождения имеют в пределах обособленных областей, характеризующихся некоторыми общими чертами геологического строения. Эти области специфического развития касситеритово-сульфидных месторождений можно разбить на две группы: 1) районы проявления относительно мало дифференцированных интрузий, формирующихся большей частью дискордантно в пределах зон разлома; 2) районы широкого развития известняков.

Остановимся на характеристике первой группы районов, играющей экономически наиболее важную роль. Районы этого типа характеризуются широким развитием разломов в стадию, предшествующую рудообразованию. Местами эти разломы были заложены задолго до внедрения рудоносных интрузий и послужили каналами для излияния магмы на поверхность с образованием эффузивов, отмечающих своим появлением начало магматической деятельности (Боливия, Приморье, Южно-Даурский район в Забайкалье). Именно в раннее образование разломов, вероятно, препятствовало в этих районах последовательной дифференциации глубинных магматических остатков и последующей концентрации олова в месторождениях пегматитовых или касситеритово-кварцевых. Вдоль этих разломов внедрялась относительно слабо дифференцированная магма, с образованием дискордантных интрузий, сопровождающихся разнообразными сульфидными месторождениями.

Состав рудоносных растворов в этих условиях значительно более разнообразен, чем это имеет место при кристаллизации ультракислых продуктов магматической дифференциации. С такими относительно слабо дифференцированными интрузиями, приближающимися иногда по составу к гранодиоритам, связаны концентрации железа, цинка, свинца и других металлов в гидротермальных жилах. Олово здесь выносится совместно с другими металлами, разделяя судьбу прочих халькофильных элементов, но в процессе дальнейшей миграции и рудоотложения олово все же занимает несколько обособленное положение: в отличие от других металлов оно обнаруживает значительно меньшее сродство к сере и выделяется, даже в сульфидном парагенезисе, главным образом в виде касситерита — кислородного, а не сернистого соединения. Далее, характерно и то, что парагенетически касситерит обычно тесно связан с кварцем: кварцево-касситеритовые руды в пространстве и во времени обычно отчетливо обособляются от сульфидных. Таким образом, олово — временный спутник прочих халькофильных металлов в процессе выделения из

магмы и переноса в составе рудоносных растворов — в стадию минералоотложения снова обособляется, обнаруживая вновь свойственную ему тенденцию к концентрации совместно с кремнеземом.

Говоря об относительно слабых халькофильных свойствах олова, нельзя еще раз не подчеркнуть ярко выраженную недосыщенность серой руд касситеритово-сульфидных месторождений. Об этом «дефиците» серы в составе рудообразующих растворов можно судить по развитию таких минералов, как пирротин или магнетит — весьма типичных для касситеритово-сульфидных месторождений. Именно недосыщенность серой и обилие железа отличают оловосодержащие сульфидные месторождения от сульфидных месторождений прочих металлов. Предельно четко этот дефицит серы выражен в хлоритовых и магнетитовых оловоносных рудах. Минералы, указывающие на недостаток серы в растворах, — пирротин, обильный железистый хлорит, магнетит, таким образом, могут рассматриваться как благоприятные признаки при оценке возможной оловоносности сульфидных руд. Менее резко выражен недостаток серы в близповерхностных месторождениях, в которых пирит и гипогенный марказит нередко преобладают над пирротинном, а олово присутствует часто в виде разнообразных сульфостаннатов, иногда количественно преобладающих над касситеритом. Видимо, в этих месторождениях, весьма своеобразных в генетическом отношении, олово при определенных условиях тесно и неразрывно связывается с серой в процессе миграции и минералообразования. Возможно, что перенос олова здесь может совершаться в форме сульфостаннатов или комплексных соединений SnS_2 и Sb_2S_3 (см. статью «Геохимия олова»). Широкое развитие сульфостаннатов и других довольно редких сульфосолей — сульфогерманатов, сульфовисмутитов — вероятно, обусловлено прежде всего сложностью и слабой «дифференцированностью» растворов, несущих совместно элементы сульфосоединений и сульфокислот. Быстрое завершение процесса рудоотложения, которое имеет место в телескопированных близповерхностных месторождениях, препятствует разделению этих элементов в пространстве и во времени, и это приводит к возникновению редких и в общем малоустойчивых сочетаний. О неустойчивости некоторых сульфостаннатов свидетельствуют данные об их разложении (Спизанча) и замещении (Лалагуа). Возможно, что результатом распада геля сульфостаннатов являются также часто наблюдающиеся в эпитепальных близповерхностных месторождениях тесные сростания касситерита и галенита. Олово, повидимому, обладает резко выраженными халькофильными свойствами лишь при строго определенных условиях химизма среды, и незначительное изменение этих условий может привести к смещению равновесия в сторону образования касситерита.

ЛИТЕРАТУРА

- Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 2, 1939.
- Радкевич Е. А. и Витушкина А. И. Тарбальджейское оловорудное месторождение, Тр. Инст. геол. наук АН, сер. рудн. мест., 1941, вып. 41.
- Смирнов С. С. Находка оловянного камня в свинцово-цинковых рудах Смирновского месторождения. Вестн. Геол. ком., 1927, № 3.
- Смирнов С. С. Свинцовое месторождение по Б. Капчеранге и вновь открытое оловянное по М. Капчеранге. Вестн. Геол. ком., 1928, № 5.
- Смирнов С. С. Металлогения Западного Верхоянья. Пробл. сов. геол., 1934, № 4.
- Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН, 1937, № 5.

- Смирнов С. С., Дубовик М. М. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. Инст. геол. наук АН, сер. мин., 1941, вып. 46.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4, 1939.
- Cissarz A. Übergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. N. Jb., A, 1928, B. B., 56, 99—274.
- MacDonald B. The Cassiterite deposits of Leeuwpoort. Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1914, 16.
- Steidtmann E. a. Cathcart S. H. Geology of the York tin deposits, Alaska U. S. Geol. Surv., 1922, Bull. 733.
- Turneure F. S. The tin deposits of Llallagua, Bolivia. Econ. Geol., 1935, 30, No. 1—2.
- Weston-Dunn J. A. Economic geology of Mount Bischoff tin deposits, Tasmania. Econ. Geol., 1922, 17, No. 3.
- Weston-Dunn J. A. Some relations between metal content, lode filling, and country rock. Econ. Geol., 1923, № 5.
- Willbourn E. S. The Beatrice Mine Selebine. Min. Mag., 1931, 45, dec.; 1932, 46, Jan.
-

С. С. С МИРНОВ

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Касситерит, как известно, принадлежит к категории самых устойчивых минералов. Иллюстрацией этой исключительной устойчивости касситерита в условиях поверхностной зоны является факт накопления его в делювиальных и аллювиальных отложениях, доставляющих свыше 60—70% всей ежегодной мировой продукции оловянных концентратов. Насколько действительно устойчив касситерит, можно видеть также и из того, что в зонах окисления специфически сульфидных месторождений, в кварцево-лимонитовом материале, возникшем из полностью окисленных, почти сплошных пирротиновых, пиритовых и т. п. руд, кристаллы касситерита обычно не теряют даже зеркального блеска своих граней. О чрезвычайной устойчивости касситерита в растворах различного состава говорят и сравнительно многочисленные экспериментальные данные (см. ниже).

В связи с этой бесспорной крайне значительной устойчивостью касситерита в условиях поверхностной зоны, главным вопросом, который необходимо всегда ставить при исследовании зон окисления оловянных месторождений, является вопрос о том, не имеет ли место обогащение оловом окисленного материала за счет выноса других элементов. И если в случае месторождений малосульфидных, таких, как касситеритово-пегматитовые или касситеритово-кварцевые, поставленный вопрос почти всегда решается отрицательно, то в случае касситеритово-сульфидных месторождений очень часто мы будем иметь положительное его решение.

Другой, менее важный вопрос, возникающий в связи с зоной окисления оловорудных месторождений, это вопрос о судьбе олова, заключенного в рудах в виде тех или иных сульфостаннатов, и прежде всего вопрос об олове, заключенном в станнине. Совсем недавно вопрос этот, по крайней мере для союзных месторождений, казался сугубо академическим. В последнее же время, в связи с открытием в Северо-восточной рудной провинции нескольких месторождений, относительно богатых станнином, и в особенности, в связи с «загадочными» окисленными рудами Хотон-Хая и Улахан-Эгеляха,¹ вопрос об окислении станнина приобрел большое практическое значение. Без преувеличения можно сказать, что незнание нами особенностей продуктов, возникающих при окислении сульфатостаннатов, лишило возможности дать правильную оценку некоторым северо-восточным месторождениям и привело уже к ряду осложнений.

В дальнейшем последние будут только множиться, так как вряд ли можно сомневаться в том, что в Северо-восточной рудной провинции,

¹ Крупные по запасам металла месторождения Северо-восточной рудной провинции.

самой главной оловорудной провинции Союза, мы неоднократно будем встречаться с зонами окисления месторождений, первичные руды которых обогащены станнином.

Таковы два наиболее значительных вопроса, подлежащих рассмотрению в связи с зоной окисления оловорудных месторождений. Наряду с ними уместно будет, хотя бы совершенно бегло, коснуться вопроса о происхождении так называемого «деревянистого» олова. Участвовавшие в последнее время находки на территории Союза этой разновидности двуокиси олова и крайняя противоречивость гипотез о ее генезисе настоятельно требуют критического рассмотрения существующих данных о происхождении деревянистого олова.

Широко распространенное мнение, что деревянистое олово образуется преимущественно за счет окисления станнина и других сульфостаннатов, вряд ли верно. Между тем, исходя именно из этого предположения, ставились в некоторых случаях поисковые работы.

Наконец, в связи с первым из поставленных выше вопросов — об остаточном обогащении оловом зоны окисления, не лишне вновь вернуться к вопросу о подлинном вторичном обогащении оловорудных месторождений, понимая под последним процесс, заключающийся в растворении касситеритового олова, в миграции соответственных растворов и в переотложении олова в более глубоких горизонтах в виде супергенного касситерита, иначе говоря, вновь вернуться к рассмотрению гипотезы Кэберлина, вызвавшей в свое время (1926—1930) обширную дискуссию и до сих пор имеющей защитников.

Порядок рассмотрения всех поставленных выше вопросов таков: сначала будут изложены все имеющиеся в распоряжении автора данные о характере изменений касситерита и сульфостаннатов в условиях зоны окисления, включая сюда и результаты соответственных экспериментов; далее рассматривается вопрос о приповерхностных изменениях мало-сульфидных месторождений — касситеритово-пегматитовых и касситеритово-кварцевых; затем — аналогичный вопрос для касситеритово-сульфидных месторождений, бедных сульфостаннатами или вовсе лишенных их; здесь же будет затронута и гипотеза Кэберлина.

Последним рассмотрим вопрос о зоне окисления месторождений, богатых сульфостаннатами, и параллельно — вопрос о деревянистом олове.

1. ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ОЛОВА В УСЛОВИЯХ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Резкое различие, существующее между касситеритом, с одной стороны, и сульфостаннатами — с другой, заставляет отдельно рассмотреть характер изменений этих минералов в условиях зоны окисления.

А. ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЙ КАССИТЕРИТА В УСЛОВИЯХ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Коснемся прежде всего результатов экспериментов по вопросу о растворимости касситерита в воде и в растворах того или иного состава.

Общезвестны старые опыты Дельтера,¹ по которым касситерит несколько растворим в воде при повышенных температурах. Так, 0.7084 г

¹ Приведены у Эммонса (Emmons, 1917).

касситерита (из Рудных гор), обрабатывавшиеся дистиллированной водой в течение 22 суток при температуре в 80°C , показали потерю 0,0236 г. Иначе говоря, в раствор в этих условиях перешло около 3,3% касситерита.

Повторение этих опытов Гольдсбери не подтвердило данных Дэлтера, и некоторые полагают, что последним не было учтено вероятное влияние щелочей, попавших в раствор из стеклянных стенок сосудов, в которых Дэлтер производил свои опыты. Впоследствии Тюггютт (Thugutt, 1932) вновь повторил опыты Дэлтера, но уже в платиновых сосудах, дабы избежать вероятного влияния щелочей, и при сравнительно высоких температурах $211\text{--}215^{\circ}\text{C}$. При этих температурах в течение 100 часов из 1,08421 г касситерита, помещенного в 575 см^3 воды, перешло в раствор 0,00147 г, т. е. 0,14%. Обработанный в аналогичных условиях кварц показал растворимость, в 78 раз превосходящую растворимость касситерита (в раствор перешло 10,89%).

Никаких положительных результатов не дали и опыты Скривенора (см. Singewald, 1929) по растворимости касситерита в воде при нормальных температурах, продолжавшиеся более года.

Исследования растворимости касситерита в тех или иных растворах также показали его исключительную стойкость.

Здесь в первую очередь следует упомянуть эксперименты Грюнера и Лина (Grüner a. Lin, 1926), заключающиеся в следующем.

По пять граммов касситерита,¹ измельченного до (—) 100 меш, помещалось в 50 см^3 раствора, находившегося в закупоренных колбах емкостью в 250 см^3 . Эксперименты производились при комнатной температуре в течение 2 месяцев, причем ежедневно содержимое каждой колбы встряхивалось. Применявшиеся растворы были следующие: H_2SO_4 ; $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$; $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{FeSO}_4$; HCl ; $\text{HCl} + \text{H}_2\text{SO}_4$; $\text{HCl} + \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$; $\text{HCl} + \text{FeSO}_4$; Na_2CO_3 . Концентрация во всех случаях была $N/20$, смеси же составлялись из равных объемов соответственных растворов (по 25 см^3 каждого). Надо добавить еще, что в каждую из колб вводилось по щепотке (a pinch) толченого флюорита, в предположении, что ионы фтора, могущие возникнуть от действия кислот на флюорит, усилят растворимость касситерита.²

После двухмесячного стояния из каждой колбы бралось по 20 см^3 раствора, который и анализировался на олово методом, позволявшим, по мнению авторов, определить до одной части олова на полтора миллиона частей раствора.

Во всех случаях анализ соответственных растворов дал вполне отрицательные результаты. Аналогичные эксперименты со станным показали хотя и незначительные, но все же заметные количества олова, перешедшие в раствор (см. ниже).

Отрицательные результаты дали и опыты Гольдсбери, обрабатывавшего касситерит, измельченный до (—) 100 меш, концентрированной соляной кислотой и децинормальной серной. И в том, и в другом случае 1 г касситеритового порошка помещался в 25 см^3 раствора. Обработка велась при комнатной температуре в течение одного месяца. Последующий анализ показал в солянокислом растворе следы олова и в сернокислом — слабые следы.

¹ Касситерит был из месторождения Эренфридерсдорф (Саксония).

² Добавку флюорита авторы мотивировали тем, что в месторождениях касситерита всегда де имеются фторсодержащие минералы.

Таковы эксперименты, показавшие в полном согласии с существующими представлениями, что в кислых растворах касситерит практически нерастворим. В некотором противоречии с ними находятся данные, полученные Грином и Финком с Мантеллем. Грин (Greene, 1926) произвел следующую серию экспериментов над боливийским касситеритом.¹

Кристаллы касситерита, о числе которых в каждой пробе и размерах автор не приводит никаких данных, ограничиваясь лишь указанием суммарного веса, помещались в закупоренные колбы, содержавшие различные растворы, и выдерживались при комнатной температуре в течение 6 месяцев. В конце каждого месяца кристаллы тщательно высушивались и взвешивались. Кроме того, ежемесячно растворы пробовались качественно на олово, и в одном случае (эксперимент 6, табл. 1) было произведено количественное определение, показавшее хорошее совпадение с цифрой, вычисленной по потере в весе. Результаты экспериментов Грина в сокращенном виде — опущены результаты ежемесячных взвешиваний — приведены в табл. 1.

Таблица 1

Результаты эксперимента Грина по растворимости касситерита (в г)

№ п/п.	Количество и характер раствора	Начальный вес кристаллов в граммах	Вес кристаллов по истечении 6 месяцев	Потери в весе
1	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ HCl; уд. вес 1.190 .	4.9792	4.9754	0.0038
2	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ H ₂ SO ₄ ; уд. вес 1.840	6.7164	6.7128	0.0036
3	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ H ₃ PO ₄ ; уд. вес 1.154	5.8856	5.8802	0.0054
4	200 см ³ H ₂ O + 1 г NaOH	6.6014	6.5966	0.0048
5	200 см ³ H ₂ O + 10 г NaOH + 10 г Na ₂ S . .	6.5640	6.6522	0.0118
6	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ H ₂ SO ₄ + 10 г Fe ₂ (SO ₄) ₃	3.6114	3.6110	0.0004
7	200 см ³ H ₂ O + 5 г HF	8.0696	8.0680	0.0016
8	200 см ³ H ₂ O + 10 г NaOH + 1.2 г Sn . .	6.2472	6.2456	0.0016
9	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ HCl + 1.2 г Sn . .	6.6348	6.6314	0.0034
10	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ H ₂ SO ₄ + 1.2 г Sn . .	3.1526	3.1516	0.0010
11	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ H ₂ SO ₄ + 4 г CuSO ₄ + + 1.2 г Sn	3.6070	3.6064	0.0006
12	200 см ³ H ₂ O + 10 см ³ H ₂ SO ₄ + 10 г Fe ₂ (SO ₄) ₃ + + 1.2 г Sn	5.7602	5.7580	0.0022

Из всех этих экспериментов Грина интерес для нас представляют лишь эксперименты 2, 6 и отчасти 3 и 7. Все остальные касаются таких растворов, какие в зонах окисления рассматриваемых месторождений не встречаются.

В эксперименте 6, особенно для нас интересном, констатирована в общем слабая растворимость, определяемая всего лишь в 0.011%. В эксперименте 2 растворимость выражается более высокой цифрой — 0.054%. И, наконец, в эксперименте 3, имеющем значение лишь для очень редких случаев касситеритово-сульфидных месторождений, богатых фосфатами, растворимость касситерита достигает уже 0.092%. Всмотревшись в эти результаты, можно сказать, что, даже если отбросить эксперимент 3, растворимость касситерита оказалась гораздо большей, чем этого можно было ожидать. Грин, а за ним и Кэберлин (Koeberlin, 1926; 1, 2) на основании этих результатов по справедливости имели основания утверждать, что если учесть фактор времени,

¹ Судя по косвенным данным, касситерит этот был взят из руд Лалагуа.

го цифры растворимости, полученные из экспериментов 2, 3 и 6, вполне достаточны, чтобы вторичное обогащение оловом в масштабах, предполагаемых гипотезой Кэберлина, могло осуществиться. В связи с этим небезынтересно привести здесь результаты помесячных взвешиваний кристаллов касситерита в экспериментах 2, 3 и 6 (см. табл. 2).

Таблица 2

Результаты помесячных взвешиваний кристаллов касситерита в экспериментах 2, 3 и 6

№ экспери- мента	Вес кристаллов в граммах						Общая потеря в весе, г
	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	
2	6.7164	6.7156	6.7150	6.7148	6.7146	6.7128	0.0036
3	5.8856	6.8840	5.8834	5.8830	5.8826	5.8802	0.0054
6	3.6114	3.6114	3.6118	3.6115	3.6115	3.6110	0.0004

Имея в виду постоянное почти обновление растворов, циркулирующих в зоне окисления и омывающих то или иное зерно касситерита, нетрудно представить себе, по результатам экспериментов 2 и 3, что при длительном развитии зоны окисления могут быть растворены весьма значительные массы касситерита.

Возникает естественный вопрос: почему в почти аналогичных экспериментах Грюнера—Лина и Гольдсбери касситерит оказался гораздо более стойким в растворах H_2SO_4 и $H_2SO_4 + Fe_2(SO_4)_3$? Вопрос этот тем более естествен, что и Грюнер—Лин и Гольдсбери обрабатывали тонкий касситеритовый порошок (—100 меш), а Грин — целые и, вероятно, достаточно крупные кристаллы.

Грин сам останавливается на этом загадочном обстоятельстве и объясняет его тем, что боливийский касситерит богат примесями, в частности касситерит из Лалагуа содержит, по его анализу, только 94.06 SnO_2 , а касситерит Рудных гор, использовавшийся в опытах Грюнера—Лина, был очень чистым. Таким образом, Грин предполагает, что наличие примесей в касситерите должно облегчать его растворение. Грин ничем не доказывает свое предположение, являющееся по существу не чем иным, как простой, мало обоснованной «догадкой». Последняя представляется тем более необоснованной, что касситерит Рудных гор лишь условно можно считать «чистым», так как, судя по имеющимся анализам, в состав этого касситерита железо входит в достаточном количестве. К тому же Грин даже не поясняет, о каких примесях идет речь — механических или же присутствующих в касситерите в твердом растворе.

Бойдэлль (Boydell, 1927) с чисто теоретической физико-химической стороны анализирует вопрос о влиянии примесей на растворимость касситерита и приходит к заключению, что вне зависимости от того, имеем ли мы дело с твердым раствором или с механическими примесями, наличие их вряд ли может особенно значительно сказаться на повышении растворимости природной двуокиси олова.

Невольно поэтому возникает вопрос о том, не загрязнены ли были кристаллы касситерита, использованные в опытах Грина, включениями

сульфидов и, прежде всего, сульфостаннатов, столь всегда тесно связанных с касситеритом в боливийских рудах. Наличие примеси этих минералов легко объяснит тогда наблюдавшиеся потери в весе и присутствие в растворах олова, количественно проверенного всего лишь один раз.

Подобное предположение, но уже достаточно обоснованное, возникает и при рассмотрении результатов, полученных в опытах Финка и Мантелля (Fink a. Mantell, 1926). Указанные авторы, в поисках коммерчески выгодного метода извлечения олова из руд и концентратов путем выщелачивания, произвели многочисленную серию экспериментов по растворимости касситерита. Ими обрабатывался боливийский касситеритовый концентрат с содержанием SnO_2 86.2%, причем 10 г подобного концентрата подвергались обработке в течение 6—12 месяцев (с двухнедельной ажитацией) различными растворами, взятыми в количестве 100 см³. В одной серии опытов употреблялся сырой, необоженный и нетолченый концентрат, в другой — истолченный до среднего максимального размера частиц в 0.001 мм, в третьей — нетолченый, но обоженный в течение $\frac{3}{4}$ часа при температуре 900—1100°.

Обработка велась при комнатной температуре и дала такие результаты (табл. 3).

Таблица 9

Результаты эксперимента Финка и Мантелля по растворимости касситерита¹

Характер раствора	Количество растворившегося олова в граммах на литр		
	нетолченый концентрат	тонко истолченный концентрат	нетолченый обоженный концентрат
N/10 $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$	0.25	0.30	0.10
2N H_2SO_4	0.04	0.04	0.03
15% $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 5\%$ NaCl	0.89	0.26	0.70
30% $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 30\%$ $\text{FeSO}_4 \cdot 5\%$ NaCl	0.50	0.52	0.60
N/10 $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	0.03	0.03	0.05

Если пересчитать теперь результаты табл. 3 на проценты от исходного количества касситерита, то окажется, например, что в эксперименте с раствором N/10 $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ в случае тонко истолченного концентрата растворилось 0.44% SnO_2 . Цифра эта, несомненно, очень высокая, и не удивительно, что Финк и Мантелль, резюмируя свои исследования, подчеркивают, что хотя на основании их экспериментов не может быть и речи об экономически интересном методе выщелачивания оловоносных руд, но с геологической точки зрения полученные результаты сильно подкрепляют гипотезу Кэберлина. Стоит привести здесь следующие их замечания:

«Касситерит обычно рассматривается как чрезвычайно инертное и нерастворимое соединение. С химической точки зрения это справедливо; с геологической же касситерит вполне заметно растворим».

¹ В табл. 3 приведена только небольшая часть результатов, полученных Финком и Мантеллем, так как все остальное относится к растворам, в природных условиях не встречающимся и давшим в общем результаты, аналогичные указанным в табл. 3.

«В целом цифры растворимости, полученные для боливийских концентратов, могут считаться весьма большими с чисто геологической точки зрения».

При анализе результатов, полученных Финком и Мантеллем, не следует, однако, забывать того, что исходным материалом для их экспериментов служил боливийский концентрат, содержащий всего лишь 86.2% двуокси олова. Сложность состава и общий характер этого исходного материала хорошо иллюстрирует его анализ, приводимый Финком и Мантеллем (табл. 4).

Таблица 4

Состав концентрата, исследовавшегося Финком и Мантеллем (в %)

SnO_2	Sn	Fe	Sb	As	Cu	Bi	WO_3	SiO_2	Σ
86.2	67.95	4.19	0.04	0.01	0.036	0.296	1.42	1.73	0.28

Если предположить, что вся медь, например, входит в состав станина,¹ то одного лишь «станинового олова» в исходном материале могло быть не менее 0.03%. Кроме того, нельзя ведь исключить и вероятность наличия, пусть в гораздо меньших количествах, других сульфостаннатов. В итоге неизбежно приходишь к заключению, что, вероятно, большая часть олова, перешедшего в раствор в экспериментах Финка и Мантелля, происходит из сульфостаннатов, растворимость коих просто несравнима с растворимостью касситерита (см. ниже).

Какой же вывод можно сделать из всех перечисленных выше экспериментов по растворимости касситерита? Эксперименты эти, несомненно, дали противоречивые результаты, но в то время как эксперименты, так сказать, «позитивные» (Грина и Финка—Мантелля) весьма доступны критике, эксперименты с отрицательными результатами (Гольдсберги и Грюнера—Лина) внушают значительное доверие.

Последнее тем более обосновано, что в практике изучения верхних горизонтов оловянных месторождений ни в одном еще случае не было констатировано вполне доказательных примеров коррозии касситеритовых зерен и кристаллов супергенными растворами. Как уже указывалось, даже в зонах окисления специфически сульфидных месторождений и при окислении, дошедшем до последних стадий, кристаллы касситерита обычно не теряют зеркального блеска своих граней. Подобного рода явления отмечаются во всех почти оловорудных районах и даже в месторождениях Северо-восточной рудной провинции СССР, где растворы зоны окисления отличаются необычайно высокой концентрацией иона SO_3 и др., не было отмечено ни разу признаков коррозии касситеритовых кристаллов. Известные же в литературе сравнительно многочисленные случаи замещения касситерита теми или иными минералами или агрегатами их без исключения связаны с воздействием на касситерит гидротермальных и, скорее всего, щелочных растворов.

Замечательно, что и в практике изучения оловоносных россыпей до сих пор неизвестно сколько-нибудь ярких, убедительных примеров как по растворению, так и по переотложению касситерита. Последнее, т. е.

¹ А для этого предположения есть все основания, так как в боливийских месторождениях другие медьсодержащие минералы пользуются исключительно слабым развитием.

отсутствие данных по новообразованию касситерита в аллювиальных отложениях, представляется даже несколько неожиданным и, возможно, связано с недостаточностью изучения соответствующих явлений. В самом деле, при большой хрупкости касситерита явления разбухания касситеритовых зерен, явления переизмельчения их до размеров коллоидальных частиц, несомненно, имеют самое широкое распространение. Естественно ожидать поэтому возникновения коллоидных растворов олова, в последующей миграции которых вполне возможны местные случайные концентрации, влекущие за собой появление супергенной разности двуокиси олова, в частности, в виде так называемого «деревянистого олова». Последнее нередко и встречается в аллювиальных отложениях, но обычно больше оснований считать это деревянистое олово за гипогенное образование (см. ниже). Стоит отметить, что для самородного золота, относящегося также к группе очень стойких, инертных минералов, явления растворения и переотложения в аллювиальных отложениях доказаны в большом количестве случаев. При этом, по мнению автора, переотложение золота в аллювии наиболее вероятно связано с коллоидальными растворами, возникающими в результате истирания золотин.

Часто упоминавшийся в литературе факт инкрустации (замещения) касситеритом оленьих рогов, находимых в аллювиальных отложениях Корнуолла, категорически отвергается Скривенором (Scrivenor, 1930). Последний указывает, что он тщательно исследовал один из этих рогов (из коллекции Британского музея) и не нашел никакой инкрустации роговой ткани касситеритом. Ошибка же прошлых исследователей состояла в том, что они принимали зернышки касситерита, попавшие механическим путем из аллювия в трещины рогов, за касситерит, отложенный здесь путем замещения. Тот же Скривенор, много лет изучавший Малайскую оловорудную провинцию и некоторые из корнуольских месторождений, резюмирует свои наблюдения по вопросу о растворимости касситерита в условиях зоны выветривания в следующей категорической форме: «Ни в Корнуолле, где я работал в 1902 и 1903 гг., ни в Малайе, где я работаю с 1903 г., я не получил каких-либо данных, которые говорили бы о растворимости касситерита в грунтовых водах; равным образом я не видел образцов деревянистого олова или «иглычатого олова» (Needle Tin), которые нельзя было бы рассматривать или как продукты окисления станнина, или как гипогенное образование» (Scrivenor, 1930).

К чему же, в сущности, сводятся данные, свидетельствующие о значительной (в геологическом смысле) растворимости касситерита в водах приповерхностной циркуляции?

Фактически, если исключить вполне доступные критике результаты экспериментов Грина и Финка—Мантелля (см. выше), то останутся только утверждения Кэберлина, Люиса (Lewis, 1926), Броуна (Brown, 1926) и Альфельда (Ahlfeld, 1927),¹ что в боливийских и частью в австралийских и тасманийских месторождениях налицо вторичное обогащение оловом, связанное с растворением касситерита в верхних горизонтах и переотложением его в нижних. Соответственные утверждения всех этих авторов по существу целиком базировались на том факте, что очень часто богатые окисленные руды сменяются на глубине убогими сульфид-

¹ В дальнейшем Альфельд после обработки своих коллекций, очевидно, нацело отказался от положений, высказанных им в цитированной статье. Во всяком случае, во всех последних его работах нет даже следов тех взглядов, каких он придерживался в 1927 г.

дами и что объяснить различие в содержаниях олова одним остаточным обогащением нельзя. Никаких аргументов минералого-парагенетического и химического характера ни одним из них не приводилось. Зингевальд (Singewald, 1930) обстоятельно разобрал все про и contra теории вторичного обогащения оловом Кэберлина и, по мнению автора, убедительно показал чрезвычайную ее маловероятность.

На основании всего вышеприведенного материала естественно сделать вывод, что в зоне окисления касситерит практически нерастворим даже в геологическом смысле и что во всех соответственных случаях мы должны рассматривать природную двуокись олова как весьма инертное соединение. Вывод этот, находящий чрезвычайно сильное подтверждение в факте специфической концентрации касситерита в россыпях, вряд ли нуждается в дальнейших комментариях.

Б. ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЙ СТАННИНА В УСЛОВИЯХ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Ввиду того, что среди всех сульфостаннатов станнин один пользуется широким распространением и в единичных месторождениях обуславливает даже промышленные концентрации олова, удобнее будет рассмотреть его отдельно от других сульфостаннатов.

Данные относительно характера изменения станнина в зоне окисления и относительно продуктов, при этом возникающих, чрезвычайно скудны и часто неверны.¹ Скудны, если не сказать больше, и соответственные экспериментальные данные. Между тем, как будет видно ниже, в пределах зоны выветривания олово сульфостаннатов и, прежде всего, олова станнина ведет себя чрезвычайно своеобразно и, можно сказать, неожиданно.

По единичным экспериментам станнин представляется более стойким, чем другие сульфостаннаты.¹ Так, Грин (Greene, 1926), обрабатывая в течение одного часа тонкоизмельченные станнин, франкеит, тиллит и цилиндрит горячей разбавленной соляной кислотой (33% HCl), получил результаты, приведенные в табл. 5, в которой для сравнения даны и соответственные цифры для касситерита.

Таблица 5
Результаты обработки соляной кислотой некоторых боливийских минералов

Минералы	Количество олова в минерале, %	Количество олова, перешедшего в раствор, в % от всего олова в минерале
Станнин	34,19 ²	26,08
Тиллит	29,42	74,29
Франкеит	13,91	100,00
Цилиндрит	11,89	100,00
Касситерит	75,96	0,20

Значительная устойчивость станнина демонстрируется и опытами Грюнера—Лина (Grüner и Lin, 1926). Условия опытов были абсолютно иден-

¹ В условиях зоны окисления это предположение как будто бы не подтверждается (см. ниже).

² Цифра содержания олова в станнине вызывает сомнения — она слишком велика.

тичны условиям опытов с касситеритом, описанным выше. Поэтому здесь достаточно ограничиться таблицей, резюмирующей эксперименты Грюнера—Лина в растворах различного состава (см. табл. 6).

Таблица 6

Растворимость станнина в разбавленных кислых и карбонатных растворах

Количество и характер раствора, см ³	Количество олова, перешедшего в раствор, в частях на миллион частей раствора
50 N/20 H ₂ SO ₄	5
25 N/20 H ₂ SO ₄ + 25 см ³ N/20 Fe ₂ (SO ₄) ₃ ¹	8
25 N/20 H ₂ SO ₄ + 25 см ³ N/20 FeSO ₄ ²	2
50 N/20 HCl	20
25 N/20 HCl + 25 см ³ N/20 H ₂ SO ₄	15
25 N/20 HCl + 25 см ³ N/20 Fe ₂ (SO ₄) ₃ ¹	2
25 N/20 HCl + 25 см ³ N/20 FeSO ₄ ²	слабые следы
50 N/20 Na ₂ CO ₃	нет

В природных условиях в зоне окисления, судя по немногочисленным наблюдениям, станнин сравнительно быстро окисляется. Так, по данным Альфельда (Ahlfeld, 1930), в боливийских месторождениях станнин окисляется более быстро, чем пирит, но медленнее, чем пирротин. По наблюдениям же автора на Эге-Хайском месторождении, станнин по скорости окисления может быть поставлен наряду с халькопиритом, к которому, кстати сказать, он необычайно близок и во многих других отношениях. Сказанным и ограничиваются все данные о скорости разложения станнина в условиях зоны окисления.

Еще более скудны, пожалуй, данные о тех продуктах, какие возникают при разложении станнина в зоне окисления.

В свое время автором настоящей статьи процесс окисления станнина гипотетически изображался в виде такой схемы (Смирнов, 1936):



Предполагалось при этом, что образующаяся при подобном ходе окисления метаоловянная кислота дает коллоидный раствор, быстро коагулирующийся теми или иными электролитами, и что гель H₂SnO₃ при последующей дегидратации дает супергенный касситерит. Иначе говоря, предполагалось, что в результате окисления станнина возникают те или иные кислородные соединения меди и железа, частью фиксирующиеся на месте, частью выщелачиваемые, и, кроме того, образуется супергенный касситерит, связывающий все олово, заключенное в станине. Вопрос о том, мигрирует ли в подобных условиях олово, хотя бы в коллоидном растворе, подробно не рассматривался, но скорее решался отрицательно.

Примерно аналогичные соображения относительно хода разложения станнина в зоне окисления высказывал и Альфельд (Ahlfeld, 1930), отмечая, что «в результате окисления станнина возникает землистый черный ковеллин и касситерит. Ковеллин в дальнейшем дает начало сульфату меди и выщелачивается. На месте же станнина остается пористый, по-

¹ Раствор был приготовлен растворением 2,5 г Fe₂(SO₄)₃ в литре N/20 H₂SO₄.

² Раствор был приготовлен растворением 3,8 г FeSO₄ в литре N/20 H₂SO₄.

рошковатый касситерит (не деревянистое олово). Нисходящих олово-содержащих растворов при этом не образуется. Все олово станнина фиксируется на месте в виде супергенного касситерита».

В настоящее время, когда автору удалось ознакомиться с работой Хидена (Haden, 1893) и появились кое-какие данные относительно окисленных хотон-хайских руд (Северо-восточная Якутия), можно внести серьезные коррективы в прежние представления о процессе окисления станнина.

Особенно любопытны приводимые Хиденом¹ сведения, являющиеся по существу единственными и заслуживающими потому самого подробного рассмотрения. Хиденом изучены были, к сожалению без применения оптических исследований, продукты окисления станнина из Пирлесс-Майн (по соседству с Этта-Майн, Блэк Хилл, Дакота) и из самого месторождения Этта-Майн. В распоряжении Хидена имелся совершенно ограниченный материал — всего по одному небольшому штуфу из каждого месторождения.

Особенно характерен был штуф из Пирлесс-Майн, макроскопически представлявший следующее.

Центральная часть штуфа состояла из остатков неразложившегося еще станнина, заключенного в массу вторичного минерала (?),² имевшего плотную текстуру и окраску от медно-зеленой до зеленовато-черной. Этот вторичный минерал (?), являющийся, очевидно, несомненным первым продуктом окисления станнина, имел неровный, до полураковистого излом и стеклянный блеск в участках зеленого цвета.

Ближе к внешним частям штуфа и текстура и окраска вторичного продукта постепенно менялись, и самые наружные части имели уже землистую текстуру и цвет от грязнозеленого до коричнево-желтого. Вдобавок ко всему этому как центральные, так, в особенности, и внешние части штуфа прорезались бесчисленной серией тончайших прожилков («просечек»), внутренние части которых были сложены землистым веществом белого цвета, представлявшим, по Хидену, слегка загрязненную двуокись олова.

По этому описанию можно составить себе такое представление. Станнин в первую очередь замещался каким-то минералом (?) зеленого цвета,³ в свою очередь замещавшимся порошковатым супергенным касситеритом.

Штуф из Этта-Майн был вполне аналогичен только что описанному штуфу из Пирлесс-Майн, но станнин в нем замечен не был.

Химический анализ обоих штуфов, произведенный Хиденом в различное время и различными методами, показал следующее.

Материал из Этта-Майн после вычета 9.84% жильных минералов, в данном случае состоявших из кварца и полевого шпата, дал результаты, изображенные в табл. 7.

Материал из Пирлесс-Майн перед анализом был полностью освобожден от станнина, анализировавшегося отдельно, затем высушен при

¹ По необъяснимой случайности чрезвычайно интересные данные Хидена были пропущены всеми участниками обширной дискуссии 1926—1930 гг. по вопросу о вторичном обогащении оловом. В дальнейшем один из участников этой дискуссии, а именно Альфельд, сделал ссылку на эту работу, но в связи с совершенно второстепенным вопросом (Ahlfeld, 1932).

² Возможно, что это был не один минерал, а смесь нескольких минералов.

³ Можно думать, что участки зеленовато-черного цвета, встречающиеся в центральной части штуфа, являлись не чем иным, как смесью минерала (?) зеленого цвета с мельчайшими зернышками еще не окисленного станнина.

Таблица 7

Химический состав продуктов окисления станнина из Этта-Майн (в %)

CuO	12.53	Sb ₂ O ₅	следы
ZnO	следы	SO ₃	»
Fe ₂ O ₃	8.94	H ₂ O	13.87
SnO ₂	64.33		
		Сумма	99.67

температуре 100°, причем потерял 5.06%. Далее этот материал был обработан соляной кислотой,¹ и затем солянокислая вытяжка и нерастворимый остаток были анализированы отдельно, со следующими результатами (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав продуктов окисления станнина из Пирлесс-Майн (в %)

CuO	8.20	} 84.65% — растворимые в HCl
ZnO, CdO	0.51	
Fe ₂ O ₃	11.85	
SnO ₂	46.07	
Sb ₂ O ₅	следы	
SO ₃	следы	
Потеря при прок.	8.20	
Жильные минералы	1.68	} 14.64% — нерастворимые в HCl
SnO ₂	12.96	
Общая сумма	99.29	

В этом анализе самым замечательным, несомненно, является факт неожиданно большого количества олова, перешедшего в солянокислый раствор.² Хиден кстати отмечает, что солянокислый раствор не показывал реакции на закисное железо даже после кипячения и что, следовательно, олово присутствует в растворе в окисной форме.

В интерпретации анализа табл. 8 Хиден исходит из предположения, что 12.96% SnO₂, не растворимого в соляной кислоте, происходит из той землистой, беловатого цвета двуокиси олова, которая, как указывалось выше, многочисленной серией тончайших просечек прорезает зеленый минерал (?), являющийся главной составной частью штуфа из Пирлесс-Майн. В связи с этим состав зеленого минерала (?) Хиден рассчитывает, беря только порцию, растворимую в соляной кислоте, что при пересчете на 100% дает следующее (табл. 9).

Таблица 9

Состав солянокислой вытяжки, пересчитанный на 100%

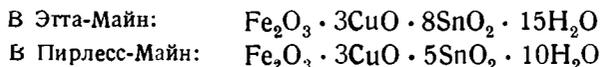
CuO	21.34	SnO ₂	54.40
ZnO, CdO	0.60	H ₂ O	9.68
Fe ₂ O ₃	13.98		
		Сумма	100.00

Расчет молекулярных соотношений, исходя из этих цифр, дает Fe₂O₃ . 3CuO . 4SnO₂ . 6H₂O.

¹ О концентрации кислоты, а равным образом и о температуре, при коей производилось растворение, Хиден не приводит никаких данных.

² Аналогичный факт отмечался еще в 1887 г. Гентом, который, исследуя оловянную руду из Сан-Антонио, заметил, что часть SnO₂, а именно 3.86% от веса руды, растворима в соляной кислоте (см. Headen, 1893).

Если же рассчитать на молекулярные соотношения анализ образца из Этта-Майн и анализ образца из Пирлесс-Майн, включая в последний и 5.06% воды, удаленной просушиванием при температуре 100°, а также включая и нерастворимую в соляной кислоте SnO_2 , то получим следующие формулы для смеси минералов, заместивших станнин:



Как видно, составы этих двух продуктов сравнительно близки.

Главный интерес, однако, представляют, конечно, не эти формулы, а состав солянокислой вытяжки. Много оснований думать, что Хиден прав, считая, что растворяется целиком зеленый минерал (?), а в остаток переходит землистый белый супергенный касситерит и что, следовательно, формула $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CuO} \cdot 4\text{SnO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ отвечает составу зеленого минерала (?).

Минерал это или смесь минералов, сказать с полной определенностью без оптических и иных исследований, разумеется, невозможно. Судя по детальному описанию Хидена, скорее все же это минерал, а не агрегат различных минералов. Более или менее однообразный цвет — зеленый, более или менее одинаковый излом — полураковистый, однообразный стеклянный блеск и т. п., — все это больше говорит за минерал, нежели за агрегат.

Приняв эту гипотезу, следует, очевидно, считать, что зеленый минерал представляет сложный станнат железа и меди.

Если теперь верно другое, высказанное выше, предположение, а именно, что станнин сначала замещается зеленым минералом, а последний в свою очередь землистым касситеритом, то последовательную смену твердых фаз при окислении станнина в данном случае можно представить так:



Об общей же картине окисления станнина можно составить себе представление, обратившись к соответственным анализам.

Станнин из Пирлесс-Майн, по анализу Хидена, имеет такой состав (табл. 10).

Таблица 10

Анализ станнина из Пирлесс-Майн

Cu	29.51	Sb	следы
Zn	8.71	Sn	24.08
Cd	0.33	S	28.26
Fe	7.45	Нераств. остаток .	1.51
Сумма . .			100.15
Уд. вес			4.534

С этим-то анализом и следует сопоставить результаты анализа зеленого минерала (солянокислой вытяжки), помещенные в табл. 9.

Составить полный баланс потерь и добавок при замещении станнина зеленым минералом, к сожалению, нельзя, так как удельный вес зеленого минерала неизвестен. Хиден приводит, правда, определения удельного веса для образца из Пирлесс-Майн, давшие для двух различных участков штуфа цифры в 3.312 и 3.374. Однако эти цифры отно-

сятся к смеси зеленого минерала с другими минералами, в частности к смеси его с супергенным касситеритом; кроме того, мы не знаем ведь объемного веса, необходимого для соответственных сравнений.

В порядке грубой прикидки можно принять объемный вес зеленого минерала за 2.75—3.00. В этом случае, приняв для станнина за объемный вес цифру в 4.5, можно считать, что при замещении по принципу равных объемов 1 см³ станнина таковым же объемом зеленого минерала происходят следующие потери и добавки.

Вся сера станнина удаляется в форме сульфатов и серной кислоты. Место ее занимает полностью кислород.

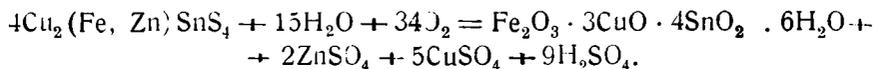
Все олово остается на месте, входя целиком в состав зеленого минерала.

Железо в основном остается, но зато цинк (изоморфно замещающий железо в станине) удаляется почти целиком.

Более половины меди — 0.84 г из 1.35 г — удаляется.

Происходят большие добавки кислорода и воды.

Схематически процесс окисления на этой стадии и в этих условиях можно изобразить таким образом:



Показано, как видно, водяно-воздушное окисление станнина. Сделано это на том основании, что и в Этта-Майн и в Пирлесс-Майн станин встречается в грейзенизированном пегматите, вовсе почти лишенном сульфидов, и, следовательно, окисление происходит почти что в нейтральной обстановке.

В дальнейшем, на второй стадии разложения, зеленый минерал гипотетического состава $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CuO} \cdot 4\text{SnO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, являющийся, очевидно, крайне неустойчивым, при обработке обычными грунтовыми водами претерпевает изменения, в результате которых на месте его возникает землистый супергенный касситерит, а железо и в особенности медь выщелачиваются в виде тех или иных соединений. Коричнево-желтая окраска внешних частей штуфа, в которых разложение зашло значительно дальше, чем в центральных, скорее всего и обусловлена выпавшим здесь гидратом окиси железа — лимонитом.

Такова гипотетическая картина окисления станнина в условиях Этта-Майн и Пирлесс-Майн, укладываемая в схему: станин — станнат (?) железа и меди¹ — касситерит.

Все олово, в конечном счете, остается на месте, все остальное выносятся или, вернее, может быть вынесено.

Верна или не верна эта гипотетическая схема, в конце концов не так уже важно. Важно другое, не подлежащее уже никакому сомнению обстоятельство, а именно: в рассматриваемых условиях на одной из ранних стадий окисления станнина образуются какие-то оловосодержащие соединения, растворимые в соляной кислоте и, возможно, растворимые и в других минеральных кислотах, в частности в серной.

Возникает естественный вопрос: как происходит изменение станнина в условиях, типичных для обычных зон окисления сульфидных месторождений, т. е. в условиях обильного снабжения серной кислотой и окисным железным сульфатом? Образуются ли и в этих условиях легко растворимые в соляной кислоте оловосодержащие соединения?

¹ Или смесь различных станнатов.

Не имея соответственных фактических данных, трудно ответить на этот вопрос с полной определенностью. Больше оснований, однако, думать, что не будет никаких принципиальных различий между окислением станнина в нейтральной кварцево-полевошпатовой среде (случай Этта-Майн и Пирлесс-Майн) и окислением его в среде специфически сульфидной. Очевидно, что вынос отдельных металлов в этом последнем случае будет совершаться быстрее, но вряд ли серноокислотная и сульфатная обстановка создадут какие-то запретные условия для образования растворимых в кислотах оловосодержащих продуктов. Не следует ведь забывать, что в центральных частях сплошных станниновых скоплений и Этта-Майн, и Пирлесс-Майн условия окисления ничем, по существу, не отличались от соответственных условий окисления специфически сульфидного материала.

В связи с поставленным только что вопросом значительный интерес вызывают результаты исследований Ю. Н. Книпович и Р. Э. Квятковским¹ окисленных руд Хотон-Хайского месторождения (Яна-Адычанский район Северо-восточной Якутии).

Руды эти до последнего еще времени составляют своего рода загадку, правда почти уже разгаданную.

Представлены они резко и универсально окисленным материалом,² состоящим в основном из кварца и лимонита, с небольшой примесью турмалина, скородита и серицита. Судя по анализу (см. ниже), присутствуют и еще какие-то минералы, содержащие медь, висмут и т. п., но минералы эти при исследованиях Р. Э. Квятковского обнаружены не были. Из оловосодержащих минералов был констатирован только касситерит, но в количествах совершенно ничтожных, в малой лишь доле оправдывающий сравнительно высокое (в среднем около 2%) и сравнительно ровное содержание олова. Макроскопически руды вовсе не содержат касситерита. Под микроскопом же при сильном увеличении в очень редких случаях удавалось заметить чрезвычайно мелкие (обычно меньше 0.01 мм) касситеритовые зерна и агрегаты их. В одном случае было обнаружено и крупное (свыше 1.0 мм) зерно касситерита.

В общем можно сказать, что если по результатам макроскопического изучения руды эти следовало считать за вовсе не содержащие олова, то после исследования шлифов оловоносность могла быть оцениваема максимум в 0.10—0.15%. Между тем химические анализы единообразно показывали неплохие содержания олова, обычно свыше 1.5%, в отдельных случаях поднимавшиеся до 4.0—5.0%.

На этой стадии изучения автором настоящей статьи было высказано предположение, что первичные руды Хотон-Хая имеют специфически кварцево-пирротиновый состав и что основным первичным оловосодержащим минералом является станнин, наряду с которым руды несут совершенно ничтожную примесь касситерита. «Невидимость» оловосодержащих минералов объяснялась автором тем, что станнин в зоне окисления дал начало тонкодисперсному касситериту, распыленному в массе лимонита и потому в подавляющем большинстве случаев не диагностируемому. Вместе с тем, имея в виду данные Хидена, было предложено произвести обработку руды соляной и серной кислотами.

¹ Р. Э. Квятковский произвел минералого-оптические исследования руд, а вся химическая часть была исполнена Ю. Н. Книпович.

² Все имевшиеся для изучения образцы и пробы взяты были из канав. Других, более глубоких выработок на месторождении проведено не было.

Эти исследования производились во ВСЕГЕИ Ю. Н. Книпович, с разрешения которой ниже и приводятся отдельные наиболее важные результаты проделанной работы.¹

Исследованию подверглась одна из наиболее богатых задирковых проб, показавшая по анализу следующий состав (табл. 11).

Таблица 11

Химический состав пробы № 23 из канавы № 21, проведенной по северо-восточной жиле первой рудной зоны Хотон-Хайского месторождения

CuO	0.40	As ₂ O ₃	1.46
PbO	0.25	SO ₃	1.33
ZnO	нет	S	0.04
Fe ₂ O ₃	35.24	SiO ₂	40.30
SnO ₂	6.32	Потеря при прок.	9.90
Sb	0.01		
Bi ₂ O ₃	0.19	Сумма . .	95.44

При обработке этой пробы (измельченной до 100 меш) в течение часа крепкой соляной кислотой (1:1, т. е. примерно 20%-й), нагретой почти до кипения, в раствор перешло 69.11% всего олова.

Еще более интересными оказались результаты обработки пробы слабой серной кислотой. В соответствующих опытах навеска руды в 1 грамм обрабатывалась в течение 10 и 20 суток на холоду 100 см³ серной кислоты, концентрацией в 0.1 N и 0.5 N, причем растворы изредка перемешивались. При этом были получены такие результаты (см. таблицу 12).

Таблица 12

№ опытов	Концентрация кислоты	Продолжительность опыта	Олово в растворе	
			% к навеске руды	% ко всему олову
1	0.1 N	10 дней	0.08	1.60
2	0.5 N	10 дней	0.09	1.80
3	0.1 N	20 дней	0.14	2.85

Ю. Н. Книпович предполагает, что олово в пробе заключается главным образом в соединениях типа гидратов² и отмечает, в частности, что «преобладающая часть олова, очевидно, находится не в виде безводной двуокиси и даже не в форме метаоловянной кислоты, о чем свидетельствует высокая его растворимость. Нахождение же олова в руде в виде станнатов едва ли вероятно, так как станнаты вообще весьма нестойки»

Изложенные только что результаты экспериментов Ю. Н. Книпович нельзя не признать исключительно важными. Применявшиеся в одной из серий этих экспериментов децинормальные растворы серной кислоты принципиально чрезвычайно близки к растворам, нередко циркулирую-

¹ Приводимые ниже сведения извлечены из рукописной статьи Ю. Н. Книпович «Некоторые данные о растворимости олова окисленных руд в кислых растворах» (1941).

² Известно ведь, что такой, например, гидрат, как Sn(OH)₄ или SnO₂ · 2H₂O, прекрасно растворим в минеральных кислотах.

шим в зоне окисления сульфидных месторождений. И если в течение каких-то 20 суток и при комнатной температуре подобными растворами было извлечено около 3% всего олова, то нетрудно себе представить, какие количества олова могут быть перемещены в длительные сроки развития зоны окисления.

Следует сразу же подчеркнуть, что речь идет здесь об олове, связанном с продуктами окисления станнина (или других сульфостаннатов). Правда, с полной уверенностью мы не можем еще сказать, что первичный оловосодержащий минерал хотон-хайских руд представляет именно станнин. Но большие аналогии в поведении олова хотон-хайских руд в отношении кислот с оловом, связанным, несомненно, со станнином (данные Хидена), наличие затем меди и, наконец, общегеологические данные по району, — все это весьма определенно говорит за то, что в хотон-хайских рудах основным, первичным оловосодержащим минералом является станнин.

В связи с данными Хидена и Книпович вполне понятными становятся результаты анализов рудничных вод Лалагуа (Боливия), произведенных Грином (Greene, 1926). Последний в трех анализах этих вод обнаружил такие содержания олова: 19.4 мг/л, 145.8 мг/л, 180.9 мг/л. Подобные содержания можно рассматривать как вполне нормальные, так как в Лалагуа руды несут немало станнина и, кроме того, весьма богаты марказитом и пирротинном.

Весь материал, изложенный выше по вопросу об окислении станнина и о продуктах, при этом образующихся, можно резюмировать в следующих положениях, являющихся, конечно, еще весьма предварительными:

1) Станнин по скорости окисляемости принадлежит, так сказать, к «средней группе», окисляясь, примерно, с такой же скоростью, как и халькопирит.

2) При окислении станнина железо и медь частично выщелачиваются (вплоть до полного выноса), частично остаются на месте в виде тех или иных кислородных соединений. Степень выноса этих металлов, а равным образом и характер минералов, при этом возникающих, зависят от кислотности растворов и других чисто местных условий. Много данных предполагать, что по крайней мере часть железа и меди в ранние стадии разложения станнина фиксируется в виде сложных станнатов железа и меди, сравнительно неустойчивых и в дальнейшем дающих начало супергенному касситериту.

3) Олово, заключающееся в станнине, в основной своей части переходит в процессе окисления в какие-то соединения, из которых легко извлекается в раствор минеральными кислотами, в том числе и серной кислотой. О характере этих соединений пока еще можно делать лишь догадки. Так, уже указывалось (см. пункт 2), что есть основания рассматривать эти соединения как сложные станнаты. Равным образом нельзя исключить возможность образования гидратов SnO_2 или каких-либо других соединений.

4) При окислении станнина в условиях циркуляции нейтральных или слабо щелочных (бикарбонатных) растворов, т. е. при окислении бессульфидных руд, все олово скорее всего остается на месте, в конечном счете фиксируясь в виде супергенного касситерита. При окислении же станнина в условиях циркуляции кислотных растворов, т. е. в зоне окисления сульфидных месторождений, та или иная часть станнинового олова может быть вынесена и перетолжена. Легко представить себе и такие условия, при которых все олово, заключенное в станнине, может быть транспортировано из пункта его первоначального нахождения.

5) Не подлежит сомнению, что в зоне окисления сульфидных месторождений, богатых станнином, могут иметь место значительные изменения в первичном, так сказать, распределении олова в пространстве. Одни участки могут быть обеднены, другие, наоборот, обогащены по сравнению с тем, что имело место до окисления.

Перечисленные особенности процесса окисления станнина и продуктов, при этом возникающих, заставляют сразу же сделать два практически важных вывода:

1) Необходимо быть осторожным с предварительной обработкой кислотой оловосодержащих проб перед их анализом. В случае наличия в пробе продуктов окисления станнина возможны, очевидно, значительные потери.

2) При оценке тех или иных оловосодержащих сульфидных месторождений по результатам анализов проб, взятых из зоны окисления, необходимо помнить, какие значительные перераспределения олова могут происходить в результате процессов окисления, если первичные руды богаты станнином.

В заключение необходимо сказать несколько слов о той супергенной двуокиси олова, которая, несомненно, возникает при окислении станнина, или, вернее, при последующем разложении продуктов окисления станнина. Существует мнение, что эта супергенная двуокись олова, связанная со станнином, преимущественно представлена деревянистым оловом. Однако по сведениям, имеющимся в распоряжении автора, вполне достоверных фактических данных, подтверждающих это мнение, в литературе нет. Более того, во всех тех немногочисленных случаях, когда связь супергенной двуокиси олова со станнином была твердо установлена, наблюдалось не деревянистое олово, а тонкодисперсный, обычно порошокватый касситерит.

Данные Хидена по этому вопросу уже приводились выше. Вполне согласны с ними и наблюдения Альфельда над продуктами окисления станнина в боливийских месторождениях. Альфельд (Ahlfeld, 1932) указывает, что в результате окисления станнина возникают пористые и землистые агрегации, не показывающие никаких коллоидных текстур и состоящие из крайне тонких зерен касситерита неопределенного облика. Окраска этих скоплений супергенного касситерита по большей части светложелтая. Деревянистое олово, весьма часто встречающееся в боливийских месторождениях, Альфельд считает, и с достаточными, надо сказать, основаниями, за гипогенное образование. Не было встречено деревянистого олова и автором при изучении окисленных руд целого ряда якутских месторождений, среди которых отдельные несут, наряду с касситеритом, и станнин.

В то же время, имея в виду, что при окислении станнина возникают соединения, легко отдающие олово в кислые растворы, естественно предполагать, что в зонах окисления с их специфическими физико-химическими условиями возможно и появление деревянистого олова.

В. ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ ДРУГИХ СУЛЬФОСТАННАТОВ (ПОМИМО СТАННИНА) В УСЛОВИЯХ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

В силу чрезвычайной редкости сульфостаннатов (исключая станнин) наблюдения над характером изменения их в зоне окисления крайне скудны.

Все соответственные данные в сущности ограничиваются следующими наблюдениями Альфельда, Тэрнера и Герценберга. Альфельд (Ahlfeld,

1932) указывает, что в результате окисления франкеита, цилиндрита и тиллита образуется тонко-порошковатый, землистый супергенный касситерит, вполне идентичный тому, какой возникает при окислении станнина. Наряду с супергенным касситеритом в числе продуктов окисления констатируются также те или иные кислородные соединения свинца и сурьмы.

Относительно скорости окисления этих сульфостаннатов Альфельд в другой статье (Ahlfeld, 1930) отмечает, что наиболее легко окисляется тиллит, вероятно вследствие наличия прекрасной базальной спайности. Цилиндрит же и франкеит значительно более стойки и очень часто даже на выходах не показывают признаков окисления.

Тэрнер и Джибсон (Turneaure a. Gibson, 1945) наоборот подчеркивают большую устойчивость тиллита в зоне окисления изученного ими небольшого месторождения Каргуаиколло (Боливия), примечательного тем, что тиллит здесь является главным рудным минералом. По данным этих авторов, тиллит значительно более стоек против окисления, чем все другие сопровождающие его сульфиды — сфалерит, вортцит, франкеит и др. Они указывают, что даже в почти нацело окисленных рудах видны еще остатки табличек и пластинок тиллита. Замещается тиллит вдоль трещин спайности главным образом англезитом, ярозитом, плюмбоярозитом и чрезвычайно тонкозернистым бледножелтым касситеритом.

Крайне интересны затем данные Герценберга (Herzenberg, 1942) о продуктах окисления тиллита в месторождении Ичуколло (Боливия). В зоне окисления этого месторождения тиллит псевдоморфно замещается землистым агрегатом гохшильдита — $Pb SnO_3 \cdot nH_2O$ ($n = 5-6$), нового минерала, впервые здесь установленного.¹

На основании этих наблюдений и по аналогии со станнином можно предполагать, что олово рассматриваемых сульфостаннатов при их окислении фиксируется вначале в виде тех же, ближе еще не определенных соединений — станнатов, гидратов и т. п., какие указывались выше для станнина, и что только уже в дальнейшем, при распаде этих, так сказать, промежуточных продуктов, появляется супергенный касситерит.

Иначе говоря, вполне вероятно, что и при окислении цилиндрита, франкеита и тиллита могут возникать кислые оловосодержащие растворы.

2. ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-ПЕГМАТИТОВЫХ И КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Руды месторождений обоих указанных типов являются бессульфидными или малосульфидными. Как правило, затем их рудная масса состоит преимущественно из минералов, очень трудно выщелачиваемых в условиях зоны выветривания. В связи с этим вопрос об остаточном обогащении оловом в зонах окисления подобных месторождений всегда почти решается отрицательно, и результаты опробования руд в поверхностных выработках столь же малоценны, как и результаты опробования более глубоких горизонтов. Исключением могут служить место-

¹ Формула гохшильдита получена по расчету анализа сильно загрязненного примесями материала. И очевидно, что твердость установления этого минерала еще не велика.

рождения, богатые такими легко выщелачиваемыми минералами, как карбонаты и т. п.

Известное внимание затем должно быть обращено и на случаи, когда касситерит в силу тех или иных причин столь трещиноват или даже дезинтегрирован, что может на выходах суспензироваться (вымываться) водами приповерхностной циркуляции. При всей редкости таких случаев все же необходимо тщательно присматриваться ко всем пустотам, встречающимся в рудном материале.

Особого упоминания заслуживают случаи касситеритово-пегматитовых и касситеритово-кварцевых месторождений, несущих наряду с касситеритом и станнин. Известно ведь, что, например, касситеритово-пегматитовое месторождение Фабулоза (Северная Боливия) относительно богато станнином. Встречается последний и в оловоносных пегматитах Блэк-Хилла, касситеритово-кварцевых жилах Рудных гор (Саксония) и т. п. Очевидно, что, имея в виду эти случаи, пустоты и в особенности охристые и т. п. вторичные образования должно соответственным образом оценивать.

В общем же вопрос о зоне окисления рассматриваемых месторождений с точки зрения олова почти всегда практически мало интересен.

3. ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Совершенно разное поведение в зоне окисления касситерита и станнина заставляет раздельно рассмотреть два случая окисления касситеритово-сульфидных месторождений, а именно следующие:

1) Случай окисления касситеритово-сульфидного месторождения, главным оловосодержащим минералом которого является касситерит; станнин или какие-либо другие сульфостаннаты играют лишь роль мало-значительной примеси.

2) Случай окисления касситеритово-сульфидного месторождения, в котором наряду с касситеритом в значительных количествах встречается станнин, иногда даже резко преобладающий над касситеритом.

Вряд ли нужно напоминать, что первый случай наиболее распространен, наиболее важен.

А. ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, БЕДНЫХ СУЛЬФОСТАННАТАМИ

В касситеритово-сульфидных месторождениях, помимо касситерита, кварца и других устойчивых в приповерхностных условиях минералов, всегда или почти всегда встречается значительное количество сульфидов, как правило легко выщелачиваемых в процессе окисления. В особенности это относится к пирротину, столь частому минералу касситеритово-сульфидных месторождений.

Кроме сульфидов в этих же месторождениях весьма нередки карбонаты, в частности кальцит, еще более легко выщелачиваемые в условиях зоны окисления, чем сульфиды. А так как касситерит, как уже подробно излагалось выше, является минералом чрезвычайно устойчивым и практически даже в зонах окисления специфически сульфидных месторождений не подвергается каким-либо изменениям, то естественно, что окисленные руды могут обогащаться касситеритом, по сравнению с первичными рудами, за счет выноса других, более подвижных соеди-

нений. И это обогащение будет тем значительнее, чем сильнее прошло выщелачивание зоны окисления. Иначе говоря, остаточное обогащение касситеритом окисленных руд будет наиболее ярко выражено в зонах окисления, достигших поздних, конечных стадий развития. В рудах, слабо окисленных или полуокисленных, эффект такого обогащения может быть совершенно незначительным или даже вовсе ничтожным.

Насколько велико может быть остаточное обогащение, показывают случаи образования в зоне окисления чрезвычайно богатых оловом руд включительно до почти чистого «касситеритового песка», возникших за счет окисления и выщелачивания сплошных пирротиновых руд, специфически кальцитовых и т. п., первоначально заключавших невысокие или даже умеренные содержания олова. Подобные случаи отмечались, например, в Восточной жиле Хапчерангинского месторождения и известны из целого ряда боливийских. Такие случаи, однако, являются исключениями, и если и встречаются, то только в отдельных участках тех или иных рудных тел, подвергшихся окислению и выщелачиванию.

В общем же, рядовом случае даже в зонах окисления, достигших поздних стадий развития, эффект остаточного обогащения может дать повышение содержания в окисленных рудах, по сравнению с первичными, максимум в $1\frac{1}{2}$ —2 раза, обычно же меньше.

Что это именно так, показывают следующие элементарные соображения.

При остаточном обогащении, не усложненном какими-либо другими побочными явлениями (см. ниже), количество олова, заключенное в единице объема окисленной руды, будет тем же самым, что было в этой же единице объема рудной массы до окисления. Отсюда следует, что содержание олова в окисленной руде будет во столько раз выше содержания олова в изначальном первичном рудном минерале, во сколько раз меньше объемный вес окисленной руды объемного веса первичной. Теперь, если взять средний случай касситеритово-сульфидного месторождения, то найдем, что мы встретимся с объемным весом первичного рудного материала, выражающимся цифрами порядка 3.0—3.5. Объемный же вес резко окисленных руд, возникших из этого материала, будет определяться цифрами порядка 1.8—2.5. Следовательно, соотношение содержания олова в окисленных и первичных рудах в рассматриваемом случае будет равно

$$\frac{3.0 - 3.5}{1.8 - 2.5}, \text{ т. е. примерно } 1.25 - 1.50.$$

Совершенно очевидно, что в практике разведки и оценки касситеритово-сульфидных месторождений каждый раз необходимо, после тщательного исследования соотношения объемных весов, вводить соответственные поправки в результаты отпробования окисленных руд и только уже после этого производить интерполяцию на глубину.

При такой интерполяции, конечно, следует помнить, что, как и во всех аналогичных случаях, мы вводим большую условность, предполагая, что содержание первичных руд верхних горизонтов, ныне окисленных, сохраняется и на нижних горизонтах, для которых и производится интерполяция. В разбираемом случае об этой условности в особенности следует помнить, так как большинство касситеритово-сульфидных месторождений несет яркие признаки телескопированных месторождений и не обладает, как правило, достаточной устойчивостью в глубину. Подобная неустойчивость, естественно, наиболее отчетливо сказывается на некрупных рудных телах.

Автору кажется, что именно этой неустойчивостью обусловлены отдельные ошибки при оценке более глубоких горизонтов помощью интерполяции результатов опробования или эксплуатации верхних частей месторождения. И, скорее всего, именно этим же недоучетом неустойчивости обусловлено и возникновение теории Кэберлина об «истинном» вторичном обогащении оловом в касситеритсодержащих месторождениях.

Более подробно об этом будет сказано ниже, сейчас же необходимо разобрать значение другого фактора, влияющего на изменение содержания олова в окисленных рудах по сравнению с первичными. Общеизвестно, что золото, а равным образом и другие минералы с большим удельным весом могут, так сказать, «просеиваться» через массу рыхлого, сыпучего материала, сложенного минералами меньшего удельного веса. Стоит вспомнить передвижение золотинок в массе водоносного аллювия, чтобы представить себе соответственные явления.

Насколько в действительности велика эта способность золота к перемещению в нижние горизонты аллювиальных и рыхлых отложений, показывает тот факт, что в россыпях, в которых плотиком являются сильно трещиноватые сланцы, золото концентрируется не только в пласте — нижнем горизонте аллювия, но в значительной, а иногда и преобладающей части и в трещинах сланца. Нередко при этом золотины опускаются на метр и более по трещинам плотика, заполненным рыхлым материалом.

У касситерита, имеющего удельный вес почти в три раза меньший чем у золота, эта способность к просеиванию вниз через массу рыхлого материала, разумеется, выражена гораздо слабее. Но что она в действительности есть, показывает хотя бы факт концентрации касситерита в аллювиальных отложениях. Нельзя сомневаться, что и в зоне окисления в подходящих условиях в участках с рыхлым и сыпучим материалом, спорадически или периодически пропитываемым грунтовыми водами, касситерит может опускаться, создавая тем самым местные обогащенные и обедненные участки. Легко представить себе, однако, что подобное — назовем его гравитационным — обогащение касситеритом не может иметь сколько-нибудь универсального проявления в каждой данной зоне окисления. Лишь в случае весьма однообразного и специфического строения зоны окисления, например при выполнении ее верхних горизонтов сплошь или почти сплошь тонким и рыхлым материалом, гравитационное обогащение может иметь широкое развитие. При этом, практически трудно представляемом, случае возможны различные следствия гравитационного обогащения. Так, если скорость последнего больше скорости эрозии, то мы будем иметь верхний слой зоны окисления обедненным касситеритом, если меньше — то обогащенным или с обычным содержанием окисленных руд и т. д.

Если исключить только что разобранный, вообще говоря чрезвычайно маловероятный, случай, то влияние гравитационного обогащения в обычной рядовой зоне окисления сведется скорее всего лишь к отдельным деталям, усложняющим общую картину перераспределения содержания. В одних участках оно вызовет некоторое обеднение, в других обогащение, но в общем не создаст каких-либо резких принципиальных изменений, пожалуй даже в самом приповерхностном слое. Считаться с влиянием этого обогащения при массовом опробовании зоны окисления, по мнению автора, не следует. Лишь в том случае, когда те или иные оценки в силу необходимости производятся по результатам единичных проб, необходимо тщательно присмотреться к опробованным уча-

сткам и взвесить возможность проявления в них гравитационного обогащения.

Некоторые авторы, в частности Бойделль (Boydell, 1927), указывают и другой путь возможного перераспределения олова в зоне окисления. Так, Бойделль, исходя из того, что руды многих касситеритово-сульфидных месторождений содержат касситерит в очень мелких зернах,¹ в отдельных случаях меньше 0.001 мм, допускает возможность переноса касситерита в суспензии или даже в коллоидном растворе. Отрицать подобную возможность, разумеется, нельзя, но совершенно очевидно, что этот путь перераспределения олова в зоне окисления имеет совершенно ничтожное значение. В зоне окисления обычного типа имеется так много материала, несоизмеримо более подходящего для выноса в суспензии или в коллоидных растворах, чем касситерит, что этот путь в конце концов ведет к остаточному обогащению оловом зоны окисления. Именно ведь вынос в суспензии или в коллоидных растворах, наряду с выносом в истинных растворах, и обуславливает остаточное обогащение оловом зон окисления.

Все сказанное позволяет еще раз повторить сформулированное уже выше правило, а именно: при интерполяции данных о содержании олова в окисленных рудах на глубину, в первичную зону, необходимо, наряду с другими поправками, всегда вводить поправку на соотношение объемных весов окисленных и первичных руд. При скудности данных, полученных в зоне окисления, не следует оставлять без внимания и возможность обогащения гравитационным путем.

Теперь уместно вернуться к вопросу об «истинном» вторичном обогащении оловом касситеритсодержащих месторождений, иначе говоря — к гипотезе Кэберлина (Koeberlin, 1930). Последний, на основании данных о распределении содержаний олова в окисленных и первичных рудах боливийских месторождений, выдвинул гипотезу о том, что в известных условиях касситерит может растворяться в зоне окисления, причем олово, перешедшее в раствор, в дальнейшем отлагается в более низких горизонтах в виде вторичного (супергенного) касситерита, давая начало зоне вторичного обогащения. Какое значение, какую важность придавал Кэберлин подобного рода процессу, хорошо видно из утверждения, что, быть может, экономическое значение вторичного обогащения оловом столь же высоко, как и значение вторичного обогащения в медных месторождениях. Об условиях, благоприятствующих процессу вторичного обогащения оловом, Кэберлин ничего определенного не говорил, указывая лишь, что своеобразный и сложный состав боливийских руд, возможно, является основной причиной, обусловившей широкое проявление здесь миграции олова. Равным образом не приводилось и каких-либо достаточно определенных и достаточно убедительных доказательств наличия супергенного касситерита в предполагаемой зоне вторичного обогащения. По существу основным аргументом являлся давно уже известный факт, что многие боливийские месторождения, показы-

¹ У автора, к сожалению, нет под рукой чрезвычайно любопытных данных о размерах касситеритовых зерен в рудах Эге-Хайского, Сталинского и Синанчинского месторождений. На память же можно привести, что в рудах двух последних из перечисленных месторождений фракция зерен с диаметром меньше 0.01 мм составляет несколько десятков процентов от всей массы касситерита в соответственных рудах. Интересны также данные Дависона, приводимые Бойделлем (Boydell, 1927). Дависон изучал шлифы из проб, взятых в 20 рудниках Корнуолла, причем обнаружил, что в пробах из 8 рудников от 10% до 25% всего касситерита было в зернах менее 0.01 мм, а в трех количество зерен размером менее 0.01 мм составляло более 50%.

вавшие хорошие содержания олова в зоне окисления и в верхах первичной зоны, глубже имели более бедные и в ряде случаев даже не промышленные содержания. Ни в одном случае ни Кэберлином, ни тем или иным из защитников его гипотезы не приводилось каких-либо рудничных карт, иллюстрировавших действительное распределение олова в окисленной и первичной зонах. Не приводилось даже, как правило, и цифровых данных, а указывалось лишь, что разница в содержаниях руд верхних (окисленных) горизонтов и нижних не может быть объяснена только с точки зрения остаточного обогащения оловом зоны окисления.

Как пример высказываний в пользу гипотезы Кэберлина, небезынтересно привести здесь замечания Люиса, много занимавшегося оловянными месторождениями Австралии и Тасмании.

Люис указывает, что «в столь многих случаях промышленные руды выходов и верхних горизонтов сменялись глубже низкосортными рудами, что если исключить вторичное обогащение оловом, то пришлось бы прибегнуть к еще более неортодоксальному объяснению». Далее он подчеркивает, что остаточным обогащением во многих случаях нельзя объяснить разницу в содержаниях окисленных и сульфидных руд, тем более что иногда соответственные руды вообще почти не содержат пирита или других легко выщелачиваемых минералов. Отрицает он и возможность гравитационного обогащения. Интересно, что Люис, равно как и Кэберлин, отмечают наличие и таких случаев, когда практически неоловоносные выходы (gossan outcrops) сменялись ниже окисленными рудами с хорошим содержанием.

Грин на основании своих экспериментов, как уже указывалось, весьма доступных критике, построил и химическую концепцию вторичного обогащения оловом применительно к месторождению Лалагуа, руды которого в числе прочих минералов содержат и фосфаты.¹

Концепция эта включает следующую последовательность явлений:

- 1) Окисление пирита, в результате чего образуются H_2SO_4 и $Fe_2(SO_4)_3$.
- 2) Действие H_2SO_4 на фосфаты, дающее свободную H_3PO_4 .
- 3) Комбинированное растворяющее действие на касситерит кислот и окисного сульфата железа, причем, по Грину, это растворяющее действие усиливается «вероятной разницей в потенциалах, возникающих в нечистом касситерите в кислых растворах».
- 4) Нейтрализация кислот на нижних горизонтах.
- 5) Гидролиз оловянных солей и осаждение оловянной кислоты.
- 6) Дегидратация оловянной кислоты до безводной двуокиси олова — супергенного касситерита.

Если не считать мало убедительных данных Финка и Мантелля (см. выше) о растворимости касситерита, то сказанным, в сущности, и исчерпывалась вся теоретическая и фактическая база гипотезы Кэберлина.

Замечательно, что никто из ее сторонников не привел никаких данных о признаках растворения касситерита в окисленных рудах и не дал каких-либо убедительных свидетельств наличия супергенного касситерита в предполагаемой зоне вторичного обогащения. А между тем, при крайней шаткости химической стороны гипотезы Кэберлина, минералогические и структурно-текстурные данные были особенно необходимы. Их отсутствие составляло поразительный контраст с предполагаемым Кэберлином широким проявлением процессов вторичного обогащения оловом,

¹ Выше уже указывалось, что, по Грину, фосфорная кислота является относительно сильным растворителем для касситерита.

столь широким, что, как уже упоминалось, проводились даже аналогии между вторичным обогащением в оловянных и медных месторождениях.¹

Понятно, поэтому, что затянувшаяся на несколько лет (1926—1930) дискуссия быстро подошла к концу, когда Зингевальд (Singewald, 1929, 1930) особенно выпукло оттенил отсутствие всяких минералогических и структурно-текстурных доказательств гипотезы Кэберлина. Зингевальд, правда, как говорится, «не поставил точку над *i*», он показал только полное отсутствие доказательств в пользу широкого проявления вторичного обогащения оловом за счет растворения касситерита.

С тех пор прошло уже свыше 15 лет, и надо сказать, что не появилось доказательств и в пользу вообще какого-либо вторичного обогащения оловом за счет растворения касситерита и переотложения олова в виде супергенного касситерита. Наоборот, еще больше возросло количество данных, говорящих за то, что в условиях зоны окисления касситерит практически не растворим. Накопились затем и кое-какие материалы, позволяющие понять наблюдающиеся нередко резкие различия в содержаниях окисленных и первичных руд, различия, не объяснимые с точки зрения остаточного обогащения. В этом отношении прекрасным примером может служить Хапчерангинское месторождение.

В начальный период эксплуатации этого месторождения обрабатывались верхние, резко окисленные горизонты трех главных жил — Александринской, Смирновской и Восточной. Содержания руд здесь почти без исключения были весьма хорошими. В дальнейшем, по мере углубления выработок, по мере вхождения их в первичную зону, обнаружено было резкое — четырехкратное или пятикратное — падение содержания. Попытки объяснить подобное резкое изменение в содержаниях остаточным обогащением в зоне окисления оказались явно неудачными: соотношения объемных весов первичных и окисленных руд указывали на возможность падения содержания максимум в полтора раза. Равным образом несостоятельным оказалось и предположение о резком гравитационном обогащении. Правда, в отдельных участках, например по Восточной жиле, обнаруживаемы были весьма богатые руды, представлявшие, вероятно, не что иное, как «осыпавшийся» вниз касситерит, зацементированный лимонитом; находились и мелкие пустотки, нижние части которых были заполнены рыхлым, специфически касситеритовым материалом, но все эти факты в общем были только мелкими, второстепенными деталями. Основная масса окисленных руд не показывала никаких признаков значительного механического перемещения касситерита.

В то время (1935—1936 гг.) трудно было объяснить наблюдавшуюся картину и характером первичного распределения олова по отдельным участкам рудных жил. Слишком уж маловероятным казалось, чтобы в трех различных рудных телах, к тому же единственных разрабатывавшихся в тот период, зона окисления совпадала с первично обогащенными участками и зона первичных руд с первично обедненными. В общем, налицо полностью были те условия, которые дали возможность Кэберлину построить свою гипотезу о вторичном обогащении оловом за счет растворения касситерита. Прекратись в этот период разработка, как это часто бывало со многими мелкими и средними месторождениями в Боливии, и мы имели бы еще один случай, не объяснимый с какой-либо ортодоксальной точки зрения.

¹ Как известно, в медных месторождениях с полной ясностью можно проследить шаг за шагом ход развития зоны вторичного обогащения — от окисления и растворения халькопирита, например, до замещения халькозином и т. п. пирита и прочих сульфидов.

Однако разработка месторождения не прекратилась, и в дальнейшем выяснились следующие любопытные обстоятельства. Открыты были еще две жилы — Террасовая и Водораздельная, и вот в этих-то жилах, вскрытых впоследствии на значительную глубину, все оказалось нормальным. Никакого резкого, «ненормального» падения содержаний при переходе от окисленных руд к первичным обнаружено не было, а наблюдались лишь колебания и тому подобного рода изменения, легко объяснимые с обычных ортодоксальных точек зрения. Больше того, анализ многочисленных данных по опробованию трех первых жил — Александринской, Смирновской и Восточной — с полной убедительностью показал, что богатые руды в этих жилах приурочены к отдельным линзообразным участкам, вся совокупность которых полого склоняется на юго-восток, параллельно склону крутого водораздела, включающего рудные тела. При этом точное графическое изображение всех имевшихся данных выяснило, что, хотя большинство обогащенных участков находится целиком в зоне окисления, отдельные из них секутся границей окисленных и первичных руд, а единичные даже целиком располагаются в пределах первичной зоны. Таким образом, почти все наблюдавшиеся «ненормальности» легко объяснились своеобразным характером первичного распределения убогих и богатых руд.

Автор не сомневается, что и все соответственные боливийские случаи Кэберлина и Броуна, равно как и австралийские Люиса, могли бы при интенсивной разведке или эксплуатации найти объяснение, более или менее аналогичное только что изложенному. Следует помнить ведь, что большинство примеров Кэберлина относится к месторождениям, подвергшимся, как правило, разработке лишь в верхних горизонтах и быстро оставлявшимся, как только бонанцовые и легкие для обработки окисленные руды сменялись более убогими и более трудными для переработки на концентрат сульфидными рудами.

Итак, есть основания к заключению, что из трех рассмотренных типов вторичного обогащения касситеритсодержащих сульфидных месторождений только остаточное обогащение имеет определенно большое значение и должно всегда учитываться при встрече с хорошо развитой зоной окисления соответственных месторождений.

Гравитационное обогащение имеет совершенно подчиненное значение, обуславливая лишь некоторые, как правило второстепенные, усложняющие детали на фоне остаточного обогащения. Учитывать влияние подобного рода вторичного обогащения необходимо лишь в том случае, когда мы располагаем крайне ограниченным количеством проб по той или иной зоне окисления.

Наконец, третий тип вторичного обогащения, обогащения в смысле гипотезы Кэберлина — растворение касситерита в зоне окисления и переотложение олова в виде супергенного касситерита в более низких горизонтах, — этот тип обогащения, по всем данным, не существует или, во всяком случае, не существует с практической точки зрения.

Б. ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, БОГАТЫХ СУЛЬФОСТАННАТАМИ

Рассмотрим здесь только один случай, а именно случай касситеритово-сульфидного месторождения, в котором значительная или даже преобладающая часть олова представлена не в касситеритовой форме, а в виде станнина. Рассматривать случай зоны окисления месторождения, заключающего значительные количества олова в виде других суль-

фостаннатов, нет особенной необходимости, так как, во-первых, подобные месторождения исключительно редки, а во-вторых, есть серьезные основания считать, что этот случай мало чем отличается от разбираемого ниже.

Характер окисления станнина в природных условиях, характер продуктов, при этом возникающих, — эти вопросы более или менее детально уже освещались в одном из предыдущих разделов. Как было показано, данные Хидена и эксперименты Книпович позволяют считать, что из оловосодержащих минералов, возникающих при окислении станнина, олово сравнительно легко извлекается в раствор теми или иными кислотами, в частности серной. Каковы эти оловосодержащие минералы — продукты окисления станнина, являются ли они простыми или сложными станнатами меди и железа, гидратами оловянной кислоты, или какими-либо иными соединениями, мы еще не знаем. Твердо установленным мы можем считать лишь тот факт, что при окислении станнина могут возникать и, вероятно, возникают, такие оловосодержащие соединения, олово которых способно переходить в кислые растворы, причем, и это следует подчеркнуть, способность к переходу в кислый раствор олова этих соединений значительно выше, чем соответственная способность станнинового олова. Таким образом, окисление станнина способствует переходу олова в более растворимые формы.

Было показано также, что в экспериментах Книпович разбавленный раствор (децинормальный) серной кислоты на холоду в течение 20 суток экстрагировал из окисленного, по всей вероятности первично богатого станнином рудного материала весьма ощутимые количества олова.

Как видно, здесь мы встречаемся с особенностями, принципиально отличными от только что разобранных, специфически «касситеритового случая». Там мы имели полную или почти полную неподвижность олова в растворах зоны окисления; здесь, наоборот, олово достаточно способно переходить в эти растворы. Там можно было говорить лишь об остаточном или, в крайнем случае, о гравитационном обогащении; здесь наличие условия для проявления обогащения (или обеднения) путем циркулирующих оловосодержащих растворов. Первые практически важные выводы из этого обстоятельства были уже сделаны.

Так, указано было на необходимость соблюдать известную осторожность при анализе проб из зон окисления станнинсодержащих месторождений. Кроме того, и это главное, указывалось, что при интерпретации анализов проб, взятых из зоны окисления такого месторождения, следует всегда помнить, что олово могло претерпеть столь сильное перераспределение в процессе развития зоны окисления, что утратилось всякое соответствие между содержанием первичных руд и руд окисленных.

Спрашивается теперь: а каков же общий характер этого перераспределения олова в процессе развития зоны окисления станнинсодержащего месторождения? Иными словами, как же все-таки использовать результаты опробования зоны окисления этих месторождений при оценке их первичной зоны?

Чтобы ответить на этот вопрос, мы, очевидно, должны знать способы и пути миграции олова в рассматриваемом случае. К сожалению, изучение поведения олова в этих условиях только начинается, и мы не знаем еще ни характера и степени устойчивости соответственных оловосодержащих растворов, ни особенностей их взаимодействия с теми или иными минералами.

Почти несомненно, однако, что в зонах окисления месторождений, руды которых богаты пиритом, пирротинном и другими сульфидами, дающими при окислении немало свободной серной кислоты; олово будет иметь тенденцию перемещаться вниз и отчасти в бока. В связи с этой тенденцией олово может выщелачиваться из верхних частей зоны окисления и накапливаться в нижних. Возникнет ли при этом что-нибудь близкое зоне вторичного обогащения медных месторождений, сказать трудно. До сих пор бесспорных свидетельств образования вторичных (супергенных) сульфидов олова неизвестно.

Скорее всего, что при нейтрализации оловосодержащих растворов и при других их реакциях с теми или иными минералами олово будет выпадать в виде тех или иных кислородных соединений различной степени устойчивости в кислых растворах. В конечном же счете олово, несомненно, будет фиксироваться в устойчивой уже форме, а именно в виде супергенного касситерита. И нельзя исключить возможность, что в известных случаях может возникнуть неплохо оформленная зона обогащения этим супергенным касситеритом.

Отличие последней от соответственной зоны вторичного обогащения медью весьма велико. В зоне вторичного обогащения медных месторождений медь фиксируется в виде таких соединений, как халькозин, ковеллин, борнит, из которых она впоследствии легко может быть вновь переведена в раствор. С этим и связано то, что в благоприятных условиях в зоне вторичного обогащения медного месторождения может накопиться медь из целой серии горизонтов, последовательно уничтожавшихся эрозией.

В нашем случае, случае гипотетической зоны обогащения супергенным касситеритом, степень обогащения, разумеется, не может быть сколько-нибудь высокой, так как олово фиксируется здесь в крайне устойчивой форме.

Эти соображения, взятые в связи с естественным предположением о легкости образования устойчивой двуокиси олова из соответственных растворов, а также в связи с общим ходом развития зоны окисления, позволяют высказать следующую гипотезу.

В зоне окисления месторождений, богатых сульфостаннатами, при вероятной пестрой смене обогащенных участков обедненными, общее количество олова, заключенное в окисленных рудах, в большинстве случаев вряд ли резко превышает количество олова, заключавшегося в том же объеме первичных руд. Следовательно, поправка на соотношение объемных весов должна явиться и в рассматриваемом случае основным коррективом при интерполяции результатов опробования окисленных руд на первичную зону.

Случаи зон окисления, сильно обедненных оловом по сравнению с первичной зоной, представляются автору маловероятными, хотя и не невозможными. Так, при богатстве месторождения «кислотопроизводящими» сульфидами, при отсутствии активных минералов «нейтрализаторов» в рудном материале и в боковых породах и, главное, при значительной боковой циркуляции грунтовых вод, выщелачивание олова из зоны окисления месторождения, богатого сульфостаннатами, может осуществиться в большом масштабе.

Заклучений, по существу чисто спекулятивных, подобных только что приведенным, можно сделать немало, но в этом вряд ли есть нужда. Острая необходимость чувствуется в производстве дальнейших экспериментов и дальнейших исследований соответственных зон окисления, чтобы накопить достаточное количество фактов. В настоящий же момент

мы знаем пока только один факт, правда очень важный и несколько даже неожиданный, а именно, что при окислении станнина олово переходит в соединения неустойчивые в кислых растворах. Этим и ограничиваются почти все имеющиеся в нашем распоряжении твердые фактические данные. Очевидно, что было бы преждевременно делать сейчас какие-либо практические выводы помимо тех двух, что сделаны были выше при обсуждении процесса окисления станнина.

В заключение же, имея в виду принципиальное различие в подходе к оценке зон окисления месторождений, бедных сульфостаннатами и богатых ими, следует остановиться на вопросе о том, каким образом распознать зону окисления месторождения, богатого сульфостаннатами.

Мы не знаем еще достаточно определенно продуктов, возникающих при окислении станнина; к тому же продукты эти, за исключением конечного — супергенного касситерита, неустойчивы и в резко окисленном рудном материале вряд ли могут сохраниться в заметном количестве. Супергенный же касситерит, судя по немногочисленным данным, проявляется преимущественно в тонкодисперсной форме и потому в большинстве случаев весьма трудно диагностируется.

В связи со всем этим при исследовании резко окисленных руд неизбежно приходится прибегнуть к одному из следующих приемов.

Руды подвергаются грубоколичественному минералогическому анализу на касситерит — под лупой и в необходимых случаях под микроскопом. При этом выясняется, отвечает ли наблюдающееся количество касситерита в рудах результатам химических анализов на олово. Если совпадение, пусть в грубой форме, имеет место, есть основания считать, что сульфостаннаты, если и встречаются в первичном рудном материале, то в количествах, вполне подчиненных по отношению к касситериту.

Если же количество касситерита, выводимое из химических анализов, значительно превосходит количество его, наблюдаемое в штуфах и шлифах, то естественно считать, что мы имеем дело с зоной окисления месторождения, богатого сульфостаннатами.

Разумеется, что при минералогическом анализе на касситерит следует обращать внимание на структурно-текстурные особенности, дабы не смешать с гипогенным касситеритом супергенный.

Другой путь, более скорый, но менее достоверный, заключается в пробе на растворимое в кислотах олово. Несколько проб окисленных руд, по возможности взятых из различных пунктов зоны окисления, обрабатываются в течение нескольких часов соляной кислотой при нагревании. Раствор фильтруется и фильтрат анализируется на олово. В случае положительных результатов, и притом достаточно ощутимых, есть основания считать, что в первичных рудах присутствуют сульфостаннаты. О количестве последних можно судить, в некоторой мере, по количеству олова, перешедшего в раствор (см. выше данные Хидена и Книпович).

При этом надо только иметь в виду, что чем дальше идет развитие зоны окисления, тем больше олово переходит в устойчивую форму супергенного касситерита. В связи с этим количественные прикидки могут носить лишь сугубо ориентировочный характер.

Автору кажется, что на практике наиболее удобно поступать так. Как только внимательное наблюдение над рудным материалом вызовет подозрение в наличии несоответствия между «видимым» касситеритом и результатами анализов, следует сразу же прибегнуть к солянокислой

вытяжке. Если последняя укажет наличие растворимого олова, то вопрос решается, можно сказать, однозначно. В случае же отрицательных или почти отрицательных результатов следует для полной страховки от ошибок проделать изучение руд первым способом.

4. НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ДЕРЕВЯНИСТОМ ОЛОВЕ

В недавнем прошлом существовало представление, что деревянистое олово является специфически супергенным образованием и что возникает оно главным образом за счет разложения сульфостаннатов.

Подобное представление в известной мере сохранилось еще и до настоящего времени и иногда даже принималось за руководящее при поисковых работах, организованных в связи с находками деревянистого олова в шлихах.

В цепи доказательств супергенного происхождения деревянистого олова, пожалуй, самым главным была его характерная колломорфная текстура, возникновение которой, естественно, связывалось с холодными коллоидными растворами приповерхностной циркуляции. Цитировался часто и факт находки инкрустаций деревянистого олова, образовавшихся на слитке олова, долго лежавшем в земле (Emmons, 1917).

В дальнейшем, однако, было показано, что деревянистое олово может иметь и несомненное гипогенное происхождение. Так, в многочисленных месторождениях Мексики, затем в Боливии, Неваде и в Нью-Мексико, в Приморье деревянистое олово встречено было в ассоциациях, не оставлявших никакого сомнения в гипогенном образовании. Характерно, что во всех этих случаях геологические условия нахождения месторождений, а равным образом структурно-текстурные особенности и парагенезис руд однообразно указывали на рудоотложение в условиях небольших или даже ничтожных глубин. Специфичной в связи с этим можно считать и приуроченность большинства месторождений к эффузивным породам.

Параллельно с накоплением подобного рода фактов в ряде случаев найдено было, что двуокись олова, возникшая в результате окисления сульфостаннатов, совсем не имеет специфических текстурных особенностей деревянистого олова, а представлена чаще всего порошокватой тонкодисперсной разностью супергенного касситерита. Таковы, например, наблюдения Тэрнера (Turneure a. Gibson, 1945), Альфельда (Ahlfeld, 1932), Грина (Greene, 1926), Хидена (Headen, 1893). Не обнаружено было деревянистого олова и при исследовании автором зоны окисления якутских месторождений, нередко обогащенных стanniном.

Замечательно, что противоположного рода наблюдений, а именно наблюдений, которые говорили бы об образовании деревянистого олова за счет окисления сульфостаннатов, насколько известно автору, в последнее время вовсе не было опубликовано.

Все сказанное нельзя понимать в том смысле, что деревянистое олово автор считает за специфически гипогенное образование. Отрицать возможность возникновения подобной разности двуокиси олова из растворов зоны окисления было бы явно неосновательно. Но ясно лишь, что деревянистое олово очень часто может быть гипогенным образованием. Более того, автор считает, что сколько-нибудь значительное проявление в том или ином пункте деревянистого олова почти без исключения связано с гипогенными процессами. За это говорит общий вес имеющихся данных.

Поэтому, когда в тех или иных аллювиальных отложениях обнаруживаются более или менее значительные концентрации деревянистого олова, соответственные поиски коренного источника следует производить, исходя главным образом из концепции гипогенного происхождения. И особенное внимание при этих поисках, по мнению автора, следует обращать на выходы эффузивных пород, расположенные в области питания открытой россыпи.

Факт наличия в шлихах наряду с деревянистым оловом и обычного касситерита не должен рассматриваться как некое противопоказание только что сформулированной точке зрения. В месторождениях деревянистого олова наряду с ним может заключаться двуокись олова в виде обычного касситерита. В самом деле, условия кристаллизации из пересыщенных растворов, благоприятствующие образованию деревянистого олова, не могут считаться универсально существовавшими в течение всего периода рудоотложения и по всей территории месторождения. На некоторых этапах и в отдельных участках кристаллизация могла идти и обычным путем, давая начало отложению касситерита.

Нельзя считать противопоказанием и нередкое высокое содержание железа в деревянистом олове и наличие в его составе воды. Некоторые исследователи считают подобные особенности состава деревянистого олова за свидетельство супергенного происхождения и предполагают, что железо присутствует в виде гидроокиси. Такое предположение, однако, является чисто спекулятивным. Кроме того, бесспорное гипогенное деревянистое олово месторождения Невады и Мексики весьма богато железом и содержит также и воду. Стоит в связи с этим привести здесь анализ гомогенного образца деревянистого олова из месторождения Северной Невады, описанного Кнопфом (Knopf, 1916) (табл. 13).

Таблица 13

Анализ деревянистого олова из Невады

SnO ₂	85.14	MnO	0.02
SiO ₂	1.03	H ₂ O +	0.20
Fe ₂ O ₃	13.42	H ₂ O —	0.05
Сумма			99.86

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Здесь будут приведены только выводы, имеющие непосредственное практическое значение. Выводы эти таковы.

ИЗМЕНЕНИЯ ОЛОВСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ

1) В зоне окисления месторождений любого минералогического состава касситерит следует считать практически нерастворимым минералом.

2) Станнин и, вероятно, другие сульфостаннаты сравнительно быстро подвергаются процессу окисления. По скорости окисления станнин скорее всего следует поставить наряду с халькопиритом.

3) При окислении станнина и, вероятно, других сульфостаннатов возникают минералы, олово которых легко переходит в кислые растворы.

4) Двуокись олова, являющаяся конечным продуктом окисления сульфостаннатов, преимущественно представлена порошковатым тонкодисперсным касситеритом, весьма трудно диагностируемым в окисленных рудах. Возникает ли при этом и деревянистое олово, — вопрос еще открытый. Больше оснований, однако, предполагать, что деревянистое олово может иногда образовываться в этих условиях.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-ПЕГМАТИТОВЫХ И КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

5) В зонах окисления касситеритово-пегматитовых и касситеритово-кварцевых месторождений не происходит, как правило, каких-либо практически интересных изменений в содержании олова по сравнению с соответствующим первичным рудным материалом. Исключение составляют лишь месторождения, руды которых богаты легко выщелачиваемыми в зоне окисления минералами, такими, например, как карбонаты и т. п. В этих случаях в зоне окисления могут наблюдаться явления остаточного обогащения оловом.

Кроме того, в очень редких случаях, при наличии в первичных рудах станнина или резко дезинтегрированного касситерита, содержание олова в окисленных рудах рассматриваемых месторождений может несколько отличаться от содержания олова в первичных рудах.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, БЕДНЫХ СУЛЬФОСТАНАТАМИ

6) В зонах окисления касситеритово-сульфидных месторождений, обладающая часть олова которых заключается в касситерите, окисленные руды, при далеко зашедшем окислении, почти без исключения показывают явления остаточного обогащения оловом.

7) Остаточное обогащение, как правило, не вызывает более чем полуторного повышения содержания олова в окисленных рудах по сравнению с исходным первичным рудным материалом.

8) При интерполяции результатов опробования зоны окисления на первичный рудный материал всегда следует вводить поправку на соотношение объемных весов окисленных и первичных руд.

9) При этой интерполяции необходимо помнить о значительной изменчивости с глубиной первичного оруденения многих касситеритово-сульфидных месторождений, в большинстве своем представляющих сильно телескопированные образования. Изменчивость эту особенно следует иметь в виду в случае мелких и средних по размеру месторождений.

10) Гравитационное обогащение касситеритом окисленных руд имеет узко частное значение. Его возможное влияние должно приниматься во внимание лишь при крайне недостаточном количестве проб, взятых по зоне окисления.

11) Подлинное обогащение оловом — путем растворения касситерита в зоне окисления и последующего переотложения олова в виде супергенного касситерита, иначе говоря вторичное обогащение оловом согласно гипотезе Кэберлина, по всем данным не имеет практического значения и не должно приниматься во внимание при оценке.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, БОГАТЫХ СУЛЬФОСТАННАТАМИ

12) Резко окисленные руды касситеритово-сульфидных месторождений, в которых значительная или даже преобладающая часть олова заключается в сульфостаннатах, могут иметь, в зависимости от местных условий, как более низкие, так и более высокие содержания олова, чем соответственные первичные руды.

13) Скудность фактических данных не позволяет еще дать определенную характеристику условий, способствующих обеднению или обогащению зоны окисления оловом. Теоретическое же рассмотрение этого вопроса ведет к заключению, что чаще всего окисленные руды будут более богаты оловом, чем исходные первичные.

14) Как паллиативный и, по существу, чисто условный прием следует рекомендовать при интерполяции результатов опробования зоны окисления на первичный рудный материал, вводить поправку на соотношение объемных весов окисленных и первичных руд.

15) При решении вопроса о том, не имеем ли мы дело с зоной окисления месторождения, богатого сульфостаннатами, следует прибегнуть к испытанию солянокислой вытяжкой, параллельно с чем необходимо произвести сопоставление количества «видимого» (под лупой и микроскопом) касситерита с результатами химического анализа проб.

16) При химическом анализе проб окисленных руд месторождений, богатых сульфостаннатами, ни в коем случае не следует прибегать к предварительной (перед анализом) обработке проб кислотами.

ДЕРЕВЯНИСТОЕ ОЛОВО

17) Широко распространенное мнение, что деревянистое олово представляет специфически супергенное образование и наичаще возникает в результате окисления сульфостаннатов, является в основном неверным.

18) Современные данные позволяют считать, что деревянистое олово гораздо более часто является гипогенным образованием, нежели супергенным.

19) При наличии значительных концентраций деревянистого олова в аллювии поиски коренного источника должны исходить из концепции гипогенного происхождения.

20) При подобных поисках особое внимание должно быть обращено на эффузивные породы, расположенные в области питания соответственной россыпи.

ЛИТЕРАТУРА

- Книпович Ю. Н. Некоторые данные о растворимости олова окисленных руд в кислых растворах. 1941, рукопись.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
- Ahlfeld F. Beiträge zur Kenntniss sekundären Metallverschiebungen aus Bolivianischen Zinnerzlagertstätten. Zs. Prakt. Geol., 1927, H. 6, 81—85.
- Ahlfeld F. Supergene cassiterite in tin veins. Econ. Geol., 1930, 15, No. 5.
- Ahlfeld F. Die Erzlagertstätten in der tertiären Magmaprovinz der Bolivianischen Centralanden. N. Jb. Min., 1932, A. B. V. 65, H. 2, 3.
- Boydell N. C. The solubility of cassiterite. A paper issued on August 18-th 1927 by the Inst. of Min. an Metal for discussion and correspondence. London, 1927.
- Brown J. C. Lagerstättliche und erzmikroskopische Untersuchung der Zinnerzgänge der East Pool Mine bei Redruth in Cornwool. N. Ib. A, 1934, 68, 298—336.

- Emmons W. H. The enrichment of ore deposits. U. S. Geol. Surv., 1917, Bull. 625.
- Fink C. C. a. Mantell C. L. Experiments on leaching raw and roasted tin concentrates, and tin oxides. Eng. a. Ming. Journ., 1928, 125, No. 5.
- Greene G. U. Solubility of tin minerals. Eng. a. Ming. Journ. Press., 1926, 122, No. 1.
- Grüner J. B. a. S. C. Lin. Solution of tin minerals. Eng. a. Ming. Journ. Press, 1926, 121, No. 23.
- Headen W. P. Stannite and some of its alternation products from Black Hills. S. D. Amer. Journ. Sci., 1893, 15, 105—110.
- Herzenberg. Hochschildits, un nuevo mineral de estapo deserabierto an Bolivia. По реферату в Amer. Min., 1943, 28 № 3, 213—214.
- Knopf A. Wood tin in the tertiary rhyolites of northern Nevada. Econ. Geol., 1916, 11, No. 7.
- Koeberlin F. R. 1. Geologic features of Bolivians tin bearing veins. Eng. a. Min. Journ. Press, 1926, 121, No 14.
- Koeberlin F. R. 2. Geology of Bolivias tin veins. Eng. a. Min. Journ. Press., 1926, 122, No. 13.
- Koeberlin F. R. Supergene cassiterite in tin veins. Econ. Geol. 1930, 25, No. 1.
- Lewis J. B. Geologic features of Bolivian tin—bearing veins. Eng. a. Min. Journ. Press. 1926, 122, № 8.
- Scrivenor J. B. Supergene cassiterite in the tin veins. Econ. Geol., 1930, 25, No. 6.
- Singewald J. T. The problem of supergene cassiterite in Bolivian tin veins. Econ. Geol., 1929, 24, No. 4.
- Singewald J. T. Supergene cassiterite in Bolivian tin veins. Econ. Geol., 1930, 25, No. 2.
- Thugutt S. I. Sur la solubilité de la cassiterite dans l'eau distillé. Arch. Min. Towarzystwa nauk. Warszawa, 1932, 7, 122—130.
- Turneure F. S. a. Gibson K. Tin deposits of Carguaicollo, Bolivia. Amer. Journ. Sci, 1945, Daly volume, 523—541.
-

ИНТРУЗИИ ОЛОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

1. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Давно известно, что все оловянные месторождения мира связаны генетически с кислыми глубинными породами, и этот факт можно в настоящее время считать общепризнанным. Единственным исключением из этого положения остается до сих пор итальянское касситеритово-сульфидное месторождение Кампиглия Маритима, которое связывают с обнажающимися в 2—4 км от него кварцевыми трахитами, содержащими кордиерит. На участке самого месторождения никаких выходов магматических пород нет, и трудно решить, действительно ли существует генетическая связь между месторождением и кварцевыми трахитами или эта связь только территориальная. Указание на связь оловянных месторождений в южной части Боливии с эффузивами также не подтвердилось (Альфельд, 1936); связь оказалось только территориальной, генетически же месторождения связаны, по-видимому, с глубинными кислыми породами, не вскрытыми эрозией. Наконец, оловянное месторождение Сузияма в провинции Сатсума в Японии долгое время связывали с дайкой авгитового андезита, однако и в этом случае работами Като это ошибочное представление было опровергнуто.

Интрузиями, которые дают начало большинству оловянных месторождений мира, являются граниты из числа наиболее кислых. В ряде оловянных провинций роль таких интрузий принадлежит гранодиоритам (Боливия, Яна-Адычанский район в Якутии) и даже кварцевым диоритам (тот же район в Якутии).

Несмотря на неоднократные попытки зарубежных и советских исследователей выяснить особенности интрузий, с которыми связано оловянное оруденение, до сих пор в этом направлении достигнуто очень немного, и специфические черты, характеризующие оловоносные интрузии, остаются неизвестными. Тем не менее мы сохраняем термин «оловоносные граниты», имея в виду те кислые глубинные породы, генетическая связь которых с оловянными месторождениями не вызывает сомнений. Сохранение этого термина оправдывается также тем, что при чрезвычайно широком распространении гранитов на земном шаре оловянные месторождения известны в очень ограниченном числе районов, причем в таких районах они, за редчайшими исключениями, представлены не единичными месторождениями, а группами многочисленных месторождений, обладающих в каждой оловянной провинции общими генетическими особенностями. Это заставляет искать и среди гранитов, с которыми эти месторождения связаны, определенные, характерные для них свойства и признаки.

Сравнивая оловянные граниты многих оловянных провинций, Фергюсон и Батеман уже в 1912 г. пришли к выводу, что в минералогическом их составе трудно найти особенности, которые резко отличали бы их от неоловоносных гранитов. По своему химическому составу оловянные граниты, по данным тех же авторов, хотя и выделяются богатством щелочами и, в общем случае, преобладанием K_2O над Na_2O , мало чем отличаются от других гранитов.

К этому же выводу пришел Уэстерфельд (Westerfeld, 1936), изучивший граниты Малайи и сравнивший их с гранитами Корнуолла, Рудных гор, Боливии и других оловянных провинций. Уэстерфельд отметил лишь, что в оловянных гранитах наблюдается более высокое содержание редких элементов.

Немало внимания рассматриваемому вопросу уделили и советские исследователи. В. А. Заварицкий (1937) для оловянных гранитов Восточного Забайкалья отмечает: 1) резкое преобладание глинозема над кремнеземом в составе фемических компонентов; 2) небольшую сумму всех окислов, идущих на образование фемических компонентов, и 3) весьма малое количество полевошпатовой извести. Однако из диаграммы химического состава гранитов Восточного Забайкалья, построенной по методу А. Н. Заварицкого, видно, что неоловоносные граниты Борщевочного кряжа и Турги занимают на диаграмме совершенно одинаковое положение с оловянными гранитами. Резко отличное положение на этой диаграмме занимают гранодиориты Восточного Забайкалья, но это показывает только, что оловянными являются самые кислые граниты, причем не все они в этом районе обязательно оловянные.

И. Ф. Григорьев (1940) для оловянных гранитов Восточного Забайкалья и Калбы, используя, кроме своих, материалы Морозенко и др., отмечает: 1) повышенное содержание кремнезема по сравнению со средним составом гранитов (значение Si , по Ниггли = 400 и выше); 2) повышенное содержание глинозема (Al , по Ниггли = 47—50 % выше); 3) значения величины S не выше 5; 4) присутствие олова во всех анализах. Эти данные, хорошо согласуясь с выводами В. А. Заварицкого, как увидим из дальнейшего, хорошо согласуются также с характеристикой многих оловянных гранитов других районов, хотя нередки и значительные отклонения от указанных закономерностей.

II. ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОЛОВОНОСНЫХ ИНТРУЗИЯХ

А. ВОЗРАСТ ОЛОВОНОСНЫХ ИНТРУЗИИ

Оловоносные месторождения встречаются в связи с гранитными интрузиями всех металлогенических эпох, однако промышленное значение месторождений разных возрастов далеко не одинаково.

Наименьшую промышленную ценность представляли и представляют оловянные месторождения, приуроченные к докембрийским гранитам. К числу таких месторождений относятся оловоносные пегматиты Канады (провинции Онтарио и Манитоба), США (Блэк Хилл), месторождения Западной Австралии, некоторые месторождения Южной Африки, а в СССР Питкаранта в Карело-Финской ССР. Только немногие из этих месторождений имели некоторое промышленное значение (Питкаранта, Блэк Хилл, месторождения Западной Австралии). Большинство их пред-

ставлено пегматитовыми жилами и лишь немногие оловоносными скарнами (Питкаранта, Арандиз).

Несколько большее значение имеют оловянные месторождения, связанные с каледонской металлогенической эпохой. Сюда относятся разрабатывавшиеся, а отчасти разрабатываемые до сих пор месторождения Африки (Трансвааль, Бельгийское Конго и др.) и Тасмании (Маунт Бишоп и др.). Среди оловянных месторождений, связанных с каледонскими интрузиями, многие также представлены пегматитами, широко распространенными, в частности, в оловорудных районах Африки (Нигерия и др.).

Несоизмеримо большее промышленное значение еще имели в недавнее время оловянные месторождения верхнекаменноугольных и пермских интрузий, принадлежащих к герцинской металлогенической эпохе. Самые крупные коренные месторождения касситеритово-кварцевой формации образовались в эту эпоху. В Европе все месторождения олова, за исключением Питкаранта и Кампиглии Маритимы, связаны с гранитами карбона-перми. За пределами Европы к числу месторождений герцинской металлогенической эпохи принадлежат месторождения Нового Южного Уэльса и Квинсленда в Австралии, может быть оловянные месторождения Северной и Южной Каролины в США и месторождения Калбы в СССР. Хотя среди месторождений этой группы имеются представители и пегматитов, и касситеритово-сульфидных, и касситеритово-кварцевых жил, все же из всех этих типов наибольшее значение принадлежит касситеритово-кварцевым жилам с большим или меньшим содержанием сульфидов. Роль оловянных месторождений, связанных с гранитами карбона-перми, станет ясной, если вспомнить, что месторождения Корнуолла и Саксонских Рудных гор дали за время их эксплуатации около 1 200 000 тонн олова.

С гранитами мезозойского возраста связаны также крупнейшие по своему промышленному значению оловянные месторождения Малайи, Китая, а в СССР месторождения Восточного Забайкалья и северо-востока Азии. Среди коренных месторождений, связанных с мезозойскими гранитами, имеются все типы оловянных месторождений, но наибольшей практической ценностью обладают месторождения касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формаций.

Наконец, с третичными гранитами, т. е. с альпийской металлогенической эпохой, связаны самые крупные коренные оловянные месторождения, разрабатывающиеся в настоящее время в Боливии. Преимущественно это касситеритово-сульфидные жилы. Продолжением Боливийского оловянного пояса являются мексиканские месторождения того же возраста. За пределами этой огромнейшей оловянной провинции к третичным гранитоидам приурочены месторождения Японии, Советского Приморья и Кампиглия Маритима в Тоскане.

Таким образом, оловоносны граниты всех эпох, причем наибольшее значение имели или имеют месторождения, связанные с позднепалеозойскими, мезозойскими и третичными интрузиями. Неизмеримо меньшую роль играют месторождения, связанные с гранитами более древними — нижнепалеозойского и докембрийского возрастов. Нет никаких оснований думать, что существует какая-то принципиальная разница между гранитами различных эпох, и всего вероятнее предположить, что в областях развития более древних гранитов процессами эрозии снесены те периферические части массивов и перекрывающих их пород, в которых обычно локализуются оловянные месторождения.

Б. ПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

В главных оловянных провинциях мира можно подметить совершенно определенную закономерность в расположении оловоносных гранитоидов по отношению к главным осям складчатых сооружений. Так, в Корнуолле, в направлении с юго-запада на северо-восток, располагаются наиболее крупные купола гранитов: Лендс-энд, Кэрн Менеллис, Ст. Отель, Бодмин Мур и Дартмур, в сопровождении ряда меньших гранитных куполов. Все эти выходы гранитов являются сателлитовыми частями одного общего гранитного батолита, залегающего под осадочно-метаморфическими породами на некоторой глубине и вытянутого в направлении ЮЗ—СВ. т. е. под большим углом к общему направлению оси армориканских складчатых сооружений. В этом же северо-восточном направлении простираются и дайки кварцевых порфиров (elvans); оно же наиболее характерно и для простиранья оловорудных жил.

В Саксонских Рудных горах оловянная группа месторождений Альтенберг—Цинвальд—Граупен приурочена к одноименным гранитным штокам, которые вместе с гранитами Шеллерхау, Лаэнштейн и гранитами около Теплица, вероятно, объединяются на глубине в один магматический очаг, вытянутый в направлении СЗ—ЮВ. Это направление очень близко совпадает с направлением большого разлома в формации докембрийских гнейсов и филлитов Рудных гор и близко к направлению, перпендикулярному к общему простиранью пород.

Другая группа оловянных месторождений в Рудных горах связана с Эйбенштокским гранитным массивом, продолжением которого на северо-запад являются Кирхбергский и Бергенский гранитные массивы. Несколько к северо-востоку от Эйбенштокского массива располагается группа более мелких гранитных выходов (Обершлема, Ауэ-Боккау, Ауэргаммер, Лаутер, Шварценберг и Платен), которые, полого погружаясь под филлито-сланцевые породы, окружены экзоконтактовыми ореолами, местами сливающимися друг с другом. Повидимому, все эти выходы гранитов соединяются на глубине в одну интрузивную зону, вытянутую, как и предыдущая, в направлении, перпендикулярном к главному направлению осей складок Рудных гор.

Гораздо менее ясно, но все же довольно отчетливо выступает почти перпендикулярное расположение огромного выхода гранита по отношению к направлению вытянутости герцинских складчатых сооружений на Пиренейском полуострове.

В Яна-Адычанском районе Якутии большинство выходов оловоносных гранитоидов образует цепочки, вытянутые вкрест простиранья складок. Но наряду с таким расположением гранитных выходов здесь наблюдаются, правда реже, ряды выходов, простирающиеся согласно с направлением горных сооружений.

Совершенно иначе ориентированы оловоносные гранитоиды в складчатых сооружениях других участков Тихоокеанского кольца. В северной части Боливии батолиты Сората, Кака-Ака, Таквези, Иллимани, Квимса Круц залегают вдоль оси Кордильер. В Тасмании и в Западной Австралии гранитные выходы расположены вдоль горных цепей. В Малайе целый ряд складок, вытянутых почти в меридиональном направлении и сложенных преимущественно метаморфизованными песчаниками и сланцами с подчиненным развитием известняков, прорываются гранитами, которые образуют цепь выходов вдоль складчатых сооружений. Такое же расположение оловоносных гранитов по отношению к направлению осей складок отмечается в Китае, в провинции Хунань.

То же самое можно сказать о гранитоидах Советского Приморья, Восточного Забайкалья и Калба-Нарымского оловорудного района.

Изложенного достаточно для заключения, что положение оловоносных интрузий по отношению к осям складчатых сооружений в оловянных провинциях различно, но что в пределах каждой отдельной оловоносной провинции или группы провинций оно совершенно определенное и поэтому может служить признаком при поисках оловянных месторождений.

Все оловоносные граниты сопровождаются кварцевыми жилами, пегматитами и дайками, которые представлены как асхистовым рядом, так и диасхистовым.

К числу асхистовых даек, сопровождающих оловоносные граниты, относятся гранит-порфиры и кварцевые порфиры, получившие в Корнуолле местное название «elvans». Из диасхистовых пород широкое распространение во многих оловянных провинциях имеют аплиты. Что же касается лампрофирового ряда диасхистовых даек, то в ассоциации с собственно оловянными гранитами они мало известны. В Малайе Скривенор (Scrivenor, 1931) упоминает о лампрофирах среди гранитов, в Корнуолле имеются дайки минетт, в Саксонских Рудных горах в связи с Бергенским гранитным массивом Фритче (Fritzsche, 1928) отмечает керсантит и слюдяной порфирит.

Дайки среднего состава наблюдались Падалкой и Черняковой (1940) в гранитоидных массивах Яна-Адычанского района в Якутии и Альфельдом (Ahlfeld, 1932) в Боливии.

Пегматиты в некоторых оловянных провинциях пользуются небольшим распространением, в других они распространены гораздо шире. Чаще всего в оловянных провинциях встречаются и пегматиты, и аплиты, и гранит-порфиры или кварцевые порфиры.

Исследователи Корнуолла считают, что оруденение связано также с дайками кварцевых порфиров (elvans), но в чем эта связь проявляется, они подробнее не объясняют. Наличие тех или иных даек и жил отмечается и для других провинций, но роль их в процессе рудообразования почти совершенно не разбирается.

В. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Хотя оловянные месторождения связаны в большинстве случаев с кислыми гранитами, но в некоторых провинциях оловоносны несколько более основные породы. Гранитоиды каждой провинции, а иногда и разных районов одной оловянной провинции обладают своими отличительными свойствами. Поэтому трудно дать общую характеристику оловоносных гранитоидов в отношении их минералогического состава без предварительного, хотя бы самого краткого описания гранитоидов каждой провинции. Нужно отметить, что специальное изучение гранитоидов проводилось далеко не для всех оловоносных провинций, поэтому степень изученности гранитов разных провинций далеко не одинакова. Это особенно относится к познанию аксессуарных минералов, роль которых для характеристики разных типов гранитов очень важна. По Гровсу (Groves, 1927, 1930 и 1931), граниты одного магматического бассейна должны быть сходны в отношении аксессуарных минералов, так как последние выделяются в самые ранние стадии охлаждения магмы, и их окраска, габитус и другие особенности зависят от первоначального состава магмы, общего для всех гранитов данного магматического бассейна. Эти взгляды Гровса находят себе подтверждение

в его работах по изучению акцессорных минералов Ченкэл Айленд в Северной Британии и Котентона.

Подробное изучение акцессорных минералов оловоносных гранитоидов проведено только в Корнуолле, где не только констатировано наличие или отсутствие данного минерала, но указано относительное количественное распределение акцессорных минералов в отдельных гранитных массивах. Поэтому удобнее начать описание оловоносных гранитов с гранитов Корнуолла.

Граниты Корнуолла по работам: Рид, Бэрроу и Дью (Reid, Barrow a. Dewey, 1905), Рид и Флетт (Reid a. Flett, 1907), Рид, Бэрроу, Шерлок, Мак Элистер и Дью (Reid, Barrow, Sherlock, Mac Alister a. Dewey, 1911) Бреммел (Brammal, 1926), Бреммел и Харвуд (Brammal a. Harwood, 1932). Наиболее распространены в Корнуолле порфиоровидные, крупнозернистые двуслюдяные граниты. Вкрапленниками являются ортоклаз (часто с пертитовыми прорастаниями альбита), пинит (кордиерит) и кварц. Основная масса состоит из ортоклаза, плагиоклаза, иногда зонального, представленного альбитом и альбит-олигоклазом, кварца, мусковита, биотита и турмалина.

В дартмурском граните плагиоклаз бывает представлен олигоклазом до 24—25-го номера.

Мусковит содержит включения циркона с плеохроичными оболочками, которые обычны здесь для биотита: по видимому, мусковит образовался по биотиту. Последний содержит литий.

Турмалин очень свежий, большая часть его выделилась в ранние стадии остывания магмы. Нередко он содержит включения апатита, циркона и реже мелкие кристаллы полевых шпатов.

Мироклин в гранитах Корнуолла — минерал очень редкий. Первичные метасиликаты в особенно гранитах неизвестны. Только в щелочноземельных пегматитах имеется амфибол.

Местами биотит в гранитах Корнуолла содержится в очень значительных количествах, слагая собою половину породы. Распределение его в гранитах кучное, что указывает, вместе с присутствием кордиерита, андалузита и граната, на широко развитые здесь процессы ассимиляции (контаминации).

Ближе к контактам с вмещающими породами граниты становятся более мелкозернистыми, но сохраняют гранитную структуру.

Описанные крупнозернистые порфиоровидные граниты в некоторых частях массивов Корнуолла сменяются среднезернистыми и мелкозернистыми, обычно сохраняя порфиоровидное строение, но местами утрачивая его.

Сравнивая граниты Дартмура с гранитами Ст. Отель и Бодмин Мур Бреммел и Харвуд отмечают, что граниты Дартмура существенно биотитовые и менее кислые, чем остальные. В объяснение этого различия авторы высказывают предположение, что граниты Ст. Отель и Бодмин Мур представляют только верхнюю часть куполов и что на глубине состав этих гранитов должен быть таким же, как состав гранитов Дартмура. Отметим, что оловянное оруденение, связанное с дартмурскими гранитами, значительно менее интенсивно, чем оруденение, связанное с гранитами Ст. Отель.

Кроме этих гранитов, в Корнуолле развиты и мелкозернистые. Они занимают довольно значительные площади среди предыдущих гранитов и, по данным Рид, Бэрроу и Дью, являются более молодыми, чем крупнозернистые граниты. От последних они отличаются большим содержанием плагиоклаза (олигоглаз-альбит) и турмалина в основной массе.

Здесь меньше биотита, есть кордиерит, но характерен для них топаз. Андалузита в мелкозернистых гранитах меньше, чем в крупнозернистых. Мелкозернистые граниты дают апофизы в крупнозернистые граниты. Нередко эти апофизы переходят в дайки, рассекающие в различных направлениях крупнозернистые граниты. Дайки мелкозернистых гранитов имеются также во вмещающей осадочно-метаморфической толще пород.

Под влиянием пневматолитических рудных процессов гранит изменяется и превращается в шерловую породу, состоящую преимущественно из кварца и турмалина, или, реже, в кварцево-мусковитовый грейзен. Особенно большое значение имеет процесс турмалинизации с образованием, кроме того, вблизи рудных жил таких минералов, как касситерит, сульфидные минералы, лепидолит, жильбертит, флюорит, топаз и хлорит. Мощность таких турмалинизированных зон составляет 0.5—1 м до 2 м.

К процессам пневматолитовой переработки Рид и Флет относят также каолинизацию, которая довольно широко распространена в Корнуолле.

Акцессорные минералы гранитных массивов Корнуолла были изучены методами осадочной петрографии Гошем (Ghosh, 1928), Личем (Leech, 1929), М. Шетейе (Chatterjee, 1929). Результаты этого изучения сведены в табл. 1.

В фельмаутском граните отмечены также как весьма редкие эпидот, кианит, амфибол, арсенопирит, кордиерит и отунит; последний встречается также в гранитах Ст. Отель.

Приведенная таблица показывает, что в общем список минералов по всем гранитам довольно сходен. Но распространенность отдельных минералов в разных массивах несколько различна. Даже в пределах гранита Ст. Отель, по данным Лича, в западной и восточной частях массива список минералов и распространенность каждого из них отличаются друг от друга.

Кроме того, габитус и цвет отдельных минералов не одинаковы для отдельных гранитных массивов. Так, в фельмаутском граните анатаз голубой и преимущественно табличатый, тогда как в дартмурском граните он бурый и бывает не только табличатым, но и пирамидальным. Далее, циркон в первом граните чаще бесцветен и содержит мало включений, во втором он чаще желто-бурый и содержит много включений. Андалузит в фельмаутском граните очень распространен, причем он чаще представлен пурпурной, плеохроирующей разновидностью, тогда как в дартмурском граните он стоит в списке минералов почти на последнем месте и здесь он чаще бесцветен.

Можно было бы подобных примеров привести больше, но тем не менее распространение очень многих минералов во всех четырех гранитах приблизительно одинаковое. Это мусковит, биотит, турмалин, циркон, апатит, анатаз, касситерит, рутил и т. д.

К сожалению, по другим оловорудным провинциям нет аналогичного материала, равноценного корнуольскому по полноте исследования, но изложенные выше данные заставляют предполагать, что граниты оловянных провинций характеризуются определенными ассоциациями акцессорных минералов.

Граниты Саксонских Рудных гор по работам Креднера (Credner, 1890) Коссмата (Cossmat, 1925) и Фритче (Fritzsche, 1928). Граниты этой оловянной провинции обычно от крупно- до мелкозернистых с порфировидной структурой и гораздо реже равномернозернистые. Вкраплениями являются кварц и калиевые полевые шпаты — ортоклаз, местами с пертитовыми прорастаниями альбита. Реже встречается микроклин

Таблица 1

Минералы тяжелой фракции гранитов Корнуолла

Степень распространённости ¹	Фельдаутс	Ст. Огель	Бодми : Мур	Дартмур
1	Мусковит Биотит Турмалин	Мусковит Биотит Турмалин	Мусковит Биотит Турмалин	Биотит
2	Андалузит Апатит	Апатит Циркон Магнетит Ильменит	Андалузит Апатит Литионит	Турмалин Циркон Апатит Ильменит
3	Циркон Монацит Рутил	Топаз Флюорит	Циркон Касситерит Сфен	Гранат Мусковит Монацит
4	Анатаз Касситерит Сфен Брукит Пирит Ильменит	Анатаз Рутил Пирит Андалузит Брукит Касситерит	Анатаз Рутил Монацит Брукит Пирит Ильменит	Анатаз Брукит Магнетит Касситерит Гематит
5	Магнетит Топаз Силлиманит Флюорит Гематит Корунд	Монацит	Магнетит Силлиманит Топаз Флюорит Гематит Корунд	Сфен Пирит Флюорит Рутил Топаз Андалузит Силлиманит Корунд
6		Гранат Сфен	Гранат Берилл	

(Эйбеншток). Плагиоклаз представлен здесь чаще всего альбитом до оликоглаз-альбита. В граните Эйбенштока плагиоклаз доходит до номера 30, а в гранитах Гейера и Альтенберга — до 26—28-го номера. Биотит, литионит и турмалин дополняют список главных составных частей гранитов Рудных гор. Турмалин распространен не всюду; так, граниты Циннвальд-Альтенберга лишены турмалина. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, кордиеритом, гранатом, топазом, мусковитом, флюоритом, касситеритом, бериллом, накритом, арсенопиритом, магнетитом и ильменитом.

¹ 1 — преобладающие минералы, 2 — весьма распространенные, 3 — распространенные, 4 — мало распространенные, 5 — редкие, 6 — весьма редкие.

Такие минералы, как кордиерит и гранат, свидетельствуют о процессах ассимиляции, которые проявились здесь так же, как в гранитах других оловоносных провинций. Однако надо отметить, что эти минералы здесь распространены далеко не повсюду и там, где они встречаются, например в эйбенштокском граните, они представлены чрезвычайно скудно.

Присутствие топаза, мусковита, берилла, флюорита и др. показывает, что граниты здесь подверглись весьма интенсивной переработке. Действительно, все граниты, с которыми связаны оловянные месторождения Рудных гор, чрезвычайно сильно грейзенизированы, и часто выходы гранитов здесь целиком превращены в цвигтер на глубину свыше 200 м (Циннвальд). Такое широкое развитие процессов грейзенизации отличает граниты Рудных гор от всех прочих оловоносных гранитов, где процессы грейзенизации значительно более ограничены и приурочены к небольшим зонам вдоль контактов с рудными телами.

Процесс грейзенизации в гранитах Рудных гор не всюду одинаков: так, в гранитах Альтенберга полевой шпат гранитов замещен главным образом топазом, и меньшее развитие здесь имеет новообразование кварца. В гранитах Циннвальда и Граупена полевой шпат замещен кварцем и литиевой слюдой; топаз здесь встречается реже. Эйбенштокский же гранит отличается от других тем, что из новообразований главная роль здесь принадлежит литиониту и турмалину.

Граниты Пиренейского полуострова. Эти граниты изучены гораздо слабее предыдущих. По работам Дорпингхауза (Dorpinghaus, 1914), Дюпарка (Duparc, 1925) и Негр (Nègre, 1931) можно только указать, что они двуслюдяные и чаще крупнозернистые, реже мелкозернистые, порфиroidные, с многочисленными крупными (до 4 см) вкрапленниками калиевых полевых шпатов. Последние представлены здесь ортоклазом и микроклином с пертитовыми прорастаниями альбита. Плаггиоклаз кислый — альбит до олигоклаза. Далее встречаются кварц, биотит, мусковит, циркон, апатит и магнетит.

Граниты Малайи, Голландской Индии и Французского Индо-Китая по работам Скривенора (Scrivenor, 1931), Лакруа (Lacroix, 1933) и Уэстерфельда (Westerfeld, 1936). Типичными гранитами всей этой области можно считать серые порфиroidные граниты с крупными (до 4 см) кристаллами ортоклаза. Полный минералогический состав их следующий: кварц, ортоклаз (нередко sdвойникованный по карлсбадскому закону), микроклин, пертит, плаггиоклаз (чаще кислый, но бывает до андезина), биотит, мусковит (менее распространен и встречается в меньших количествах), роговая обманка (мало), пироксен (редок) и турмалин (чаще только как акцессорный минерал). Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, анатазом, топазом, флюоритом, касситеритом (редко), ильменитом, магнетитом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом, местами кордиеритом (граниты Куала Селангор) и силлиманитом (холмы близ Тролэк).

В Восточной Малайе, в восточной части острова Биллитон, в малых интрузиях острова Банки и на других островах в гранитах встречается большее количество роговой обманки, но, как правило, там, где рогово-обманковые граниты получают широкое распространение, оловянное оруденение становится значительно меньшим.

В структурном и минералогическом отношении тут можно выделить: 1) крупнозернистые порфиroidные граниты с большим количеством биотита; 2) крупнозернистые порфиroidные граниты; 3) крупнозернистые непорфиroidные граниты с турмалином, биотитом, мусковитом

и флюоритом; 4) микрограниты с турмалиновыми прожилками, биотитом, мусковитом и флюоритом; 5) темные порфировидные граниты с большим количеством биотита. Все эти разновидности гранитов иногда на очень небольшом протяжении многократно сменяют друг друга.

Более мелкозернистые граниты представляют краевые фации гранитов; они часто турмалинизированы и содержат касситерит. Лакруа называет их микрогранитами, по Скривенору — это «массы аплита».

Описанный выше главный, наиболее распространенный здесь тип гранита Лакруа называет монзонитовым гранитом с биотитом.

Сильное местами развитие биотита, наличие кордиерита и силлиманита, а также наличие в гранитах шпир более основного состава и большого количества ксенолитов осадочных пород с несомненностью указывают на явления контаминации, развитые в гранитах Малайи.

С гранитами Малайи связано большое число пегматитовых жил, часть которых оловоносна. Здесь развиты также кварцевые и кварцево-топазовые жилы и довольно обычны кварцево-турмалиновые жилы, содержащие касситерит.

Местами граниты Малайи преизенизированы, но этот процесс приурочен к нешироким зонам вдоль трещин в гранитах.

Из описания гранитов всей этой провинции и из списка аксессуарных минералов видно, что эти граниты очень сходны с гранитами Корнуолла, в особенности с его существенно биотитовыми гранитами.

Гранодиориты Боливии. Эти породы изучены довольно слабо. По Альфельду (Ahlfeld, 1932 и 1936), это светлосерые от средне- до крупнозернистых породы, местами порфировидные с крупными выделениями ортоклаза (до 3 см в длину). Ортоклаз часто сдвойникован по карлсбадскому, реже по бавенскому закону. В состав этих пород, кроме ортоклаза, входят кварц, плагиоклазы, биотит, реже роговая обманка.

Кварц содержит включения циркона, апатита и остатков жидкостей. Микроклин почти не встречается вовсе. Количественные отношения ортоклаза и плагиоклаза различны, но в общем они представлены в равных количествах. Плагиоклазы зональны. Из слюд преобладает биотит, содержащий включения циркона с плеохроичными двориками вокруг него. Мусковит бывает только вторичный по биотиту, по которому образуются также хлорит и рутил. Турмалин в гранодиоритах Боливии наблюдается только вблизи рудных тел.

Среди пегматитовых жил, связанных с гранодиоритами, здесь встречаются нередко оловоносные пегматиты.

Граниты Восточного Забайкалья. По работам Г. С. Кряжева (1936), И. А. Преображенского (1939), И. Ф. Григорьева (1940) видно, что оловоносные граниты этой большой области представлены двуслюдяными, биотитовыми или мусковитовыми гранитами от мелко- до крупнозернистых пегматоидных разновидностей, очень часто порфировидных. Выше уже указывались те особенности, которые различные исследователи приписывают оловоносным гранитам отдельных районов Восточного Забайкалья. В табл. 2 сведены данные по количественному минералогическому составу гранитов этой области (цитируем по И. Ф. Григорьеву, 1940).

Гранит-порфир Хапчерангинского месторождения состоит из калишпата, альбита, кварца, биотита, мусковита, флюорита, циркона и титанита.

В гранитах Восточного Забайкалья содержатся такие постмагматические минералы, как топаз, флюорит, циннвальдит, турмалин, мусковит и кварц. Поблизости с оловянными месторождениями развиты преизены, широко распространенные в Восточном Забайкалье.

Таблица 2

Минералогический состав гранитов Ононского, М. Куландинского, Н. Шаронайского, Зун-Ундурского и Ималкинского месторождений

Минералы	Содержание минералов, %
Калишпат	7 — 34 (микроклин)
Плагиоклаз	26 — 72 (альбит, реже альбит-олигоклаз)
Кварц	7 — 40
Биотит	0 — 7
Мусковит	2 — 13

Граниты Восточной Калбы, по данным Н. К. Морозенко (1937), представлены большей частью двуслюдяными, реже мусковитовыми и биотитовыми гранитами от мелкозернистых, аплитовидных, до крупнозернистых разновидностей, местами порфировидного строения.

Гранитоиды Якутии. Эти породы были весьма обстоятельно изучены в самое последнее время Падалкой и Червяковой (1940). Наиболее исследованным в этом отношении является Яна-Адычанский район. Здесь внедрявшаяся магма имела состав нормальных гранитов, но вследствие ассимиляции боковых пород изменила свой состав до гранодиоритов и кварцевых диоритов. В местах известняковых отложений (Тасхаяхтаский и Полуосный районы) состав магмы изменился еще больше, и здесь развиты диориты и даже габбро. Авторы, не имея достаточного материала, воздержались от характеристики протекавших здесь процессов дифференциации и расположили все интрузивные породы в следующий ряд: 1) лейкократовые микропегматитовые граниты; 2) сиенит-граниты; 3) кварцевые эгиринавгитовые сиениты; 4) лейкократовые биотитовые граниты; 5) биотитовые граниты; 6) андезиновые граниты; 7) гранодиориты; 8) кварцевые диориты; 9) кварцевые монцониты и 10) кварцево-ортоклазовые габбро. Из этих пород первые четыре и габбро (10) имеют ничтожное развитие; наиболее широко распространены биотитовые и андезиновые граниты и гранодиориты, причем граниты стоят на первом месте по валовой площади выходов.

В этом районе особенно сильно проявилось оруденение касситеритово-сульфидной формации, которое авторы связывают с более основными представителями гранитоидов; подчиненное значение имеет бессульфидное оловянное оруденение, чаще приуроченное к биотитовым гранитам.

Краткая характеристика наиболее распространенных здесь пород следующая:

1) Биотитовые граниты — серые и розово-серые породы, обычно порфировидные, средне- и крупнозернистые, реже мелкозернистые.

2) Андезиновые граниты — так же широко распространены, как и биотитовые граниты.

3) Гранодиориты — внешне с трудом отличаются от гранитов.

4) Кварцевые диориты — это серые и темносерые породы, мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, нередко порфировидные. Содержат большое число ксенолитов. Распространение менее широкое.

5) Кварцевые монцониты — близки к предыдущим; имеют небольшое распространение; в них часто наблюдаются ксенолиты.

Минералогический состав (средний) всех этих пород представлен в табл. 3.

Таблица 3

Средний минералогический состав гранитоидов Яна-Адычанского района

Минералы	Бiotитовые граниты	Андезитовые граниты	Гранодиориты	Кварцевые диориты	Кварцевые монзониты
	Содержание минералов, %				
Кварц	34	32	24	14	20
Калишпат	33	19	16	8	20
Плагиоклаз	23	38 (зональный)	48	60	40
Темноцветные	10 (биотит; амфибола почти нет)	10 (биотит; редко и очень немного амфибола)	10 (биотит) 1.5 (амфибол)	20 чаще биотит, реже амфибол и пироксен, но есть разности, где биотит имеет подчиненное значение	20
Аксессуары	Апатит, циркон, рудные, редко ортит. Имеются андалузит (распространен широко, но в малых количествах) и кордиерит				
Постмагматические	Мусковит, турмалин, топаз и кварц			Те же и литийсодержащая слюда	

К данным табл. 3 надо добавить, что при специальном изучении тяжелой фракции пород были найдены следующие минералы: апатит, циркон, турмалин, ильменит, пирит, распространенные очень часто; гранат наблюдался часто; встречаются редко анатаз и андалузит.

Для всех описываемых пород Яна-Адычанского района характерно кучное распределение темноцветных компонентов, что, несомненно, указывает на очень большое развитие здесь процессов ассимиляции. Это подтверждается также наличием в гранитоидах ксенолитов и таких минералов, как кордиерит и андалузит.

Падалка и Червякова указывают на то, что гранитоиды этого района образовались в несколько фаз, но расчленить эти фазы и точнее выяснить, с какой именно фазой связано оловянное оруденение, не позволила им недостаточность имевшегося в их распоряжении материала.

В Чаунском районе оловоносны кислые, часто порфиридовидные граниты Северного массива и ряда мелких массивов к северу от него. Состав этих гранитов следующий: кварца 36.5%, калишпата 34% (ортоклаз, микроклин и анортоклаз), плагиоклаза (альбит, альбитолигоклаз) 25% и биотита 4.5%. Здесь хорошо выражена грейзенизация гранитов, причем образуются флюорит, топаз, турмалин, мусковит и литионит.

Изучение тяжелой фракции этих гранитов установило наличие следующих минералов, которые перечисляются ниже в порядке убываю-

щей распространенности: апатит и циркон; топаз и флюорит; касситерит, анатаз; сфен и шеелит; рутил; ильменит, турмалин, арсенопирит и пирит; молибденит, галенит, халькопирит; ксенотим, шпинель, корунд; встречен один знак золота.

В этом же районе распространены гранодиориты и андезиновые граниты, но с ними либо вовсе не связано оловянное оруденение, либо оруденение очень скудное.

В Амгуемском районе оловянное оруденение также связано с нормальными биотитовыми гранитами Иультинского и Северного массивов. Это серые, часто порфиоровидные граниты, в которых кристаллы калиевого полевого шпата достигают 2 см в длину. Состав гранитов здесь следующий (табл. 4).

Таблица 4

Минералогический состав нормальных гранитов Амгуемского района

Минералы	Иультинский массив	Северный массив
	Содержание минералов, %	
Кварц	32.1	35.3
Плагиоклаз . . .	32.9 (зональный: в центре андезин № 35—40, на периферии альбит, альбит-олигоклаз)	27 (от альбита до 26-го номера)
Калишпат	30.7 (микроклин, ортоклаз, анортоклаз)	34.6
Биотит	4.2 (очень редко, в краевых частях массива встречается роговая обманка)	3.3 (биотит и мусковит)
Акцессорные	0.1	

Гранитоиды Приморья. Интрузивные породы, с которыми связаны касситеритово-сульфидные месторождения Советского Приморья, изучены еще весьма слабо. По данным предварительного изучения этих пород автором настоящей статьи, в Приморье развиты кислые граниты, занимающие крупные площади (до нескольких сот кв. километров), и значительно более основные породы, массивы которых имеют гораздо меньшие размеры (до 2 кв. км). Среди интрузивных пород Приморья можно выделить граниты, андезиновые граниты, кварцевые диорит-порфириты, кварцево-ортоклазово-роговообманковое габбро и кварцево-ортоклазовый габбронорит. Во всех этих породах, за исключением гранитов и андезиновых гранитов, наблюдается в большей или меньшей мере кучное распределение темноцветных компонентов, нередко развита мондонитовая структура; образование указанных выше габбро-

вых пород, вероятно, является следствием процессов ассимиляции. В этом отношении интрузии Приморья имеют много общих черт с породами Яна-Адычанского района Якутии. Изучение гранитоидов Приморья является еще задачей будущего.

Рапакиви Питкаранты (по работе Трестедта, Trustedt, 1907). Порода с типичной структурой рапакиви состоит главным образом из ортоклаза, плагиоклаза, биотита и кварца. Часто порода представляет собой кварцпорфир, частично гранитпорфир.

Описание оловоносных гранитоидов важнейших оловянных провинций показывает, что оловоносны двуслюдяные и биотитовые граниты и реже гранодиориты и более основные породы. В гранитах биотит содержится в количестве до 5—8%, большее содержание биотита является всегда следствием ассимиляции гранитами боковых пород. Роговая обманка в оловоносных гранитах практически отсутствует, ее наличие в отдельных оловоносных гранитах связано с ассимиляцией гранитами известняков. Пироксен в качестве очень редкого минерала указывается только в некоторых гранитах Малайи.

В гранодиоритах Боливии наряду с биотитом встречается, правда значительно реже, роговая обманка.

Хотя в отдельных оловянных провинциях развиты различные генетические типы оловянных месторождений, тем не менее каждая оловянная провинция характеризуется в общем определенным типом гранитоидов. Это очень хорошо видно на примере Восточного Забайкалья, где оловоносные граниты различаются не резко между собой, а оловянные месторождения представлены и пегматитовыми, и касситеритово-кварцевыми, и кварцево-полевошпатовыми, и касситеритово-сульфидными жилами, залегая при этом в различных вмещающих породах.

То же самое можно отметить для Боливии, где развиты и пегматитовые оловоносные жилы (район Ла Пац на севере), и оловянные месторождения — от близких к касситеритово-кварцевой формации до жил касситеритово-сульфидных, притом, по видимому, наиболее низкотемпературных (район Потози).

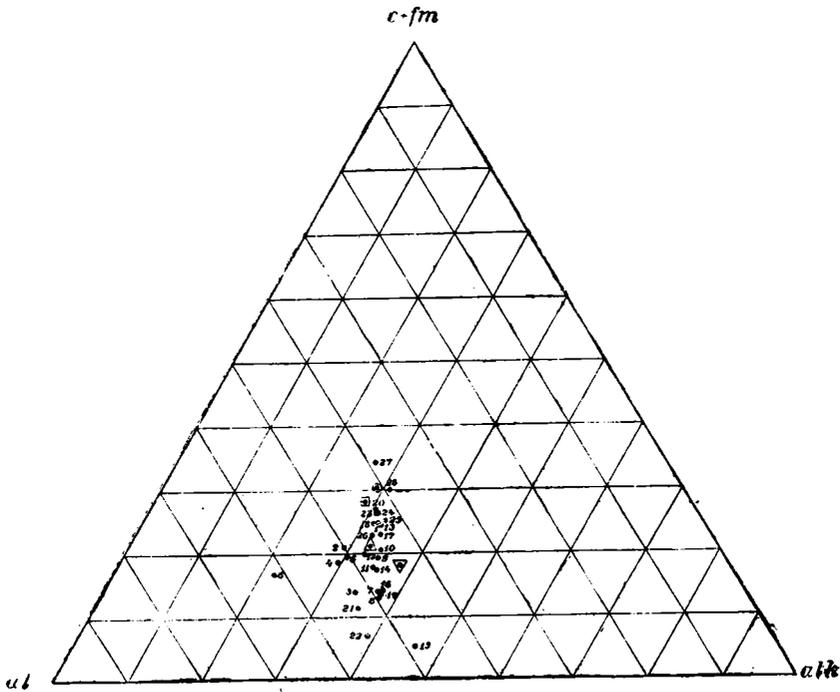
В Яна-Адычанском районе Якутии, по данным Падалки и Червяковой (1940), касситеритово-сульфидная формация связана преимущественно с более основными разновидностями гранитов, а касситеритово-кварцевые жилы — с более кислыми гранитами. Является ли это следствием особенно сильно распространенных здесь явлений ассимиляции боковых пород — решить трудно. Может быть, правы Падалка и Червякова (1940), предполагая, что граниты Якутии внедрялись в несколько фаз; с гранитами каких фаз в этом случае связаны те или иные оловянные месторождения Якутии — предстоит еще выяснить.

Г. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

При изучении минералогического состава оловоносных гранитоидов, за небольшим исключением, трудно подметить их различия в отдельных оловоносных провинциях. Гораздо резче эти отличия выступают при сопоставлении химического состава гранитоидов разных провинций, в особенности если их составы сравнивать со средними составами гранитов разных типов. Поэтому рассмотрение химического состава оловоносных гранитов будет произведено по провинциям, как это было сделано в отношении их минералогического состава.

На диаграммах Ниггли, построенных на коэффициентах Ниггли для каждой оловоносной провинции, положение средних составов гранитов обозначено следующим образом:

1) Средний состав гранита всех периодов из 546 анализов, по Дэли, изображен точкой в кружке. 2) Средний состав двуслюдяного гранита



Фиг. 1. Состав гранитов Корнуолла на диаграмме Ниггли.

из 9 анализов, по П. Н. Чирвинскому, обозначен точкой в треугольнике, вершина которого обращена вверх. 3) Средний состав биотитового гранита из 90 анализов, по П. Н. Чирвинскому, показан в виде точки в квадрате. 4) Энгадинитовый тип гранита, по Ниггли, изображен точкой в треугольнике, вершина которого обращена вниз.

Химические средние составы гранитов даны в табл. 5.

Граниты Корнуолла. Химические составы гранитов Корнуолла приведены в табл. 6, а диаграмма, по Ниггли, для этих гранитов изображена на фиг. 1. Из диаграммы на фиг. 1 видно, что эти граниты, за исключением двух, более лейкократовые, чем средний гранит Дэли и биотитовый гранит Чирвинского, но в некоторых случаях очень близки к последнему. Большое число гранитов Корнуолла вполне соответствует среднему двуслюдяному граниту Чирвинского и, наконец, многие граниты близки к энгадинитовому граниту Ниггли, но несколько богаче его глиноземом. Таким образом, большая часть гранитов Корнуолла отличается от всех средних гранитов. Коэффициент t , равный $al - (c + alk)$, т. е. показывающий пересыщенность породы глиноземом, для многих гранитов Корнуолла приблизительно равен t средних гранитов (за исключением t энгадинитового гранита); но в 17 случаях из 28 он больше и в одном случае меньше t даже энгадинитового гранита, имея отрицательную величину. Что касается щелочей, то

Средние химические составы гранитов

Компоненты	Состав в весов. %				Коэффициенты, по Ниггли									
	1	2	3		sl	al	fn	c	alk	k	mg	c/fm	qz	t
SiO ₂	70,18	72,08	71,55	1	337	40,9	19,9	10,4	28,8	0,44	0,34	0,52	+ 122	+ 1,7
TiO ₂	0,39	—	0,11	2	393	46,5	10,8	10,2	32,4	0,52	0,09	0,94	+ 167	+ 3,9
Al ₂ O ₃	14,47	14,46	14,47	3	366	43,6	16,9	10,8	28,6	0,47	0,40	0,64	+ 152	+ 4,2
Fe ₂ O ₃	1,57	2,40	1,46	4	420	44,0	12,0	6,0	38,0	0,50	0,25	—	—	0,0
FeO	1,78		1,10											
MnO	0,12	—	0,05											
MgO	0,88	0,11	0,87											
CaO	1,99	1,76	1,97											
Na ₂ O	3,48	3,01	3,04											
K ₂ O	4,11	4,80	4,12											
H ₂ O	0,84	0,91	0,78											
P ₂ O ₅	0,19	—	0,32											
Сумма . .	100,00	99,53	99,84											

- 1) Средний состав гранита всех периодов из 546 анализов, по Р. О. Дэли.
- 2) Средний состав двуслюдяного гранита из 9 анализов, по П. Н. Чирвинскому.
- 3) Средний состав биотитового гранита из 90 анализов, по П. Н. Чирвинскому.
- 4) Энгадинитовый тип гранита, по П. Ниггли.

Химические анализы гранитов Корнуолла

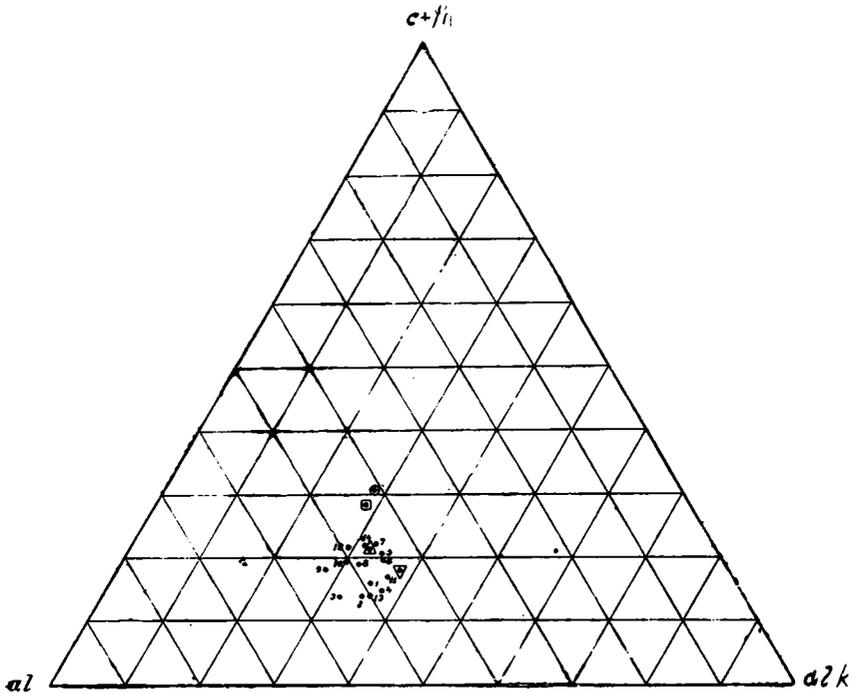
Компоненты	Land's End			Carn Menellis		Carn Brea	St. Austell				Bodmin Moor	Dartmoor																Коэффициенты по Ниггли											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	si	al	fm	c	al	k	mg	с/т	qz	t	
SiO ₂	70.17	69.64	74.54	72.84	72.05	74.69	73.58	72.22	71.43	70.91	71.86	75.09	74.68	73.66	73.16	73.10	71.97	71.69	71.38	71.18	70.97	71.07	70.79	70.50	70.23	70.03	69.15	68.71	1	343	43.3	19.1	5.9	31.7	0.56	0.43	0.31	+ 116	+ 5.7
TiO ₂	0.41	—	—	—	—	—	0.19	0.05	0.35	0.37	0.50	0.25	0.16	0.16	0.04	0.09	0.32	0.33	0.48	0.44	0.08	0.06	0.58	0.35	0.53	0.43	0.48	0.58	2	339	50.1	13.2	7.3	29.3	0.44	0.20	0.56	+ 122	+ 13.5
ZrO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	—	0.00	следы	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	—	—	0.00	следы	0.00	—	0.00	0.00	3	441	51.9	12.5	1.8	33.8	0.41	0	0.14	+ 206	+ 16.3
Al ₂ O ₃	15.07	17.35	14.86	16.25	15.83	16.21	13.93	15.29	14.04	14.74	14.63	13.46	13.25	13.81	13.95	14.28	13.99	14.03	13.68	13.98	17.42	16.79	14.04	14.40	13.95	14.90	14.42	14.11	4	394	52.0	12.0	6.5	29.5	0.60	0.38	0.54	+ 176	+ 16.0
Fe ₂ O ₃	0.88	1.04	2.53	0.14	0.39	следы	0.34	0.00	0.76	0.53	0.15	0.74	0.72	0.21	0.03	0.53	0.68	0.57	0.78	0.62	0.22	0.27	0.24	0.45	0.76	0.76	0.61	0.60	5	390	50.5	12.4	6.5	30.6	0.54	0.34	0.53	+ 168	+ 13.4
FeO	1.79	1.97	0.23	1.49	1.50	1.16	1.15	0.13	1.54	1.86	1.26	1.05	0.71	1.51	0.47	0.87	1.45	1.93	2.22	2.26	—	—	2.67	2.62	2.66	2.07	2.34	3.59	6	484	61.7	14.3	1.9	22.1	0.67	0.35	0.14	+ 296	+ 37.7
MnO	0.12	следы	следы	—	—	0.58	0.05	следы	0.05	0.06	0.06	0.14	0.02	0.06	0.01	0.04	0.04	0.06	0.04	0.08	0.28	—	0.07	0.07	0.08	0.05	0.04	0.14	7	444	49.3	7.6	5.8	37.1	0.51	0.05	0.76	+ 196	+ 6.4
CaO	1.13	1.40	0.29	1.10	1.14	0.28	0.92	1.81	1.24	1.29	0.87	0.66	0.48	0.67	0.43	0.76	1.56	1.49	1.73	1.71	1.28	0.87	1.43	1.48	0.89	0.98	2.85	1.13	8	397	49.6	2.0	10.6	37.7	0.40	0.83	5.33	+ 146	+ 1.3
MgO	1.11	0.21	следы	0.55	0.51	0.48	0.03	0.21	0.15	0.27	0.66	0.74	0.25	0.45	следы	0.24	0.57	0.66	0.19	0.63	0.25	0.05	0.74	0.70	0.73	0.67	1.34	0.92	9	403	46.5	11.6	7.5	34.3	0.53	0.12	0.65	+ 166	+ 4.7
BaO	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	—	0.00	0.00	0.01	следы	0.03	0.00	следы	следы	следы	0.00	0.00	следы	0.01	следы	—	—	следы	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01	10	377	45.6	13.0	7.3	33.9	0.52	0.17	0.56	+ 141	+ 4.2
SiO	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00	0.00	следы	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	следы	0.00	0.00	—	0.00	0.00	11	400	47.8	12.4	5.0	34.5	0.54	0.46	0.40	+ 162	+ 8.3
K ₂ O	5.73	4.08	3.73	5.19	4.79	3.64	4.93	4.17	5.08	5.26	5.32	3.78	5.42	5.02	8.16	5.29	4.80	4.59	5.06	4.62	3.11	3.83	4.95	5.12	5.38	5.82	4.53	5.76	12	453	47.8	15.7	4.3	32.4	0.44	0.43	0.27	+ 223	+ 11.1
Na ₂ O	2.69	3.51	3.49	2.25	2.65	1.18	3.13	4.26	2.93	3.15	2.92	3.10	2.66	2.89	2.57	3.22	3.22	3.03	2.73	3.06	5.02	4.92	2.86	3.00	2.97	2.50	3.04	2.66	13	467	48.9	9.8	3.4	37.7	0.57	0.27	0.35	+ 216	+ 7.8
Li ₂ O	0.11	следы	следы	—	—	0.10	следы	следы	следы	следы	0.00	0.00	следы	следы	следы	следы	следы	следы	следы	следы	0.004	—	следы	следы	следы	—	следы	следы	14	432	47.6	12.7	4.2	35.3	0.53	0.33	0.33	+ 191	+ 8.1
H ₂ O ⁻	0.18	0.72	0.87	0.63	0.64	0.89	0.42	0.10	0.41	0.39	0.15	0.14	0.60	0.41	0.33	0.20	0.43	0.47	0.51	0.23	0.95	1.87	0.24	0.22	0.55	0.22	0.45	0.12	15	433	48.7	2.9	2.5	45.8	0.67	0	0.87	+ 152	+ 0.4
H ₂ O ⁺	0.70	—	—	—	—	0.34	1.06	0.75	1.49	1.20	0.84	0.77	0.93	1.25	0.31	0.96	0.83	1.29	0.94	0.56	—	—	0.91	0.93	1.15	0.96	0.93	1.03	16	422	48.5	9.0	4.9	37.5	0.52	0.27	0.54	+ 172	+ 6.1
CO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	17	385	44.0	13.8	9.0	33.1	0.50	0.33	0.65	+ 153	+ 1.9
P ₂ O ₅	0.34	следы	—	—	—	—	0.22	0.47	0.33	0.30	0.42	0.19	0.19	0.24	0.16	0.37	0.21	0.23	0.19	0.20	0.03	—	0.19	0.23	0.21	0.49	0.31	0.47	18	382	43.8	16.4	8.6	31.0	0.50	0.33	0.53	+ 158	+ 4.2
Cl	0.06	—	—	—	—	—	следы	0.02	следы	следы	—	следы	следы	0.01	следы	следы	следы	следы	следы	следы	—	следы	0.02	0.03	0.02	0.02	следы	следы	19	384	43.3	15.0	9.7	31.8	0.55	0.11	0.65	+ 157	+ 1.8
F	0.15	—	—	—	—	—	—	0.63	—	—	0.03	—	—	—	—	0.07	0.03	—	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	20	368	42.5	17.7	9.3	30.4	0.50	0.28	0.53	+ 147	+ 2.8
S	0.04	—	—	—	—	—	следы	0.00	0.00	0.00	0.04 ¹	—	следы	0.00	следы	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	—	—	0.01	0.04	следы	—	—	—	21	367	53.2	4.0	7.2	35.4	0.29	0.54	0.18	+ 126	+ 10.6
B ₂ O ₃	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.03	22	388	54.2	1.7	4.9	39.1	0.34	0.40	3.00	+ 132	+ 10.2
Сумма . .	100.68	—	—	—	—	—	—	100.11	—	—	—	—	—	—	—	100.13	100.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23	367	42.7	18.8	7.8	30.6	0.53	0.32	0.42	+ 145	+ 4.3
O = 2F (Cl)	0.07	—	—	—	—	—	—	0.26	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	354	42.5	18.4	8.2	30.8	0.53	0.30	0.44	+ 131	+ 1.5
Сумма . .	100.61	99.92	100.54	100.44	99.50	99.55	99.95	99.85	99.81	100.33	100.03 ²	100.13	100.07	100.35	99.62	100.10	100.16	100.37	99.95	99.88	99.73	99.73	99.77	100.14	100.09	100.15	100.51	99.85	25	361	42.3	20.2	5.0	32.5	0.54	0.28	0.25	+ 131	+ 4.8
																													26	363	45.4	17.2	5.6	31.8	0.61	0.31	0.33	+ 136	+ 8.0
																													27	317	38.8	20.4	14.1	26.7	0.49	0.46	0.69	+ 110	+ 2.0
																													28	328	39.6	23.9	5.7	30.7	0.58	0.28	0.24	+ 105	+ 3.2

1. Land's End. Гранит Lamorwa. Аналитик W. Pellard.
2. То же. Гранит Greedy. Аналитик J. A. Phillips.
3. То же. Гранит Bottalack. Аналитик J. A. Phillips.
4. Carn Menellis. Гранит Penryn.
5. Carn Menellis. Гранит Carnsew.
6. Carn Brea. Гранит.
7. St. Austell. Гранит, тип Prideaux.
8. То же. Гранит, China-stone.
9. То же. Гранит, тип Carbeans.
10. То же. Гранит, тип Luxulyan.
11. Bodmin Moor. Гранит, карьер Lank. Аналитик Н. Ф. Харвуд.
12. Восточный Dartmoor. Гранит порфиридовидный; нижний горизонт карьера Haytor. Аналитик E. G. Radley.
13. То же. Аплоранит тонкозернистый Haytor Rocks; интрузия под тоф-гранитом.
14. То же. Гранит слабо — до непорфиридовидного; средний горизонт карьера Haytor.
15. То же. Аплоранит Wittabarrow.

Аналитик Н. Ф. Харвуд.

16. Западный Dartmoor. Гранит биотитово-мусковитовый; севернее Trowlesworthy Tor.
 17. Восточный Dartmoor. Гранит порфиридовидный, Greater Rocks.
 18. То же. Гранит порфиридовидный, Saddle Tor.
 19. То же. Гранит порфиридовидный, «Nut Crackers», 0,25 мм к юго-западу от Rippon Tor.
 20. Dartmoor. Гранит порфиридовидный, карьер Blackingstone близ Moreton hampstead.
 21. То же. Микрогранит Meldow, близ Okehampton.
 22. То же.
 23. Западный Dartmoor. Гранит порфиридовидный, карьер Burrator.
 24. То же. Гранит порфиридовидный, карьер Prison, Princetown.
 25. Восточный Dartmoor. Гранит среднезернистый, слабо порфиридовидный, Wittabarrow.
 26. То же. Гранит на контакте со сланцами, Burrator.
 27. То же. Гранит тонкозернистый порфиридовидный, относительно основной. Из гальки на склоне к северу от гранитных выходов Wittabarrow.
 28. Западный Dartmoor. Гранит биотитово-кордиерито-гранатовый, карьер Sweltor.
- Анализы 13, 14, 15, 16, 17, 19, 22, 23, 24, 25, 27, 28 произведены Н. Ф. Харвуд.
Анализ 18 произведен В. Мооре.

суммарное содержание их в гранитах Корнуолла, за редкими исключениями, близко к содержанию щелочей в средних гранитах, но в большинстве случаев K_2O значительно больше чем Na_2O , и коэффициент k здесь больше, чем в двуслюдяном граните. Надо, однако, отметить,



Фиг. 2. Состав гранитов Саксонских Рудных гор на диаграмме Ниггли.

что имеются случаи, когда коэффициент k гранитов Корнуолла равен таковому других гранитов, а в 4 случаях он ниже k даже среднего гранита Дэли.

Граниты Саксонских Рудных гор (табл. 7, фиг. 2). Из диаграммы видно, что эти граниты более лейкократовые, чем средний гранит Дэли и средний биотитовый гранит Чирвинского. Многие из гранитов Рудных гор близко совпадают с двуслюдяным гранитом Чирвинского, но большинство их содержит больше глинозема. По отношению к энгадинитовому граниту они все несколько смещены к углу al , т. е. богаче глиноземом.

При сравнении коэффициентов Ниггли этих анализов с коэффициентами двуслюдяного гранита обнаруживается, что si в гранитах Рудных гор больше, чем si двуслюдяного гранита, но близко к si энгадинитового гранита, в котором этот коэффициент колеблется в пределах 400 ± 800 ; al в большинстве гранитов Рудных гор больше al двуслюдяного гранита и энгадинитового гранита; fm гранитов Рудных гор совпадает с fm двуслюдяного и энгадинитового гранита; s — меньше с двуслюдяного гранита и совпадает с s энгадинитового гранита; alk — несколько меньше alk двуслюдяного и энгадинитового гранита; k — отчасти совпадает с k среднего гранита Дэли, отчасти с k среднего биотитового гранита, а в ряде случаев совпадает с k двуслюдяного

Химические анализы гранитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	75.31	73.65	70.61	73.55	72.83	73.53	69.56	71.70	69.50	75.96	73.22	74.68
TiO ₂	—	00.8	0 05	0.04	0.10	0.06	0.27	0.13	0.05	—	0.08	0.71
Al ₂ O ₃	13.23	14.63	17.36	14.34	13.89	13.84	15.69	15.08	18.08	15.01	13.32	12.73
Fe ₂ O ₃	—	0.87	1.24	1.11	1.55	1.06	1.30	1.38	1.23	следы	0.75	—
FeO	1.50	0.71	0.48	0.55	0.70	0.63	1.41	0.55	0.79	—	0.72	3.00
CaO	0.65	0.62	0.66	0.45	1.06	1.21	1.68	1.44	0.20	2.70	1.41	0.09
MgO	0.25	0.27	0.36	0.62	0.60	0.52	0.30	0.27	0.62	0.33	0.09	0.35
K ₂ O	5.51	4.81	3.42	4.06	3.96	4.04	5.00	4.40	4.26	1.53	4.12	4.64
Na ₂ O	2.60	3.02	3.94	3.74	3.80	3.86	3.60	3.20	2.84	4.49	3.86	1.54
H ₂ O ⁻	} 0.86	0.21	0.12	0.10	0.21	0.15	0.30	0.20	0.20	} следы	0.39	} 1.17
H ₂ O ⁺		0.38	0.90	0.44	0.51	0.45	0.65	0.68	0.53		0.92	
F	—	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.09	0.05	следы	0.08	—
Li	—	сл.	сл.	сл.	сл.	следы	следы	сл.	сл.	—	следы	—
Ba	—	—	сл.	сл.	сл.	следы	следы	сл.	сл.	—	следы	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09
P ₂ O ₅	—	0.58	0.64	0.64	0.70	0.99	0.45	0.73	0.92	—	1.08	—
Сумма .	99.91	99.87	99.81	99.68	99.94	100.38	100.23	99.85	99.97	100.02 ¹	100.04	99.50

1. Крупнозернистый турмалиновый гранит, Иоганнгеоргенштадт. Аналитик Scheller.
2. Среднезернистый турмалиновый гранит, Карлсфельд. Аналитик E. Fritzsche.
3. Порфириовидный микрогранит, Вейсенгезанг. Аналитик E. Fritzsche.

и энгадинитового гранита; в 2 случаях k больше даже k двуслюдяного гранита; t — в 4 анализах меньше t биотитового гранита и в 8 анализах — больше.

Таким образом, химический состав гранитов Рудных гор очень близко совпадает с составом энгадинитового гранита Ниггли, отличаясь от последнего несколько большим содержанием SiO₂ и Al₂O₃ и меньшим содержанием K₂O + Na₂O.

Граниты Португалии (табл. 8, фиг. 2). Приведенные в табл. 8 два анализа гранитов Португалии относятся к гранитам, к которым приурочены вольфрамовые месторождения, но так как последние здесь очень тесно связаны с оловянными месторождениями, а граниты по своему минералогическому составу ничем не отличаются от гранитов Пиренейского полуострова, с которыми связаны оловянно-вольфрамовые месторождения, мы их помещаем здесь. По своему химическому составу один из них близок двуслюдяному граниту, другой — энгадинитовому. В обоих отмечается большее содержание Al₂O₃, чем в указанных средних гранитах, а из щелочей K₂O значительно больше, чем Na₂O ($k = 0.59$ и 0.71 , т. е. значительно выше, чем во всех средних гранитах табл. 5).

Граниты Малайи, Голландской Индии, Французского Индо-Китая и Австралии (табл. 9 и 10, фиг. 3). Положение точек для гранита Малайи, Голландской Индии и Французского Индо-Китая, как видно из фиг. 3, не совпадает с положением на диаграмме ни одного из средних составов гранитов. В отношении содержания глинозема они

¹ Следы SO₃.

Рудных гор, Саксонии

Таблица

Коэффициенты по Нигглю

	sl	al	fm	c	alk	k	mg	/fm	qz	t
1	464	48	10	4,5	37,5	0,58	0,23	0,45	+ 214	+ 6,0
2	437	51	10	4	35	0,51	0,25	0,41	+ 197	+ 12,0
3	374	54	10	4	32	0,36	0,29	0,39	+ 146	+ 18,0
4	424	49	13	3	35	0,41	0,42	0,22	+ 184	+ 9,0
5	402	45	14,5	6	34,5	0,41	0,34	0,43	+ 164	+ 4,5
6	410	45,5	12	7,5	35	0,41	0,37	0,63	+ 170	+ 3,0
7	344	45	13	9	33	0,48	0,17	0,70	+ 112	+ 3,0
8	392	49	10	9	32	0,48	0,22	0,84	+ 164	+ 8,0
9	356	54	13	5	28	0,50	0,37	0,38	+ 144	+ 21,0
10	436	50,5	3	16,5	30	0,18	1,00	6	+ 216	+ 4,0
11	430	46	8	9	37	0,41	0,10	1,1	+ 182	0,0
12	493	49,5	20	1	29,5	0,67	0,17	0,05	+ 275	+ 19,0

4. Мелкозернистый турмалиновый гранит, Вильцшгаус. Аналитик E. Fritzsche.
5. Крупнозернистый турмалиновый гранит, Вильцшгаус. Аналитик E. Fritzsche.
6. Среднезернистый порфиоровидный гранит, Мульденталь. Аналитик E. Fritzsche.
7. Крупнозернистый порфиоровидный гранит, Ауэ-Боккау. Аналитик E. Fritzsche.
8. Среднезернистый двуслюдяной гранит, Роккельман, близ Шварценберга. Аналитик E. Fritzsche.
9. Среднезернистый гранит, воронка в Гейере. Аналитик E. Fritzsche.
10. Гранит, Гейер.
11. Среднезернистый гранит, близ Шеллерхау. Аналитик E. Fritzsche.
12. Гранит Альтенберга. Аналитик Rube.

Химические анализы гранитов Португалии

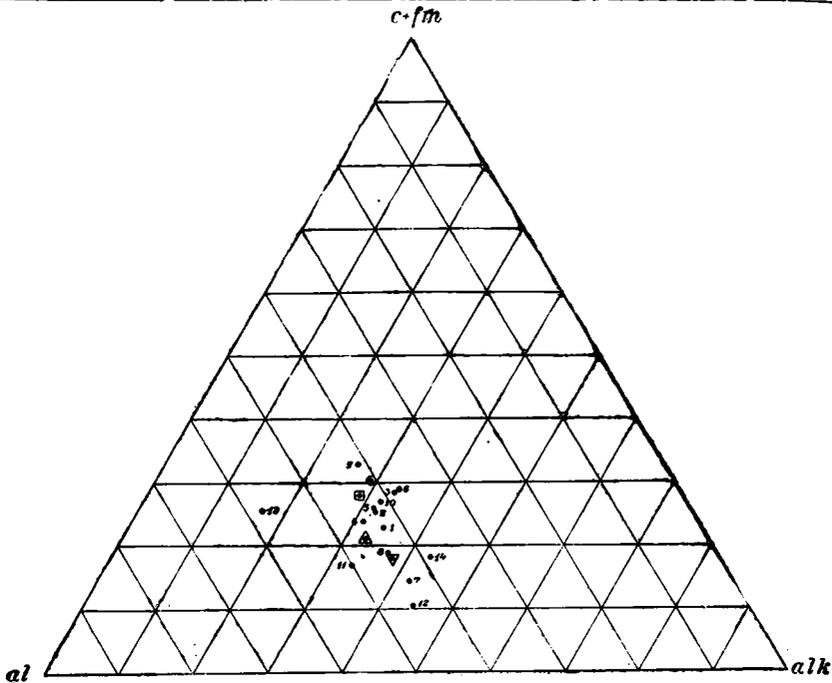
Таблица 8

Компоненты	13	14	Коэффициенты по Нигглю										
			sl	a	fm	c	alk	mg	c/fm	qz	t		
SiO ₂	73.48	71.01	13	404	49.8	13.5	0.7	36.0	0.71	0.39	0.05	+ 160	+ 13.1
TiO ₂	0.06	0.14											
Al ₂ O ₃	15.40	14.62	14	385	46.5	19.8	1.9	31.8	0.59	0.28	0.10	+ 157	+ 12.8
Fe ₂ O ₃	1.38	3.47											
FeO	0.49												
MnO	следы	—											
CaO	0.10	1.35											
MgO	0.64	0.66											
K ₂ O	7.22	5.44											
Na ₂ O	1.98	2.49											
П. п. пр. . .	0.44	0.90											
Сумма.	101.19	100.08											

13. Гранит из Felgneira. Аналитик A. Schmidt.

14. Гранит из Topada negra.

приближаются к биотитовому граниту и содержат его в общем меньше, чем двуслюдяной и энгадинитовый граниты, хотя и не намного. По содержанию щелочей они близки к двуслюдяному граниту, но коэф-



Фиг. 3. Состав гранитов Малайи, Голландской Индии, Французского Индо-Китая, Австралии и Китая на диаграмме Ниггли.

Химические анализы гранитов Малайи,

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	71.64	70.90	71.58	71.64	72.15	66.70	75.45	77.64	70.14	71.57	70.76
TiO ₂	0.42	1.05	0.66	0.41	0.75	0.24	0.20	следы	0.64	0.22	0.30
ZrO ₂	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	14.09	13.70	12.96	14.86	13.50	14.50	12.44	11.34	14.58	14.65	16.10
Fe ₂ O ₃	0.52	3.10	0.61	0.24	3.65	1.07	1.58	0.94	0.64	1.55	0.32
FeO	2.26	—	3.12	2.19	—	1.89	0.44	1.60	2.97	1.04	1.80
MnO	0.09	—	0.15	0.09	—	0.02	0.02	0.08	0.11	0.04	0.06
CaO	1.92	1.10	1.78	2.08	1.00	0.83	0.52	0.76	2.68	1.80	1.18
MgO	0.04	0.90	0.35	0.18	0.70	2.22	0.15	—	0.71	0.85	0.15
K ₂ O	4.68	5.10	5.03	3.91	5.90	9.37	4.99	4.52	4.39	3.95	4.61
Na ₂ O	3.83	2.90	3.39	3.65	2.15	1.70	3.99	2.84	2.73	3.85	3.43
TR	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.26	—	0.12	0.25	—	0.16	0.14	0.28	0.24	0.12	0.11
H ₂ O ⁺	0.31	1.00	0.36	0.37	0.40	0.99	0.33	0.36	0.46	0.69	1.08
CO ₂	—	—	—	—	—	следы	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.07	—	0.01	0.08	—	0.13	0.07	—	0.07	0.11	0.46
F	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—	—	—
S	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—
Сумма .	100.13	99.75	100.22	99.95	100.20	99.88	100.32	100.46	100.36	100.44	100.36

1. Малайя. Монцонитовый гранит с биотитом Selangor. Аналитик F. Routt.
2. Малайя. Порфириовидный гранит Kuala Selangor. Аналитик J. Shenton.
3. Малайя. Монцонитовый гранит с биотитом Kuala Dipang. Аналитик F. Routt.

фициент k у них несколько выше, чем у последнего; коэффициент fm в 4 анализах близок к fm двуслюдяного и энгадинитового гранита, в остальных же он близок к fm биотитового; коэффициент c в 6 анализах близок к энгадинитовому и в 5 случаях близок к остальным. Содержание SiO_2 в этих гранитах нормальное. Коэффициент t , выраженный то положительной, то отрицательной величиной, за малыми исключениями очень близок к t энгадинитового гранита. Таким образом, все эти граниты занимают промежуточное положение между двуслюдяным и энгадинитовым гранитом, с одной стороны, и биотитовым гранитом — с другой.

Гранит из Китая (массив Фенгмушянг) близок к энгадинитовому граниту, но в нем отмечается повышенное содержание SiO_2 , щелочей и меньшее содержание окисей железа, магния и кальция. Отношение K_2O и Na_2O у него близкое к таковому у среднего гранита Дэли. Следует отметить, что t у него величина отрицательная.

Что касается гранитов Тасмании и Нового Южного Уэльса, то оба они не совпадают ни с одним из средних типов гранитов. Первый из них содержит очень повышенные количества кремнезема, глинозема и окисей железа и магния. Вместе с тем он лишен CaO и содержит очень мало щелочей, причем k у него довольно большое. Второй гранит отличается повышенным содержанием кремнезема и щелочей, особенно Na_2O , и резко пониженным содержанием глинозема. Повидимому, оба эти гранита сильно изменены.

Голландской Индии и Французского Индо-Китая

Таблица 9

Коэффициенты по Ниггли										
	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qs	t
1	368	42.6	12.4	10.6	34.4	0.45	0.03	0.85	+ 131	— 2.4
2	374	42.4	19.3	6.3	32.0	0.53	0.38	0.33	+ 146	+ 4.1
3	363	38.6	18.8	9.7	32.9	0.49	0.14	0.52	+ 132	— 4.0
4	368	45.0	12.4	11.7	30.9	0.41	0.12	0.94	+ 131	+ 2.4
5	386	42.3	20.5	5.8	31.4	0.64	0.28	0.28	+ 158	+ 5.5
6	293	37.5	25	4	33.5	0.78	0.58	0.16	+ 59	0.0
7	451	43.5	11	3.5	42	0.45	0.13	0.32	+ 179	— 2.0
8	510	43.8	13.8	5.3	37	0.61	0.00	0.38	+ 202	+ 1.5
9	333	40.8	19.4	13.7	26.0	0.52	0.26	0.71	+ 129	+ 1.1
10	370	41	17	10	32	0.40	0.38	0.59	+ 142	— 1.0
11	371	49.8	10.7	6.6	32.8	0.47	0.12	0.62	+ 140	+ 10.4

4. Малайя. Гранит тонкозернистый с кордиеритом Kuala Selangor. Аналитик А. Lacroix.
5. Малайя. Порфировидный гранит Kuala Kubu Gap Road. Аналитик J. Shenton.
6. Малайя. Гранит Poeloe Berhala. Аналитик W. Tongeren.
7. Голландская Индия. Аплитгранит. богатый щелочами, устье Sei Banang, Karimata. Аналитик P. Eesenvein.
8. Малайя. Гранит Gunong Blemut, Johore. Аналитик F. Roult.
9. Малайя. Пироксеновый гранит-порфир Kuala Seli. Река Klang. Аналитик А. Lacroix.
10. Голландская Индия. Рапакивидный граносиенит, T. Senna, N. Karimata. Аналитик Наан.
11. Французский Индо-Китай. Гранит с мусковитом, Pia Oas. Аналитик А. Lacroix.

Гранодиориты Боливии (табл. 11, фиг. 4). Из фиг. 4 видно, что эти породы на диаграмме занимают промежуточное положение между средним гранитом и типичным гранодиоритом, по Ниггли (изображен точкой внутри двух окружностей). Следует отметить, что коэффициент k у них довольно высокий, а t бывает положительным и отрицательным. В заключение характеристики зарубежных оловонсных гранитов приводится анализ крупнозернистого красного гранита из Бушвелда, Южная Африка, проанализированный Редли (цитируем по Уэстерфельду, 1936).

Компоненты	Сод. в %	Компоненты	Сод. в %	Коэффициенты по Ниггли
SiO ₂	74.06	CaO	1.11	si = 433, qz = + 198 al = 43.4, k = 0.59 fm = 15.8, mg = 0.01 c = 7.0, c/fm = 0.44 alk = 33.8, t = + 2.6
TiO ₂	0.24	Na ₂ O	2.44	
Al ₂ O ₃	12.62	K ₂ O	5.36	
Fe ₂ O ₃	0.96	H ₂ O ⁺	0.65	
FeO	1.88	H ₂ O ⁻	0.16	
MnO	0.45	P ₂ O ₅	0.14	
MgO	0.2			
		Сумма .	100.09	

Ближе всего этот состав совпадает с составом энгадинитового гранита.

Таблица 10

Химические анализы гранитов Китая и Австралии

Компоненты	Китай	Тасмания	Новый Южный Уэльс	Коэффициенты по Ниггли									
	12	13	14	si	a	fm	c	alk	k	mg	c/fm	t	
SiO ₂	75.51	77.00	76.69	12436	45	6.9	3.8	44.3	0.39	0.00	0.55	+ 159	- 3.1
TiO ₂	0.07	—	—	13549	57.7	25.6	0.0	16.7	0.51	0.13	0.00	+ 382	+ 41.0
Al ₂ O ₃	13.32	13.80	10.89	14465	38.9	7.3	10.9	42.9	0.28	0.25	1.50	+ 205	- 14.9
Fe ₂ O	0.16	1.29	0.76										
FeO	1.29	2.57	0.39										
MnO	0.02	—	—										
MgO	0.02	0.29	0.18										
CaO	0.61	0.00	1.73										
Na ₂ O	5.16	1.22	5.35										
K ₂ O	4.22	1.85	2.97										
H ₂ O ⁺	0.40	1.68	0.13										
H ₂ O ⁻				0.37									
P ₂ O ₅	0.06	—	—										
S	0.02	—	—										
F	—	4.38	—										
Сумма .	—	104.14	—										
- O = 2 F .	—	1.84	—										
Сумма .	100.86	102.30 ¹	99.46										

¹ SnO₂ = 0.06.

12. Гранит из Fengmuchiang, центральная часть массива. Аналитик Hsiung.

13. Гранит из района Blue Tier.

14. Гранит из Нового Южного Уэльса (по Ferguson и Bateman, 1912).

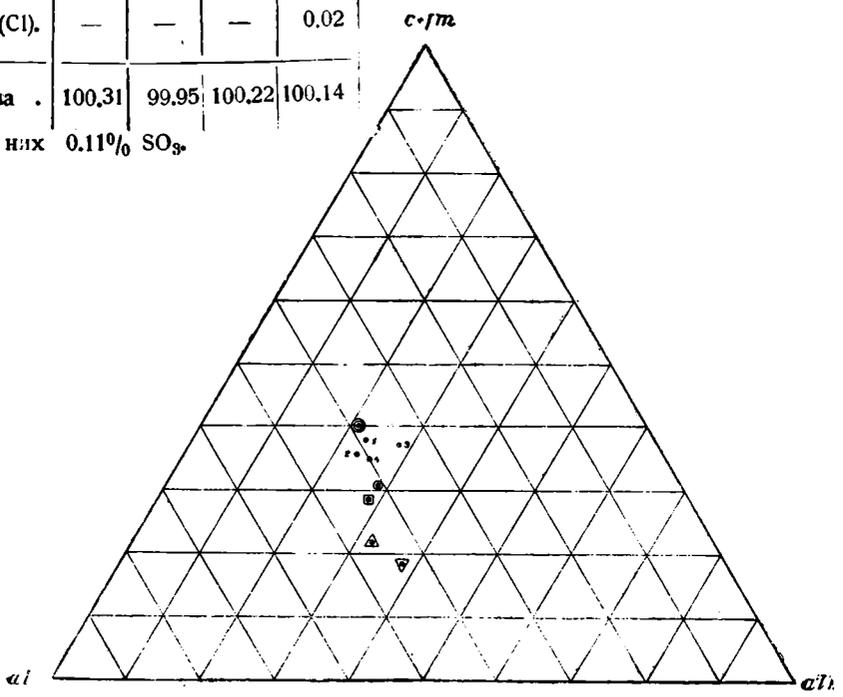
Таблица 11

Химические анализы гранитных пород Боливии

Компоненты	1	2	3	4	Коэффициенты по Ниттак										
					sl	al	fm	c	alk	l	mg	c/fm	qz	t	
SiO ₂	65.51	65.62	70.98	63.85	1	278	39	26	11	23	0.62	0.45	0.42	+ 86	+ 5.0
TiO ₂	0.48	—	0.19	0.55	2	273	41.7	26.4	9	23.1	0.63	0.45	0.34	+ 80	- 0.4
Al ₂ O ₃	16.15	17.02	12.69	16.58	3	335	35	24	13	28	0.50	0.31	0.38	+ 94	- 6.0
Fe ₂ O ₃	1.06	1.03	2.99	1.11	4	262	40	25	11	25	0.51	0.57	0.28	+ 64	+ 4.0
FeO	3.29	3.28	1.45	2.84											
MnO	не опр.	—	—	0.03											
MgO	1.92	1.98	1.04	2.35											
CaO	2.54	2.00	2.56	2.32											
Na ₂ O	2.22	2.15	3.03	3.05											
K ₂ O	5.42	5.49	4.59	4.79											
H ₂ O ⁺	1.22	1.30	0.57	1.58											
H ₂ O ⁻	0.10	0.08	0.13	0.09											
P ₂ O ₅	0.40	—	не опр.	0.46											
S	не опр.	—	»	0.17 ¹											
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.01											
TR	—	—	—	0.00											
Cl	—	—	—	0.10											
BaO	—	—	—	0.20											
SrO	—	—	—	0.05											
ZrO ₂	—	—	—	0.03											
Сумма	—	—	—	100.16											
-O = 2F (Cl)	—	—	—	0.02											
Сумма	100.31	99.95	100.22	100.14											

1. Кварцевый монцитонит Caracoles, среднее из 2 анализов Линдгрена.
2. Гранитная порода из Caracoles, по Winkelmann.
3. Гранодиорит из Шампи, батолит Sorata. Аналитик Brendler.
4. Гранодиорит порфириовидный с розовым ортоклазом из Шимани. Аналитик Bendig.

¹ Из них 0.11% SO₃.



Фиг. 4. Состав гранодиоритов Боливии на диаграмме Ниггли.

Граниты Восточного Забайкалья (табл. 12, фиг. 5). Граниты этой области, как видно из фиг. 5, ближе всего подходят к энгадинитовому типу, но величина коэффициента alk резко отклоняется от величин, характерных для этого типа гранитов. Коэффициент c и fm в общем несколько ниже и лишь изредка выше таковых у энгадинитовых гранитов. Коэффициент al , наоборот, всегда несколько выше, и соответственно с этим t у гранитов Восточного Забайкалья имеет всегда положительную величину, притом достигающую нередко 8 и в отдельных случаях доходящую до 20. Коэффициенты si и k не выходят за пределы, наблюдаемые у энгадинитового типа гранитов. Таким образом, от типичных энгадинитовых гранитов восточно-забайкальские граниты отличаются более высоким содержанием глинозема и более низким содержанием окисей железа, магния и кальция. По сравнению со средними и биотитовыми гранитами эти отличия выступают еще резче; кроме того, граниты этого района содержат больше кремнезема, щелочей; из последних K_2O всегда больше, чем N_2O ($k = 0.40$).

Граниты Восточной Калбы (табл. 13, фиг. 6). Все, что было отмечено для гранитов Восточного Забайкалья, приложимо к гранитам Восточной Калбы, с той лишь разницей, что отличия этих гранитов от гранитов энгадинитовых и биотитовых выступают еще более резко.

Граниты Якутии (табл. 14, фиг. 7). Из табл. 14 и фиг. 7 видно, что среди этих гранитов можно выделить два типа. Один из них — это нормальные граниты Яна-Адычанского района и граниты Чаунского и Амгуемского районов. Для них характерно то же, что отмечалось для гранитов Восточного Забайкалья и Восточной Калбы. Другой тип — это более основные гранитоиды, которые, как и гранодиориты Боливии, занимают положение промежуточное между составом среднего гранита и составом типичного гранодиорита (на диаграмме точка внутри двух окружностей). Только кварцевый диорит Джальнджинского массива и кварцевый монзонит Хатакчанского массива имеют состав более основной, чем гранодиорит. Отметим, кроме того, что большинство гранодиоритов района имеет избыточный глинозем, хотя здесь нередки породы с отрицательным значением t .

Рапакиви Питкарранты. Для характеристики этой породы приведем анализ ее, произведенный Лориллокком (Трестедт, 1907).

Компоненты	Сод. в %	Компоненты	Сод. в %	Коэффициенты по Ниггли
SiO_2	75.50	Na_2O	2.73	$si = 469$, $qz = +219$ $al = 44$, $k = 0.56$ $fm = 13$, $mg = 0.26$ $c = 5.5$, $c/fm = 0.43$ $alk = 37.5$, $t = +1.0$
Al_2O_3	12.15	K_2O	5.22	
Fe_2O_3	0.96	H_2O^+	0.52	
FeO	0.96	H_2O^-	0.08	
MnO	0.01	TiO_2	0.50	
MgO	0.37	P_2O_5	0.06	
CaO	0.86			
		Сумма .	99.92	

Из приведенных данных видно, что этот гранит почти в точности соответствует энгадинитовому типу гранитов.

Химические анализы гранитов Восточного Забайкалья

Компоненты																									Коэффициенты по Ниггли											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	si	al	fm	c	alk	k	mg	o/fm	qs	t		
SiO ₂	75.18	75.50	71.53	69.78	72.56	72.23	72.98	73.58	71.88	73.50	70.14	75.17	75.98	77.00	71.54	76.01	73.66	75.43	74.07	76.85	72.56	72.64	74.25	74.02	1	461	57	7.0	4.8	32.0	0.39	0.22	0.68	+ 233	+ 20.2	
TiO ₂	следы	следы	следы	0.56	0.23	следы	—	—	—	0.34	0.17	0.29	0.12	0.23	0.26	0.19	0.17	0.15	0.35	0.08	—	0.08	0.20	0.13	2	443	54	6.9	4.9	34.2	0.25	0.36	0.71	+ 206	+ 14.9	
Al ₂ O ₃	15.60	15.64	18.29	15.76	15.77	15.66	15.98	15.19	16.14	14.73	16.58	13.11	12.36	11.97	15.84	12.55	13.87	13.68	13.00	13.80	14.52	14.46	13.47	13.96	3	360	53.3	2.4	2.4	42.0	0.06	0.05	1.00	+ 92	+ 8.9	
Fe ₂ O ₃	0.22	0.22	0.31	0.45	0.96	0.66	0.75	1.01	1.14	0.84	0.89	1.04	0.40	0.56	1.19	0.54	1.04	0.73	0.69	0.48	0.63	0.54	1.14	0.40	5	409	52.8	8.8	4.4	33.9	0.45	0.42	0.5	+ 173	+ 14.5	
FeO	0.76	0.76	0.00	2.08	0.25	0.92	1.25	0.83	0.58	0.53	0.74	1.08	0.98	0.94	0.22	0.77	0.83	0.22	1.39	1.35	0.51	1.59	0.58	1.09	6	384	49.2	9.9	7.0	33.9	0.44	0.29	0.71	+ 148	+ 8.3	
MnO	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.10	—	0.01	—	0.06	—	0.02	0.03	0.02	0.03	0.07	0.03	0.07	0.06	0.03	следы	—	—	0.02	8	428	52.1	9.8	3.5	34.6	0.47	0.18	0.36	+ 190	+ 14.0	
CaO	0.75	0.18	0.46	1.44	0.73	1.23	1.04	0.55	0.70	0.66	1.29	0.50	0.53	0.54	0.57	0.77	0.75	0.76	0.81	1.10	1.68	0.77	0.61	0.49	9	393	52.0	11.2	3.9	32.9	0.48	0.35	0.35	+ 161	+ 15.2	
MgO	0.17	0.30	0.16	2.47	0.43	0.37	0.44	0.20	0.47	0.39	0.29	0.08	0.29	0.19	0.36	0.10	0.20	0.24	0.46	следы	0.35	0.20	0.59	0.18	10	419	49.3	8.9	4.1	37.7	0.46	0.35	0.59	+ 168	+ 7.5	
K ₂ O	3.54	2.40	0.81	4.40	4.28	4.30	3.48	4.64	4.58	4.86	6.31	5.05	4.60	5.36	6.58	4.78	5.4	4.88	5	5.87	5.99	5.16	4.76	5.06	11	348	48.5	8.0	6.8	36.6	0.54	0.26	0.85	+ 102	+ 5.1	
Na ₂ O	3.04	4.48	8.18	2.74	3.44	3.70	2.84	3.25	3.24	3.66	3.55	2.37	3.69	2.64	2.98	3.98	1.2	3.38	3.05	3.23	1.78	3.52	2.93	3.49	12	468	47.8	11.2	3.3	38.4	0.53	0.1	0.3	+ 215	+ 6.1	
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	477	46.0	10.6	2.3	41.1	0.45	0.28	0.21	+ 213	+ 2.6	
P ₂ O ₅	—	—	0.33	—	0.36	—	—	—	—	0.02	0.18	—	0.36	0.09	0.03	0.00	0.32	—	—	—	—	—	—	0.11	14	484	46.2	10.2	3.9	40.0	0.57	0.22	0.38	+ 224	+ 2.3	
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	383	50	9	3.2	38	0.6	0.32	0.35	+ 131	+ 8.8	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	472	46.2	7.5	3.0	43.2	0.44	0.15	0.4	+ 199	0.0	
Cl	следы	следы	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	425	47.2	10.4	4.5	37.8	0.54	0.16	0.43	+ 174	+ 4.9	
SnO ₂	0.03	0.03	0.05	0.13	0.02	0.12	0.08	0.08	—	0.03	—	в искусственных шлихах обнаружен касситерит					—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	465	49.6	7.4	4.8	38.5	0.48	0.3	0.65	+ 211	+ 6.3
п. п. пр.	0.39	0.25	0.32	0.64	0.95	0.68	—	—	0.01	0.62	0.16	0.69	0.38	0.66	0.35	0.15	0.25	0.51	0.85	0.36	1.70	0.18	0.94	0.00	19	447	46.0	13.4	5.1	35.5	0.5	0.3	0.37	+ 205	+ 5.4	
H ₂ O ⁻	0.08	0.10	0.04	0.14	0.11	0.08	—	—	—	0.06	—	0.20	0.26	0.03	0.00	0.24	0.10	0.13	0.15	0.06	—	—	—	—	20	424	46.6	8.0	6.5	39.3	0.54	—	0.77	+ 167	+ 0.8	
Сумма	99.92	100.52	100.51	100.62	100.12	100.05	98.85	99.34	98.85	100.46	100.00	100.39	99.71	100.25	99.92	100.47	99.64	100.18	100.09	100.07	99.82	99.71	99.75	100.22	21	428	50.3	7.1	10.2	32.2	0.69	0.40	1.43	+ 199	+ 7.9	
																									22	404	47.2	10.8	4.4	37.4	0.48	0.12	0.40	+ 154	+ 5.4	
																									23	451	48.2	12.8	4.0	35.4	0.51	0.4	0.3	+ 209	+ 8.8	
																									24	442	49.1	8.2	3.2	39.4	0.49	0.17	0.39	+ 184	+ 6.5	

1. Гранит мусковитовый, Ононское месторождение.
2. Плагиигранит-аплит мусковитовый, отсюда же.
3. Гранит мусковитовый, пегматоидный, М.-Кулиндинское месторождение.
4. Гранит биотитовый, Н. Широной, верховье пади Усть-Андреева.
5. Гранит мусковитовый, Н. Шароной, водораздел между падами Дубовой и Со-сновой.
6. Гранит мусковитовый, вершина горы Зун-Ундур.
7. Гранит мусковитовый, Зун-Ундурское месторождение
8. То же.
9. То же, южный склон.
10. Гранит двуслюдяной, район Ималкинского месторождения, левый склон.
11. Биотитовый гранит пади Бырка, района Ирельчанского месторождения.
12. Гранит биотитовый порфиroidный, Морогорская грива, Зеренский район.

13. Гранитпорфир, краевая часть биотитового гранита, тот же район.
14. Гранит лейкократовый турмалиновый, Ягодная грива, тот же район
15. Гранит аляскитовый, верховье р. Олентой, тот же район.
16. Гранит «дымчатый» аляскитовый послеурский, тот же район.
17. Гранит биотитовый, Халзанский массив.
18. Гранит аплитовидный, отсюда же.
19. Гранит Дульдурги.
20. Гранитпорфир Шерловой горы.
21. Аплитовидный гранит Цаган-Олуя.
22. Гранит Кукульбя.
23. Гранитпорфир Хапчеранги.
24. То же.

Химические анализы гранитов Восточного Забайкалья

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Коэффициенты по Ниггли													
																									si	al	fm	c	alk	k	mg	o/fm	qs	t				
SiO ₂	75.18	75.50	71.53	69.78	72.56	72.23	72.98	73.58	71.88	73.50	70.14	75.17	75.98	77.00	71.54	76.01	73.66	75.43	74.07	76.85	72.56	72.64	74.25	74.02	1	461	57	7.0	4.8	32.0	0.39	0.22	0.68	+ 233	+ 20.2			
TiO ₂	следы	следы	следы	0.56	0.23	следы	—	—	—	0.34	0.17	0.29	0.12	0.23	0.26	0.19	0.17	0.15	0.35	0.08	—	0.08	0.20	0.13	2	443	54	6.9	4.9	34.2	0.25	0.36	0.71	+ 206	+ 14.9			
Al ₂ O ₃	15.60	15.64	18.29	15.76	15.77	15.66	15.98	15.19	16.14	14.73	16.58	13.11	12.36	11.97	15.84	12.55	13.87	13.68	13.00	13.80	14.52	14.46	13.47	13.96	3	360	53.3	2.4	2.4	42.0	0.06	0.05	1.00	+ 92	+ 8.9			
Fe ₂ O ₃	0.22	0.22	0.31	0.45	0.96	0.66	0.75	1.01	1.14	0.84	0.89	1.04	0.40	0.56	1.19	0.54	1.04	0.73	0.69	0.48	0.63	0.54	1.14	0.40	4	318	42.4	26.3	6.8	24.6	0.51	0.63	0.26	+ 120	+ 11.0			
FeO	0.76	0.76	0.00	2.08	0.25	0.92	1.25	0.83	0.58	0.53	0.74	1.08	0.98	0.94	0.22	0.77	0.83	0.22	1.39	1.35	0.51	1.59	0.58	1.09	5	409	52.8	8.8	4.4	33.9	0.45	0.42	0.5	+ 173	+ 14.5			
MnO	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.10	—	0.01	—	0.06	—	0.02	0.03	0.02	0.03	0.07	0.03	0.07	0.06	0.03	следы	—	—	0.02	6	384	49.2	9.9	7.0	33.9	0.44	0.29	0.71	+ 148	+ 8.3			
CaO	0.75	0.18	0.46	1.44	0.73	1.23	1.04	0.55	0.70	0.66	1.29	0.50	0.53	0.54	0.57	0.77	0.75	0.76	0.81	1.10	1.68	0.77	0.61	0.49	7	412	53.2	12.9	6.1	27.8	0.44	0.3	0.47	+ 200	+ 19.3			
MgO	0.17	0.30	0.16	2.47	0.43	0.37	0.44	0.20	0.47	0.39	0.29	0.08	0.29	0.19	0.36	0.10	0.20	0.24	0.46	следы	0.35	0.20	0.59	0.18	8	428	52.1	9.8	3.5	34.6	0.47	0.18	0.36	+ 190	+ 14.0			
K ₂ O	3.54	2.40	0.81	4.40	4.28	4.30	3.48	4.64	4.58	4.86	6.31	5.05	4.60	5.36	6.58	4.78	5.4	4.88	5	5.87	5.99	5.16	4.76	5.06	9	393	52.0	11.2	3.9	32.9	0.48	0.35	0.35	+ 161	+ 15.2			
Na ₂ O	3.04	4.48	8.18	2.74	3.44	3.70	2.84	3.25	3.24	3.66	3.55	2.37	3.69	2.64	2.98	3.98	1.2	3.38	3.05	3.23	1.78	3.52	2.93	3.49	10	419	49.3	8.9	4.1	37.7	0.46	0.35	0.59	+ 168	+ 7.5			
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	348	48.5	8.0	6.8	36.6	0.54	0.26	0.85	+ 102	+ 5.1			
P ₂ O ₅	—	—	0.33	—	0.36	—	—	—	—	0.02	0.18	—	0.36	0.09	0.03	0.00	0.32	—	—	—	—	—	—	0.11	12	468	47.8	11.2	3.3	38.4	0.53	0.1	0.3	+ 215	+ 6.1			
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	477	46.0	10.6	2.3	41.1	0.45	0.28	0.21	+ 213	+ 2.6			
F	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	484	46.2	10.2	3.9	40.0	0.57	0.22	0.38	+ 224	+ 2.3			
Cl	следы	следы	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	383	50	9	3.2	38	0.6	0.32	0.35	+ 131	+ 8.8			
SnO ₂	0.03	0.03	0.05	0.13	0.02	0.12	0.08	0.08	—	0.03	—	в искусственных шпихах обнаружен касситерит										—	—	—	—	—	—	16	472	46.2	7.5	3.0	43.2	0.44	0.15	0.4	+ 199	0.0
п. п. пр.	0.39	0.25	0.32	0.64	0.95	0.68	—	—	0.01	0.62	0.16	0.69	0.38	0.66	0.35	0.15	0.25	0.51	0.85	0.36	1.70	0.18	0.94	0.00	17	425	47.2	10.4	4.5	37.8	0.54	0.16	0.43	+ 174	+ 4.9			
H ₂ O ⁻	0.08	0.10	0.04	0.14	0.11	0.08	—	—	—	0.06	—	0.20	0.26	0.03	0.00	0.24	0.10	0.13	0.15	0.06		—	—	—	—	18	465	49.6	7.4	4.8	38.5	0.48	0.3	0.65	+ 211	+ 6.3		
Сумма	99.92	100.52	100.51	100.62	100.12	100.05	98.85	99.34	98.85	100.46	100.00	100.39	99.71	100.25	99.92	100.47	99.64	100.18	100.09	100.07	99.82	99.71	99.75	100.22	19	447	46.0	13.4	5.1	35.5	0.5	0.3	0.37	+ 205	+ 5.4			
																									20	424	46.6	8.0	6.5	39.3	0.54	—	0.77	+ 167	+ 0.8			
																									21	428	50.3	7.1	10.2	32.2	0.69	0.40	1.43	+ 199	+ 7.9			
																									22	404	47.2	10.8	4.4	37.4	0.48	0.12	0.40	+ 154	+ 5.4			
																									23	451	48.2	12.8	4.0	35.4	0.51	0.4	0.3	+ 209	+ 8.8			
																									24	442	49.1	8.2	3.2	39.4	0.49	0.17	0.39	+ 184	+ 6.5			

1. Гранит мусковитовый, Ононское месторождение.
2. Плагиигранит-аплит мусковитовый, отсюда же.
3. Гранит мусковитовый, пегматоидный, М.-Кулиндинское месторождение.
4. Гранит биотитовый, Н. Широной, верховье пади Усть-Андреева.
5. Гранит мусковитовый, Н. Шароной, водораздел между падами Дубовой и Со-сновой.
6. Гранит мусковитовый, вершина горы Зун-Ундур.
7. Гранит мусковитовый, Зун-Ундурское месторождение
8. То же.
9. То же, южный склон.
10. Гранит двуслюдяной, район Ималкинского месторождения, левый склон.
11. Биотитовый гранит пади Бырка, района Ирельчанского месторождения.
12. Гранит биотитовый порфириовидный, Морогорская грива, Зеренский район.

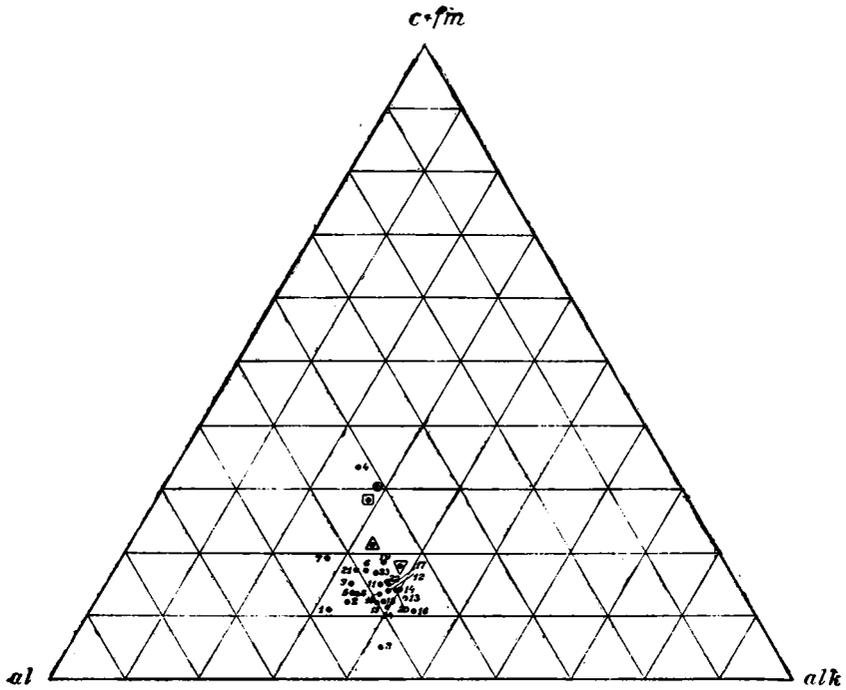
13. Гранитпорфир, краевая часть биотитового гранита, тот же район.
14. Гранит лейкократовый турмалиновый, Ягодная грива, тот же район
15. Гранит аляскитовый, верховье р. Олентой, тот же район.
16. Гранит «дымчатый» аляскитовый послекюрский, тот же район.
17. Гранит биотитовый, Халзанский массив.
18. Гранит аплитовидный, отсюда же.
19. Гранит Дульдурги.
20. Гранитпорфир Шерловой горы.
21. Аплитовидный гранит Цаган-Олуя.
22. Гранит Кукульбея.
23. Гранитпорфир Хапчеранги.
24. То же.

Химические анализы гранитов Приртышского массива (Восточная Калба)

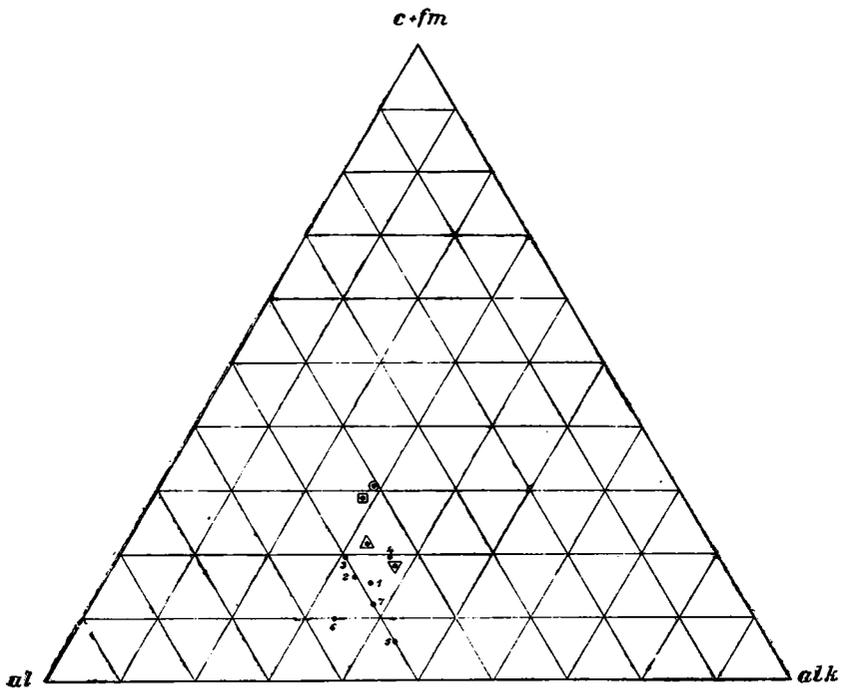
Таблица 13

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	Коэффициенты по Ниггли										
								si	al	fm	c	alk	k	mg	o/fm	qz	t	
SiO ₂	74.45	73.22	73.34	76.93	77.65	77.36	76.31	1	458	49.0	9.6	5.1	36.1	0.47	0.41	0.53	+ 214	+ 7.8
TiO ₂	0.20	0.10	0.12	0.08	0.10	0.06	0.09	2	434	50.3	10.6	5.3	33.6	0.43	0.36	0.50	+ 200	+ 11.4
Al ₂ O ₃	13.60	14.52	14.61	11.78	12.33	13.29	13.68	3	420	50.0	13.2	6.2	30.6	0.47	0.29	0.47	+ 198	+ 13.2
Fe ₂ O ₃	0.65	0.81	0.80	0.65	0.01	0.29	0.59	4	487	44.1	14.4	4.9	36.5	0.56	0.63	0.34	+ 241	+ 2.7
FeO	0.72	0.68	1.24	0.58	0.41	1.53	0.80	5	530	50.0	2.5	4.1	43.4	0.44	0.16	1.67	+ 256	+ 2.5
MnO	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.13	6	548	56.6	5.1	4.8	32.4	0.50	0.25	0.24	+ 318	+ 9.4
CaO	0.77	0.87	1.11	0.73	0.57	0.50	0.67	7	472	49.8	7.4	4.5	38.0	0.10	0.05	0.60	+ 220	+ 7.3
MgO	0.38	0.45	0.50	0.94	0.08	0.14	0.05											
K ₂ O	4.30	3.90	4.04	4.91	4.42	3.66	1.05											
Na ₂ O	3.26	3.38	2.88	2.60	3.66	2.32	5.63											
Li ₂ O	0.18	0.16	0.23	0.09	—	следы	—											
P ₂ O ₅	0.13	0.19	0.24	0.07	—	0.24	0.61											
B ₂ O ₃	0.17	0.38	—	0.13	0.12	0.48	—											
F	0.1	0.05	0.29	0.06	0.23	0.24	—											
Cl	0.01	0.04	0.21	0.05	0.09	следы	—											
SnO ₂	0.01	0.12	—	0.01	—	0.01	—											
WO ₃	0.06	—	—	0.02	—	—	—											
П. п. пр.	0.93	0.83	0.67	0.48	0.25	0.77	0.35											
H ₂ O ⁻	0.34	0.26	0.12	0.11	0.24	0.15	—											
Сумма . .	100.31	99.18	100.33	100.26	100.30	100.37	99.99											

1. Гранит двуслюдяной, порфировидный, Восточно-Калбинское месторождение.
2. Гранит двуслюдяной, Комсомольское месторождение.
3. Гранит двуслюдяной, Карашское месторождение.
4. Гранит крупнозернистый, Большое месторождение.
5. Гранит крупнозернистый, Раздольнинское месторождение.
6. Гранит мусковитовый, месторождение Чалые.
7. Гранит мелкозернистый, аплитовидный, Большое месторождение.



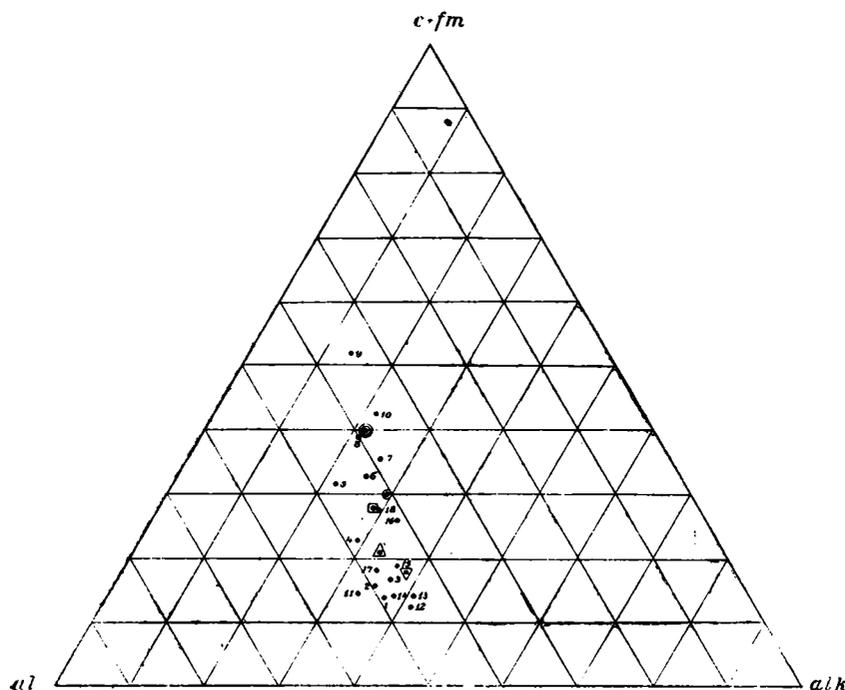
Фиг. 5. Состав гранитов Восточного Забайкалья на диаграмме Ниггли.



Фиг. 6. Состав гранитов Восточной Калбы на диаграмме Ниггли.

Переходя к общей химической характеристике оловоносных гранитов, нужно прежде всего отметить, что часть гранитов Корнуолла и отдельные граниты Малайи и Якутии мало чем отличаются от биотитовых неоловоносных гранитов.

Еще большее число гранитов, а именно из Корнуола и Саксонских Рудных гор, не отличается от обычных двуслюдяных гранитов.



Фиг. 7. Состав гранитов Якутии на диаграмме Ниггли.

Однако огромное большинство гранитов довольно близко совпадает по химическому составу с энгадинитовым гранитом, по Ниггли. К числу этих гранитов относятся многие граниты Корнуолла, Саксонских Рудных гор, почти все граниты Восточного Забайкалья, Восточной Калбы и многие граниты Якутии.

При рассмотрении минералогического состава оловоносных гранитов было уже отмечено, что все это биотитовые граниты с тем или иным участием мусковита вплоть до чисто мусковитовых гранитов. Во многих случаях отмечалось также, что мусковит содержит включения циркона с плеохроничными двориками вокруг последнего, что, следовательно, мусковит образовался по биотиту. Поэтому правильнее сравнивать оловоносные граниты с биотитовыми гранитами. При таком сравнении можно отметить следующие черты, резко отличающие оловоносные граниты от обычных биотитовых гранитов:

1) В большинстве случаев оловоносные граниты содержат повышенное количество кремнезема. 2) То же самое относится к глинозему, выражаясь в положительной (притом часто значительной — до 20 и более) величине коэффициента t . 3) Оловоносные граниты часто содержат больше щелочей, чем обычные граниты, причем, за редкими

Химические анализы гранитных

Компоненты	Яна-Адычанский район										Чаусский	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	74.79	72.56	72.93	70.44	72.20	70.26	67.53	67.90	61.01	65.60	76.65	76.20
TiO ₂	0.16	0.16	0.17	0.32	0.30	0.37	0.51	0.43	0.53	0.69	0.18	0.12
Al ₂ O ₃	13.55	14.78	14.22	16.09	16.23	14.67	14.92	15.51	17.60	15.51	13.57	12.92
Fe ₂ O ₃	0.57	0.47	0.44	0.95	0.15	0.48	0.71	0.79	1.35	1.04	0.47	0.30
FeO	0.85	0.99	1.10	1.59	0.57	2.97	3.77	3.14	3.99	3.97	1.52	0.62
MnO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.04	0.07	0.11	0.03	0.02	0.03
CaO	0.57	0.92	0.96	1.10	4.89	2.50	2.33	3.30	6.14	3.61	0.35	0.79
MgO	0.30	0.39	0.48	0.85	0.29	0.85	1.26	1.35	2.99	1.78	0.10	0.24
BaO	следы	0.03	0.02	—	—	—	—	0.05	0.04	—	0.03	—
K ₂ O	4.46	5.00	5.20	4.93	0.93	4.08	4.80	3.22	1.90	4.39	4.23	5.08
Na ₂ O	3.05	2.84	3.04	2.74	3.92	2.55	2.77	2.74	2.80	2.69	2.46	2.68
Li ₂ O	0.09	0.12	0.11	—	—	—	—	0.07	0.04	—	не опр.	0.42
H ₂ O—	0.19	0.16	0.14	0.24	0.12	0.13	0.27	0.16	0.25	0.33	0.23	0.11
П. п. пр. . . .	0.78	0.97	0.87	0.80	0.08	0.81	0.73	1.11	1.18	0.60	0.44	0.41
CO ₂	0.02	0.00	0.01	—	—	—	0.55	0.01	0.02	следы	0.05	0.02
P ₂ O ₅	0.41	0.37	0.40	—	—	—	—	0.15	0.14	—	следы	0.06
Cl	0.01	0.03	0.02	—	—	—	—	0.03	0.04	—	следы	0.03
F	0.09	0.05	0.02	—	—	—	—	0.06	0.03	—	—	—
SO ₃	0.01	0.02	0.01	—	—	—	—	0.03	0.02	—	—	—
B ₂ O ₃	0.18	0.11	0.14	—	—	—	—	0.19	0.12	—	0.03	0.01
Сумма.	100.12	100.00	100.30	—	—	—	—	100.31	100.30	—	—	—
-- O = 2F .	0.04	0.02	0.01	—	—	—	—	0.02	0.01	—	—	—
Сумма	100.08	99.98	100.29	100.07	99.70	99.73	100.19	100.29	100.29	100.24	100.33	100.04

1. Гранит из центральной части Чалбынского массива. Аналитик Френкель.
2. Гранит в 50 м от контакта массива Арга-Ынных Хая. Аналитик Френкель.
3. Гранит в 1₂ м от контакта массива Тырхатяхского. Аналитик Френкель.
4. Гранит в 100 м от контакта массива Ынных-Хайского. Аналитики Ковязина и Бакланова.
5. Аномальная порода, близкая к кварцевому диориту; Чаллинский массив. Аналитик Толкачева.
6. Андезитовый гранит из контактовой части Тонкогорского массива. Аналитик Толкачева.
7. Биотитовый гранитпорфир, Бургачанский массив. Аналитик Толкачева.
8. Гранодиорит, Джалындинский массив. Аналитик Френкель.
9. Кварцевый диорит, Джалындинский массив. Аналитик Френкель.
10. Кварцевый монцитит из центральной части Хатакчанского массива. Аналитик Лангваген.

исключениями, $K_2O > Na_2O$ (очень часто коэффициент $k = 0.45$ и выше). 4) Эти граниты всегда более лейкократовые, чем обычные биотитовые; это выражено в меньших величинах коэффициентов f_m и s .

Фергюсон и Батеман (Ferguson a. Bateman, 1912), подробно изучавшие процессы грейзенизации гранитов, пришли к выводу, что в результате этих процессов происходит увеличение содержания SiO_2 , Al_2O_3 и, возможно, окиси Fe и уменьшение Ca, Mg и щелочей. Это согласуется с данными Фогта, который считает, однако, что процесс грей-

пород северо-востока Азии

Таблица 14

район			Амгуемский район			Коэффициенты по Ниггли									
13	14	15	16	17	18	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	
74.58	73.83	74.63	73.94	73.04	73.36	1459	49.0	10.0	4.1	36.9	0.48	0.30	0.41	+ 211	+ 8.0
0.12	0.02	0.18	0.17	0.34	0.34	2411	49.4	9.9	5.5	35.1	0.51	0.34	0.55	+ 171	+ 8.8
12.98	13.92	13.00	13.11	14.93	13.67	3411	47.0	10.8	5.7	36.5	0.51	0.41	0.53	+ 165	+ 4.8
0.12	0.70	0.33	0.06	0.22	0.15	4357	48.0	16.7	6.1	29.2	0.54	0.38	0.36	+ 140	+ 12.7
1.10	0.88	1.47	1.97	1.36	2.17	5355	47.0	5.3	26.0	21.6	0.14	0.44	4.88	+ 169	- 0.6
0.03	0.01	0.03	0.05	—	0.04	6341	41.9	20.1	13.3	24.8	0.52	0.30	0.65	+ 142	+ 3.8
0.83	0.73	0.96	1.28	1.58	2.09	7300	38.9	24.3	11.2	25.6	0.53	0.34	0.46	+ 98	+ 2.1
0.21	0.17	0.32	1.04	0.19	0.54	8298	40.2	23.0	15.6	21.2	0.42	0.38	0.68	+ 113	+ 3.4
—	—	—	—	—	—	9203	34.7	29.9	22.1	13.3	0.30	0.50	0.74	+ 50	- 0.6
4.91	5.29	4.82	5.14	4.98	4.50	10259	36.1	26.8	15.3	21.7	0.52	0.40	0.57	+ 72	- 0.9
3.86	3.23	3.07	2.93	3.06	2.68	11502	52.3	11.8	2.4	33.5	0.53	0.10	0.20	+ 268	+ 16.4
неопр.	0.06	неопр.	—	—	—	12470	46.6	6.7	5.2	41.4	0.48	0.33	0.78	+ 204	0.0
0.12	0.08	0.17	0.10	0.09	0.23	13447	45.7	7.9	5.4	40.8	0.46	0.23	0.68	+ 184	- 0.5
0.73	0.64	0.62	0.79	0.29	0.27	14430	47.7	9.1	4.6	38.6	0.51	0.19	0.50	+ 176	+ 4.5
неопр.	0.10	неопр.	—	—	—	15447	45.7	11.9	6.1	36.3	0.50	0.24	0.51	+ 202	+ 3.3
—	—	—	—	—	—	16400	41.6	17.9	7.5	32.8	0.53	0.47	0.42	+ 169	+ 1.3
0.02	—	неопр.	—	—	—	17398	47.9	8.6	9.5	33.9	0.51	0.19	1.13	+ 162	+ 4.5
—	—	—	—	—	—	18392	43.0	15.1	12.2	29.6	0.52	0.30	0.81	+ 174	+ 1.2
—	0.02	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99.61	99.96	99.63	100.58	100.08	100.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

11. Двуслюдистый гранит; выход у ручья Роговикового, приток р. Тыкэванканьев. Аналитик Бакланова.
12. Биотитовый гранит; выход в верхн. р. Тыкэванканьев. Аналитик Френкель.
13. Биотитовый гранит, мелкозернистый; середина Северного массива в 1 км от северного контакта. Аналитик Толкачева.
14. Литионитовый гранит; середина Северного массива, в 2 км от юго-зап. контакта. Аналитик Лангваген.
15. Биотитовый гранит; сев.-зап. часть Северного массива, в 3 км от юго-зап. контакта. Аналитик Толкачева.
16. Гранит, Иультинский массив. Аналитик Толкачева.
17. Гранит, тот же массив. Аналитик Волков.
18. Гранит, тот же массив. Аналитик Любельская.

зенизации протекает с увеличением содержания щелочей. По Дальмеру же, при этом процессе идет уменьшение содержания SiO_2 . Данные Фергюсона и Батемана, Фогта и Дальмера совершенно не исключают друг друга. В различных условиях возникновения грейзена, т. е. в зависимости от того, происходит ли преимущественно процесс окварцевания или образования мусковита, мы будем наблюдать в одном случае увеличение SiO_2 , в другом — увеличение щелочей, и те черты различия оловоносных гранитов от биотитовых и энгадинитовых, которые отмечены выше, весьма вероятно отражают процесс грейзенизации оловоносных гранитов.

Отличны от всех прочих гранитов гранодиориты Боливии, Якутии и некоторые еще более основные породы Якутии и, повидимому, Приморья.

Близкое сходство главных составных частей многих оловоносных гранитов с некоторыми обычными гранитами не позволяет назвать такие характерные признаки, которые отличали бы уверенно каждый оловоносный гранит от неоловоносного. К этому же выводу пришел

Таблицл 15

Результаты спектроскопического исследования гранитов Рудных гор и Гарца

Граниты	Sn, г/т		Pb, г/т	Zn, г/т	Ti, г/т
	тяжелая фракция	общее количество			
Эйбеншток	15	90	2.0	8.0	1.0
Шеллерхау	6	67	7.7	29.0	1.0
Эппрехштейн	0.0	50	5.0	5.0	2.0
Броккен	0.2	25	12.0	34.0	2.1

Уэстерфельд (1935), совершенно справедливо отметивший, что оловоносные граниты отличаются повышенным содержанием некоторых редких элементов. В этом отношении чрезвычайно интересна работа Оттемана (Otte-man, 1940), который, сравнивая граниты Рудных гор и граниты Гарца, пытался разрешить вопрос о нахождении олова в Гарце. Им были исследованы граниты Рудных гор (Шеллерхау и Эйбеншток) и Гарца (Эппрехштейн и Броккен). Тяжелая фракция гранитов была отделена жидкостью Клеричи и затем фракции нагревались в особой печи. Получившиеся при этом сублиматы подвергались количественному спектроскопическому анализу. Результаты этого исследования приведены в табл. 15.

Ни в штуфах, ни в шлифах гранитов Рудных гор не было ни касситерита, ни каких-либо признаков оловянного пневматолита.

Из табл. 15 видно, что олово в исследованных гранитах только в незначительной мере представлено касситеритом: тяжелая фракция гранитов Гарца олова почти не содержит, в целом же граниты Гарца содержат меньше олова и больше Pb и Zn, т. е. тех элементов, руды которых связаны с гранитами Гарца.

Оттеман также исследовал различные минералы гранитов на содержание в них Sn, In, Ti, Pb и Zn и пришел к следующим выводам, вытекающим из приведенных в его работе данных.

1) Существует закономерная связь между концентрацией элемента в породе с обогащением этого элемента в рудных жилах, связанных с этой породой. 2) В силикатных минералах двухвалентное олово замещает кальций, что объясняется тождественностью величин их ионных радиусов (1.06). 3) В силикатах установлено, что чем больше в них содержание F, тем выше также содержание Sn; такая же зависимость существует в силикатах между Ti и Pb.

Данные Оттемана безусловно существенно дополняют наши сведения о содержании редких элементов в гранитах, но нужно отметить, что из гранитов Рудных гор им были взяты наименее удачные образцы. Дело в том, что с гранитным массивом Шеллерхау не связано

ни одно сколько-нибудь значительное месторождение олова. С границей массива Эйбеншток связаны только мелкие месторождения его. Из оловоносных гранитов Рудных гор это наиболее крупные массивы, которые, может быть, подверглись наибольшей эрозии. В этом случае данные Оттемана приобретают совершенно исключительное значение в качестве поискового признака на оловянные месторождения. Но во все не невероятно другое предположение, состоящее в том, что условия для рассеяния олова в этих массивах были более благоприятны, чем условия концентрации, и что вследствие этого в силикатной части этих гранитов содержится такое большое количество олова.

Во всяком случае вывод Оттемана о существовании связи между концентрацией элемента в породе и обогащением его в рудных жилах, связанных с этой породой, заслуживает самого пристального внимания. Он косвенно подтверждается рядом исследований, обнаруживших редкие элементы в минералах оловоносных жил и пород. Так, Браун (Brown, 1934) в минералах гранитов рудника Ист-Пуль близ Редрут обнаружил следующие элементы: в биотите содержатся в малых количествах Ti, Ga, Sn, W, в еле заметных количествах Sc и Ge; в осветленном биотите ясные количества Fe, малые количества Mn, Cr, V, Sn и Ti, больше, чем в биотите, Ga и немного Sc; в светлой розовой слюде, в небольших количествах, присутствует Li.

В минералах пневматолитического парагенезиса Браун нашел следующие элементы: в турмалине следы Be, Sc, Zr, Sn, V, (Nb, Ta), Cr, W, Mn, Ni; в флюорите — незначительные количества Sn. В кварце гидротермального парагенезиса он обнаружил следы Ge и заметные количества Sn.

Фритче (1928) приводит данные о содержании в литионите гранита из Эйбенштока Sn, Bi, Co и U.

И. Ф. Григорьев (1940) указывает, что в мусковите и биотите многих гранитов Ононского, М. Кулиндинского, Н. Шаронайского, Зун-Ундурского и Ималжинского оловянных месторождений спектроскопически отмечены линии олова.

Если принять во внимание, что все эти элементы обнаружены без предварительного химического их обогащения, то значение данных Оттемана еще возрастает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный уровень наших знаний оловоносных гранитов, крайне неравномерно изученных в отдельных оловянных провинциях, не позволяет выделить совершенно определенные признаки, отличающие эти граниты от неоловоносных. Общие черты, свойственные оловоносным гранитам, могут быть изложены в виде следующих положений, с оговоркой, однако, что эти черты не всегда являются специфическими только для оловоносных гранитов и нередко свойственны также гранитам неоловоносным.

1) Оловянные месторождения связаны чаще всего с наиболее кислыми лейкократовыми гранитами. В отдельных провинциях оловоносны гранодиориты, кварцевые диориты и более основные породы.

2) Граниты всех геологических возрастов могут быть оловоносны, но оловянные месторождения, связанные с гранитами докембрия и нижнего палеозоя, имеют неизмеримо меньшее значение, чем оловянные месторождения, приуроченные к гранитам всех последующих эпох. Это объясняется, повидимому, глубиной эрозионного среза, в

общем случае более значительной в областях развития более древних пород.

3) Оловоносные интрузивы оловянных провинций залегают в складчатых сооружениях, то под большим углом к направлению осей складок или перпендикулярно к ним, то вдоль осей складок, но в каждой отдельной оловянной провинции залегание этих интрузий характеризуется выдержанностью направления по отношению к простиранию складчатых сооружений.

4) Неоднородность по составу в отдельных гранитных массивах, появление мелкозернистых разностей, частое развитие порфировидных структур и наблюдающаяся нередко ориентированность крупных вкрапленников полевых шпатов в одном направлении — все это свидетельствует о преимущественно гипабиссальном характере оловоносных интрузий.

5) Все оловоносные граниты в той или иной мере грейзенизированы. Отличительной чертой гранитов Саксонских Рудных гор является высокая степень их грейзенизации, захватившей всю периферическую часть массивов.

6) По своему химическому составу оловоносные граниты отчасти очень сходны с обычными биотитовыми гранитами, отчасти с неоловоносными двуслюдяными гранитами, большей же частью очень близки к гранитам энгадинитовой магмы, по Ниггли. От всех этих гранитов и в особенности от биотитовых большинство оловоносных гранитов отличается повышенным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 ; в них несколько больше щелочей и меньше суммы окисей железа, магния и кальция. Наряду с этим нередко граниты с пониженным содержанием кремнезема. Возможно, что эти отличия отражают в некоторой мере изменения гранитов в процессе их грейзенизации.

Гораздо более основными являются гранодиориты Боливии, некоторая часть гранодиоритов и кварцевых диоритов Яна-Адычанского района Якутии и многие интрузивы Советского Приморья.

7) Граниты каждой оловянной провинции характеризуются определенным минералогическим и химическим составом, и хотя каждый гранит в отдельности с точки зрения главных своих составных частей трудно отличим от аналогичного ему неоловоносного гранита, граниты целой провинции с некоторой степенью вероятности можно отличить от неоловоносных гранитов по тем отклонениям в их составе, которые обрисованы выше.

8) Оловоносные граниты в ряде рудных провинций отличаются повышенным содержанием редких элементов. Для обобщения это положение требует проверки на более обширном материале, так как количественных определений редких элементов в оловоносных гранитах сделано очень мало.

В начале нашей статьи отмечались те причины, по которым следует ожидать, что граниты, с которыми связаны оловоносные месторождения, должны характеризоваться определенными признаками, отличающими их от неоловоносных гранитов. Наши современные знания не дают пока возможности выявить эти особенные признаки, но можно наметить путь и программу действий для решения этого очень сложного, но важного в теоретическом и практическом отношении вопроса. Решение этой задачи сводится к проведению ряда исследований, которые необходимо и возможно выполнить в течение ближайших нескольких лет. Кроме обычного изучения гранитов под микроскопом нужно провести следующие работы:

а) Необходимо изучить количественно минералогический состав ряда оловоносных и неоловоносных гранитов. Для сравнения удобнее взять граниты, с которыми связаны месторождения других металлов.

б) Для тех же гранитов следует изучить их химический состав.

в) Из изучаемых гранитных массивов нужно взять достаточно крупные пробы, чтобы методами шлихового анализа изучить не только качественно, но и количественно состав тяжелой фракции и аксессуарных и постмагматических минералов, образование которых сопутствует оруденению, связанному с данным гранитным массивом. Особенное внимание должно быть уделено изучению аксессуарных минералов, значение которых совершенно правильно отметил Гровс и другие исследователи.

г) Отдельные минералы как из силикатной части гранита, так и из числа аксессуарных минералов должны быть изучены путем количественного спектроскопического анализа на содержащиеся в них металлы.

Самой собой разумеется, что одновременно должны быть проведены и полевые наблюдения над положением гранитов в складчатых структурах, над соотношениями интрузивов с вмещающими породами и т. д.

Ввиду того что граниты каждой оловянной провинции обладают своими особенностями, все указанные исследования должны быть первоначально осуществлены в пределах одного района.

Одним из наиболее благоприятных районов для проведения предлагаемых исследований нам представляется Восточное Забайкалье, где связь гранитов с различными месторождениями довольно хорошо установлена.

Можно ожидать, что при решении вопроса о характерных особенностях гранитов, с которыми связаны оловянные месторождения, попутно выяснятся и характерные признаки гранитов, с которыми связаны и другие рудные месторождения Восточного Забайкалья.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. Проявления оловоносности Австралии и Тасмании. 1940, рукопись.
- Готман Я. Д. Месторождения олова в Западной Европе. 1940, рукопись.
- Григорьев И. Ф. О характерных признаках оловоносных гранитов в районе Ононского, Ималкинского и Зун-Ундурского оловянных месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1940, 20, 199—204.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Перевод с англ. ОНТИ, 1936.
- Заварицкий В. А. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. АН, сер. геол., 1937, № 2, 235—271.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91.
- Нехорошев В. П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. Пробл. сов. геол., 1938, № 3.
- Падалка Г. Л. и Червякова Н. Н. Материалы по петрологии оловоносных интрузивов Лено-Индибирской области. Всесоюз. инст. геол., 1940, рукопись.
- Преображенский И. А. Оловоносные гранитоиды Борщевочного хребта (Восточное Забайкалье). Тр. Петр. инст. АН, 1939, вып. 14, 67—125.
- Ahlfeld F. Die Erzlagerstätten in der tertiären Magmaprovinz der bolivianischen Centralanden. N. Jb. Min. A, 1932, B. V. 65, H. W—3, 235—456.
- Ahlfeld F. 1. The bolivian tin belt. Econ. Geol., 1936. No. 1, 48—72.
- Ahlfeld F. 2. Vorläufige Mitteilung über die Ergebnisse meiner studienreisen in Bolivien. Zdl. Min. Geol. u. Paleont., A. 1936, No. 7, 219—222.
- Ahlfeld F., Mosebach R. u. Oechemischen H. Zinnerzvorkommen in der Provinz Hunan (China). N. Jb. Min., A, 1938, 73, H. 3, 327—351.

- Brammal A. The Dartmoore Granite. Proc. Geol. Ass. London, 1926, 37, 251—277.
- Brammal A. a. Harwood H. H. The Dartmoor Granites; Their Genetic Relationships. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1932, 88, 171—237.
- Brown J. Lagerstättliche und erzmikroskopische Untersuchung der Zinnerzgänge der East-Pool-Mine bei Redruth (Cornwall). N. Jb. Min. A, 1934, B. B. 68, 298—336.
- Chatterjee M. The Accessory Mineral Assamblage of the Bodmin Moor Granite (Cornwall). Proc. Geol. Ass. London, 1929, 40, 147—152.
- Credner H. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Altenberg-Zinnwald (R. Dalmer). Leipzig, 1890.
- Dörpninghaus W. T. Die Zinn, Wolfram- und Uranlagerstätten des atlantischen Randgebirges der iberischen Halbinsel sowie die allgemeine bergwirtschaftliche Bedeutung dieses Gebietes. Metall. u. Erz. 1914, 2, H. 9, 297—304; H. 10, 339—346.
- Duparc L. Über die Wolfram- und Uran-Erzlagerstätten von Vizeu in Portugal. Tscherm. Min. Mitt., 1925, 38, 100—136.
- Ferguson H. G. a. Bate man A. M. Geologic Features of Tin Deposits. Econ. Geol., 1912, 7, 210—262.
- Fritzsche E. Beitrag zur petrochemischen Kenntnis der erzgebirgischen Granitmasive. N. Jb. Min., A, 1928, B. B. 58, 253—302.
- Ghosh P. K. The Mineral-Assemblage of the Falmouth Granite (Cornwall). Proc. Geol. Ass. London, 1828, 39, 332—338.
- Groves. The Heavy Minerals of the Plutonic Rocks of the Channel Islands. Geol. Mag., 1927, 64, 241—251; 457—473.
- Groves. The Heavy Minerals Suites and Correlations of the Granites of Northern Brittany, the Channel Islands and the Cotentin. Geol. Mag., 1930, 67, 218—240.
- Groves. The Heavy-Mineral Correlation of Igneous Rocks. Geol. Mag., 1931, 68, 526—527.
- Growes A. W. The Ankole Tinfield of South-west Uganda. Min. Mag., 1933, 43, No. 1, 26—30.
- Johannsen A. A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, v. 2, 1932.
- Kato T. A Microscopic Study of the Tin Veins of the Suzuyama Mine. Province of Satusuma. Japan. Journ. Geol. Soc. Tōkyō, 23, 145—164.
- Kossmat F. Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig, 1925.
- Lacroix A. Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Hanoi, 1933.
- Leech J. T. C. St. Austell Detritals. Proc. Geol. Ass. London, 1929, 40, 139—146.
- Nègre. Les gites stannifères du Nord-Ouest de la Péninsule Ybétique. Mines, Carrières, Grandes Entreprises, 1932, No. 111, 112, 116, 117, 119, 120, 122, 123.
- Niggli P. Gesteins- und Mineralprovinzen, B. 1. 1923, 110.
- Ottmann J. Untersuchungen zur Verteilung von Spurelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen und einigen gesteinsbildungen Mineralien des Harzes. ZS. angew. Min., 1940, 3, H. 2, 142—169.
- Reid C., Barrow G. a. Dewey H. The Geology of the Country Around Paddow and Camelford. Mem. Geol. Surv., Engl. a. Wales, 1905, Explan. of sheets 335 a. 336.
- Reid C., Barrow G., Sherlock R. L., Mac Alister D. A. a. Dewey H. The Geology of the Country Around Tavistock and Launceston. Mem. Geol. Surv. Engl. a. Wales, 1911, Explan. of sheets 357.
- Reid C. a. Flett J. S. The Geology of the Land's End District. Mem. Geol. Surv. Engl. a. Wales, 1907, Explan. of sheets 351 a. 358.
- Scrivenor J. B. The Geology of Malaya. London, 1931.
- Trüstedt. Die Erzlagertätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. comm. geol. Finl., 1907, No. 9.
- Wang C. C. a. Hsiung Y. H. The Cassiterite Arsenopyrite Pipes in Southern Hunan, China. Geol. Bull. (being the continuation of the Bull. of the Geol. Surv. of China, to be quoted as Bull. Geol. Surv. China), 1935, No. 26, 75—105.
- Westerveld J. The Granites of the Malayan Tin-Belt compared with Tin Granites from other Regions. Akad. Wet. Amsterdam, 1936, 39, 1199—1209.
- Winkelmann H. Beiträge zur Kenntnis der Zinnerzlagertätten von Bolivia. Zs. prakt. Geol., 1927, H. 7, 97—112.

У. Д. ЛЕВИЦКИЙ

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящей статье рассмотрим некоторые общие закономерности пространственного расположения оловорудных проявлений и затем остановимся на характеристике геологических структур месторождений различного типа.

1. РАСПОЛОЖЕНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ОЛОВОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Проявления оловянного оруденения генетически связаны с ингрезиями самого различного возраста: от третичных до протерозойских и архейских. С точки зрения общего масштаба оруденения оловоносные провинции различного возраста далеко не равноценны. Они существенно отличаются также по металлогеническим особенностям и поэтому будут рассмотрены отдельно.

Подавляющее большинство третичных оловорудных районов расположено в пределах Тихоокеанской складчатой дуги. Она протягивается на огромном расстоянии вдоль западного побережья Южной и Северной Америки, от Огненной земли до полуострова Сьюорд, и прослеживается также на территории северо-восточной окраины Азии. Эта область вырисовывается в виде относительно узкой, довольно четко ограниченной зоны и характеризуется интенсивным проявлением третичной складчатости.

В южной части области находятся еще слабо изученные оловорудные районы Аргентины. Севернее следует богатейшая оловоносная провинция Боливии с ее многочисленными касситеритово-сульфидными месторождениями; они локализованы на площади сравнительно узкой полосы, протягивающейся в меридиональном и затем северо-западном направлении. К северу проявления оловянного оруденения быстро ослабевают. Непосредственно на продолжении Боливийского рудного пояса они представлены незначительными, хотя и довольно многочисленными месторождениями Перу, в Северной Америке — своеобразными, но еще более мелкими месторождениями Мексики и Невады.

Далее, на большом интервале в пределах Тихоокеанской складчатой зоны неизвестно заслуживающих упоминания месторождений олова. Лишь на крайнем севере Америки они появляются вновь, достигая заметного развития на территории Сьюордского полуострова, однако возможно, что в данном случае мы имеем дело с проявлениями более древнего верхнемезозойского оруденения.

На территории северо-восточной окраины Азии продолжение Тихоокеанской зоны довольно отчетливо намечается оловорудными районами

Приморья с их третичными оловорудными месторождениями сульфидного типа. По ряду металлогенических особенностей к той же зоне тяготеют также оловоносные провинции Колымы и Верхоянья, но оловорудные проявления этих двух провинций имеют не третичный, а верхнемезозойский возраст.

Рудоносные интрузии перечисленных районов нередко располагаются в пределах сравнительно узких зон, совпадающих по направлению с простиранием складок складчатых геологических структур. Распределение отдельных оловоносных интрузивов иногда отчетливо подчиняется тем же складчатым структурным формам. Вместе с тем во многих случаях еще более ясно вырисовывается контролирующая роль крупных разрывных деформаций, либо ориентированных согласно с простиранием складчатости (Северная Боливия), либо секущих ее под различными углами.

С точки зрения особенностей минерализации месторождения оловоносных провинций Тихоокеанской складчатой зоны характеризуются явным преобладанием сульфидной формации оловянного оруденения над касситеритово-кварцевой и касситеритово-пегматитовой формациями оловорудных месторождений. При этом среди касситеритово-сульфидных месторождений иногда (Южная Боливия) большую роль играют типичные близповерхностные месторождения, отличающиеся весьма сложным телескопированным оруденением.

Оловорудные месторождения верхнемезозойского возраста наиболее широко распространены на территории Южной Азии. Они приурочены к мезозойской складчатой зоне, протягивающейся на тысячи километров от островов Биллитон, Банка и Синкеп на юге через Малайские штаты и Таи вплоть до Бирмы. Возможно, что та же зона, изгибаясь в северо-восточном и затем широтном направлении, продолжается и в Южном Китае. На ее площади расположены оловорудные районы Голландской Индии, Малаккского полуострова, Таи и Нижней Бирмы, непосредственно следующие один за другим и представляющие, в сущности, единую металлогеническую провинцию. Несколько изолированное положение занимают оловорудные районы Квангси и Юннань Южного Китая, отделенные значительным интервалом от Нижней Бирмы.

Второй по значению областью является северо-восток Азии. Здесь на основании геологических исследований последних 10—12 лет вырисовывается крупнейший рудный пояс, очертания которого, по данным С. С. Смирнова (1941), в самых общих чертах совпадают с контурами мезозойской складчатой зоны, окаймляющей с севера, запада и юга «Колымский жесткий массив». Этот рудный пояс включает Чаунский, Яна-Адычанский, Индигиро-Колымский и другие оловорудные районы и примыкает на востоке к Тихоокеанской складчатой дуге. Не исключена возможность, что продолжением его является оловорудный район Забайкалья, месторождения которого также генетически связаны с интрузиями мезозойского возраста. Иначе говоря, вырисовывается дальнейшее расширение, хотя и в несколько иных контурах, Монголо-Охотского рудного пояса, намеченного работами А. Е. Ферсмана (1926).

По геологическому положению рудоносных интрузивов верхнемезозойские оловоносные провинции несколько отличаются от описанных выше третичных. В данном случае приуроченность интрузивных тел к региональным разрывным деформациям ясно вырисовывается лишь в некоторых районах развития сульфидного оловянного оруденения, в частности в Яна-Адычанском районе. В большинстве же оловоносных провинций верхнемезозойского возраста морфология и пространственное

расположение рудоносных интрузивов определяются, в основном, складчатыми структурами (Малайя, Нижняя Бирма, многие интрузивы Забайкалья).

Известные отличия наблюдаются также и в отношении особенностей минерализации оловорудных проявлений. Для верхнемезозойских провинций резкое преобладание касситеритово-сульфидных месторождений (Яна-Адычанский район, некоторые районы Южного Китая) отнюдь не является общим правилом. Во многих районах (Малайя, Таи и другие) главное значение имеют рудные проявления касситеритово-кварцевой формации. Вместе с тем оловоносные пегматиты хотя и не играют существенной роли, но все же встречаются значительно чаще, чем в третичных оловорудных районах.

Палеозойские месторождения олова связаны с интрузиями каледонского и варисского вулканических циклов. По масштабу оловоносные провинции варисского возраста уступают как верхнемезозойским, так и третичным. Наиболее важные среди них приурочены к варисским складчатым зонам Европы (Корнуолл, Рудные горы, Пиренейский полуостров) и Восточной Австралии. В отношении общих закономерностей распределения интрузий они приближаются к верхнемезозойским провинциям. Не наблюдается каких-либо существенных отличий и в количественных соотношениях различных типов оруденения. Заслуживают упоминания лишь некоторое увеличение относительной роли оловоносных пегматитов (Туркестанский хребет, Калба) и сравнительно неширокое распространение типичных сульфидных оловорудных проявлений.

Среди оловоносных провинций каледонского возраста важное значение имеют лишь африканские, в частности Бельгийское Конго и Трансвааль; по видимому, к этой же группе относится также оловоносная провинция Нигерии, рудные проявления которой ранее трактовались как докембрийские. Характерной особенностью каледонских оловоносных провинций является очень широкое развитие месторождений пегматитовой формации. В большинстве районов они имеют не меньшее распространение, чем представители касситеритово-кварцевой формации, местами же (некоторые районы Южной и Юго-западной Африки) оловоносные пегматиты и связанные с ними россыпи являются даже главными источниками добычи олова. Не менее характерно очень слабое проявление касситеритово-сульфидной формации: в пределах этих районов известны лишь единичные касситеритово-сульфидные месторождения, обычно не имеющие серьезного промышленного значения. Таким образом, в целом ясно вырисовывается преобладание «глубинных» фаций оловянного оруденения.

Докембрийские оловорудные проявления имеют гораздо более ограниченное распространение. В сущности, лишь в Юго-западной Африке (Южная Родезия, Свазиланд) могут быть выделены значительные районы развития оловянного оруденения докембрийского возраста, однако по своему масштабу они, видимо, далеко уступают каледонским оловоносным провинциям Африки. Вне пределов Африки можно указать лишь второстепенные по своему значению оловорудные районы Западной Австралии, Канады (Манитоба) и Бразилии и отметить локальные проявления древнего оруденения в СССР (Питкаранта) и Северной Америке (Блэк Хилл и другие месторождения).

Подобно каледонским оловорудным районам докембрийские также характеризуются широким распространением оловоносных пегматитов. Месторождения касситеритово-кварцевой формации обычно играют

хотя и существенную, но все же подчиненную роль, рудные проявления касситеритово-сульфидной формации (Питкаранта в СССР, Арандиз в Юго-западной Африке) встречаются редко.

II. ПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ В СКЛАДЧАТЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

В настоящем разделе мы последовательно рассмотрим геологическое положение оловоносных гранитовых интрузивов, с которыми генетически связаны месторождения касситеритово-пегматитовой, касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формаций. Такой порядок рассмотрения позволяет более полно осветить некоторые характерные особенности формирования интрузивов, дающих начало оловорудным проявлениям различного типа.

Внедрение оловоносных гранитов, с которыми связаны пегматитовые рудные тела, подчас происходит вдоль крупных зон разрывных деформаций, однако чаще мы имеем дело с согласными интрузивными телами, общее расположение и морфология которых определяются главным образом складчатыми структурными формами. Эта черта наиболее ярко выражена в докембрийских и каледонских оловоносных провинциях, однако присуща не только им. В варисских и верхнемезозойских провинциях также нередко вырисовывается приуроченность гранитных тел к ядрам антиклинальных складок и т. д. Примерами могут служить некоторые варисские интрузивы Средней Азии (Туркестанский хребет) и отдельные массивы верхнеюрских гранитов Забайкалья.

Явная тенденция к образованию согласных интрузивных тел, возможно, является следствием формирования интрузивов в сравнительно глубинных частях складчатых зон, где преобладали пластичные деформации. Подобное предположение удовлетворительно согласуется не только со структурными особенностями многих гранитов рассматриваемой группы (частое появление пегматитовидных разновидностей, отсутствие переходов к типичным гипабиссальным гранит-порфирам и т. д.), но и с характером контактового воздействия на вмещающие породы. Мы подразумеваем наблюдаемое часто послонное внедрение гранитной магмы в осадочные породы экзоконтакта, образование инъекционных гнейсов и другие признаки относительно глубинного контактового метаморфизма. Изложенные данные свидетельствуют также о сравнительно глубинном происхождении многих гранитов, давших начало оловоносным пегматитам.

Расположение гранитных интрузивов, с которыми связаны оловорудные проявления касситеритово-кварцевой формации, также часто контролируется складчатыми формами. Так, для громадного интрузива Главного хребта в Малайе отчетливо вырисовывается приуроченность к крупному антиклинальному, протягивающемуся в меридиональном направлении согласно с общим простираем складчатости Малайской дуги. Аналогичное положение занимает, повидимому, Калба-Нарымский интрузив (Казахстан), вытянутый в северо-западном направлении согласно с простираем осадочных толщ. Пример Калба-Нарыма тем более интересен, что в данном случае намечается известная зависимость типа оруденения от условий формирования рудоносных интрузивов. В частности, И. Ф. Григорьев (1934) указывает, что гранитные интрузивы, застывшие в сравнительно спокойной тектонической обстановке (в том числе Калба-

Нарымский), характеризуются развитием оловянного и вольфрамового оруденения. В то же время близкие по возрасту и составу граниты так называемого «змеиногорского комплекса», образовавшиеся в период возникновения крупных зон смятия, сопровождаются многочисленными полиметаллическими рудными проявлениями на фоне почти полного отсутствия месторождений олова.

Для многих гранитных интрузий Забайкалья так же отчетливо намечается приуроченность к определенным складчатым структурам. Таково положение Кукульбейского интрузива, слагающего ядро крупного антиклинала, Зун-Ундурского и ряда других. Вместе с тем, в том же районе известны примеры иного расположения интрузивов. Укажем, в частности, Хангилайский массив, приуроченный к широтной тектонической зоне, секущей под прямым углом древние складчатые зоны. Отметим также Шерловогорский массив и ряд других, расположенных по контакту осадочных толщ с древними гранитами.

Очень ярко роль крупных разломов вырисовывается, по данным Дальмера (Dalmer, 1894), Зингвальда (Singewald, 1910) и других, в Рудных горах. Здесь массивы оловоносных гранитов (Альтенберг, Циннвальд, Гейер на востоке. Эйбеншток и др. на западе) располагаются почти перпендикулярно к простиранию древних гнейсов и филлитов. При этом в районе Альтенберг — Циннвальд Зингвальд отмечает наличие крупного сброса, вдоль которого последовательно внедрились кварцевые порфиры, гранит-порфиры и, наконец, оловоносные граниты (см. Фиг. 13, статья «Оловорудные месторождения зарубежных стран»). Для Корнуолла также намечается, хотя и менее отчетливо, что зона гранитных массивов, представляющих собой, по Джонсу (Jones, 1925), куполы единого крупного интрузива, располагается под углом к простиранию осадочных толщ.

По глубинности образования многие описываемые интрузивы близки к гранитным интрузивам предыдущей группы. Тем не менее в большинстве случаев они принадлежат к менее глубинной, гипабиссальной фации. Об этом свидетельствует, в частности, большое разнообразие и частая смена различных структурных вариантов. Иногда наблюдается даже появление гранит-порфировых разновидностей, близких по структуре к типичным кварцевым порфирам. Наконец, контактовые изменения вмещающих пород проявляются сравнительно слабо даже около крупных интрузивных тел. Гипабиссальное происхождение некоторых интрузивов иногда подчеркивается их сравнительно тесной связью с типичными эффузивными образованиями. Укажем в качестве примера на оловоносные граниты Альтенберга и Циннвальда. Они локализовались, как указывалось, вдоль той же зоны разлома, которая контролировала внедрение более древних, но все же очень близких по возрасту тепличных кварцевых порфиров, слагающих крупные покровы. Следует лишь отметить, что в данном случае мы, может быть, имеем дело не с главными массивами оловоносных гранитов, а со своеобразными, далеко ушедшими от магматического очага гранитовыми дифференциатами, обогащенными минерализаторами. Повидимому, именно гипабиссальный характер большинства интрузий является одной из основных причин, определяющих подчиненное развитие пегматитовых образований в районах широкого распространения оловорудных проявлений касситеритово-кварцевой формации.

Различное положение рассматриваемых интрузивов в складчатых структурах далеко не всегда сколько-нибудь отчетливо сказывается на типе оловянного оруденения. Тем не менее некоторые отличия все же намечаются.

Так, гранитные тела, залегающие согласно со складчатыми структурами, сопровождаются главным образом месторождениями касситеритово-кварцевого и касситеритово-полевошпатового типов. Рудные проявления других типов (оловоносные грейзены и др.) имеют обычно подчиненное значение, хотя местами распространены довольно широко (Малайя).

Для гипабиссальных интрузий, которые в общем могут быть отнесены к группе дискордантных, наблюдается несколько иная картина. В этих условиях роль оловоносных грейзенов и других пневматолитовых образований нередко заметно возрастает, и иногда они занимают даже господствующее положение (Шерловая гора в Забайкалье, Альтенберг в Рудных горах). Эта тенденция к более яркому проявлению пневматолита в дискордантных интрузиях гипабиссального типа ни в коей мере не может, конечно, рассматриваться как сколько-нибудь строгая закономерность, тем не менее она заслуживает упоминания, поскольку интенсивное выделение газообразных соединений косвенно также свидетельствует о застывании оловоносных гранитов в условиях относительно небольшого внешнего давления.

Контрлирующая роль крупных разрывных деформаций еще более отчетливо вырисовывается в отношении интрузивов, с которыми связаны касситеритово-сульфидные месторождения.

Так, С. С. Смирнов (1941) и Г. Л. Падалка (1939) подчеркивают, что оловоносные гранодиориты Яна-Адычанского района приурочены в основном к зонам разлома, секущим складчатые зоны почти под прямым углом к их простиранию (см. фиг. 12, статья «Оловорудные месторождения СССР»).

Для Приморья М. П. Русаков (1937) также отмечает тесную пространственную связь некоторых рудоносных интрузивов гранодиоритового типа с крупными разломами. Более сложная картина наблюдается, судя по данным Альфельда (Ahlfeld, 1938), в Северной Боливии. Здесь направление зоны развития гранодиоритовых массивов четко совпадает с общим простиранием складчатости, причем отдельные интрузивы приурочиваются к ядрам крупных антиклинальных складок. Но вместе с тем вдоль сводовых частей антиклинальных складок нередко устанавливаются значительные разрывные деформации типа крупных надвигов. Таким образом, и в данном случае расположение отдельных интрузивных тел определяется не только складчатыми структурными формами: контролирующее влияние крупных разрывных дислокаций сказывается также довольно отчетливо.

По глубине образования граниты и гранодиориты, дающие начало оловорудным проявлениям сульфидного типа, во многом приближаются к оловоносным гранитам предыдущей группы. Они еще более часто несут ясные признаки кристаллизации в гипабиссальных условиях (гранодиориты Яна-Адычанского района), причем иногда отмечается даже связь касситеритово-сульфидных месторождений с типичными близповерхностными интрузивами (кварц-порфировый шток Сохондинского месторождения, Забайкалье).

Изложенные данные показывают, что рудоносные интрузивы, с которыми генетически связаны месторождения различных формаций, несколько отличаются по условиям формирования. В частности, намечается, что граниты, дающие начало оловоносным пегматитам, принадлежат в общем к более глубинным образованиям, чем граниты и гранодиориты, с которыми связаны месторождения касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формаций.

В связи с этим представляется естественным, что некоторые области, характеризующиеся различной глубиной эрозионного среза, подчас довольно заметно отличаются по преобладанию того или иного типа оловянного оруденения. Так, выше отмечалось, что в древних оловянных провинциях (Нигерия и др.), в пределах которых обнажены сравнительно глубинные части складчатых зон, касситеритово-сульфидные месторождения обычно играют ничтожную роль и преобладающее развитие получают оловоносные пегматиты. В молодых, третичных провинциях, где эрозией вскрыты лишь верхние зоны складчатости, оловоносные пегматиты либо отсутствуют, либо имеют очень ограниченное развитие; вместе с тем именно здесь наблюдается наиболее широкое распространение месторождений касситеритово-сульфидной формации (Южная Боливия).

III. РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОТНОСИТЕЛЬНО РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Пространственная связь оловорудных месторождений с рудоносными интрузивами обычно вырисовывается довольно ясно, и большинство месторождений располагается либо в периферических частях интрузивов, либо в измененных породах кровли вблизи контакта.

Локализация месторождений вблизи рудоносных интрузивов особенно ярко выражена для рудных проявлений касситеритово-кварцевой формации. Она очень характерна также для большинства оловоносных пегматитов. Несколько иная картина наблюдается для касситеритово-сульфидных месторождений: они нередко встречаются на значительном расстоянии от контакта, и их пространственная связь с рудоносными интрузивами в общем значительно менее отчетлива.

Оловоносные пегматиты чаще всего располагаются в краевых частях массивов и в пределах ореола контактово измененных пород. При этом они иногда тяготеют главным образом к эндоконтакту и сравнительно редко встречаются в измененных осадочных породах (Западная Австралия). В других случаях зоны эндо- и экзоконтакта являются в равной мере насыщенными оловоносными пегматитами (Калба, некоторые районы Южной Африки). Наконец, местами они достигают наибольшего развития именно в пределах экзоконтакта (некоторые районы Забайкалья — Завитинский, Мензинский и др.).

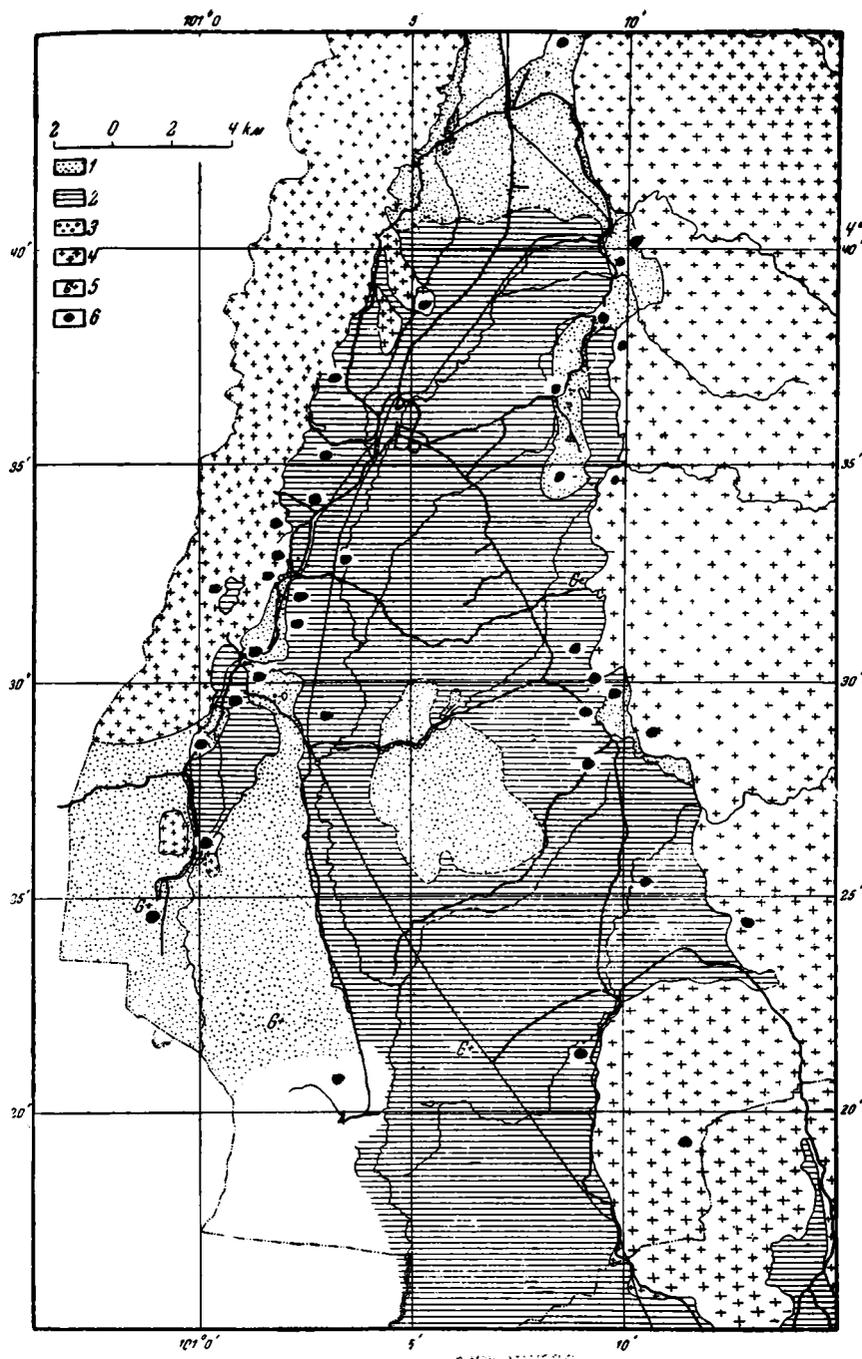
Во всех перечисленных случаях пространственная связь с активными интрузивами намечается довольно ясно, однако это положение не является все же общим правилом. Оловоносные пегматиты иногда расположены не только вдали от видимого контакта, но и далеко за пределами ореола контактово измененных осадочных пород, т. е. в условиях значительной удаленности от поверхности интрузива.

Очень характерно, что подобная картина иногда сопровождается явной концентрацией в эндоконтакте оловорудных месторождений других типов. Так, например, в Калба-Нарыме, по данным М. Ф. Стрелкина, оловоносные пегматиты нередко встречаются в осадочной толще на расстоянии 2—3 км от контакта с Калбинским гранитным массивом. В то же время многочисленные месторождения касситеритово-кварцевой формации приурочены к узкой периферической зоне массива. Таким образом, оловоносные пегматиты иногда значительно более удалены от контакта, чем другие, менее высокотемпературные оловорудные тела, по всей вероятности в связи с тем, что оловоносные пегматиты в сущности представляют собой интрузивные образования.

Пегматитовый расплав может проникать в сравнительно слабо прогретые породы на большее расстояние, чем, например, типичные пневматолиты, дающие начало оловоносным грейzenам и кварцево-топазовым жилам.

Для месторождений касситеритово-кварцевой формации локализация вблизи рудоносных интрузивов выражена, как указывалось, наиболее четко. В большинстве случаев они располагаются вблизи поверхности интрузивов, концентрируясь в сравнительно узких зонах эндо- и экзоконтакта. Особенно широкое их развитие наблюдается вблизи небольших изолированных гранитных массивов. Последние часто представляют куполовидные выступы крупного интрузивного тела, в пределах которых происходит, естественно, наибольшая концентрация легкоподвижных рудоносных компонентов. В других случаях мы имеем дело с небольшими самостоятельными интрузивными телами, образование которых связано с внедрением обогащенных минерализаторами кислых дифференциатов гранитовой магмы. Примерами подобных куполов и сателлитов могут служить массивы Альтенберга, Гейера и Циннвальда в Рудных горах, Шерловой горы и Этыки в Забайкалье, некоторые массивы Сьюордского полуострова, наконец так называемые «малые интрузивные тела» Восточной Австралии. Следует отметить, что локализация вблизи куполов или сателлитов особенно характерна для месторождений грейзенового и касситеритово-топазового типов. При этом оловоносные грейзены гораздо чаще располагаются непосредственно среди гранитовых массивов, чем в зоне эндоконтакта. Подобное расположение, по всей вероятности, не является следствием исключительно только обычной зональности, т. е. концентрации высокотемпературных рудных проявлений вблизи очагов оруденения. Как уже отмечалось в статье «Месторождения касситеритово-кварцевой формации», существенное значение имеет также то обстоятельство, что в плотных контактово измененных породах кровли процессы грейзенизации проявляются вообще сравнительно слабо. В этих условиях большое развитие получают касситеритово-топазовые жилы; последние встречаются в виде эндоконтакта значительно чаще, чем оловоносные грейзены, но также не выходят обычно за границы контактового ореола.

Наряду с куполами и сателлитами очень благоприятны, с точки зрения концентрации рудных проявлений, языковидные боковые выступы крупных массивов, вдающиеся на более или менее значительное расстояние во вмещающие породы. Приуроченность к ним месторождений касситеритово-кварцевой формации иногда вырисовывается исключительно четко. Прекрасной иллюстрацией является богатейший район Кинта в Малайе. Оловорудный район Кинта (фиг. 1) охватывает западную периферию интрузива Главного хребта, его западный языковидный выступ и участок осадочных пород, заключенный между гранитными полями. Языковидный выступ вытянут параллельно оси главного интрузива, т. е. согласно с простиранием осадочных толщ. Поле осадочных пород представляет собой часть кровли интрузива и, по данным Джонса (Jones, 1925), Скriverенора (Scrivenor, 1928) и других, на сравнительно небольшой глубине подстигается гранитами. Как видно на карте, многочисленные оловорудные месторождения расположены как в краевых частях массива, так и среди осадочной толщи. В первом случае максимальное удаление от контакта не превышает 1 км; в осадочной толще месторождения встречаются на расстоянии до 1.5 км и более от видимого контакта с гранитами. Но и в этом случае истинное удаление от поверхности интрузива, при



Фиг. 1. Геологическая карта оловянного района Кинта, Малайя (по Scrivener, 1928).

1 — сланцы, филлиты и кварциты; 2 — известняки; 3 — эффузивы; 4 — граниты; 5 — малые гранитные массивы; 6 — месторождения олова.

условии сравнительно пологого падения плоскости контакта, повидимому, очень невелико.

В качестве второго примера отметим западный выступ Калбинского массива (Казахстан), вытянутого, как и интрузив Главного хребта, согласно с простираем вмещающих осадочных пород. Здесь приуроченность олововольфрамовых и близких по типу вольфрамовых месторождений к эндоконтакту вырисовывается еще более ясно. Но вместе с тем бросается в глаза, в отличие от района Кинта, полное отсутствие рудных проявлений среди осадочных пород центральной части района. Эта особенность в значительной мере определяется иными условиями залегания гранитного массива. В самом деле, по М. Ф. Стрелкину и другим, образование языковидного выступа в данном случае связано, повидимому, с внедрением гранитной магмы вдоль крутопадающего разлома разрывного характера, расположенного под большим углом к длинной оси основного массива. Таким образом, в данном случае нет оснований предполагать близкое залегание рудоносного гранита под покровом осадочных пород.

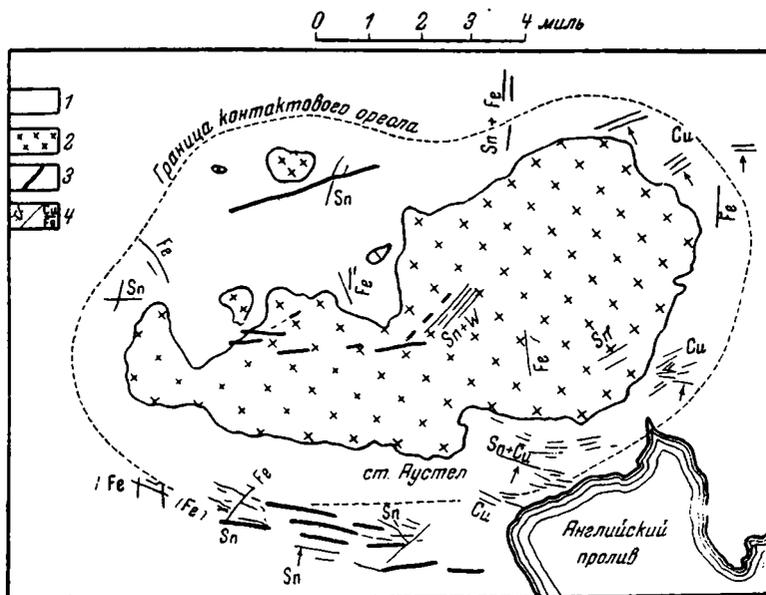
В крупных интрузивах касситеритово-кварцевые месторождения также очень часто располагаются вблизи контакта. В тех редких случаях, когда они встречаются в центральных частях относительно крупных массивов, иногда легко удастся доказать, по структурным особенностям гранитов, наличию ксенолитов осадочных пород и пр., что эрозией обнажены близкие к кровле участки интрузива. Подобное положение занимает, например, оловорудный район Улу-Селангор в Малайе, то же наблюдается и в Забайкалье (Мало-Соктуйское месторождение и др.).

Несколько чаще отмечается появление месторождений данной формации на значительном удалении от рудоносных интрузивов, иногда даже далеко за пределами контактового ореола. Подобного рода случаи известны в Восточной Австралии, где местами (Новый Южный Уэльс) касситеритово-кварцевые жилы встречаются на расстоянии до 6 км от видимого контакта с рудоносными гранитами. Развитие на расстоянии свыше 1 км от границ контактового ореола отмечается и для месторождений Корнуолла, занимающих по минерализации переходное положение к касситеритово-сульфидному типу (южная часть рудного поля Сант Аустел, фиг. 2). Число аналогичных примеров можно значительно умножить, тем не менее они не могут изменить общего вывода о локализации большинства месторождений касситеритово-кварцевой формации вблизи интрузивов, с которыми они генетически связаны.

Для касситеритово-сульфидных месторождений пространственная связь с рудоносными интрузивами выражена, как указывалось, менее отчетливо. Лишь в отношении части рудных тел турмалиново-сульфидного типа и многих оловоносных скарнов можно говорить в приуроченности, по преимуществу, к периферическим частям массивов и прилегающим участкам кровли. Большинство же рудных проявлений турмалиново-сульфидного типа, а также месторождения хлоритово-сульфидного и галенитово-сфалеритового типов располагаются вне активных интрузивов, нередко на очень большом удалении от них. Так, в Восточной Австралии касситеритово-сульфидные месторождения встречаются среди осадочных пород на расстоянии до 10 км от видимого контакта. Многие касситеритово-сульфидные месторождения Яна-Адычанского района также находятся вдали от рудоносных интрузивов, нередко за пределами контактового ореола (Эге-Хая). Значительная удаленность особенно характерна для группы близповерхностных

месторождений, пространственная связь которых с определенными интрузивными телами далеко не всегда однозначно устанавливается. В качестве примера можно указать в сущности всю Южную Боливию, касситеритово-сульфидные месторождения которой генетически связаны, по данным Альфельда и других, с нескрытыми эрозией гранодиоритовыми интрузиями.

Сопоставляя особенности расположения месторождений различных типов, мы видим, что наиболее ограничена в общем область развития рудных проявлений касситеритово-кварцевой формации. Концентрируясь в большинстве случаев либо в приконтактных зонах интрузи-



Фиг. 2. Рудное поле массива Сант-Аустел, Корнуолл (по Jones, 1925).

1 — палеозойские отложения; 2 — граниты; 3 — кварцевые порфиры; 4 — рудные проявления: Sn — олово; Cu — медь, Fe — железо.

вов, либо в прилегающих участках кровли, они гораздо более чувствительны к эрозионному срезу, чем представители других формаций. В результате как сильно эродированные гранитные массивы, так и удаленные от поверхности интрузивов участки кровли одинаково неблагоприятны для широкого их развития. Для оловоносных пегматитов расположение вблизи активных интрузивов или в краевых частях последних также весьма характерно. Тем не менее их распространение менее ограничено сравнительно узкими пределами эндо- и экзоконтакта. Поэтому большее или меньшее развитие оловоносных пегматитов находится в менее строгой зависимости от уровня эрозионного среза рудоносных интрузивов. Касситеритово-сульфидные месторождения в своих наиболее высокотемпературных представителях приближаются к месторождениям касситеритово-кварцевой формации. Однако в общем их образование охватывает значительно более широкий интервал по вертикали. Вследствие этого влияние эрозионного среза сказывается на них менее отчетливо.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В генетической классификации и при описании отдельных типов месторождений неоднократно подчеркивалось, что олово в рудах очень часто тесно ассоциирует с различными другими металлами. Помимо крайне распространенной ассоциации олова с вольфрамом, стметитом, например, совместные концентрации олова и меди, олова и железа, олова, олова, цинка и свинца, наконец олова и мышьяка.

Таким образом, группа оловорудных месторождений включает в сущности многие полиметаллические, железорудные, мышьяковые и другие месторождения обычного типа.

В связи с этим, естественно, трудно говорить о каких-либо особых, специфических структурах оловорудных месторождений. Иными словами, невозможно выделить структуры, свойственные именно месторождениям олова и только им. Поэтому в настоящем разделе остановимся главным образом на том, какие структуры из числа обычных наиболее типичны для оловорудных месторождений и какое влияние оказывает та или иная геологическая структура на ход рудного процесса.

Образование подавляющего большинства оловорудных тел связано с проникновением рудоносных растворов, водных, газовых и флюидных, вдоль трещин различного происхождения. В результате не только расположение рудных тел, но также форма и условия залегания во многом определяются пространственным положением трещин, по которым происходит оруденение. Таким образом, именно так называемые «трещинные структуры» наиболее типичны для месторождений олова.

Контроль рудных проявлений структурными элементами складчатых формаций играет значительно меньшую роль. Более отчетливо он выражен в некоторых месторождениях скарнового типа. Однако и в этом случае едва ли можно говорить о действительном контроле оруденения плоскостями напластования или отслаивания осадочных пород, сложенных в складки. В самом деле, даже при образовании оловоносных скарнов рудоотложение вдоль различных систем трещин нередко имеет почти столь же важное значение, как и формирование рудных залежей путем сплошного или избирательного замещения выдержанных пластов или прослоев осадочных пород.

Следовательно, изучение структур оловорудных месторождений в большинстве случаев должно быть тесно связано с выяснением процесса трещинообразования. Это положение остается в силе и при изучении складчатых структур, поскольку, как указывалось, контроль оруденения складчатыми формами обычно неразрывно переплетается с контролем определенными системами трещин.

Ниже мы кратко охарактеризуем основные типы рудомещающих трещин, с тем чтобы в дальнейшем перейти к рассмотрению наиболее распространенных структур месторождений различных формаций.

Образование трещин в активных интрузивах обусловлено, как известно, различными причинами. Среди них отметим давления, возникающие при складчатых процессах и внедрении глубинных магматических масс, неравномерное сокращение объема остывающих интрузивов и др. В общем случае напряженное состояние, приводящее к образованию трещин, возникает в результате совместного проявления перечисленных и других факторов. Тем не менее иногда удается уста-

новить, что относительное их значение неравноценно и что тот или иной фактор играет преобладающую роль в формировании трещинных структур.

Так, например, в Забайкалье наблюдается, что ориентировка рудовмещающих трещин в интрузивах нередко в очень малой степени зависит от формы последних и, в частности, от положения плоскости контакта. Вместе с тем расположение трещин столь закономерно изменяется одновременно с изменением простираения складчатых структур, что значение бокового давления как главной причины трещинообразования вырисовывается достаточно отчетливо.

Влияние бокового давления сказывается, естественно, еще более ясно при развитии трещин в контактово измененных породах кровли и приобретает решающее значение в месторождениях, удаленных на значительное расстояние от поверхности интрузива.

Трещинные структуры, образующиеся во вмещающих интрузивы породах, часто более сложны, нежели трещинные структуры в интрузивах. Это обусловлено главным образом тем, что трещинообразование происходит в менее однородной среде, претерпевшей притом ряд деформаций в период, предшествующий интрузии.

Вне зависимости от того, что являлось определяющим в возникновении трещин, все они могут быть разделены, как известно, на две группы: трещины разрыва и трещины скалывания. Различная степень развития этих двух систем трещин и обуславливает структурные особенности месторождений олова.

Трещины разрыва чаще характеризуются малой выдержанностью как по простираению, так и на глубину. Они располагаются более или менее параллельно линии действующих сил, причем полное отсутствие следов подвижек отличает их от трещин скалывания. Трещины разрыва обычно обособляются в виде «пачек», обуславливая появление многочисленных сближенных, нередко кулисообразно расположенных рудных тел. Обилие трещин и малые их размеры нередко приводят к значительному распылению рудоносных растворов. В результате трещинные структуры, характеризующиеся преобладанием трещин разрыва, оказываются в общем менее благоприятными для крупных концентраций рудного материала, чем структуры, связанные с преобладающим развитием трещин скалывания. Последние отличаются обычно большей выдержанностью и нередко прослеживаются по простираению на многие сотни метров. Всегда они несут более или менее отчетливые следы подвижек, причем перемещения вдоль трещин имеют, как правило, небольшие амплитуды, и лишь многократным возобновлением подвижек объясняется часто наблюдаемое интенсивное раздробление боковых пород, достигающее наибольшего развития в тех случаях, когда перемещение происходит вдоль сближенных трещин. В этих условиях полосы раздробленных пород нередко сливаются воедино, образуя крупные зоны дробления, столь характерные, например, для многих месторождений Корнуолла и Якутии.

Трещинные структуры, образованные совокупностью только трещин разрыва или только трещин скалывания, естественно, не встречаются, поскольку любая деформация сопровождается одновременным возникновением напряжений сжатия и растяжения и, следовательно, одновременным развитием трещин обеих групп. Но вместе с тем часто наблюдается, что степень развития трещин этих двух групп неравноценна, и это позволяет выделить трещинные структуры с преобладанием либо трещин скалывания, либо трещин разрыва,

Ниже мы рассмотрим ряд примеров, иллюстрирующих наиболее распространенные типы геологических структур оловорудных месторождений. При этом раздельно остановимся на оловоносных пегматитах и на оловорудных проявлениях других типов, поскольку месторождения пегматитовой формации занимают, с точки зрения структурных особенностей рудных полей, несколько особое положение.

А. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПЕГМАТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

При образовании оловорудных месторождений пегматитовой формации трещинные структуры играют, бесспорно, главную роль. Тем не менее контроль оруденения складчатыми формами имеет хотя и явно подчиненное, но все же более существенное значение, чем при формировании подавляющего большинства оловорудных месторождений других формаций. Подобная особенность оловоносных пегматитов обусловлена, несомненно, тем, что они являются в сущности интрузивными образованиями.

Внедрение пегматитового расплава, происходящее под влиянием значительного внутреннего давления, пространственно менее ограничено определенными зонами трещиноватости, чем проникновение пневматолитов и гидротермальных растворов. Оно может происходить вдоль плоскостей напластования и слонистости вне зависимости от наличия резко выраженных трещинных каналов.

В результате согласное залегание с вмещающими осадочными породами для оловоносных пегматитов отмечается значительно чаще, чем для оловорудных тел других типов.

Прекрасным примером может служить, в частности, район Манитобы, где во многих месторождениях широкое развитие имеют пластовые пегматитовые дайки. При этом влияние складчатых геологических структур особенно отчетливо сказывается при внедрении пегматитового расплава в сводовые части небольших антиклинальных складок. В этих условиях возникают своеобразные седловидные дайки, описанные Дерри (Derry, 1931) и другими.

В оловорудных районах Нигерии также отмечается широкое распространение пластовых пегматитовых даек. Они обычно обладают неправильной формой и часто дают многочисленные послойные внедрения во вмещающие породы. Этим они, в частности, отличаются, как подчеркивает Рэберн (Raeburn, 1924), от крутопадающих пегматитовых тел (дайки Джема, Амари и др.), приуроченных, повидимому, к трещинам скальвания.

Многочисленные примеры оловоносных пегматитов, имеющих форму пластовых жил и залегающих согласно с вмещающими породами, известны, по данным Д. И. Щербакова (1936), Ю. А. Арапова (1936) и других, в пределах Туркестанского хребта. Как отмечает Д. И. Щербаков, пегматитовые жилы по падению имеют значительно большее протяжение, чем по простиранию.

Следует подчеркнуть, что во всех перечисленных районах пластовые дайки, несмотря на свое широкое распространение, количественно все же явно уступают секущим жильным оловоносным пегматитам, приуроченным к четко выраженным трещинам. Та же картина наблюдается и в пегматитовых полях других районов. При этом общие размеры рудных тел, а отчасти и их морфологические особенности во

многим определяются тем, к какому типу относятся рудовмещающие трещины.

Так, в пределах упомянутого ранее Калба-Нарымского интрузива оловоносные пегматитовые тела, следующие вдоль трещин разрыва, являются очень непостоянными. Они обычно быстро выклиниваются по простиранию и по падению и часто характеризуются резкими изменениями мощности. В отличие от них дайки оловоносных пегматитов, приуроченные к трещинам скальвания, несут отчетливые следы дорудных подвижек, нередко прослеживаются без перерыва на сотни метров. Многие дайки оловоносных пегматитов Забайкалья, приуроченные к трещинам скальвания, также характеризуются своими крупными размерами, причем главные рудные тела иногда сопровождаются сериями параллельных второстепенных жил, следующих той же системе трещин скальвания (Завитинское месторождение). В других случаях наблюдаются лишь немногочисленные изолированные дайки, располагающиеся на довольно значительном удалении одна от другой (Нижне-Еловское месторождение и др.).

В условиях трещинных структур, представляющих собой сложное сочетание нескольких систем взаимно пересекающихся трещин, нередко большее распространение получают своеобразные «пегматитовые трубы». Трубочатые формы очень характерны, например, для многих пегматитов Трансвааля, Западной Австралии и Малайи; аналогичные образования известны и в Забайкалье — Улурыйское месторождение.

Б. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВОЙ И КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИЙ

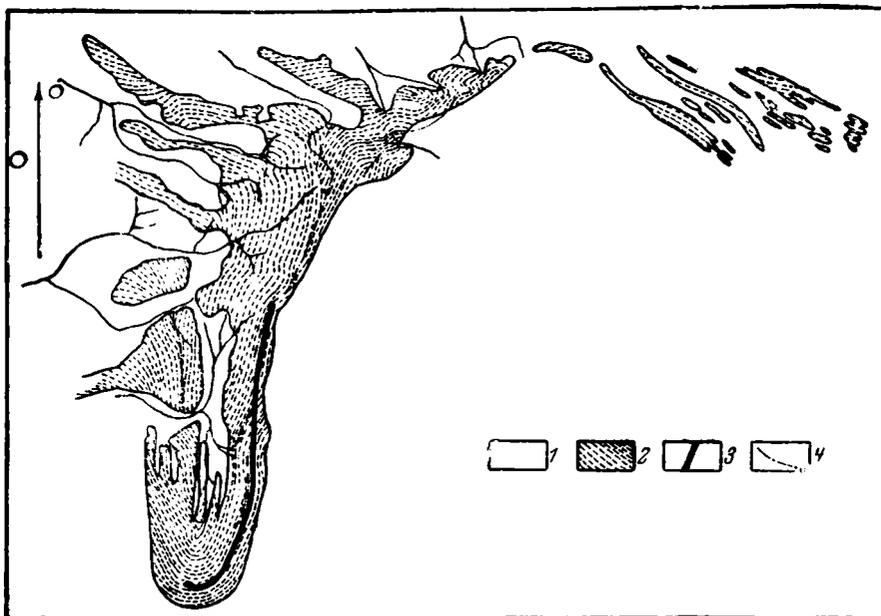
Локализация рудных проявлений описываемых формаций нередко определяется крупными тектоническими нарушениями — значительными надвигами, зонами дробления и пр. Подобные ослабленные зоны иногда непосредственно вмещают рудные тела. В других случаях они косвенно контролируют оруденение, обуславливая развитие в прилегающих породах более мелких сопряженных трещин, по которым впоследствии проникают рудоносные растворы.

Месторождения, расположенные в пределах значительных тектонических нарушений, иногда характеризуются очень крупными размерами рудных тел. Так, залежь описанных выше интрузивных грейзенов острова Стюарт, приуроченная к зоне смятия в осевой части антиклинальной складки, прослеживается на протяжении более 3 км (фиг. 3).

Тем не менее подобная выдержанность рудных тел отнюдь не является общим правилом. В большинстве случаев рудообразование сопровождается интенсивным распылением рудного вещества и приводит к образованию рудных тел типа штокверков.

В качестве примера можно указать месторождение сопки Большой (Забайкалье). Здесь оруденение приурочено к выдержанной, мощной зоне дробления, представляющей, по видимому, часть крупного надвига и проходящей вдоль контакта кварцевых порфиров и более древних плагиогранитов. Раздробленные кварцевые порфиры, очень неоднородные и часто имеющие туфовидный облик, интенсивно минерализованы на всем протяжении ослабленной зоны. Они пронизаны густой сетью тонких, прихотливо ветвящихся турмалиново-касситеритовых прожилков,

которые в совокупности с прилегающими оруденелыми боковыми породами образуют штокверк. Быстрое распыление рудоносных растворов среди мощной зоны сильно трещиноватых, пористых пород обуславливает весьма своеобразный облик главнейших новообразованных минералов — турмалина, топаза и касситерита. Топаз и турмалин очень часто встречаются в виде плотных, тонко-



Фиг. 3. Оловорудная залежь острова Стюарт, Новая Зеландия (по Williams, 1934) — граниты и гранито-гнейсы; 2 — биотитовые сланцы; 3 — оловорудная залежь; 4 — ось антиклинальной складки.

зернистых сферолитоподобных скоплений. Тонкозернистые, иногда даже типичные ксеноморфные агрегаты характерны и для касситерита. Таким образом, вырисовывается очень отчетливая картина рудоотложения в условиях резкого пересыщения растворов под влиянием быстрого падения внешнего давления и температуры.

В этом отношении много общего с месторождением сопки Большой имеет месторождение Маунт-Бишоф (Тасмания), где оруденение, по данным Вестон-Денна (Weston-Dunn, 1922), также приурочено к крупным зонам дробления. И в этом случае наличие в ассоциации с касситеритом плотных, тонкозернистых агрегатов топаза и сферолитоподобных скоплений турмалина является, вероятно, следствием проникновения рудоносных растворов в область резко пониженного внешнего давления и их распыления среди сравнительно слабо прогретых боковых пород.

Отсутствие выдержанных рудных тел в пределах крупных зон смятия иногда может быть обусловлено также и тем, что рудоотложение происходит одновременно с развитием трещинной структуры. Примером может служить месторождение Каз-Калаи (Казахстан), описанное М. Н. Альтгаузенем и А. В. Глазковской (1941). Оно расположено в зоне смятия, охватывающей периферическую часть крупного гранит-

ного массива и вытянутой параллельно простирацию осадочных толщ. Рудные тела, представленные многочисленными касситеритово-кварцевыми, касситеритово-альбитовыми и другими жилками, приурочены, в основном, к плоскостям «сланцеватости» гранита. Более поздние трещины разрыва, секущие под прямым углом зону смятия, рудных тел не содержат.

Характерной чертой этого месторождения является многостадийность рудного процесса: известно до десяти типов оловоносных жилков, более или менее четко разобщенных во времени, причем рудные тела почти всех типов несут отчетливые следы подвижек. Таким образом устанавливается, что рудоотложение происходило на фоне продолжающегося формирования зоны смятия, т. е. в условиях последовательного непрерывного развития новых систем трещин и одновременного закрытия ранее наметившихся трещинных каналов. Повидимому, именно этим обусловлено отсутствие единых крупных рудных жил и образование взамен их многочисленных, но не постоянных, разновозрастных жил и прожилков.

Иногда крупного масштаба тектонические нарушения определяют, как указывалось, лишь общую локализацию оруденения и сами не вмещают рудных тел. Подобная картина наблюдается, по Е. А. Радкевич и А. И. Витушкиной (1941), на Тарбальджейском месторождении (Забайкалье), где роль контролирующего структурного элемента играет значительный надвиг широтного простираения. Образование надвига сопровождалось возникновением густой сети трещин разрыва в породах висячего бока. Участок трещиноватых пород в последующем явился ослабленной зоной, в которую проникли рудоносные растворы. При этом рудоотложение ограничивалось главным образом крутопадающими трещинами северо-западного простираения, вдоль которых после образования надвига происходили более поздние перемещения типа сдвигов. Избирательное заполнение одной определенной системы трещин обусловило возникновение не штокверка, а своеобразной, непосредственно примыкающей к надвигу рудной зоны, представленной огромным количеством сблженных, параллельных рудных прожилков.

Тесная пространственная связь оловорудных проявлений с крупными тектоническими нарушениями, подобными зоне дробления сопки Большой или зоне смятия острова Стюарт, наблюдается в общем сравнительно редко. Гораздо чаще локализация рудных тел определяется трещинными структурами более мелкого масштаба, при одновременном развитии как трещин разрыва, так и трещин скалывания, но нередко с преобладанием тех или других.

Структуры, которые характеризуются преобладающим развитием трещин разрыва, более типичны для месторождений касситеритово-кварцевой формации.

Рудные тела этой формации, приуроченные к трещинам разрыва, сравнительно редко достигают значительных размеров и обычно отличаются своим непостоянным поведением. Таковы, в частности, грейзеновые зоны Шумиловки и касситеритово-кварцевые жилы Молодежного месторождения (Забайкалье), приуроченные к пологопадающим трещинам этого типа. Хорошей иллюстрацией является также Ононское месторождение (Забайкалье). Оно представлено серией коротких, кулисообразно заходящих друг за друга, касситеритово-кварцевых жил, расположенных под прямым углом к простираению осадочных толщ и изменяющих свое простираение сообразно с изменением простираения складчатых структур.

Более крупные рудные тела, типа «сетчатых зон», возникают при проникновении рудоносных растворов вдоль сближенных трещин разрыва. К числу подобных образований относится, в частности, месторождение Меглембу, кратко описанное Скривенором (Scrivenor, 1928).

В данном случае многочисленные касситеритово-кварцевые жилы располагаются в пределах относительно узкой, но выдержанной зоны сильно трещиноватого гранита. Они следуют параллельно одна другой, причем иногда выделяются жильные «пачки», т. е. участки, где рудные жилы особенно сближены.

В местах подобных сгущений между основными телами наблюдается густая сеть параллельных им мелких прожилков, иногда сложенных сплошным касситеритом. Главные жилы и второстепенные прожилки образуют в совокупности сложные сетчатые рудные зоны, имеющие в плане овальные очертания и прослеживающиеся на значительную глубину в виде трубчатых тел.

Трещинные структуры с явным преобладанием трещин скальвания в общем более характерны для месторождений касситеритово-сульфидной формации. Так, исключительно важная роль трещин скальвания как рудовмещающих каналов отчетливо вырисовывается, по данным С. С. Смирнова, для многих касситеритово-сульфидных месторождений Верхоянья (Эге-Хая, Алыс-Хая и др.). Многие оловорудные месторождения Корнуолла, занимающие по минерализации промежуточное положение между касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формациями, также характеризуются приуроченностью рудных тел по преимуществу к трещинам скальвания. Среди типичных представителей касситеритово-кварцевой формации подобное главенствующее значение трещин скальвания наблюдается значительно реже, причем самые трещины чаще являются сравнительно простыми.

Рудовмещающие трещины данного типа обычно значительно более выдержаны как по простиранию, так и по падению, чем трещины разрыва.

Как правило, трещины несут отчетливые следы многократно возобновлявшихся подвижек, которые продолжались и в период рудоотложения. Амплитуды перемещений, как подчеркивают многие авторы, обычно невелики, в чем, между прочим, заключается известное отличие описываемых рудовмещающих трещин от крупных сбросов.

Дорудные подвижки нередко сказываются лишь в появлении узких зон давленных пород, сопровождающих основную, четко выраженную трещину. Подобные «простые» трещины скальвания особенно характерны, как указывалось, для касситеритово-кварцевых месторождений, причем приуроченные к ним рудные тела в большинстве представлены типичными жилами заполнения. Таковы, например, касситеритово-кварцевые жилы Зун-Ундурского месторождения (Забайкалье), при образовании которых явления метасоматоза играли ничтожно малую роль. Тем не менее иногда наблюдаются своеобразные полосчатые руды, появление которых обусловлено проникновением рудоносных растворов по сети второстепенных сближенных трещин и последующим замещением узких полос боковых пород, заключенных между этими более мелкими трещинами и основным рудопроводящим каналом. Подобные руды, представляющие собой сочетание полос массивного кварца заполнения и длинных, узких участков полностью замещенного гранита, довольно часто встречаются, например, в кварцевых оловорудных жилах заполнения Тухталуйского месторождения (Забайкалье).

В перечисленных выше месторождениях касситеритово-сульфидной формации характерные черты трещин скалывания — интенсивное проявление как дорудных, так и интерминерализационных подвижек — выражены обычно гораздо резче. Очень часто уже в период, предшествующий рудоотложению, рудопроводящий канал представляет собой сложную систему сближенных, более или менее параллельных трещин. Боксовые породы между ними в той или иной степени раздроблены вследствие подвижек, происходивших вдоль трещин, причем отдельные полосы раздробленных пород нередко сливаются воедино. Таким образом, в результате небольших по амплитуде, но многократно повторявшихся подвижек возникали значительные зоны дробления, иногда прослеживающиеся более чем на километр, при мощности, измеряемой многими метрами (Главная рудная зона Эге-Хайского месторождения, Верхоянье, жила Роджер рудника Ист-Пуль в Корнуолле и др.). Строение их, как правило, очень неоднородно. Так, для Эге-Хайского месторождения С. С. Смирнов (1941) подчеркивает, что «Степень дробленности... варьирует как по простиранию, так и по мощности. Резко и более или менее тонко дробленные участки имеют меньшую мощность и залегают как бы в виде линз или лент среди более слабо дробленного, часто просто трещиноватого, материала». Для месторождений Трезевин и Саус Крофти (Корнуолл), по данным Вестон-Денна (Weston-Dunn, 1923), также намечается частая смена немногочисленных, более или менее четких трещин участками сильно давленого трещиноватого гранита, в свою очередь переходящего в зону брекчий.

Своеобразный характер рудовмещающих трещин отражается, естественно, и на облике приуроченных к ним рудных тел. Это сложного строения рудные зоны с многократным чередованием массивных руд заполнения и участков, сложенных очень разнообразными по текстуре полосчатыми и брекчиевидными рудами. Последние чаще представляют в той или иной степени измененную, иногда интенсивно оруденелую брекчию боковых пород, цементированную рудным материалом. Следует отметить, что неотличимые по внешнему облику руды могут образоваться и при отсутствии типичной брекчии. Так, Вестон-Денн указывает, что при частичном замещении участков пород, рассеченных густой сетью мелких пересекающихся трещинок, также возникают брекчиевидные текстуры. В тех случаях, когда замещение сильно трещиноватых, раздробленных пород протекает особенно интенсивно, в пределах зон дробления образуются типичные метасоматические жилы, нацело состоящие из новообразованных минералов. Таково, например, происхождение многих турмалиновых и турмалиново-хлоритовых оловоносных жил Восточной Австралии и Корнуолла.

Рудные тела описываемого типа нередко приобретают еще более сложное строение вследствие того, что рудоотложение протекает на фоне продолжающихся подвижек. Иначе говоря, проникновение рудосных растворов происходит в условиях непрерывного раскрытия новых систем трещин и закрытия или заполнения старых каналов.

В результате в минерализованных зонах дробления нередко имеет место пространственное разобщение рудных образований, принадлежащих к единому рудному процессу, хотя и различным его стадиям. Подобная картина наблюдается, например, во многих месторождениях Яна-Адычанского района; в частности, для Эге-Хайского месторождения очень характерно, как подчеркивает С. С. Смирнов, раздельное развитие в Главной рудной зоне ранних кварцевых и более поздних

сульфидных руд. В тех случаях, когда подвижки происходят вдоль ранее наметившихся трещин, уже заполненных жильной массой, нередко образуются рудные брекчии, в которых как обломки, так и цемент сложены рудным материалом (Алыс-Хая в Верхоянье, Трезевин в Корнуолле и др.).

Минерализованные зоны дробления в большинстве своем обладают довольно расплывчатыми контурами. Однако даже в тех случаях, когда границы их вырисовываются сравнительно резко, в боковых породах часто наблюдаются менее отчетливые, но многочисленные трещины, сопровождающие основную зону дробления. Подобное явление отмечается Брауном (Brown, 1934) для рудника Ист-Пуль в Корнуолле, где развитие второстепенной трещиноватости приводит к возникновению многочисленных мелких жил и прожилков, расположенных в общем параллельно главной жиле Роджер. На Эге-Хайском месторождении С. С. Смирнов отмечает появление штокверкового оруденения в висячем и лежачем боках основных рудных зон. Наконец, близкая картина наблюдается на Хапчерангинском месторождении. Здесь основное оруденение приурочено к выдержанным трещинам скалывания северо-западного простирания. Они следуют одна за другой и намечают, таким образом, несколько протяженных зон разломов того же направления. Рудные тела представлены касситеритово-сульфидными жилами сложного строения, местами обладающими характерной брекчиевидной текстурой. В ряде участков они сопровождаются (жилы Смирновская, Александринская и др.) многочисленными рудными прожилками. Последние приурочены к системе второстепенных трещин, простирание которых совпадает с направлением основных рудовмещающих трещин, и в совокупности образуют так называемую «сетчатую рудную зону».

Следует отметить, что второстепенные трещины несут сравнительно слабые следы подвижек, и не исключена возможность, что в данном случае первоначально имело место развитие трещин разрыва. Впоследствии по ним произошли подвижки, местами обусловившие образование крупных зон дробления, но обычно лишь незначительно «подновившие» ранее наметившиеся трещины разрыва. Возможно, что возникновение всей системы рудовмещающих трещин Хапчерангинского месторождения представляет собой результат последовательного проявления напряжений разрыва и скалывания.

Трещинные структуры, которые характеризуются более или менее равной ролью трещин разрыва и скалывания, являются наиболее распространенными. В этом случае наряду с трещинами разрыва обычно наблюдается возникновение нескольких сопряженных систем трещин скалывания, но вмещающими рудные тела все же обыкновенно являются трещины скалывания одной определенной системы. Подобная картина наблюдается, например, на Этыкинском месторождении (Восточное Забайкалье). Здесь помимо пологопадающих трещин разрыва отчетливо выделяются две сопряженные системы крутопадающих трещин скалывания. Они одинаково хорошо выражены и расположены в общем симметрично по отношению к линии действующих сил. Тем не менее рудные тела (кварцево-топазовые жилы с касситеритом) приурочены только к пологопадающим трещинам разрыва и к одной из систем трещин скалывания; трещины второй системы, насколько известно, совершенно не несут жильных выполнений.

Хотя обе группы жил характеризуются близким минералогическим составом и отражают, несомненно, тесно связанные во времени стадии единого рудного процесса, местами все же однозначно устанавливается

пересечение пологопадающих жил крутопадающими. Таким образом, заполнение трещин разрыва, несомненно, предшествовало заполнению трещин скальвания. Подобное последовательное проникновение рудоносных растворов в трещины различных систем не является, однако, общим правилом. Так, для Циннвальда Зингевальд (Singewald, 1910) и другие отмечают наличие двух систем рудовмещающих трещин (круто- и пологопадающих), заполнение которых происходило одновременно. В данном случае крутопадающие трещины по отношению к пологопадающим играли, по видимому, роль рудоподводящих каналов.

Неравноценное значение различных систем трещин как путей проникновения рудоносных растворов хорошо вырисовывается также на месторождениях Мутуе Файдс в Трансваале и Лалагуа в Боливии. В первом случае Вагнер (Wagner, 1921) отмечает наличие в пределах рудного поля пологопадающих трещин разрыва и двух систем крутопадающих трещин; последние имеют северо-восточное и северо-западное простирание и принадлежат, судя по описанию, к группе трещин скальвания. Рудные тела (зоны оловоносных грейзенов) приурочены почти исключительно к пологопадающим трещинам разрыва, причем оруденение наблюдается лишь вдоль тех трещин, которые пересекаются северо-восточными трещинами скальвания. Наиболее крупные и обогащенные касситеритом зоны грейзена развиваются непосредственно около пересечений; по мере удаления от крутопадающих трещин грейзенизация постепенно ослабевает и, наконец, прекращается совершенно. То же явление наблюдается и в отношении северо-западных трещин скальвания: они также несут оруденение лишь в местах пересечения с северо-восточными. Таким образом, последние, хотя и не вмещают крупных рудных скоплений и сопровождаются незначительными зонами грейзенизации, играли все же очень важную роль при формировании месторождения. Именно они явились, по мнению Вагнера, теми каналами, по которым поднимались из глубинных частей интрузива рудоносные растворы, проникавшие затем в пологопадающие трещины разрыва.

Происхождение сложной структуры второго месторождения Лалагуа в целом еще далеко не ясно. Тем не менее неодинаковая роль различных систем трещин и здесь вырисовывается вполне отчетливо. В частности установлено, что основное оруденение приурочено к выдержанным трещинам северо-восточного простирания, несущим отчетливые следы дорудных подвижек. Трещины скальвания второй системы (северо-западные), выраженные менее отчетливо, являются слабо оруденелыми, притом только в местах сопряжений с северо-восточными трещинами. Наряду с главными рудными телами, определяющими промышленную ценность месторождения, известно огромное количество мелких жил и прожилков, приуроченных к непостоянным трещинам разрыва. Наконец, в тех случаях где рудоносные растворы проникали в сильно трещиноватые песчаники, залегающие в виде крупных ксенолитов в кварцевых порфирах, наблюдается смена выдержанных жил штокверковым оруденением.

Наличие взаимно пересекающихся систем трещин иногда приводит к образованию своеобразных трубчатых рудных тел. Грейзеновые тела трубчатой формы известны, например, на описанном выше месторождении Мутуе Файдс. Аналогичные образования отмечаются также во многих месторождениях Восточной Австралии и Малайи. Так, в районе Эммавилль (Восточная Австралия), в местах пересечения двух или

нескольких систем трещин, часто встречаются, по данным Кенни (Kenney, 1922), грейзеновые тела, имеющие в горизонтальном сечении форму эллипса и прослеживающиеся на десятки метров на глубину. В районе Сунгей Бизи в Малайе Джонс (Jones, 1925) описывает исключительно обогащенное касситеритом трубчатое тело грейзена, образовавшееся в месте пересечения трех рудных жил. Наконец, в большом масштабе то же явление наблюдается на месторождении Морококала (Центральная Боливия), описанном Альфельдом (Ahlfeld, 1938). Месторождение представлено тремя системами рудных жил, залегающих среди сланцев. Сланцы превращены в своеобразные кварциты, состоящие из кварца, турмалина, авдалузита и подчиненного арсенопирита и содержащие в небольшом количестве касситерит. Участок измененных сланцев, в пределах которого локализованы жилы, имеет форму сплюсненного цилиндрического тела, вытянутого в горизонтальном сечении параллельно простиранию осадочных толщ. В местах пересечений оловорудных жил различного возраста наблюдается появление менее крупных, но более четко ограниченных рудных тел, также имеющих трубчатую форму и представляющих собой зоны интенсивно измененных, оруденелых осадочных пород.

Как видно из приведенных примеров, трубчатые тела образуются обычно при пересечении немногих, сравнительно выдержанных трещин. При развитии густой сети взаимно пересекающихся мелких трещинок возникают рудные тела штокверкового типа, общее расположение которых иногда контролируется определенными ослабленными зонами, игравшими роль рудопроводящих каналов. Так, на месторождении Касситерит-Крик (Сьюордский полуостров) крупный штокверк в известняках тяготеет к значительной кварц-порфировой дайке, контактовые плоскости которой послужили, по видимому, путями проникновения рудоносных растворов. При этом в пределах штокверка отчетливо выделяются две главные системы трещин, заполненных рудным материалом. В данном случае боковые породы между прожилками не содержат сколько-нибудь существенной вкрапленности рудных минералов. Однако чаще одновременно с рудоотложением в полостях трещин наблюдается развитие оруденения и в интенсивно измененных вмещающих породах. Таково, например, происхождение некоторых крупных штокверкообразных тел оловоносного грейзена (тип Альтенберга), при образовании которых большое значение имели явления метасоматоза.

Развитие процессов метасоматоза иногда сильно затушевывает характерные черты первоначальной трещинной структуры, особенно в тех случаях, когда рудоотложение происходит в обстановке легко замещающихся пород — известняков и др. Подобное явление очень характерно, в частности, для оловорудных месторождений скарнового типа, при формировании которых, наряду с рудоотложением в трещинах, очень большую роль играет замещение рудной массой боковых пород. Замещение иногда охватывает лишь отдельные прослои карбонатных пород, обуславливая образование типичных пластовых залежей (Питкаранта).

В результате наблюдается определенная зависимость как формы, так и общего расположения рудных тел от структурных особенностей вмещающих толщ. В других случаях происходит сплошное замещение пород, прилегающих к рудовмещающим трещинам или оруденелым зонам дробления, причем возникают либо неправильные жилиобразные тела, либо гнездообразные залежи, обладающие крайне

прихотливыми очертаниями. Наконец, при пересечении сравнительно выдержанных систем рудовмещающих трещин образуются своеобразные касситеритово-сульфидные трубчатые тела замещения типа Беатрис-Майн в Малайе.

V. ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Оловорудные месторождения, близкие по типу оруденения, но образованные в условиях различных вмещающих пород, нередко существенно отличаются по своим структурным особенностям. Это обусловлено, во-первых, первичными различиями трещинных структур, т. е. тем, что в породах, обладающих различными физическими свойствами, процесс трещинообразования протекает не вполне одинаково. Во-вторых, даже при более или менее близких по типу трещинных структурах морфология рудных тел может существенно отличаться вследствие большей или меньшей роли явлений метасоматоза. Иначе говоря, облик месторождения зависит не только от характера первоначальной трещинной структуры, но и от состава той внешней среды, в которой происходят рудоотложения. В предыдущем разделе уже отмечалось, что в известняках пространственная связь оруденения с определенными рудовмещающими трещинами иногда сильно затушевывается широким развитием метасоматоза. Здесь мы рассмотрим несколько дополнительных примеров с целью показать, как изменяются структурные особенности месторождения в зависимости от характера вмещающих пород.

Как известно, большинство оловорудных месторождений располагается либо в интрузивных породах гранитового ряда (граниты, гранодиориты и др.), с которыми генетически связано оруденение, либо в песчаниково-сланцевых толщах, вмещающих оловоносные интрузии. Менее часто месторождения находятся в известняках и других карбонатных породах (Китай, Малайя, Сьюардский полуостров), эффузивах (Приморье, Мексика) или, наконец, более древних изверженных породах, к числу которых относятся, например, близповерхностные кварцевые порфиры Боливии,

Месторождения, расположенные среди материнских интрузивов, чаще представлены типичными жилами заполнения, приуроченными к трещинам разрыва или простым трещинам скалывания, несущим сравнительно слабые следы дорудных перемещений. Иногда наблюдается также приуроченность рудных тел к ярко выраженным зонам дробления (Корнуолл), однако в общем роль оруденелых зон дробления в интрузивах менее значительна, чем в породах кровли. Это объясняется, по всей вероятности, не столько различием физических свойств среды, сколько тем, что во вмещающих толщах еще в период, предшествовавший интрузии, существовали ослабленные тектонические линии (зоны трещиноватости и т. д.). Подновляясь во время внедрения магматического расплава, они уже в начальный период рудоотложения оформлялись в виде четко выраженных зон дробления. В интрузивах образование аналогичных зон происходило, естественно, несколько позднее, и в ряде случаев к моменту возникновения оловорудных месторождений они имели, по видимому, еще очень ограниченное распространение.

Наряду с более или менее выдержанными системами трещин разрыва или скалывания в плотных, сравнительно однородных гранитных породах очень часто наблюдается возникновение непостоянных, но крайне

многочисленных пересекающихся трещин, происхождение которых далеко не всегда можно установить. Их образование иногда происходит в явной пространственной и генетической связи с более крупными тектоническими нарушениями. Иногда же, и это более частый случай, они располагаются без особой закономерности, охватывая значительные участки на площади интрузивов. Рудоносные растворы, проникая в подобные трещиноватые зоны, расплываются по многочисленным трещинкам, и в результате образуются рудные тела штокверкового типа. Облик последних в значительной мере зависит от свойств самих растворов. Так, при проникновении легкоподвижных химически активных пневматолитов рудообразование не ограничивается отложением минералов в трещинах: одновременно происходит очень интенсивное замещение прилегающих участков гранита и образуются крупные тела оруденелого грейзена. Таково, например, происхождение штокверка Альтенберг. В других случаях, например при формировании рудных штокверков касситеритово-кварцевого типа, рудоотложение в открытых полостях играет явно преобладающую роль.

Штокверковое оруденение нередко довольно четко ограничивается площадью рудоносного интрузива и не выходит в область экзоконтакта. Примером может служить упомянутый выше штокверк Альтенберг, приуроченный, в основном, к небольшому интрузиву оловоносного гранита. То же явление наблюдается и при образовании так называемых грейзеновых жил в осадочных породах. Многие рудные тела этого типа представляют собой дайки оруденелых кварц-порфириров и гранит-порфириров, рассеченные многочисленными тонкими трещинками, вмещающими рудные минералы. При этом часто наблюдается, что трещинообразование прекращается за пределами даек, т. е. плоскости контакта с осадочными породами играют как бы роль своеобразных экранов, ограничивающих оруденение.

Аналогичная картина иногда имеет место и в отношении более выдержанных жильных тел. Так, для восточного выступа Калбинского интрузива М. Ф. Стрелкин подчеркивает, что область распространения касситеритово-кварцевых жил, приуроченных к трещинам разрыва, ограничивается исключительно зоной эндоконтакта. Доходя до плоскости контакта гранита с осадочными породами, рудные жилы резко выклиниваются и не продолжают в осадочной толще.

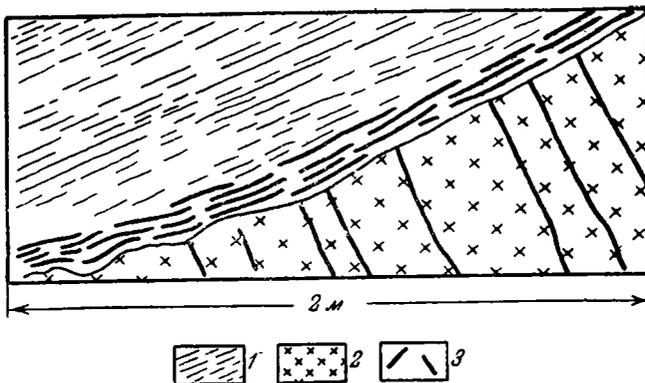
В других месторождениях смена гранитов осадочными породами не сопровождается полным прекращением оруденения, но характер рудовмещающих трещин тем не менее существенно изменяется. Подобное явление отмечает Вильбурн (Willbourn, 1922) для района Южного Селангора (Малайя), где касситеритово-кварцевые жилы, следующие, видимо, вдоль трещин разрыва, прекращаются непосредственно у контакта гранитов с измененными сланцами. В последних наблюдается появление иной системы кварцевых оловоносных жил, располагающихся в общем согласно со сланцеватостью осадочной толщи (фиг. 4).

В тех случаях, когда рудные жилы описываемого типа пересекают, не прерываясь, плоскость контакта, смена вмещающих пород все же сказывается на текстурных особенностях жил. В частности, в гранитах, вследствие большого проявления метасоматоза, жилы часто имеют менее четкие ограничения и чаще сопровождаются зонами оруденелых боковых пород, чем, например, в плотных контактово измененных песчаниках и сланцах.

Рудные тела, приуроченные к простым трещинам скалывания или четко выраженным зонам дробления, являются в общем более выдер-

жаньями. Хотя и для них плоскости контакта иногда играют роль своеобразной преграды (некоторые месторождения Калбы и Малайи), однако в большинстве случаев переход из гранита в породы экзоконтакта не сказывается существенно на условиях залегания жил. Более типичны изменения текстуры, обусловленные как различием физических свойств боковых пород (большая или меньшая степень их раздробления), так и различием их состава (большее или меньшее проявление метасоматоза).

В контактовых роговиках, слагающих внутреннюю зону экзоконтакта, условия трещинообразования, повидимому, приближаются к тем, которые имеют место в гранитах. В частности, здесь также нередко наблюдается



Фиг. 4. Расположение оловорудных кварцевых жил в эндо- и экзоконтакте. Южный Селангор, Малайя (по Willbourn, 1922).

1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — рудные жилы.

развитие густой сети мелких трещин, приводящее к появлению штокверкового оруденения (штокверк месторождения Бентонг в Малайе и др.). Тем не менее облик рудных тел обычно несколько иной, так как в плотных, мелкозернистых боковых породах процессы замещения проявляются сравнительно слабо. В результате даже при образовании штокверков рудоотложение происходит в основном путем заполнения полостей трещин.

Более резко по структуре отличаются месторождения, расположенные во внешних зонах экзоконтакта или вне пределов контактового ореола, особенно в тех случаях, когда вмещающие породы представлены слабоизмененными сланцами. В сравнительно пластичных сланцах трещинообразование иногда вообще сильно ослабевает, что отрицательно сказывается на интенсивности оруденения. Вместе с тем, когда в сланцевых толщах образуются крупные трещины, последние являются более четкими, чем, например, в плотных песчаниках. Так, Е. А. Радкевич (1939) указывает, что рудная зона Сталинского месторождения в участках, сложенных глинистыми сланцами, характеризуется развитием более или менее выдержанных жил заполнения. Переход в более хрупкие, трещиноватые песчаники сопровождается сменой выдержанных жил непостоянными линзовидными сульфидными телами и зонами мелких рудных прожилков. Следует отметить, что штокверковый тип оруденения для месторождений, залегающих в сланцах, вообще мало характерен. Он иногда наблюдается в связи с развитием крупных зон дробления (Эге-Хая и некоторые другие месторождения Яна-Адычан-

ского района), однако чаще имеет место развитие не типичных штоков, а рудных зон, представляющих совокупность параллельных рудных прожилков. При этом в слабоизмененных песчаниках и сланцах, как и в контактовых роговиках, явления метасоматоза играют, как правило, подчиненную роль.

Зоны интенсивно оруденелых боковых пород нередко отсутствуют даже в тех случаях, когда рудоносные растворы содержали в большом количестве соединения фтора и других активных минерализаторов (топазсодержащие прожилки Тарбальджея, касситеритово-топазовые жилы Этыктинского месторождения). Интенсивное замещение песчаников и сланцев сравнительно часто отмечается лишь в оруденелых зонах дробления, т. е. в условиях особенно большой поверхности соприкосновения вмещающих пород с растворами.

В известняках и других карбонатных породах, характеризующихся сравнительно большей хрупкостью, трещинные структуры нередко бывают особенно сложными. Это обстоятельство, наряду с большим развитием процессов замещения, обуславливает своеобразную, весьма сложную морфологию многих оловорудных месторождений, залегающих в известняках. Иногда проникновение рудоносных растворов вдоль пересечений трещин различных систем и одновременное замещение боковых пород приводит к образованию касситеритово-сульфидных трубчатых тел. В других случаях, при менее правильной трещиноватости, возникают гнездообразные залежи прихотливых очертаний. Наконец, при замещении отдельных прослоев карбонатных пород образуются пластообразные залежи типа Питкаранты. Пластовые формы рудных тел наблюдаются и в тех случаях, когда оруденение локализуется в зонах дробления, развивающихся вдоль контакта с породами типа глинистых сланцев (Смирновское месторождение, Забайкалье); сланцы играют роль экрана, ограничивающего оруденение, и рудообразование происходит частью путем заполнения открытых полостей, частью путем сплошного замещения прилегающих участков известняков.

Следует подчеркнуть, что значение метасоматоза при рудоотложении в известняках очень сильно варьирует в зависимости от типа оловорудных проявлений. Оно очень велико для месторождений касситеритово-сульфидной формации, к которым в первую очередь и относятся приведенные данные о морфологии рудных тел. Для месторождений касситеритово-кварцевой формации метасоматоз играет гораздо меньшую роль и иногда выражен даже слабее, чем в гранитах. Так, многие месторождения Малайи, расположенные в известняках, представлены типичными кварцевыми жилами заполнения, при формировании которых замещение боковых пород имело очень ограниченное значение. Та же картина наблюдается и в месторождениях Сьюордского полуострова (месторождение Касситерит-Крик), даже в тех случаях, когда рудными телами являются кварцево-топазовые жилы и прожилки.

Месторождения, залегающие в древних интрузивах или эффузивных покровах, не отличаются существенно в морфологическом отношении от месторождений, расположенных среди активных интрузивов. Намечается лишь более частая приуроченность рудных тел к сложным трещинам скалывания, образующим значительные зоны дробления, что, однако, далеко не всегда вырисовывается достаточно отчетливо. Иногда менее ярко выражено также распыление рудного материала среди боковых пород, но и это отличие характерно только для рудных тел, залегающих среди очень плотных, тонкозернистых разновидностей эффузивов (жилы в риолитовых покровах Мексики).

В заключение следует особо остановиться на месторождениях, залегающих в близповерхностных интрузивных телах типа боливийских этмолитов или в молодых эффузивных покровах, образованных незадолго до проявления рудного процесса. Месторождения данной группы нередко отличаются от других резко телескопированным оруденением. Это обусловлено, по всей вероятности, тем, что рудоносные растворы, проникавшие из глубины в еще не успевшие охладиться вмещающие породы, достигали относительно близких к поверхности горизонтов. Здесь, в условиях резкого изменения давления и сравнительно быстрого падения температуры, происходила почти одновременная кристаллизация минералов, принадлежащих к различным температурным стадиям. Таким образом, в данном случае специфические свойства внешней среды — наличие на пути движения растворов еще не остывших пород — способствовали развитию своеобразного близповерхностного типа оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. и Глазковская А. В. Оловорудное месторождение Коз-Калаи в Казахстане. В печати.
- Арапов Ю. А. Геология и петрография оловоносных пегматитов верховьев р. Лейляк. Тр. Тадж. Памир. экспед. 1936, вып. 51.
- Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Большой Алтай. 1934.
- Григорьев И. Ф. Геолого-минералогическое описание Ононского месторождения. 1938, рукопись.
- Падалка Г. Л. Металлоносность Северо-Восточной Якутии. Изв. АН, сер. геол., 1939, № 6.
- Радкевич Е. А. Сталинское оловорудное месторождение в Приморье. 1939, рукопись.
- Радкевич Е. А. и Витушкина А. И. Тарбальджейское оловорудное месторождение. Тр. Инст. геол. наук АН, сер. рудн. мест., 1941, вып. 41.
- Русаков М. П. Основные черты геологии, тектоники и металлогении Южного Приморья ДВК. Пробл. сов. геол., 1937, № 5—6.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. Инст. геол. наук АН, сер. мин., 1941, вып. 46.
- Ферсман А. Е. Монголо-Охотский пояс. Поверхность и недра, 1926, № 3.
- Щербатов Д. И. Генетические типы оловорудных месторождений Средней Азии. Научные итоги ТПЭ. Изд. АН. 1936.
- Ahlfeld F. Die Bodenschätze Bolivien. 1938.
- Brown J. Ch. Lagerstättliche und erzmikroskopische Untersuchung der Zinnerzgänge der East Pool-Mine bei Redruth in Cornwall. N. Jb. A, 1934, 68, 298—336.
- Dalmer K. Der Altenberg-Graupener Zinnerzlagertstätten district. ZS. prakt. geol., 1894, 313—332.
- Derry D. K. The genetic relationships of pegmatites, aplites and tin veins. Geol. Mag., 1931, 48, No. 808.
- Jones W. R. Tinfields of the world. London, 1925.
- Kenny E. J. Tin. New S. Wales Dep. Min., 1922, Bull. No. 1.
- Raelburn C. The tinfields of Nassarawa and Ilorin Province. Geol. Surv. Nigeria, 1924, Bull. No. 5.
- Scrivenor J. B. The Malayan ore deposits. London, 1928.
- Singewald J. T. The Erzgebirge tin deposits. Econ. Geol., 1910, No. 2, 3.
- Wagner P. A. The Mutue Fides-Stavoren tinfields U. S. Afr. Geol. Surv. Mem., 1921 No. 16.
- Weston-Dunn J. A. Economic geology of Mount Bishoff tin deposits. Tasmania. Econ. Geol., 1922, No. 3.
- Weston-Dunn J. A. Some relations between metalcontent, lode filling and country rock. Econ. Geol., 1923, No. 5.
- Willbourn E. S. An account of the geology and mining industries of South Selan-
gor and Negri Simbilon, F. M. S. Geol. Dep., 1922.

О. Д. ЛЕВИЦКИЙ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ

ВВЕДЕНИЕ

Оловоносные россыпи занимают главенствующее положение в оловодобывающей промышленности, давая основную массу оловянных концентратов. Достаточно указать, что в крупнейшей оловоносной провинции мира — Британской Малайе — в среднем около 90% добычи (что составляет 30—35% мировой добычи) падает именно на долю россыпей. В крупных оловоносных провинциях Голландской Ост-Индии, Бельгийского Конго и Нигерии, дающих в сумме около 30% мировой продукции олова, добыча из россыпей составляет от 90 до 95%. Наконец, немаловажные оловоносные провинции Китая и Таи также характеризуются преобладающей ролью россыпей по сравнению с коренными месторождениями.

Таким образом, россыпи дают в среднем не менее 70—75% мировой продукции олова.

Близкую картину мы имеем и в отношении распределения запасов: россыпи заключают около 75% подготовленных мировых (без СССР) запасов и не менее 50% общих геологических.

Исключительно важная роль россыпей в добыче олова представляется вполне естественной, если учесть их неизмеримо более легкое освоение по сравнению с коренными месторождениями. Простота разведки и подготовки промышленных запасов, сравнительная легкость отработки оловоносных песков и последующего их обогащения — все это дает возможность подходить к россыпям со значительно более низкими требованиями как в части содержания полезного компонента, так и в части определения минимального масштаба рентабельных объектов. Так, если для разрабатываемых коренных месторождений среднее содержание олова обычно колеблется от 0.5—1.0% (касситеритово-кварцевая формация) до 1—3% (касситеритово-сульфидная формация) и лишь редко спускается до 0.2—0.3% (некоторые месторождения пегматитовой и касситеритово-кварцевой формации), то для россыпей содержание 0.015—0.020% олова (0.020—0.030% касситерита) уже достаточно для развития эксплуатационных работ. Иначе говоря, промышленное содержание олова в коренных месторождениях в десятки, а иногда и в сотни раз превышает промышленное содержание в оловоносных песках.

Вместе с тем простота освоения россыпей часто позволяет рассматривать как вполне рентабельные объекты даже месторождения с запасами порядка первых десятков тонн.

Все это делает вполне понятным, что начальный период освоения большинства оловоносных провинций тесно связан с разработкой рос-

сыпей. Лишь в последующем, по мере их истощения, в строй вступали также коренные месторождения. Исключением являются лишь провинции с подчеркнута сульфидным оловянным оруденением, например Южная Боливия, где россыпи вообще имеют малое распространение, а руды коренных месторождений характеризуются исключительно высокой насыщенностью касситеритом.

I. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ

Единственным минералом олова, дающим промышленные концентрации в рыхлых отложениях, является касситерит. Легко окисляющиеся сульфостаннаты (станнин и другие) в россыпях практически не встречаются, что же касается некоторых других, сравнительно более стойких минералов олова — пэйджеита, гулсита и т. д., то они вообще принадлежат к категории редких и весьма редких и никакого промышленного интереса не представляют.

Касситерит, как известно, принадлежит к числу исключительно химически стойких минералов и практически почти не подвергается растворяющему влиянию различных реагентов, присутствующих в рудничных и грунтовых водах.

Вследствие этого при разрушении коренных оловорудных тел, в сущности, весь касситерит переходит в состав образующегося рыхлого материала.

При последующем переносе касситерит проявляет меньшую стойкость, чем, например, золото, так как вследствие своей хрупкости быстрее превращается в неуловимую рудную пыль. Тем не менее высокая твердость и несовершенная спайность касситерита делают возможными сравнительно длительной его перенос водными потоками и постепенную концентрацию в перемываемых рыхлых отложениях. При этом значительный удельный вес способствует тому, что касситерит не распыляется равномерно среди всей массы рыхлых отложений, а благодаря гравитационному обогащению концентрируется в нижних горизонтах, образуя более или менее четко выраженные пласты оловоносных песков.

Таким образом, физические и химические свойства минерала благоприятствуют образованию россыпей: в этом отношении касситерит хотя и уступает золоту, но превосходит вольфрамит, шеелит и некоторые другие ценные минералы, встречающиеся в россыпях.

Масштаб возникающих россыпей и их промышленная ценность определяется, во-первых, характером коренного оруденения и, во-вторых, условиями, при которых происходит размыв коренных месторождений и аккумуляция освобождающегося касситерита. Эти два момента всегда должны рассматриваться совместно, ибо вполне понятно, что при неблагоприятном типе коренного оруденения россыпь может отсутствовать даже в наиболее обещающей геоморфологической обстановке, и обратно: крупные коренные месторождения, по типу оруденения вполне способные дать промышленные россыпи, все же не дадут их, если отсутствуют условия, способствующие концентрации касситерита в рыхлых отложениях.

Поскольку первый фактор — характер коренного оруденения — играет все же главенствующую роль, мы остановимся в первую очередь именно на нем, а затем перейдем к влиянию второго фактора, т. е. к характеристике геоморфологической обстановки, благоприятствующей возникновению оловоносных россыпей.

II. ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПА КОРЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Возможность образования промышленных оловоносных россыпей во многом зависит от форм проявления касситерита — величины его зерен, характера агрегатов — и морфологических особенностей коренных оловорудных месторождений. Так как в этом отношении месторождения различных типов и формаций занимают далеко не одинаковое положение, то и их роль как источников питания россыпей далеко не равноценна. Этот вопрос был уже отчасти затронут ранее, при характеристике различных формаций; здесь мы остановимся на нем более детально.

По формам проявления касситерита месторождения пегматитовой и касситеритово-кварцевой формаций близки между собой, резко отличаясь вместе с тем от касситеритово-сульфидных месторождений. Как для оловоносных пегматитов, так и для оловоносных грейзенов и топазово-кварцевых или полевошпатово-кварцевых оловорудных жил характерны обычно довольно крупные размеры кристаллов.

Так, для оловоносных пегматитов средняя величина зерна касситерита обычно колеблется в пределах 5—10 мм, сравнительно редко (равномерно оруденелые албитизированные пегматиты типа Бай-Мурзы) снижаясь до 1—2 мм и менее. Малые размеры кристаллов характерны лишь для простых, слабо измененных пегматитов, промышленная ценность которых столь ничтожна, что они могут не приниматься во внимание.

Кристаллы касситерита располагаются обычно изолированно, и даже в пределах «гнезд», с их исключительной насыщенностью касситеритом, последний все же далеко не часто встречается в виде тесных сростаний отдельных зерен.

Большинство кварцевых и турмалиново-кварцевых жил также характеризуется крупными размерами кристаллов касситерита; сростания отдельных его зерен наблюдаются здесь чаще, и иногда это обуславливает появление в рыхлых отложениях крупных, до нескольких сантиметров в диаметре, рудных галек. В топазово-кварцевых и особенно в полевошпатово-кварцевых жилах подобные агрегаты касситерита встречаются еще чаще. Более того, для многих месторождений касситеритово-полевошпатового типа образование сплошных, почти мономинеральных агрегатов может служить весьма характерной отличительной чертой. Касситерит оловоносных грейзенов отличается несколько меньшей величиной кристаллов, однако и в данном случае средняя величина зерна, как показывают примеры Шумиловского (Забайкалье) и других месторождений, редко спускается ниже 2—3 мм.

Таким образом, подавляющая масса касситерита, освобождающегося при размыве большинства месторождений первых двух формаций, переходит в элювий либо в виде сравнительно крупных зерен, величиной от 1—2 мм до 5—10 мм, либо в виде менее частых, но еще более крупных галек, представляющих собой сростания многих кристаллов.

В касситеритово-сульфидных месторождениях средние размеры зерен касситерита, как правило, определяются значительно меньшими цифрами. Так, в турмалиновых рудах Шерловой горы касситерит часто развивается в виде тонкозернистых агрегатов со средней величиной зерен, измеряемой первыми десятками и даже сотыми долями миллиметра; реже размеры отдельных кристаллов достигают 1—2 мм. В хлоритовых рудах средняя величина зерен колеблется от сотых и первых десятых милли-

метра (Тарбальджей и др.) до нескольких десятых и 1—2.0 мм (Харатуй и др.). В пиритово-пирротиновых рудах Хапчерангинского и Сталинского месторождений средняя величина кристаллов измеряется, соответственно, либо 0.5—1.5 мм, либо первыми десятками и даже несколькими сотыми миллиметра. Иногда (пиритово-пирротиновые руды рудника Сулливан в Канаде) наиболее распространенный размер зерен снижается до первых сотых и даже тысячных долей миллиметра. Крайняя мелкозернистость касситерита еще более типична для галенитово-сфалеритовых руд: здесь мы обычно имеем дело с микроскопически невидимым касситеритом, средние размеры зерен которого колеблются от тысячных и сотых до нескольких десятых долей миллиметра (Смирновское месторождение). Те же величины характерны и для большинства оловоносных скарнов. Таким образом, в месторождениях касситеритово-сульфидной формации главная масса касситерита присутствует в виде зерен, средняя величина которых колеблется от сотых долей миллиметра до 1—2 мм. Последняя особенность снижает ценность касситеритово-сульфидных месторождений как источников питания россыпей, и в этом отношении они менее благоприятны, чем месторождения пегматитовой и касситеритово-кварцевой формации. Следует лишь отметить, что в некоторых касситеритово-сульфидных месторождениях значение этой отрицательной особенности смягчается тем, что касситерит встречается не в виде изолированных зерен, а в форме сростков. Подобные сростки, состоящие из огромного числа мелких и мельчайших зерен, нередко достигают величины 1—2 и более сантиметров. При переносе они ведут себя как единые крупные кристаллы. Более того: отсутствие расчленяющих трещин спайности придает этим агрегатам необычно высокую вязкость, обуславливая их большую механическую стойкость, чем монокристаллов. В результате месторождения касситеритово-сульфидной формации, руды которых изобилуют подобными сростками, дают начало промышленным россыпям, несмотря на малую величину отдельных зерен касситерита (россыпи Шерловой горы в Забайкалье).

Наряду с размерами кристаллов касситерита и характера его агрегатов, известное значение, с точки зрения возможности образования россыпей, имеет также скорость, с которой касситерит освобождается из вмещающей рудной массы. Правда, предохраняющее влияние вмещающей жильной породы обычно сказывается на сравнительно коротком расстоянии, так как в аллювий касситерит, как правило, попадает уже в форме мономинеральных агрегатов и отдельных зерен. Тем не менее этот фактор также приходится учитывать при оценке возможности россыпеобразования. И в этом отношении месторождения различных формаций тоже во многом различаются между собой. В самом деле, из месторождений касситеритово-кварцевого и касситеритово-топазового типов заметная часть касситерита попадает в элювий в сростании либо с кварцем, либо с менее однородным (вследствие хорошей спайности), но почти столь же устойчивым топазом. Благодаря этому в начальную стадию переноса касситерит подвергается, естественно, меньшему дроблению и истиранию и меньшее его количество теряется в виде неуловимой рудной пыли.

В месторождениях касситеритово-полевошпатового типа предохраняющее влияние жильной массы прекращается быстрее вследствие ее неоднородности и участия в состав сравнительно быстро разрушающихся полевых шпатов. Близкое положение в этом отношении занимают также и оловоносные пегматиты. Что касается оловоносных грейзенов,

то некоторые из них приближаются к кварцевым и кварцево-топазовым рудам (топазово-кварцевые разновидности), другие же уступают даже рудам кварцево-полевошпатовым (сидерофиллитовые грейзены с их быстро окисляющимися железистыми слюдами).

Еще более различна степень устойчивости руд касситеритово-сульфидной формации. Так, весьма плотные и вязкие породы рудных тел турмалиново-сульфидного типа являются, пожалуй, даже более стойкими, нежели жильный кварц. Благодаря этому касситерит в течение сравнительно длительного периода предохраняется от механического разрушения, и даже в аллювий часть его переносится в виде турмалиново-касситеритовых галек. Хлоритовые руды, также весьма плотные и вязкие, гораздо менее устойчивы вследствие сравнительно легкого разложения железистого хлорита; в этом отношении они близки к сидерофиллитовым грейzenам. Наконец, сульфидные руды, быстро окисляющиеся на поверхности с образованием лимонита и т. п., высвобождают касситерит наиболее быстро: уже в элювии мы практически имеем дело исключительно с отдельными зернами касситерита или же мономинеральными его агрегатами.

Обращаясь к рассмотрению роли, которую играет при россыпеобразовании морфология коренного оруденения, а также характер распределения касситерита в рудных телах, мы последовательно остановимся на представителях различных формаций и типов.

Коренные месторождения пегматитовой формации характеризуются, как известно, следующими основными чертами: 1) большим объемом рудной массы — многие сотни тысяч, нередко многие миллионы тонн; 2) крайне неравномерным распределением касситерита — гнездовое или же кустовое оруденение и 3) низким или очень низким средним содержанием олова в рудах — сотые доли процента, редко 0.1% и выше. Лишь изредка наблюдается отступление от этих стандартных особенностей: развитие касситерита в виде постоянной, равномерной вкрапленности (Бай-Мурза в Калбе) или же повышение среднего его содержания до величин, типичных для рудных тел касситеритово-кварцевой формации (Луковая гора в Забайкалье, некоторые месторождения провинции Манитоба в Канаде и др.).

Указанные характерные черты оловоносных пегматитов являются, как ранее отмечалось, причиной того, что, несмотря на обилие коренных месторождений, промышленные объекты насчитываются среди последних буквально единицами. Однако в отношении россыпеобразования оловоносные пегматиты вырисовываются в более благоприятном свете.

Действительно, основные причины, обуславливающие непромышленный характер коренного оруденения, — низкое среднее содержание касситерита и крайне неравномерное его распределение — во многом сглаживаются, когда мы переходим к россыпям. Низкое среднее содержание компенсируется большим объемом рудной массы, непостоянство же оруденения при сколько-нибудь длительном перемыве рыхлого материала также перестает играть решающую роль. В результате даже заведомо непромышленные оловоносные пегматиты могут давать, и нередко дают, начало рентабельным россыпям. Правда, масштабы последних обычно не велики, и благоприятная оценка оловоносных пегматитов как источников россыпеобразования относительна: она справедлива лишь на фоне явно неблагоприятного характера коренного оруденения. Начальная стадия размыва коренных месторождений сравнительно редко сопровождается возникновением промышленных россыпей,

так как вследствие очень слабой насыщенности руд касситеритом концентрация последнего в элювии обычно очень невелика, отдельные же гнезда обуславливают только появление изолированных обогащенных кустов, незначительных по площади. Делювиальные россыпи также чаще представляют ограниченный интерес. Основного внимания заслуживают россыпи аллювиальные, образование которых является следствием более длительного перемыва и одновременного обогащения крупных масс слабо оловоносного рыхлого материала. Иллюстрацией подобной существенно различной степени концентрации касситерита в элювии, делювии и аллювии может служить, в частности, Завитинское месторождение в Забайкалье, где содержание касситерита в делювиальных и элювиальных отложениях ничтожно и практически весь касситерит концентрируется в аллювиальной россыпи пади Слюдянки.

В общем в большинстве оловорудных районов россыпи, связанные с оловоносными пегматитами, играют значительно более скромную роль в суммарной добыче олова, чем россыпи, сопровождающие месторождения касситеритово-кварцевой формации. Лишь в районах очень широкого развития оловоносных пегматитов (Нигерия, отчасти Бельгийское Конго) связанные с ними россыпи приобретают действительно серьезное значение.

Россыпи, связанные с месторождениями касситеритово-кварцевой формации, играют несравнимо более важную роль в добыче оловянных концентратов: на долю их падает не менее 55—60% мировой продукции олова. При этом наиболее важными источниками питания россыпей являются месторождения грейзенового и особенно кварцево-касситеритового типов.

Коренные месторождения грейзенового типа, как известно, обладают рядом отрицательных черт, часто затрудняющих нормальное освоение. Среди них главными являются: малые размеры отдельных рудных тел — жилообразных зон грейзена, труб и т. д., непостоянство их на глубину и неравномерность распределения касситерита; в сущности только штокверки обычно имеют реальное промышленное значение.

Все эти отрицательные особенности в значительной мере затухают при переходе к россыпям, поскольку при россыпеобразовании решающую роль играют не размеры отдельных рудных тел, а суммарный объем рудной массы, и не характер распределения касситерита в рудах, а общее количество рудного материала, поступающего в рыхлые отложения. С такой точки зрения различие между крупными, но единичными штокверками и непостоянными, но весьма многочисленными грейзеновыми зонами не столь уж велико, и поэтому многие непромышленные коренные месторождения рассматриваемого типа дают начало не только вполне рентабельным, но и крупным по запасам россыпям.

Различие лишь в том, что при разрушении крупных штокверков уже начальная стадия размыва сопровождается появлением промышленных концентраций касситерита в рыхлых отложениях. Иначе говоря, даже элювиальные россыпи представляют нередко промышленный интерес, особенно когда имеем дело с быстро протекающим интенсивным разрушением поверхностных выходов рудных тел; таковы, например, многочисленные и богатые элювиальные россыпи Малайи, образующиеся при выветривании и разрушении коренных месторождений в условиях обильного осадками тропического климата. При размыве же рудных полей, включающих многочисленные, но мелкие и разобщенные зоны

оруденелого грейзена, элювиальные и делювиальные россыпи характеризуются крайне непостоянным, кустовым распределением касситерита, что серьезно затрудняет их разведку и, тем более, освоение. Поэтому основное значение приобретают аллювиальные россыпи, при образовании которых рыхлый материал подвергается более длительному перемыву, что способствует не только общему повышению концентрации касситерита, но и объединению изолированных кустов в единые, более или менее выдержанные оловоносные пласты.

Размеры образующихся россыпей, естественно, варьируют в широких пределах в зависимости от масштаба коренного оруденения. Но если запасы россыпей, связанных с оловоносными пегматитами, чаще измеряются десятками или немногими сотнями тонн, то здесь мы нередко имеем дело с запасами порядка не только многих сотен, но и нескольких тысяч тонн олова, причем, как уже отмечалось, значительные россыпи подчас образуются при размыве коренных месторождений, не представляющих серьезной практической ценности.

Коренные месторождения касситеритово-кварцевого типа как источники питания россыпей во многом близки к оловоносным грейzenам: и в этом случае промышленное коренное оруденение обычно сопровождается, при сколько-нибудь благоприятной геоморфологической обстановке, рентабельной россыпью. Отличие лишь в том, что обогащение рыхлых отложений касситеритом чаще происходит не за счет перемыва большого количества убогого по содержанию оловорудного материала, а в результате разрушения более богатой, но относительно незначительной по объему рудной массы. Поэтому при непромышленном характере коренного оруденения, т. е. при низком содержании касситерита в рудах, возможность образования промышленной россыпи является, естественно, гораздо более ограниченной.

Таким образом, зависимость между промышленной ценностью коренных месторождений и промышленной ценностью связанных с ними россыпей выдерживается в данном случае гораздо строже. Как и в предыдущем типе, среди россыпей наибольшее значение имеют аллювиальные, но нередко промышленные концентрации касситерита устанавливаются также в типичном делювии и элювии. Это обусловлено не только тем, что многие рудные тела касситеритово-кварцевого типа представлены штокверками, вообще весьма благоприятными с точки зрения россыпеобразования; значительное обогащение делювия и элювия происходит нередко и при жильных рудных телах, поскольку рудные жилы часто объединяются в сближенные жильные свиты, дающие при размыве значительные массы рудного материала на сравнительно небольшой площади. Что же касается изолированных кварцевых оловоносных жил, то они представляют ценность главным образом с точки зрения питания аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей, так как даже наиболее крупные жилы, взятые в отдельности, при разрушении дают сравнительно ограниченное количество рудной массы и сопровождаются относительно небольшими по площади ореолами рассеяния касситерита, которые далеко не всегда объединяются между собой, давая начало сплошным делювиальным россыпям. Кустовой характер распределения касситерита в элювиальных и делювиальных отложениях вырисовывается, естественно, еще более резко, когда мы имеем дело не только с разобщенными, но и с небольшими по размерам рудными жилами. В этом случае, как уже отмечалось, основное внимание должно быть обращено на изучение

оловоносности аллювиально-делювиального рыхлого материала, подвергнутого более совершенному перемыву.

Месторождения касситеритово-топазового и касситеритово-полевошпатового типов с точки зрения россыпеобразования занимают положение почти тождественное положению рудных проявлений касситеритово-кварцевого типа, но связанные с ними россыпи играют сравнительно скромную роль в общей добыче оловянных концентратов, поскольку сами коренные месторождения имеют ограниченное распространение.

Месторождения касситеритово-сульфидной формации в количественном отношении уступают не только рудным проявлениям касситеритово-кварцевой формации, но и оловоносным пегматитам. Тем не менее они играют исключительно важную роль в добыче олова из коренных руд, явно превосходя в этом отношении рудные проявления других формаций. Крупные размеры многих рудных тел, постоянство оруденения на глубину и сравнительно высокое среднее содержание касситерита в рудах — таковы основные причины, определяющие первостепенное значение касситеритово-сульфидных месторождений как источников получения оловянных концентратов из коренных руд. Казалось бы, эти особенности оруденения должны в равной мере благоприятствовать и образованию промышленных россыпей, быть может относительно немногочисленных, но зато очень крупных по своим запасам. В действительности, как известно, оловоносные россыпи, связанные с касситеритово-сульфидными месторождениями, встречаются значительно реже, чем можно было предполагать, и еще реже они заключают большие запасы металла. Несоответствие промышленной ценности коренных рудных проявлений и сопровождающих их россыпей во многих случаях выражено очень отчетливо. Оно привело даже в последние годы к довольно прочно укоренившемуся представлению о том, что касситеритово-сульфидные месторождения вообще мало интересны с точки зрения россыпеобразования.

Последний вывод в приложении к некоторым типам описываемых рудных проявлений вполне справедлив, но в целом все же преувеличен и незаслуженно опорочивает общие перспективы касситеритово-сульфидной формации как возможного источника образования промышленных россыпей. Поскольку данный вопрос имеет существенное значение с точки зрения направления поисково-разведочных работ, мы остановимся на нем подробнее.

Наименее благоприятны в отношении россыпеобразования оловоносные скарны и особенно оловорудные месторождения галенитово-сфалеритового типа. При их размыве промышленные россыпи обычно не образуются даже в тех случаях, когда объем разрушающейся рудной массы велик, а геоморфологические условия благоприятны для концентрации касситерита в рыхлых отложениях. Примером может служить, в частности, Синанчинское месторождение в Приморском крае, галенитово-сфалеритовые руды которого характеризуются высоким содержанием касситерита. Не сопровождается россыпью и Смирновское месторождение в Забайкалье, принадлежащее к тому же типу. В обоих случаях причиной отсутствия россыпей является главным образом очень малая средняя величина зерен касситерита, присутствующего в рудах: даже при сравнительно недалеком переносе водными потоками мелкозернистый касситерит превращается в неуловимую рудную пыль, и тем самым практически исключается возможность образования достаточно выдержанных оловоносных россыпей.

Мало надежными источниками образования россыпей являются и многие хлоритово-сульфидные месторождения, пиритово-пирротиновые и хлоритовые руды которых часто также характеризуются малой величиной зерен касситерита. Очень показательным в этом отношении Хапчерангинское месторождение в Забайкалье, которое не дает значительных россыпей.

Тем не менее, возможность образования промышленных оловоносных россыпей в связи с месторождениями хлоритово-сульфидного типа отнюдь не исключена, тем более что по сравнению с рудными проявлениями галенитово-сфалеритового типа они отличаются несколько большей средней величиной зерен касситерита и более частым появлением сростков. При этом следует лишь учитывать, что в большинстве случаев основное значение будут иметь, по всей вероятности, делювиальные и делювиально-аллювиальные россыпи, не слишком удаленные от коренного источника оруденения. Образование же типичных аллювиальных россыпей, возникающих в результате длительного и многократного перемива рыхлого материала, естественно, нередко может быть серьезно затруднено.

При размыве турмалиново-сульфидных месторождений появление промышленных концентраций касситерита в рыхлых отложениях отмечается более часто. Это обусловлено тем, что во многих месторождениях описываемого типа значительная, а в отдельных случаях даже подавляющая масса касситерита представлена не отдельными кристаллами, а плотными, сплошными их сростками, по своей механической стойкости несколько не уступающими монокристаллам, а подчас и превосходящими последние. Известное значение имеет и то обстоятельство, что плотные турмалиновые руды турмалиново-сульфидных месторождений сравнительно трудно разрушаются и часть касситерита даже в аллювий попадает заключенной в обломках жильной массы, предохраняющей зерна касситерита от быстрого раздробления.

Еще более часто возникновение промышленных россыпей в связи с такими касситеритово-сульфидными месторождениями, которые занимают переходное положение к представителям касситеритово-кварцевой формации. Так, в Корнуолле в начальный период разработок основная масса оловянных концентратов получалась именно из россыпей; правда, судя по имеющимся отрывочным данным, россыпи были невелики по запасам и сравнительно быстро истощились. Оловорудные проявления района Торрингтон (Восточная Австралия, хлоритово-сульфидный тип, переходный к касситеритово-кварцевому) также сопровождаются промышленными россыпями.

Все это вместе взятое показывает, что далеко не все касситеритово-сульфидные месторождения безнадежны с точки зрения образования россыпей, хотя в общем они действительно в этом отношении менее благоприятны, чем типичные представители других формаций.

III. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ

Общие условия образования россыпей различных полезных ископаемых рассмотрены в ряде капитальных работ, касающихся происхождения вторичных месторождений золота, платины, алмазов и т. д., и попытка дать систематическое освещение этих вопросов в сжатых рамках настоящей статьи привела бы лишь к схематическому повторению ряда общеизвестных положений. Поэтому в данном разделе мы остано-

внимся главным образом на некоторых особенностях образования оловоносных россыпей и на сравнительной характеристике промышленной ценности россыпей различного типа.

Придерживаясь наиболее распространенных классификаций, среди оловоносных россыпей можно в первую очередь выделить россыпи современные и россыпи древние.

Расположение и морфология последних не зависят от современной гидрографической сети, и они часто являются погребенными под более или менее мощным покровом более молодых осадочных отложений или эффузивов.

Среди современных россыпей известны следующие основные типы:

1) Элювиальные россыпи (включая своеобразные остаточные месторождения выветривания в Малайе, представляющие собой переход от коренных месторождений к типичному элювию).

2) Делювиальные россыпи.

3) Аллювиальные россыпи (включая аллювиально-делювиальные россыпи, занимающие переходное положение между этими двумя типами россыпей) — русловые, долинные, террасовые и т. д.

4) Прибрежные россыпи (объединяющие россыпи озерные и морские), имеющие в общем резко подчиненное значение.

Древние россыпи по своему происхождению могут быть разделены на те же типы, однако во многих случаях выяснение генезиса россыпи бывает, конечно, сильно затруднено.

А. СОВРЕМЕННЫЕ РОССЫПИ КАССИТЕРИТА

1. Элювиальные россыпи касситерита

Морфология элювиальных россыпей и характер распределения в них касситерита, естественно, всегда находятся в тесной связи с морфологическими особенностями коренного месторождения, поскольку в данном случае мы имеем дело в сущности с почти не перемещенными в горизонтальном направлении, разрушенными частями коренных рудных тел. Масштаб образующейся россыпи также во многом зависит от масштаба коренного месторождения и расположения коренных рудных тел. Но наряду с этим существенное значение приобретают такие факторы, как рельеф рудного поля, интенсивность разрушения коренных рудных тел, зависящие в свою очередь от климатических условий, и ряд других. Все они проявляются в неразрывной взаимной связи и будут рассмотрены совместно.

Мы уже упоминали, что элювиальные россыпи в общем занимают подчиненное положение по сравнению с оловоносными россыпями других типов. Так, например, оловоносные пегматиты, столь часто сопровождаемые рентабельными аллювиальными россыпями, реже дают начало промышленным элювиальным россыпям по той простой причине, что при крайне низкой средней насыщенности коренных руд касситеритом образование значительных россыпей требует сравнительно длительного перемыва и обогащения значительных масс убогого оловоносного рыхлого материала. Отдельные же гнезда приводят при размыве лишь к появлению разобщенных обогащенных кустов в элювии, обычно сравнительно небольших размеров.

Большинство рудных тел грейзенового, касситеритово-полевошпатового и касситеритово-топазового типов (грейзеновые зоны и трубы,

кварцево-полевошпатовые и кварцево-топазовые жилы) и многие кварцевые жилы, характеризующиеся каждая в отдельности обычно небольшими размерами, также сопровождаются непостоянными, кустовыми элювиальными россыпями. Правда, благодаря более высокой насыщенности руд касситеритом размеры обогащенных кустов часто бывают более значительными, и нередко почти вся площадь ореола рассеяния коренного рудного тела характеризуется промышленной концентрацией касситерита. При пологом падении жил параллельно поверхности склона это приводит иногда к возникновению довольно больших участков элювия с промышленной оловоносностью.

Крупные касситеритово-кварцевые жилы, дающие значительные ореолы рассеяния, являются, естественно, более благоприятными и с точки зрения образования элювиальных россыпей, точно так же как и некоторые выдержанные рудные тела касситеритово-сульфидной формации с не слишком мелкозернистым касситеритом. Однако основными источниками касситерита для рентабельных элювиальных россыпей являются все же коренные месторождения, представленные штокверками, сетчатыми зонами и крупными зонами многочисленных сближенных рудных прожилков.

Необходимым условием возникновения выдержанных элювиальных россыпей является расположение рудных тел на сравнительно пологих склонах, террасообразных площадках и вообще на участках, благоприятных для постепенного накопления значительных толщ оловоносного элювия. Еще большее значение, с точки зрения масштаба россыпеобразования, имеют климатические условия, определяющие интенсивность процесса выветривания и разрушения коренных рудных тел. Прекрасные примеры важной роли этого фактора мы находим среди многочисленных оловоносных россыпей Малайи, с ее влажным и жарким тропическим климатом.

Таково, например, происхождение крупного скопления богатой касситеритом «глины» рудника Танджонг-Тоаланг, разрабатывающегося открытыми работами до горизонта 24 м. Эта оловоносная глина представляет продукт глубинного выветривания интенсивно минерализованной осадочной породы, заключенной в виде крупного ксенолита в граните.

Многие оловоносные штокверки в гранитах также оказываются настолько разложенными и разрушенными до глубины в несколько десятков метров по падению, что весь верхний горизонт рудного тела разрабатывается как обычная россыпь. Таков, например, штокверк Брузех, успешно разрабатываемый гидравлическим способом при среднем содержании касситерита в породе всего 0.15%. В этих условиях грань между коренным оруденением и россыпями нередко затушевывается, и многие из этих месторождений с равным успехом можно рассматривать и как приповерхностные зоны сильно выветрелых коренных рудных тел и как остаточные месторождения выветривания, близкие к типичным элювиальным образованиям. Последнее определение становится особенно справедливым, когда рудный материал, почти не перемещаясь по горизонтали, претерпевает тем не менее заметное перемещение по вертикали, постепенно оседая в процессе вымывания легко выветривающейся жильной массы. В результате образуются остаточные месторождения выветривания, которые отличаются повышенной, против первичных руд, концентрацией касситерита и которые с полным правом можно рассматривать, как обычные элювиальные россыпи. Масштаб последних и концентрация в них касситерита являются особенно значи-

тельными, когда мы имеем дело с быстро окисляющимися сульфидными рудами, залегающими в легко выветривающихся известняках. Таковы, например, богатейшие «черные пески» известного месторождения Беатрис (Малайя), представляющие собой заметно переместившуюся по вертикали приповерхностную зону касситеритово-сульфидного трубчатого тела в известняках. Для рудных тел, залегающих в гранитах, также иногда имеет место некоторое обогащение элювия, однако оно выражено гораздо слабее, и в промышленном отношении основное значение имеет не обогащение при выветривании, а неизмеримо более легкие горно-технические условия отработки этих своеобразных элювиальных россыпей.

В условиях умеренного климата образование этих вторичных месторождений *in situ* имеет, естественно, меньшее распространение, и элювиальные россыпи играют, как указывалось, подчиненную роль по сравнению с оловоносными россыпями других типов.

2. Делювиальные россыпи касситерита

В отношении делювиальных россыпей можно в известной мере повторить сказанное ранее об элювиальных россыпях, так как и в этом случае мы имеем дело со слабо отсортированным рыхлым материалом, в котором распределение касситерита во многом зависит от характера коренного оруденения. Тем не менее зависимость здесь уже менее строгая, поскольку материал испытал более или менее значительное горизонтальное перемещение и в той или иной мере отсортирован во время этого перемещения. В итоге многие характерные черты элювиальных россыпей заметно ослабевают или почти полностью исчезают. В частности, сильно затушевывается столь обычное кустовое распределение касситерита благодаря перемешиванию рыхлого материала, поступающего с различных участков рудного поля. Иногда намечается также локализация касситерита в пределах определенных горизонтов делювия, т. е. выявляется тенденция к обособлению определенных оловоносных пластов. Наконец, делювиальные россыпи, уступая элювиальным россыпям по степени концентрации касситерита в отдельных пунктах, вместе с тем превосходят их по площади и очень часто также по суммарным запасам.

Выгодно выделяются промышленные делювиальные россыпи и по общей распространенности в связи с тем, что даже при непромышленном характере коренного оруденения большее перемещение и сортировка рыхлого материала приводят подчас к появлению промышленных концентраций касситерита. В частности, рентабельные делювиальные россыпи иногда встречаются в связи с оловоносными пегматитами и грейзеновыми месторождениями, представленными непостоянными, но многочисленными зонами оруденелых грейзенов, т. е. в условиях, весьма мало благоприятных для россыпей элювиального типа. Правда, в этих случаях делювиальные россыпи обычно имеют пятнистый характер (Шумиловское месторождение), т. е. представляют собой чередование небольших участков значительной концентрации касситерита с большими площадями сравнительно убогого оловоносного делювия.

Однородность делювиальных россыпей повышается в тех случаях, когда мы имеем дело с крупными рудными телами типа штокверков или же когда коренные месторождения представлены жильными телами настолько сближенными, что ореолы их рассеяния сливаются воедино.

В этих условиях заметное обогащение делювия касситеритом иногда наблюдается и в пределах рудных полей касситеритово-сульфидных месторождений. Для рудных проявлений этой формации делювиальные россыпи приобретают тем более важное относительное значение, что при образовании их происходит лишь небольшой перенос касситерита, следовательно его механическое разрушение и превращение в неуловимую рудную пыль не успевают сказаться столь отчетливо, как при возникновении аллювиально-делювиальных и тем более аллювиальных россыпей.

3. Аллювиальные россыпи касситерита

Аллювиальные россыпи касситерита по сравнению, например, с аллювиальными золотоносными россыпями обычно характеризуются более скромной протяженностью. Их максимальная длина, варьирующая в зависимости от масштаба и типа коренного оруденения, геоморфологической обстановки и других факторов, чаще колеблется в пределах 4—6—8 км и редко более значительна. Относительная близость к коренному источнику касситерита приводит к тому, что степень отсортированности и окатанности рыхлого материала для оловоносных россыпей аллювиального типа является в общем более низкой, чем для многих золотоносных аллювиальных россыпей. В результате наряду с типичными аллювиальными россыпями касситерита очень большую роль играют русловые, долинные и т. п. россыпи, рыхлый материал которых, плохо отсортированный и неравномерно окатанный, приближается к рыхлому материалу делювия. Естественно, что отмеченная черта особенно ярко проявляется в россыпях, залегающих в непосредственной близости от коренных месторождений, т. е. приуроченных к мелким ключам, пересекающим рудное поле, или к верхним частям более крупных долин, подходящих вплотную к месторождению. Подобные россыпи, которые как по пространственному расположению, так и по характеру слагающих их рыхлых отложений занимают переходное положение между аллювиальными и делювиальными россыпями, имеют для касситерита столь большое значение, что нередко выделяются в качестве самостоятельного типа под общим названием аллювиально-делювиальных россыпей. По сравнению с делювиальными россыпями они характеризуются несколько более совершенной общей отсортированностью рыхлого материала и более отчетливо выраженной концентрацией касситерита в пределах определенных горизонтов рыхлых отложений. От типичных аллювиальных россыпей их отличают более прихотливые и непостоянные очертания оловоносных пластов, частые пережимы последних и наличие отдельных обогащенных кустов.

Разграничение аллювиально-делювиальных и аллювиальных россыпей может быть проведено лишь очень условно, поскольку они объединяются постепенными переходами. Примерами подобных переходов могут служить аллювиально-делювиальные россыпи ключей Первого и Второго (Шумиловское месторождение, Забайкалье), сливающиеся с аллювиальной россыпью ключа Каменного, аллювиально-делювиальная россыпь ключа Оловянного (Тарбальджейское месторождение, Забайкалье), непосредственно переходящая в аллювиальную россыпь долины р. Курултей, и т. д. В связи с этой условностью разграничения мы в настоящей главе не выделяем аллювиально-делювиальных россыпей в отдельный тип и объединяем их характеристику с описанием россыпей аллювиальных.

Аллювиальные россыпи касситерита дают, совместно с аллювиально-делювиальными россыпями, основную массу оловянных концентратов, получаемых из вторичных месторождений олова. В отличие от делювиальных и тем более элювиальных россыпей, морфология россыпей данного типа в значительно меньшей степени связана с морфологическими особенностями коренных месторождений и с характером распределения в них касситерита, неравномерность которого, обуславливающая кустовое распределение касситерита в элювии и делювии, совершенно затушевывается в итоге длительного перемыва оловоносного рыхлого материала. В значительно меньшей мере сказываются также размеры отдельных рудных тел: как единичные, но крупные рудные скопления, так и разобщенные мелкие, но многочисленные рудные тела являются в данном случае почти равноценными источниками питания россыпей. Иначе говоря, главными определяющими моментами служат, в конечном итоге, суммарный объем разрушающейся рудной массы и степень ее средней насыщенности касситеритом. Тем самым не исключается, конечно, тот факт, что, по сравнению с золотоносными россыпями, характер коренного оруденения накладывает все же гораздо более заметный отпечаток на морфологию оловоносной россыпи, как правило значительно менее удаленной от коренного месторождения и обладающей меньшей протяженностью. Особенности взаимного расположения рудных тел, условия их залегания и характер минерализации хотя и сказываются на аллювиальных россыпях касситерита гораздо слабее, чем на оловоносных россыпях других типов, но все же достаточно ясно.

При более или менее однотипном характере коренных месторождений и примерно равноценном их масштабе размеры образующихся россыпей во многом зависят от целого ряда других факторов, как-то: расположения рудных тел относительно элементов гидрографической сети, интенсивности выветривания и размыва коренных месторождений, условий концентрации освобождающегося касситерита в рыхлых отложениях и т. д.

Расположение рудных тел относительно элементов гидрографической сети имеет значение хотя бы потому, что им определяется количество рудного материала, поступающего в россыпь при последовательном размыве разных горизонтов рудного поля. Так, например, одно и то же количество крутопадающих и пологопадающих жил при равной интенсивности размыва будет давать различное — во втором случае заметно большее — количество рудного материала. Особенно благоприятным окажется пологое падение жил, по направлению и по углу более или менее точно совпадающее с падением склона. В этих условиях даже небольшие, но достаточно многочисленные и сближенные рудные жилы могут дать довольно крупные и притом весьма богатые россыпи. Упомянем в качестве примера Ималжинское месторождение в Забайкалье, оловоносные кварцево-полевошпатовые жилы которого занимают именно такое положение. В данном случае небольшое коренное месторождение благодаря площадному размыву явилось источником образования россыпи пади Нукорушкиной.

Переходя к вопросам выветривания коренных месторождений, отметим, что быстрое разрушение коренных рудных тел на фоне общей интенсивной эрозии, конечно, само по себе не является особо благоприятным фактором россыпеобразования, если оно не сопровождается энергичным перемывом и, следовательно, обогащением значительных масс слабо оловоносного рыхлого материала. Можно привести пример Этыкинских россыпей (Забайкалье), для которых отчетливо устанавливается период быстрого накопления мощной толщи своеобразных аллю-

виально-делювиальных отложений, разделяющий периоды образования двух сравнительно незначительных пластов типичного аллювия. В данном случае промышленные концентрации касситерита приурочиваются в основном именно к этим горизонтам аллювиальных отложений, в то время как промежуточная многометровая толща слабо отсортированного рыхлого материала характеризуется гораздо более убогой непромышленной оловоносностью. С другой стороны, быстрое разрушение рудных тел в сочетании с интенсивным разложением отдельных компонентов рыхлых отложений и энергичным перемывом последних обуславливает широкое развитие промышленных аллювиальных россыпей, столь характерное, например, для Малайи.

Еще большее, нередко решающее значение имеют геоморфологические особенности тех участков, в пределах которых происходят образование и накопление оловоносного аллювия. Так как здесь мы в сущности переходим в область вопросов, охватывающих вообще условия россыпеобразования, мы вынуждены ограничиться лишь несколькими примерами, иллюстрирующими зависимость образования оловоносных россыпей от геоморфологической обстановки.

Наименее благоприятные условия для возникновения россыпей наблюдаются тогда, когда рыхлый материал, образующийся при размыве коренного месторождения, подвергается перемыву в узких, каньонообразных долинах со значительным уклоном. В этих условиях возможность появления сколько-нибудь выдержанных россыпей резко ограничена, и часто они практически отсутствуют.

Укажем для примера Сохондинское олово-вольфрамовое месторождение, расположенное на одном из крутых бортов типичной каньонообразной долины р. Левого Берега. Несмотря на интенсивное разрушение коренного месторождения и большой объем поступающей в долину рудной массы, аллювиальная россыпь здесь практически отсутствует, так как отсутствуют условия для спокойного накопления аллювиальных отложений. Отметим также ничтожное развитие россыпей в связи с оловоносными пегматитами Туркестанского хребта (Тамынгенское и другие месторождения) с его глубоко врезанными крутыми долинами горных потоков. Как на пример неизмеримо большего масштаба можно указать на оловоносную провинцию Южной Боливии, где сравнительно малая роль россыпей обусловлена не только неблагоприятным типом коренного оруденения, но, возможно даже в большей мере, и неблагоприятными геоморфологическими условиями высокогорной страны.

Почти столь же неблагоприятно расположение месторождения непосредственно на склонах крупных, хорошо разработанных долин, поскольку в этом случае происходит распыление рудного материала в огромной массе «пустых» рыхлых отложений. Этим, в частности, по всей вероятности, объясняется отсутствие значительных оловоносных россыпей вблизи Ононского месторождения, расположенного на берегу р. Онона; данный пример тем более показателен, что речь идет о месторождении касситеритово-кварцевых руд, столь часто дающих хорошие россыпи.

Гораздо более благоприятные условия для россыпеобразования создаются в тех случаях, когда участок коренного месторождения прорезается многочисленными небольшими ключами, из которых рыхлый оловоносный материал поступает в более крупные долины, где подвергается дополнительному перемыву и обогащению. Прекрасной иллюстрацией может служить Шумиловское олово-вольфрамовое месторождение в Забайкалье. Площадь рудного поля пересекается здесь целым рядом

мелких ключей (Первый, Второй, Лагерный и т. д.), несущих россыпи аллювиального и главным образом аллювиально-делювиального типа. Эти ключи, впадая в более крупные долины, дают начало более выдержанным аллювиальным россыпям. Так, накопление оловоносного материала, поступающего из ключей Первого и Второго, дало россыпь ключа Каменного, притоками которого являются эти ключи. Далее, поступление рудного материала из ключей Каменного и других дало аллювиальную россыпь долины р. Увальной, как бы аккумулирующей обильный рудный материал из многочисленных ключей, рассекающих площадь коренного месторождения, и в конечном итоге, здесь, благодаря исключительно благоприятной геоморфологической обстановке, образовалось аллювиальное месторождение, несмотря на то, что коренное оруденение, расположенное на большой площади, являлось малоинтенсивным.

Ограничимся приведенными примерами и перейдем к краткой характеристике наиболее распространенных групп оловоносных аллювиальных россыпей.

Типичные русловые россыпи касситерита имеют достаточно широкое распространение, однако лишь в сравнительно редких случаях они характеризуются промышленными концентрациями касситерита и еще реже представляют реальную промышленную ценность.

В качестве характерного представителя этой группы можно указать русловую россыпь р. Шилки в Забайкалье. Здесь сочетаются, правда, исключительно благоприятные условия для образования русловой россыпи: на данном участке р. Шилка прорезает мощную толщу своеобразных оловоносных конгломератов, рассеченную многочисленными мелкими ключами, впадающими в р. Шилку; долины этих ключей и мелких речек иногда также содержат россыпи (Кутузиха), образовавшиеся в результате перемыва конгломератов. Таким образом, питание русловой россыпи происходит двояким путем: во-первых, за счет непосредственного размыва касситеритсодержащих конгломератов и, во-вторых, за счет поступления уже сильно обогащенных касситеритом рыхлых отложений мелких боковых притоков. Однако столь благоприятная обстановка представляет исключение, и в подавляющем большинстве русловые россыпи относятся, как отмечалось, к категории непромышленных. Их освоение подчас облегчается лишь тем, что некоторые из них могут разрабатываться комплексно, одновременно и на касситерит и на золото.

Долинные россыпи касситерита имеют, несомненно, наибольшее значение. Как и долинные россыпи вообще, долинные россыпи касситерита представляют собой, так сказать, конечный результат накопления оловоносного аллювия: это те же русловые россыпи, но в стадии закончившегося формирования, более или менее постоянные в течение известного периода. По сравнению с россыпями других типов, долинные россыпи характеризуются наиболее совершенной сортировкой рыхлого материала и как следствие наиболее четко выраженной аккумуляцией касситерита в пределах определенных горизонтов аллювия. Основными источниками питания долинных россыпей являются оловоносные пегматиты и месторождения касситеритово-кварцевой формации, поскольку более мелкозернистый касситерит сульфидных месторождений в условиях длительного перемыва рыхлого материала подвергается очень сильному истиранию.

Зависимость строения россыпей от морфологии коренных месторождений в данной группе выражена наименее четко: сказывается нивелирующее влияние относительно длительного пути, который про-

ходит касситерит от коренного рудного тела до оловоносного пласта долинной россыпи. Таким образом, распределение касситерита в рыхлых отложениях, т. е. конфигурация оловоносных пластов, их число и расположение относительно плотика, зависят прежде всего от истории формирования данного участка гидрографической сети и в неизмеримо меньшей степени от особенности первичного оруденения. Только общие размеры долинной россыпи определяются, естественно, в первую очередь масштабом коренного оруденения.

По сравнению с золотом касситерит характеризуется несколько менее ярко выраженной тенденцией локализоваться в пределах определенных тонких прослоев аллювия. Его менее значительный удельный вес нередко приводит к тому, что оловоносные пласты захватывают значительные по мощности горизонты аллювиальных отложений, отличаясь довольно расплывчатыми очертаниями. По той же причине менее часто наблюдается отчетливая концентрация касситерита в непосредственной близости к коренному ложу россыпи или ложному плотику. В результате в аллювиальных россыпях небольших долин, примыкающих непосредственно к коренному месторождению, промышленная оловоносность подчас начинается непосредственно под растительным слоем; при этом, конечно, среднее содержание касситерита сравнительно низкое. В этом отношении долинные россыпи касситерита гораздо ближе стоят к вольфрамитовым россыпям, отличаясь от последних лишь своей большей средней протяженностью. Наиболее благоприятные условия для образования выдержанных и вместе с тем богатых пластов оловоносных песков создаются в тех случаях, когда сравнительно быстрый размыв коренных месторождений сопровождается не только механическим разрушением (раздроблением и истиранием) аллювиального материала, но и интенсивным химическим выветриванием отдельных компонентов, входящих в состав жильной массы и вмещающих пород. При этом обогащение касситеритом рыхлых отложений иногда достигает очень высокой степени, как, например, в своеобразных аллювиальных слоях «жокза» (остров Биллитон), на 80—95% состоящих из обломков зерен кварца (при мощности, иногда превышающей 1 м. Иначе говоря, оловоносные пески представляют собой как бы остаточную, наиболее устойчивую фракцию рыхлых отложений, в которых остальные компоненты почти полностью удалены в результате интенсивного химического выветривания и одновременного вымывания продуктов разложения.

В условиях умеренного и тем более холодного климата, когда химическое выветривание играет гораздо меньшую роль, основным фактором появления богатых оловоносных песков становится обогащение оловоносного рыхлого материала путем его достаточно совершенного перемыва. При этом участки основного накопления оловоносного аллювия обычно отнюдь не совпадают с участками его наиболее интенсивного перемыва. Так, например, в россыпи реки Увалистой наиболее ценные части россыпи располагаются в пределах пологих, сравнительно широких участков долины, непосредственно следующих за участками, которые характеризуются явно более крутым уклоном и представляют собой как бы продольные перегибы долины. Аналогичную картину мы наблюдаем и в других россыпях Забайкалья, которые обладают теми же особенностями продольного профиля долин.

В тех случаях, когда накопление рыхлого материала происходит столь быстро, что он отлагается слабо отсортированным, обособление промышленных песков не наблюдается даже при сносе значительных количеств рудной массы. Подобное явление иногда приводит к тому,

что промышленная россыпь появляется лишь в нижних частях долины, где сказывается влияние более длительного перемыва. Такая картина наблюдается по ключу Первому Шумиловского месторождения, где промышленная оловоносная россыпь, достигающая значительных размеров в нижнем течении ключа, в верхнем течении его имеет лишь очень скромный масштаб, несмотря на то, что основная масса рудного материала поступает именно из верховьев ключа. В других случаях резкое усиление интенсивности накопления рыхлого материала может повести к разрыву промышленной россыпи по мощности, т. е. появлению двух или нескольких пластов оловоносных песков. Хорошей иллюстрацией может служить уже упомянутая ранее Этыкинская россыпь; на этом примере мы остановимся здесь несколько подробнее.

Этыкинская россыпь, приуроченная к долине небольшой реки Талангуя и ее левого притока, речки Верхней Этыки, обязана своим образованием размыву серии оловоносных касситеритово-топазовых жил, расположенных на левом борту долины Верхней Этыки. Разрез россыпи весьма своеобразен: в нижней части, непосредственно на плотике, залегает пласт промышленных аллювиальных песков, далее следует мощная (до 12—16 м) толща аллювиально-делювиального рыхлого материала с убогим содержанием касситерита, выше залегает вновь аллювий, заключающий второй (верхний) промышленный пласт оловоносных песков. Основная особенность — перерыв в образовании промышленной россыпи в связи с быстрым накоплением слабо отсортированного рыхлого материала — вырисовывается в данном случае достаточно ярко.

Среди прочих, менее важных факторов, так или иначе отражающихся на морфологии россыпи, следует упомянуть характер плотика, на котором нередко располагаются наиболее обогащенные пласты оловоносных песков. В случае плотика, представленного массивными однородными изверженными породами, распределение касситерита в промышленных пластах наиболее постоянно. При сланцевом плотике нередко наблюдается появление обогащенных «щеток», т. е. удлиненных вдоль склоности западин, в которые постепенно намывается касситерит. Подобные обогащенные кусты в отдельных случаях достигают довольно значительных размеров, но все же серьезно не отражаются на общем распределении касситерита. Гораздо сложнее морфология россыпи, когда плотик сложен известняками, с которыми связаны не только гораздо более частые богатые «карманы» и пр., нарушающие однородный характер россыпи, но в особенности и те нарушения уже сформировавшихся долинных россыпей, которые обусловлены явлениями карстообразования. При значительных размерах карстов подчас происходит оседание столь крупных участков аллювия, что оловоносный пласт на значительном протяжении оказывается выведенным из своего нормального, почти горизонтального залегания. В частности, Скривенор (Scrivenor, 1928) и другие для района Кинта (Малайя) отмечают даже случаи почти вертикального положения оловоносных пластов.

Дальнейшее преобразование долинных россыпей зависит от особенностей развития данного участка гидрографической сети. При понижении базиса эрозии сформировавшаяся долинная россыпь иногда полностью размывается, а содержащийся в ней касситерит распыляется в большой массе рыхлого материала, или переотлагается в нижних по течению участках долины с образованием новой оловоносной россыпи. В других случаях долинная россыпь подвергается лишь частичному размыву и отдельные ее участки сохраняются вдоль бортов долины в виде

террасовых россыпей, нередко значительно приподнятых над современным руслом. При повышении базиса эрозии и продолжающемся накоплении рыхлого материала долинная россыпь может быть перекрыта мощной толщей неоловоносных аллювиальных отложений и превратится, таким образом, в погребенную россыпь. Таково, например, происхождение многих древних россыпей Нигерии и некоторых важных в промышленном отношении россыпей Малайи.

4. Прибрежные россыпи

Типичные прибрежные россыпи касситерита имеют весьма ограниченное распространение. Не останавливаясь на сколько-нибудь детальном описании условий их образования, отметим лишь, что в отличие от прибрежных россыпей золота прибрежные россыпи касситерита, как правило, встречаются только на небольшом удалении от коренных месторождений. Таковы, например, упоминаемые Вин-Истоном (Wing-Easton, 1937) морские россыпи острова Синкеп, встречающиеся лишь там, где непосредственно в прибрежной полосе развиты оловоносные жильные тела. В промышленном отношении прибрежные россыпи уступают оловоносным россыпям других типов, но размеры их при благоприятных условиях все же довольно значительны. Так, тот же автор отмечает, что из прибрежных россыпей, прилегающих к устью реки Добо, было добыто около 6000 т касситерита.

Б. ДРЕВНИЕ РОССЫПИ КАССИТЕРИТА

Древние россыпи касситерита играют гораздо более скромную роль, чем россыпи современные. Среди них относительно большое значение имеют лишь так называемые «погребенные россыпи», которые в меньшей мере подвергались размыву благодаря предохраняющему влиянию перекрывающих их толщ неоловоносного материала. На краткой характеристике этой группы россыпей мы и остановимся в настоящем разделе.

Погребенные россыпи касситерита по своему происхождению могут принадлежать к любому из перечисленных выше типов россыпей. В действительности же в большинстве случаев имеешь дело с аллювиальными и аллювиально-делювиальными россыпями, и гораздо меньшее число погребенных россыпей относится к элювиальному и делювиальному типам.

Основной отличительной чертой погребенных россыпей является существование отчетливого перерыва во времени между образованием собственно оловоносной россыпи и перекрывающей ее толщи. При этом состав последней может быть весьма разнообразен, но практически обычно мы встречаемся либо с современным аллювием, либо, реже, с толщами вулканогенного материала — вулканического пепла и туфа; иногда оловоносная россыпь бывает скрыта под мощным покровом базальтов и т. п. Мощность перекрывающих толщ колеблется в самых широких пределах и ни в коей мере не является критерием, определяющим правильность отнесения той или иной россыпи к категориям погребенных. Известны россыпи, характеризующиеся мощностью вышележащих практически неоловоносных отложений в 40—50 и более метров и тем не менее все же не принадлежащие к погребенным россыпям, так как вся толща торфов и оловоносных песков представляет собою результат непрерывного накопления рыхлого материала в течение единого цикла отложения.

В настоящее время наиболее изученными и вместе с тем имеющими значительную промышленную ценность являются погребенные россыпи Малайи и особенно Южной и Юго-западной Африки. Среди последних погребенные россыпи Нигерии принадлежат к числу древних аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей, между образованием которых и формированием перекрывающих толщ имеет место очень длительный перерыв. При этом многие из россыпей скрыты не под рыхлыми отложениями, а под мощными толщами базальтов, покровы которых сильно затрудняют обнаружение и освоение россыпей. В связи с этим в большинстве случаев разрабатываются только те россыпи, которые последующей эрозией в значительной мере освобождены от базальтового покрова. Размыву часто подвергается также самая россыпь, и тогда заключенный в ней касситерит дает начало вторичным, переотложенным оловоносным россыпям, имеющим в оловодобывающей промышленности Нигерии не меньшее значение, чем сохранившиеся в первоначальном виде погребенные россыпи.

В пределах СССР примером древней погребенной россыпи касситерита может служить россыпь Колыванского месторождения (Западная Сибирь), приуроченная к толще глинистых песков предположительно мезозойского возраста, перекрытых мощной толщей более молодых неоловоносных рыхлых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Scrivenor J. B. The Geology of Malayan ore deposits. London, 1928.
Wing-Easton N. The tin ores of Banka, Billiton and Singkep Malaya Archipelago. Econ. Geol., 1937, No. 1.

Е. А. РАДКЕВИЧ

ОЛОВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье на примерах главнейших оловорудных районов мира прослеживаются основные закономерности развития оловянного оруденения, более подробно освещенные в специальных главах монографии.

Здесь мы подходим к вопросу главным образом с региональной точки зрения, рассматривая проявление этих закономерностей в плане отдельных районов. При этом по мере возможности приводятся общие сведения о геологии и рудных проявлениях оловоносных территорий, освещается положение олова в схеме их металлогении, а также даются характеристики главнейших типов оловянных месторождений и их геологических особенностей.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Оловорудные месторождения распределены по земной поверхности далеко не равномерно. Преобладающая часть запасов олова (свыше 90%) концентрируется в пределах областей, примыкающих к Тихому океану (фиг. 1). Именно здесь расположены крупнейшие оловорудные районы Малайи, Голландской Индии и Боливии. Эта гигантская по протяжению и широкая зона характеризуется оловорудными проявлениями различного возраста. Наиболее древние месторождения, связанные с археозойскими и протерозойскими гранитами, известны в Западной Австралии, где вскрываются глубокоэродированные древние складчатые сооружения, характеризующиеся развитием наиболее глубоких и высокотемпературных оловорудных проявлений — оловоносных пегматитов. Далее к востоку последовательно располагаются зона каледонской складчатости, отмеченная в Тасмании и Южной Австралии, и зона складчатости варисской, проявленная в северо-восточной части Австралийского материка. В отличие от Западной Австралии здесь почти не встречаются пегматиты; в то же время значительное распространение получают месторождения касситеритово-кварцевой и отчасти касситеритово-сульфидной формации. Роль последних особенно велика в зоне варисской металлогении.

Еще далее к востоку, по направлению от континента к Тихоокеанской впадине, располагается мезозойская складчатая зона, заключающая крупнейшие оловорудные районы мира — островов Голландской Индии, Малайских федеративных штатов, Таи, Бирмы и Юго-восточного Китая. По насыщенности оловорудными проявлениями и интенсивности оруденения описываемая зона не имеет себе равных. Общее протяжение оловоносной полосы больше 3500 км. Южное ее продолжение скрыто

водами океана у берегов Австралии, а северное продолжение теряется в пустынях Центрального Китая.

Мезозойские оловорудные проявления после значительного перерыва снова проявляются уже на территории СССР — в рудных районах Бурен, Верхней Колымы, Яны, Чаунской губы и Чукотки. Далее оловоносная зона уходит на территорию Аляски.

Мезозойский Тихоокеанский пояс в целом характеризуется преобладанием оловорудных месторождений касситеритово-сульфидной и касситеритово-кварцевой формаций. Оловоносные пегматиты здесь играют в общем ничтожную роль.

К мезозойскому оловорудному поясу Азии со стороны Тихоокеанской впадины примыкает пояс третичной металлогении, проявленный на островах Японии и по побережью Японского и Охотского морей. В восточной (американской) ветви Тихоокеанского пояса третичная оловоносная зона находит свое продолжение в оловоносных районах Южной Америки — в Боливии и Аргентине.

Третичные оловорудные месторождения, расположенные в пределах молодых складчатых зон, как правило мало затронутых эрозией, в подавляющем большинстве относятся к касситеритово-сульфидной формации.

Приведенный краткий перечень оловоносных районов, расположенных в пределах областей, примыкающих к Тихому океану, показывает, что олово здесь концентрировалось в месторождениях в различные периоды тектоно-магматической деятельности и что в целом Тихоокеанская зона представляет область резко повышенной оловоносности.

Из крупных оловоносных территорий вне Тихоокеанской зоны находится лишь оловорудная провинция Африки.

Резкий контраст по сравнению с Тихоокеанской зоной представляет сравнительно бедная оловом обширная территория Евразии к западу от Байкала, где лишь спорадически встречаются небольшие по площади оловорудные районы — Корнуолл, Рудные горы и в СССР — Калба.

Описание оловорудных территорий проводится в следующем порядке: Европа (Корнуолл, Рудные горы, Пиренейский полуостров).

Африка (Нигерия, Бельгийское Конго, Юго-западная Африка, Родезия, Южно-Африканский Союз).

Австралия.

Азия.

А) Мезозойская оловоносная провинция Юго-восточной Азии (Голландская Индия, Британская Малайя, Таи, Бирма, Индо-Китай, южные провинции Китая).

Б) Третичная оловоносная провинция Восточной Азии (Япония).

Америка.

А) Северная Америка

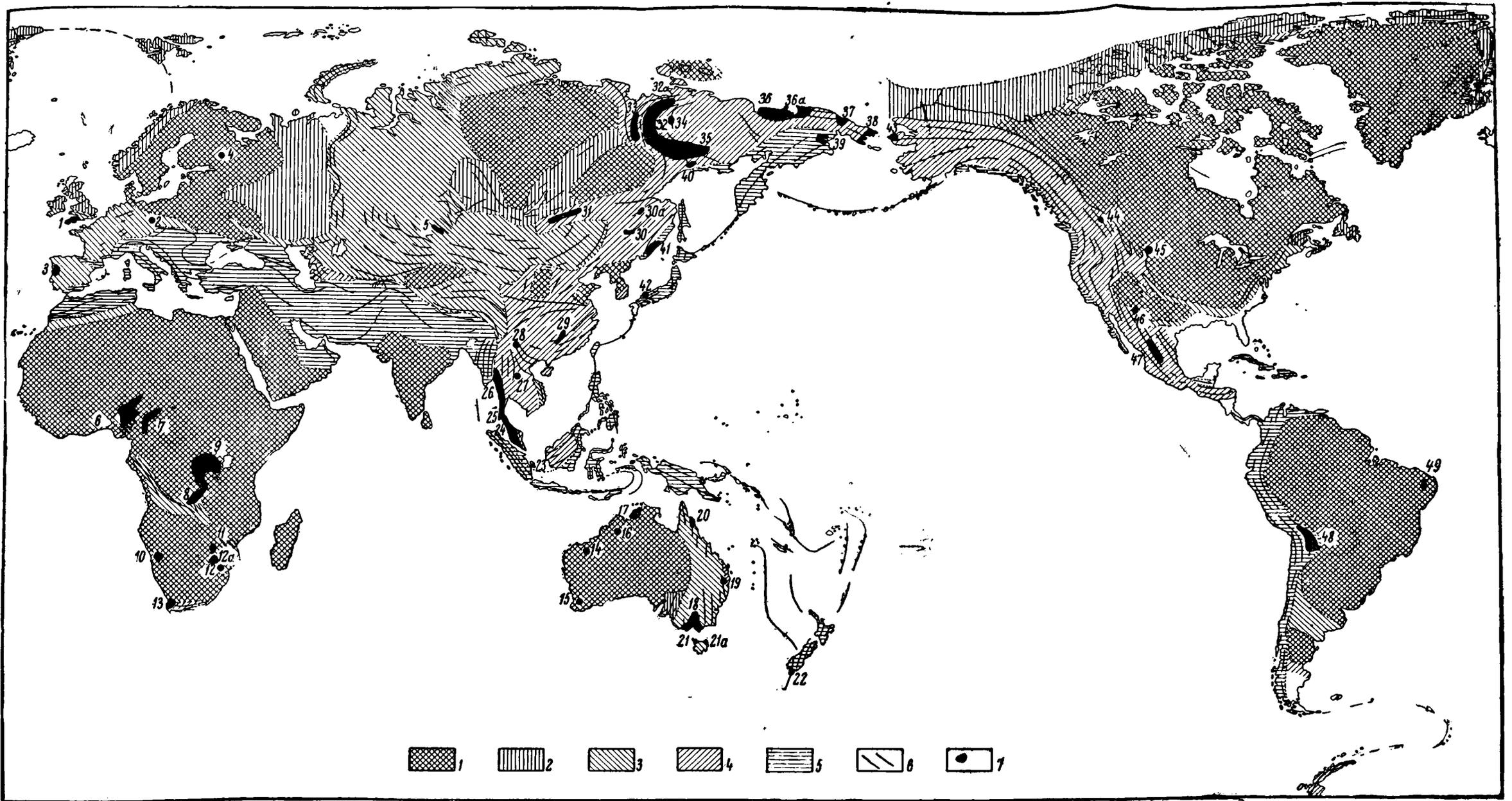
Б) Южная Америка.

II. ЕВРОПА

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На фоне бедной оловом Европы западная ее часть выделяется повышенной оловоносностью — небольшие по площади оловорудные районы Корнуолла и Саксонии характеризуются весьма интенсивным проявлением оловянного оруденения.

Оловорудные месторождения Европы разрабатывались со времен средневековья и являлись в течение многих столетий главными постав-



Фиг. 1. Расположение главнейших оловянных провинций (геологическая основа дана по А. Д. Архангельскому, 1941).

Условные обозначения: 1 — области докембрийской складчатости; 2 — области древнепалеозойской складчатости; 3 — области верхнепалеозойской складчатости; 4 — области мезозойской складчатости; 5 — области третичной складчатости; 6 — простирания складчатости; 7 — оловянные районы и месторождения.

Перечень обозначенных на карте районов и месторождений:

Евразия (докембрийские и палеозойские месторождения): 1 — Корнуол; 2 — Рудные горы; 3 — Иберийский район; 4 — Питкаранта; 5 — Калба-Нарымский район.
 Африка: 6 — оловянные площади Нигерии; 7 — оловянные площади Камеруна; 8 — оловянный район Бельгийского Конго; 9 — оловянный район Раунда-Уруди; 10 — Юго-западная Африка; 11 — Родезия; 12 — Свазиланд; 12a — Трансвааль; 13 — Капская колония, Австралия; 14 — Вуджиша; 15 — Гринбуш; 16 — Кинг-Саунд; 17 — Северная территория; 18 — Ввктория; 19 — Н. Южный Уэльс; 20 — Квинсленд; 21 — Северо-западная Тасмания (Маунт Бишоф). 21a — Северо-восточная Тасмания; 22 — Остров Стюарт.

Тихоокеанский рудный пояс: 23 — Голландская Ост-Индия (острова Янка, Биллитон); 24 — Малайя; 25 — Таи; 26 — Бирма; 27 — Французский Индо-Китай; 28 — Округ Кочу, Юннань; 29 — Рудные районы Хунани, Квангси, Киангси, Квантунга; 30 — Мало-Хинганский район; 30a — Буревский район; 31 — Забайкалье; 32 — Яна-Адычанский район; 32a — Полоуснинский район; 33 — Западно-Верхоянский район; 34 — Тасхялхатский район; 35 — Колымо-Индибирский район; 36 — Приколымский (Нижне-Колымский) район; 36a — Чаунский район; 37 — Амгемский район; 38 — Восточно-Чукотский район; 39 — Анадырский район; 40 — Охотский район; 41 — Приморский район; 42 — Месторождение Акенобе; 43 — Сьюордский район; 44 — Месторождение Сулливан (Британская Колумбия); 45 — Район Влок Хилл; 46 — Ново-Мексиканский район; 47 — Мексиканский район; 48 — Боливийская провинция; 49 — Район Парайба (Бразилия).

щиками олова на мировой рынок. Несмотря на то, что ныне эти месторождения в основном уже выработаны, изучение их представляет первостепенный интерес, ибо здесь мы находим исключительно ценный материал для понимания генезиса рудных месторождений и месторождений олова в частности. Так, Корнуолл до сих пор остается классическим примером проявления вертикальной зональности, причем изменение состава рудных тел с глубиной вырисовывается в настоящее время особенно наглядно благодаря значительной глубине выработок, достигающих 1000 м. Наряду с этим оловорудные месторождения Европы представляют интерес как типичные примеры существенно пневматолитовых образований, возникших при значительном участии летучих — соединений фтора в Рудных горах и бора в Корнуолле. Вероятно, именно обилие топаза в оловорудных месторождениях Саксонских Рудных гор, изучавшихся многими поколениями геологов, объясняет то исключительное и сильно преувеличенное значение, которое до последнего времени в теории рудных месторождений придается пневматолиту, и в частности соединениям фтора, в процессе образования оловянного камня.

Б. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Западной Европы характеризуется сложным геологическим строением и состоит из разнородных структурных элементов. Согласно Штилле и С. Бубнову, «Западная Европа не представляет собою первичной глыбы: отдельные части ее соединились в материк только после палеозойских орогенезов, когда пояса каледонской и варисской складчатостей протянулись между древними глыбами — Эрией на северо-западе, Балтийским щитом на северо-востоке и Франкоподолией на юге — и создали, таким образом, докаменноугольную «Палеоевропу» и послекламенноугольную «Мезоевропу». В результате проявлений альпийской складчатости оформилась «Неоевропа», охватывающая область, расположенную к югу от Альп и Карпат (С. Бубнов, 1935).

Область «Палеоевропы», заключающая северную половину материка, в отношении оловоносности не интересна. Она характеризуется относительно глубоким эрозионным срезом и развитием преимущественно магматических месторождений магнетита, титано-магнетита, а также колчеданных залежей и т. д. Значительно больший интерес представляет «Мезоевропа», оформившаяся в период варисской складчатости. Рудные проявления этой области обильны и многообразны. Они представлены месторождениями свинцово-цинково-серебряными, оловянными, медно-оловянными и т. д., генетически тесно связанными между собой (Корнуолл, Рудные горы). Наконец, область альпийской складчатости, ограниченная на севере Альпами и Карпатами, в отношении оловоносности интереса почти не представляет.

Ниже дано описание главнейших оловорудных районов Европы — Корнуолла, Рудных гор, Пиренейского полуострова — и весьма кратко отмечены малозначащие месторождения Франции и Италии.

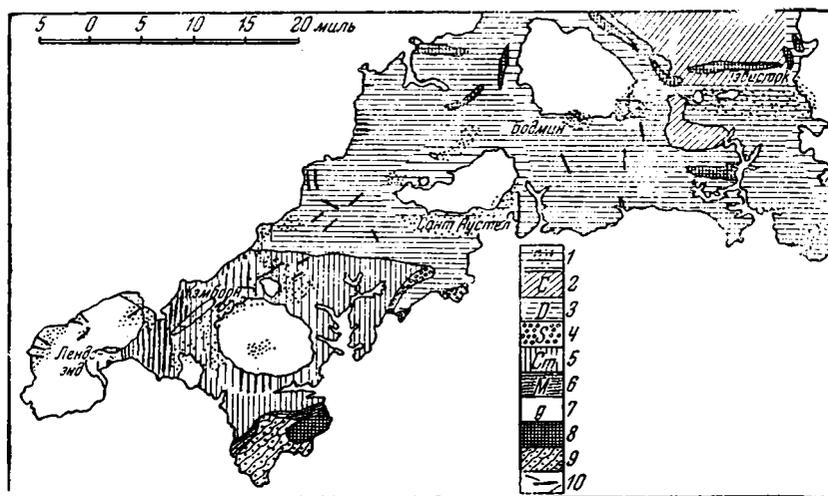
В. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ

1. Корнуолл

Корнуолл относится к числу древнейших оловорудных районов. Добыча олова в нем началась еще в доисторические времена, и, повидимому, оловянные руды Корнуолла играли немалую роль в бронзовый

век. Уже в исторические времена Корнуолл в течение многих столетий считался самым значительным оловодобывающим районом мира. Первоначально, в средние века, олово извлекалось из россыпей, а также окисленных рыхлых частей жил поверхностной зоны, и лишь с введением взрывных работ началась интенсивная разработка глубоких горизонтов. Наивысшая добыча относится к XVIII—XIX столетиям, когда среднегодовая добыча составляла 6000 т олова. О значительном масштабе месторождений Корнуолла можно судить хотя бы по итоговым цифрам извлеченного из них олова: за все время эксплуатации в Корнуолле добыто около миллиона тонн металлического олова.

В настоящее время значительная часть месторождений выработана. Добыча производится в небольшом объеме на рудниках Ист-Пул и Саус Крофти участка Кэмборн и Редрут, некоторое количество олова извлекается путем переработки старых отвалов. В 1940 г. добыто всего 1800 т.



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта рудного района Корнуолла (по Mac Alister, 1908).

1 — ореолы контактового метаморфизма; 2 — карбон; 3 — девон; 4 — силур; 5 — кембрий; 6 — метаморфические сланцы; 7 — граниты; 8 — зеленокаменные породы; 9 — серпентиниты; 10 — направление жильных зон.

Рудная провинция Корнуолла вытянута узкой полосой вдоль юго-западной окраины Британского острова. Протяжение ее по простиранию 150 км, ширина 30—40 км. Оловянное оруденение наиболее интенсивно проявляется в западной части провинции, в то время как восточная часть характеризуется развитием месторождений железа и марганца.

Геологическое строение Корнуолла, схематизируя, можно представить следующим образом: преимущественное развитие в Корнуолле имеет осадочно-метаморфическая толща песчаниково-глинистых пород, объединяющая разновозрастные палеозойские отложения. Эта толща, именуемая «Килас», в результате повторного наложения различных фаз складчатости смята в сложные складки востоко-северо-восточного простирания. Она перекрыта варисскими (докарбонными) покровами основных эффузивов и прорвана верхнекарбонными рудоносными интрузиями (фиг. 2).

Граниты, обнажающиеся в виде округлых куполов и массивов на линии северо-восточного простирания, представляют, вероятно, апикальные выступы мощного удлиненного батолита. По структуре и составу они в общем однообразны — обычно это светлосерые порфировидные биотитовые граниты с крупными, до 4 см в поперечнике, вкрапленниками ортоклаза, заключенными в среднезернистой основной массе. В процессе постмагматических изменений в гранитах развиваются мусковит, турмалин, топаз и др. Особенно интенсивны изменения в приконтактных зонах, где широкое развитие получают кварцево-турмалиновые грейзены или почти мономинеральные турмалиновые породы, приуроченные к контракционным трещинам в гранитах.

Экзоконтактовые изменения выражаются в образовании кордиеритовых и андалузитовых роговиков близ контакта и далее, в периферических частях контактового ореола, — узловатых сланцев. Контакты гранитов большей частью неправильные, извилистые, часты втеки и языкообразные выступы гранита в породах кровли.

Ничтожное развитие пегматитов, а также характер экзоконтактовых изменений говорят за то, что граниты были сформированы на сравнительно небольшой глубине.

Среди порфировидных гранитов нередко встречаются неправильные тела и дайки «малых интрузий» — мелкозернистых гранитов, кварцевых порфиров. Эти поздние дериваты гранитных интрузий нередко являются оруденелыми и окружены ореолом рудных жил — оловянно-вольфрамово-медных, свинцово-цинково-серебряных и др.

В пределах оловорудной провинции Корнуолла можно выделить, следуя с запада на восток, следующие районы, приуроченные к наиболее крупным гранитным массивам:

Название районов	Производительность в % в общей добыче	
	XIX в.	XX в.
1. Лендс-Энд	14	12
2. Кэмборн и Редрут	78	85
3. Сант-Аустел, Бодмин Мур	5	2
4. Тависток, Лаунистон, Дартмур	3	1

Как следует из этих цифр, в XIX и XX вв., как, впрочем, и во все время эксплуатации Корнуолла наибольшее промышленное значение имел район Кэмборн и Редрут, отчасти также Лендс-Энд. Прочие районы давали лишь ничтожную часть общей продукции олова.

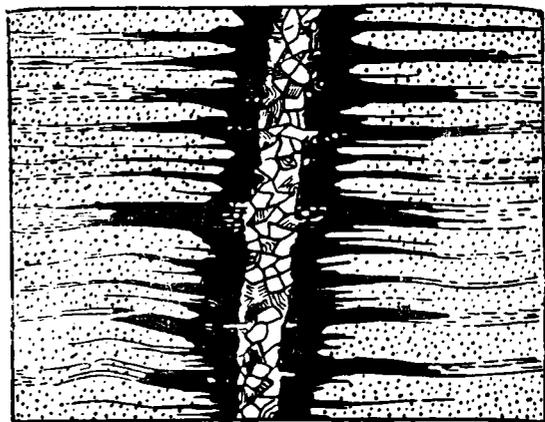
Оловорудные месторождения представлены жилами и метасоматическими минерализованными зонами дробления. Простирание рудных тел в общем параллельно оси предполагаемого единого гранитного массива: в западной части оловорудной провинции оно северо-восточное, в центральной востоко-северо-восточное и, наконец, еще далее к востоку — широтное. Угол падения жил колеблется от 12 до 70°. Перпендикулярно к основному жильному направлению ориентированы сбросы, по которым нередко следуют более поздние галенитово-сфалеритовые жилы. Протяженность оловорудных жил различна, наиболее крупные тела прослежены на несколько километров при мощности 0,3—2,0 м и до 12 м в раздувах. В процессе рудообразования, очевидно, значительную роль играл метасоматоз, причем наиболее интенсивно замещение

протекало в гранитах, затем в глинистых сланцах, слабо проявлено оно в породах кремнистых — кварцитах, кремнистых песчаниках (фиг. 3). Из жильных минералов в процессе метасоматоза большое развитие получил турмалин и в поздние гидротермальные стадии процесса — железистый хлорит. Весьма типичной рудой минерализованных зон дробления является кварцево-турмалиновая или кварцево-хлоритовая порода с вкрапленниками рудных минералов, цементирующая брекчию боковых пород.

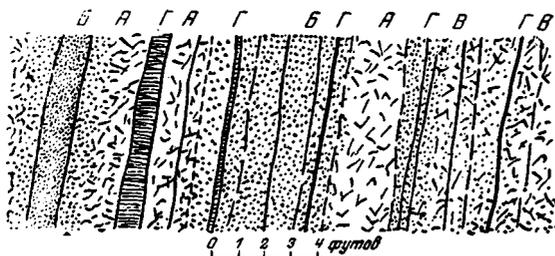
Нередко, повидимому, замещение происходило по серии близко расположенных трещин, и в результате возникали полосчатые жилы с лентами — ксенолитами незамещенных пород между рудными полосами (фиг. 4, 5). Весьма характерны брекчиевые текстуры жил, образованные путем замещения породы по сети пересекающихся трещинок. Наряду с правильными жиллообразными телами в Корнуолле местами встречаются сетчатые зоны и штокверки.

Минералогический состав корнуольских месторождений довольно разнообразен.

Главными минералами являются касситерит, турмалин, кварц, халькопирит; широко распространены также арсенопирит, слюды, пирит, хлорит;



Фиг. 3. Избирательное замещение глинистых прослоев в процессе минерализации. Турмалин, кварц и рудные минералы развиваются в глинистых прослоях, в то время как кремнистые слои рудой не замещены. Билоуда Бекон, Корнуолл (по Jones, 1925).



Фиг. 4. Сложная жильная зона замещения, состоящая из серии параллельных сближенных жил, разделенных полосами минерализованного гранита.

А — каолинизированный гранит; Б — оловоносный грейзен; В — окарцованный гранит; Г — жилы кварца с касситеритом.

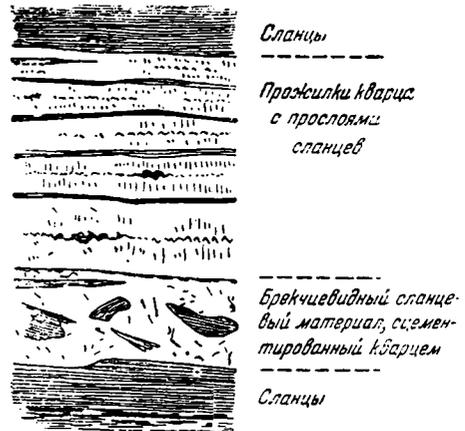
Бовни Майн, Сант Аустел, Корнуолл (по Jones, 1925).

имеют вольфрамит, самородный висмут, флюорит, сфалерит, галенит, сидерит, местами кобальтовые и никелевые руды, урановая смоляная руда; наконец, редко или очень редко встречаются полевой шпат, топаз, молибденит, магнетит висмутин, спекуларит, шеелит, антимонит, борнит, блеклые руды, пирротин, станный, апатит, доломит, кальцит, барит.

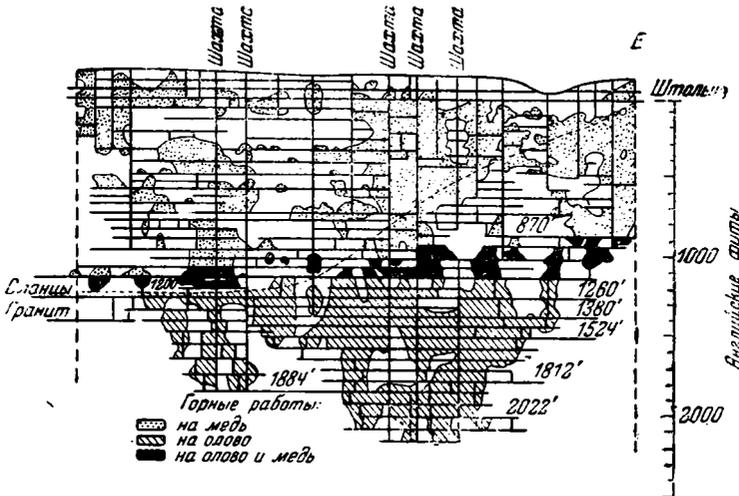
Минералогический состав жил меняется с удалением от интрузий; в границах развиты наиболее высокотемпературные минералы — касситерит, турмалин, в приконтактных зонах турмалин частично или полностью вытесняется хлоритом. Одновременно изменяется также и состав рудных минералов: так, наблюдается закономерная смена касситерита вольфрамитом, затем арсенопиритом, халькопиритом (фиг. 6) и, наконец,

в наибольшем удалении от интрузий располагаются серебросодержащие галениново-сфалеритовые и местами антимонитовые жилы. Последние обычно уже не связаны с медно-оловянными жилами непосредственными переходами и следуют по более поздним трещинам, секущим оловоносные жилы.

Распределение минеральных зон по вертикали отражено в схеме Дью (Dewey, 1925), обобщающей материалы многих рудников (фиг. 7). Наряду с закономерным изменением минералогического состава рудных тел относительно рудоносных массивов, Дью отмечает зональное строение всей рудной провинции в целом: срединная, сравнительно узкая полоса, охватывающая цепочку рудоносных массивов, характеризуется, по Дью, развитием месторождений олова — вольфрама — меди. Эта зона вытягивается вдоль оси гипотетического гранитного батолита, к северу и югу от нее располагаются свинцово-цинково-серебряные и железо-марганцовые месторождения. Местами последние встречаются также и в пределах срединной (цен-



Фиг. 5. Сложная жила, образованная серией сближенных кварцевых прожилков, разделенных прослоями сланцев Фэвой Майн, Корнуолл (по Jones, 1925).

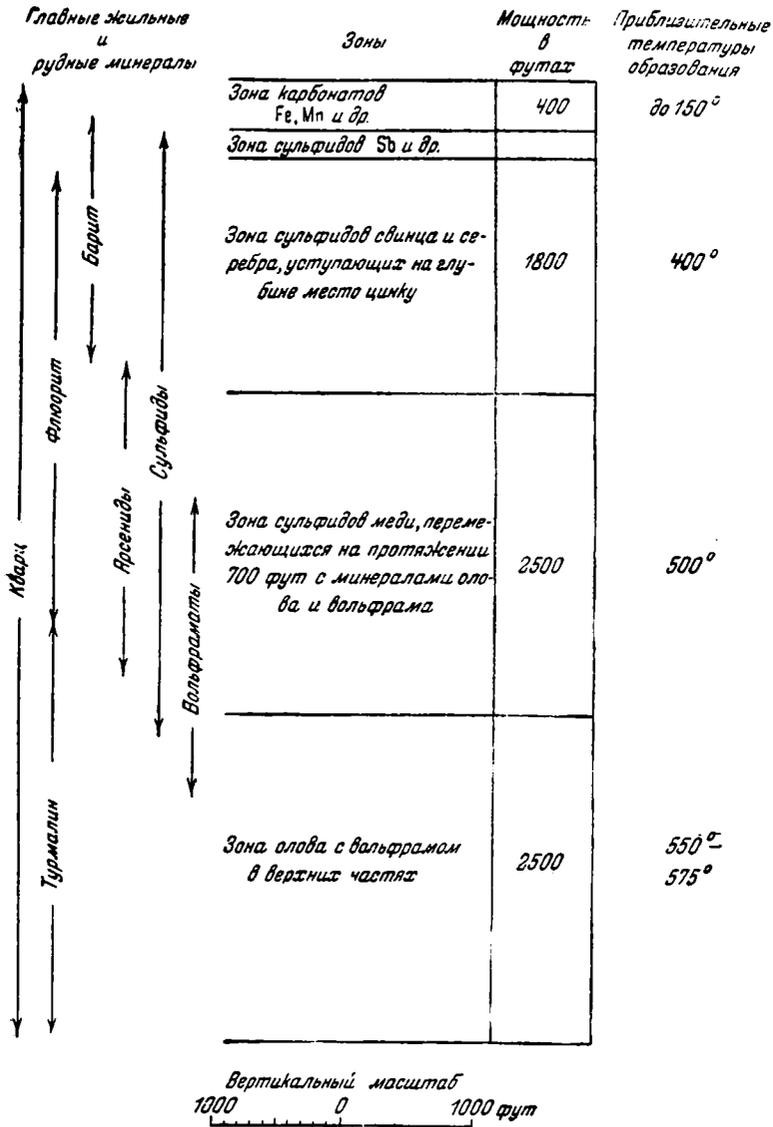


Фиг. 6. Продольный профиль по южной части рудного поля Долгот Лод, Корнуолл (по Foster).

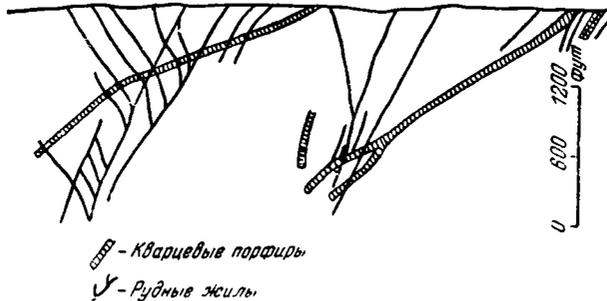
Горные работы: 1 — на медь; 2 — на олово; 3 — на олово и медь.

тральной) зоны, очевидно там, где погружается поверхность скрытого на глубине батолита.

Вместе с тем в плане всей рудной провинции отчетливо заметна постепенная смена высокотемпературных Sn—W—Cu-месторождений месторождениями Zn—Pb и Fe—Mn по мере продвижения с запада на



Фиг. 7. Схема вертикальной зональности в месторождениях Корнуолла (по Dewey, 1925).



Фиг. 8. Ответвление жил Clifford Mines, Корнуолл. (по Jones, 1925).

1 — кварцевые порфиры; 2 — рудные жилы.

восток. Это изменение характера минерализации Дью объясняет меньшей эродированностью восточной части района. Здесь уцелели от размыва наиболее молодые члены стратиграфического разреза — отложения девона и карбона, что, вероятно, обусловлено погружением складчатых структур.

Наиболее интересны в отношении оловоносности районы Кэмборн и Редрут, расположенные в северо-западной и северной окраине гранитного массива Кэрн Менеллис. Этот небольшой по площади участок дал в прошлом около 800 000 т олова. О значительной интенсивности былых работ можно судить хотя бы по тому, что в годы расцвета добычи в Кэмборне работали больше четырехсот компаний. Наибольшей глубины — почти тысячи метров — выработки достигли в руднике Долкот-Майн.

Рудные жилы Кэмборна приурочены главным образом к экзоконтактному ореолу гранитного массива. В гранитах жилы редки и маломощны. Простирание жил здесь главным образом северо-восточное, падение большей частью крутое, близкое к вертикальному, в отдельных случаях пологое, до 45° и меньше; от пологих жил местами отходят вверх вертикальные апофизы (фиг. 8).

Среди многочисленных жил района можно выделить двенадцать наиболее крупных, протяжением от 5.5 до 11 км. Мощность жил колеблется от 0.3 до 12 м. По существу это не жилы, а в большинстве случаев сложные жильные зоны, образованные главным образом метасоматически, путем замещения вмещающих пород вдоль крупных тектонических трещин. Характерной рудой является плотная сливная темная кварцево-турмалиновая и кварцево-хлоритовая порода, цементирующая крупные обломки вмещающих пород. Нередко по простиранию кварцево-хлоритовые жильные зоны переходят в хлоритово-кварцевые и чисто кварцевые жилы.

2. Рудные горы

а) Основные черты геологического строения и металлогении

Начало добычи олова в Рудных горах относится к концу XII века. Как и в Корнуолле, первоначально разрабатывались россыпи и лишь с начала XIV в. — коренные месторождения. В настоящее время месторождения в главной их части выработаны, и добыча почти прекратилась.

Геологическое строение района рисуется в следующем виде.

Наибольшее развитие в пределах оловоносной территории имеют докембрийские метаморфические сланцы и гнейсы, перекрывающиеся местами осадочно-метаморфическими породами карбона и нормально-осадочными отложениями мезозоя.

Структуры района в значительной степени оформились в период варисской складчатости. В это время в древней кристаллической толще возникли пологие куполовидные складки, которые почти целиком замаскированы древние складчатые формы. С варисской складчатостью связана интенсивная и длительная магматическая деятельность, проявившаяся в образовании интрузивных и эффузивных пород и разнообразных месторождений.

В первую фазу варисского магматического цикла возникли крупные массивы сиенитов и гранитов верхнего карбона. Позднее, по крупным разломам меридионального простирания, магма проникла к поверхности

с образованием мощных покровов или близповерхностных «штоков», так называемых «теплицких» порфиров, слагающих значительные площади в восточной части Саксонских Рудных гор. Теплицкие порфиры в нижнепермское время были прорваны жилами гранит-порфиров и еще более молодыми штоками равномернозернистых оловоносных гранитов, чрезвычайно насыщенных минерализаторами.

Сложная и разнообразная металлогения района является результатом наложения разновременных циклов рудообразования. С наиболее ранними интрузивными породами — верхнекарбонowymi гранитами — связаны контактовые олово-железородные месторождения Шварценберга. Однако главная часть оловородных месторождений приурочена к более поздним гипабиссальным пермским интрузиям — ультракислым дифференциатам гранитной магмы, проникшим по глубоким разломам в близкие к поверхности горизонты. Характерной особенностью интрузий являлось обилие минерализаторов и главным образом соединений фтора в их составе. С этими же интрузиями, повидимому, связаны серебряно-кобальтово-никелевые жилы Аннаберга, Мариенберга, Шнееберга.

Наиболее поздними производными магматического очага являются свинцово-цинково-серебряные месторождения Фрейберга, также содержащие в небольшом количестве олово, и, наконец, удаленные от интрузии флюоритово-баритовые сербросодержащие жилы. Таким образом, оловородные месторождения находятся в тесной генетической связи с прочими рудными месторождениями района.

б) Описание оловородных месторождений

Месторождения олова Рудных гор можно разделить на три разоб-щенные группы (фиг. 9):

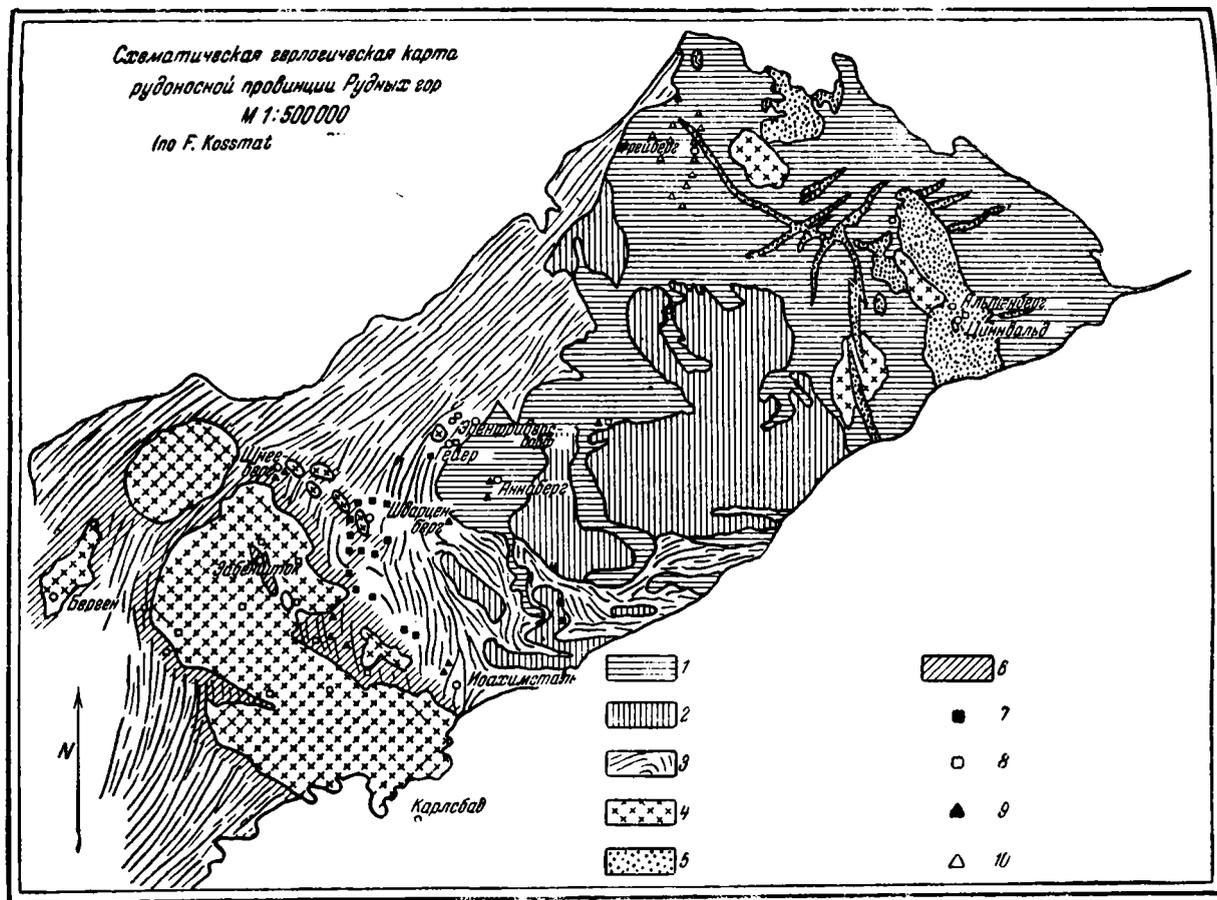
1) группа Альтенберг—Циннвальд—Граупен, связанная с гранитными штоками, прорывающими теплицкий порфир;

2) группа месторождений, связанная с интрузиями района Гейер и Эренфридерсдорф, и

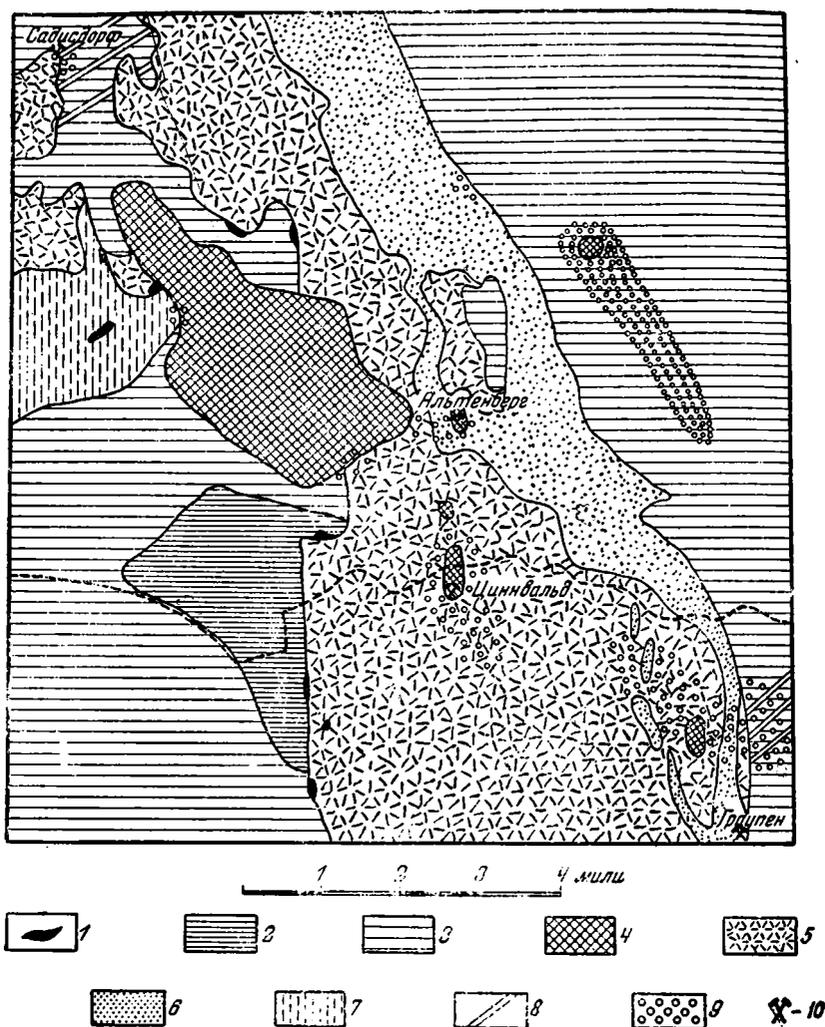
3) группа месторождений, приуроченных к Эйбенштокскому массиву.

Наиболее интересна в практическом отношении группа Альтенберг—Циннвальд—Граупен, приуроченная к области развития теплицких кварцевых порфиров. Последние внедрились по крупным разломам северо-западного, близкого к меридиональному простирания и образуют удлиненный близповерхностный шток или мощный покров площадью 22×8 км². По восточной окраине полосы развития кварцпорфиров протягивается крупное дайкообразное тело гранит-порфиров мощностью до 3 км. Вся эта серия магматических пород прорывается еще более молодыми оловоносными гранитными массивами, вытянутыми в том же меридиональном или северо-северо-западном направлении. Оловородные месторождения расположены в контактовых ореолах малозернистых массивов, обнажающихся в виде небольших пятен среди теплицких порфиров (фиг. 10).

Специфической чертой оловоносных интрузий района является интенсивное проявление пневматолита. Местами гранитные массивы в апи-кальных частях настолько изменены постмагматическими процессами, что возникают огромные по площади оруденелые грейзеновые участки, образованные в результате замещения гранита вдоль серии сближенных пересекающихся трещинок. Классическим примером такого крупного рудного штока является Альтенбергское месторождение. Подчиненное значение имеют оловоносные кварцевые жилы, наиболее ярко представленные в месторождении Циннвальд.



Фиг. 9. Схематическая геологическая карта рудоносной провинции Рудных гор (по F. Kossmat).
1 — серые гнейсы; 2 — красные гнейсы; 3 — метаморфические сланцы; 4 — граниты; 5 — кварцевые порфиры; 6 — контактовые зоны; 7 — контактовые месторождения; 8 — Sn — W; 9 — Ag, Co, Ni; 10 — Ag, Pb.



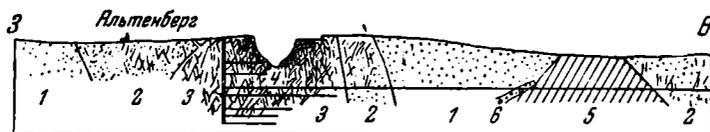
Фиг. 10. Геологическая карта района Альтенберг-Циннвальд (по Dalmer, 1894).

1 — каменноугольные отложения; 2 — филлиты; 3 — гнейсы; 4 — граниты; 5 — теплиц-кие кварцпорфиры; 6 — гранит-порфиры; 7 — порфиры каменноугольной формации; 8 — жилные порфиры; 9 — зоны грейзенизации; 10 — оловорудные месторождения.

Месторождение Альтенберг представлено минерализованным гранитом, превращенным в апикальной части массива в рудоносный грейзен или цвиггер. Общая площадь рудного поля 0.4×0.5 км², протяжение оруденения по вертикали — 230 м, причем ниже этого горизонта являются неизменные граниты (фиг. 11).

Рудное тело Альтенберга образовано в результате «пропаривания» верхней оболочки гранитного массива по сети тончайших трещинок. Тесная ассоциация касситерита с топазом и литиевыми фторсодержащими слюдами свидетельствует о значительном участии летучих и, в частности, соединений фтора в процессе формирования рудного «штока».

Типичный цвигтер или рудный грейзен Альтенберга, по Дальмеру (Dalmer, 1894), имеет следующий состав: кварца — 50.26%, топаза — 12.14%, слюды — 36.80%, касситерита — 0.43%. Топаз в составе цвигтера представлен шестоватой пикнитоподобной разновидностью, слюда — циннвальдитом. Рудными минералами помимо касситерита являются



Фиг. 11. Профиль по горным работам Альтенберга (по Dalmer).

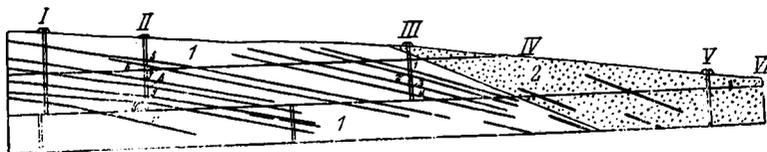
1 — теплицкий кварцевый порфир; 2 — гранит-порфир; 3 — гранит; 4 — шток-грейзена; 5 — биотитовый гнейс; 6 — конгломераты и песчаники каменноугольного возраста.

самородный висмут, висмутин, арсенопирит, халькопирит, пирит, молибденит, гематит, магнетит, вольфрамит, изредка сфалерит, блеклая руда, урановая слюдка. Из нерудных минералов следует упомянуть также флюорит и сидерит.

Касситерит встречается в виде мельчайшей вкрапленности в цвигтере и образует сплошные прожилки по тонким трещинкам. Среднее содержание олова — 0.3%. Значительный объем руды и низкая стоимость открытых работ позволяли с выгодой эксплуатировать это в общем убогое месторождение.

Помимо штокверка, в Альтенберге известны касситеритово-кварцевые жилы; промышленное значение их относительно невелико.

Месторождение Циннвальд, так же как и Альтенберг, приурочено к апикальной части небольшого гранитного купола, площадью $400 \times 1200 \text{ м}^2$. По периферии гранитного купола наблюдаются оруденелые зоны грейзенизации, а также пологопадающие касситеритово-кварцевые жилы или «флётцы» (Flötze — пласты) (фиг. 12). Последние падают под углом $10\text{--}50^\circ$, в общем параллельно контактовой поверхности массива. При переходе из гранита в теплицкие порфиры жилы обычно становятся убогими. Мощность жил невелика — $0.15\text{--}0.7 \text{ м}$, редко до 1.5.



Фиг. 12. Схематический профиль по северной части гранитного штока Циннвальд (по Dalmer).

1 — граниты сильно грейзенизированные; 2 — теплицкий кварцевый порфир; I—VI — пологопадающие рудные тела; I—VI — шахты, штольни.

Главным минералом, по Циссарцу (Cissarz, 1928), является кварц; в значительном количестве присутствуют топаз, литийсодержащая слюда — циннвальдит, флюорит; в заметном количестве — полевошпат, вольфрамит, касситерит, шеелит; небольшую роль играют арсенопирит, урановая слюдка, железный блеск и, наконец, ничтожное раз-

витие имеют турмалин, апатит, халькопирит, галенит, блеклая руда, сфалерит, станнин.

Касситерит и вольфрамит расположены обычно в зальбандах жил и концентрируются преимущественно в слюдистых призальбандовых оторочках. Шеелит и обычно скудные сульфиды тяготеют к осевым частям жил. Содержание олова в среднем — 0.2%, на отдельных участках — 0.4—0.5%.

Из остальных месторождений района заслуживает упоминания Граупен с его касситеритово-кварцевыми жилами, приуроченными к небольшому штоку гранитов. Помимо кварцевых жил, здесь известны также зоны касситеритово-флюоритовой импреняции в кварцевых порфирах и гнейсах. Интересно, что вблизи месторождения Граупен (к юго-востоку от него) наблюдаются оловорудные жилы с обильными сульфидами. Подобные же рудные тела, в которых, наряду с касситеритом, существенную роль играют арсенопирит, халькопирит и галенит, известны также между Граупеном и Циннвальдом. Таким образом, здесь, как и в Корнуолле, касситеритово-кварцевые жилы местами тесно связаны с жилами сульфидными, представляющими образования более поздние или наиболее удаленные от магматического очага.

В группе Гейер-Эренфридерсдорф, а также в Эйбенштокской группе, месторождения олова представлены типичными для Рудных гор системами тонких касситеритово-кварцевых жил и прожилков, сопровождающихся цвиттеризацией вмещающих пород.

Весьма интересно по последним данным (В. М. Крейтер и В. И. Красников, 1947) месторождение Эренфридерсдорф, представленное серией кварцевых жил с касситеритом, вольфрамитом и арсенопиритом. Жилы залегают в сланцах, они прослежены вплоть до гранитов, вскрытых здесь на глубине 180 м. В апикальной части гранитного массива развиты пегматиты, от которых по трещинам в кровлю отходят «отпрыски» или апофизы длиной 10—20 м. Эти пегматитовые апофизы интенсивно изменены пневматолитовыми процессами, причем крупные кристаллы полевых шпатов почти нацело псевдоморфно замещены касситеритом, а основная масса окварцована. Повидимому, пегматитовые апофизы массива явились каналами, по которым поднимались рудоносные пневматолиты от еще не остывших, но близких к кровле частей магматического очага. Наиболее интенсивное оруденение наблюдается именно в этой пегматитовой зоне, непосредственно примыкающей к контакту с гранитами. На глубине 200 м в гранитах здесь, как и в месторождении Альтенберг, оруденение исчезает.

В Эйбенштокской группе особо выделяются по характеру минерализации лишь оловоносные скарны Шварценберга, расположенные в контактовом ореоле небольшого гранитного купола — сателлита Эйбенштокского массива. Скарновые породы образуют залежи в слюдистых сланцах, содержащих прослой известняков. Они состоят из пироксена, лучистой роговой обманки, граната, иногда кварца. Подчиненными минералами являются эпидот, полевой шпат, слюда, хлорит, волластонит, флюорит, кальцит. Значительно реже встречаются родохрит, аксинит, турмалин, титанит, апатит и везувиан. Из рудных минералов отмечены сфалерит, пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, магнетит, гематит, касситерит, а также редкие — молибденит, вольфрамит, полибазит, самородный висмут, висмутин и гринокит.

Своеобразное трубчатое грейзеновое тело вскрыто в месторождении Тауненберг на западной окраине Эйбенштокского массива. «Грейзеновая труба» сечением у поверхности 10 м, а в нижней части — 60 м,

расположена здесь непосредственно на контакте гранитов с филлитами; она падает, согласно падению контакта, под углом 45° к западу. Грейзен состоит из кварца, топаза, турмалина и касситерита. На глубине 200 м по вертикали здесь, как и в других месторождениях района, оруденение исчезает.

Подчеркивая тесную связь оруденения с интрузивами, а также ограниченное протяжение оловорудных месторождений Рудных гор по вертикали с закономерным падением оруденения на глубине 200 м, В. М. Крейтер предполагает, что «рудные очаги», вероятно, «быстро истощались и едва ли находились на значительном удалении от тех мест, где позднее фиксировались рудные минералы, образуя грейзеновые штокверки» (В. М. Крейтер и В. И. Красников, 1947).

3. Пиренейский полуостров (Испания и Португалия)

На территории Испании и Португалии известны многочисленные, но в общем незначительные оловяно-вольфрамовые и оловянные месторождения. Месторождения олова и вольфрама встречаются лишь в западной половине полуострова, в пределах так называемой Иберийской Мезеты — высокогорного плато, сложенного древними кристаллическими породами.

Иберийское плато представляет горстовое поднятие, ограниченное разломами от областей проявления альпийской складчатости — Пиренеев на севере и Андалузских гор на юге. В результате глубокой эрозии в пределах Иберийского горста обнажаются древние кристаллические сланцы докембрия, в меньшей степени карбоновые сланцевые толщи, а также крупные массивы варисских гранитов, несущие оловянное и вольфрамовое оруденение.

Граниты занимают площадь в несколько тысяч квадратных километров, они обнажаются в пределах полосы северо-северо-западного направления, ориентированной почти перпендикулярно к складчатому строению. Наибольшее развитие имеют биотитовые или двухслюдистые граниты. В периферических частях массивов нередко встречаются жилы и шпировые обособления пегматитов.

В целом гранитные поля Пиренейского полуострова характеризуются относительно небольшим развитием пневматолитовых образований, а также скудостью и однообразием рудопроявлений, представленных главным образом месторождениями вольфрама и олова. Эти особенности металлогении, существенно отличающие Пиренейский полуостров от других оловорудных районов Европы, в значительной мере могут быть обусловлены глубоким эрозионным срезом рудоносной интрузии.

Оловорудные месторождения приурочены к экзоконтактным частям гранитных массивов. Они представлены слабо оловоносными пегматитами, минерализованными дайками гранита, пересеченными сетью тонких касситеритово-кварцевых прожилков, а также кварцевыми жилами с касситеритом.

Практического значения пегматитовые жилы в коренном залегании не имеют, но являются источником вполне промышленных россыпей (Бельмонт в Португалии). Большую роль играют кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы с касситеритом, вольфрамитом и очень небольшим количеством сульфидов — арсенопирита, пирита, халькопирита. Из жильных минералов помимо кварца и полевого шпата

в этих жилах присутствует слюда и местами турмалин. В некоторых месторождениях наряду с оловом и вольфрамом встречается золото.

Практическое значение оловянно-вольфрамовых месторождений Пиренейского полуострова относительно невелико. Добыча Португалии в 1939 г. составила 1486 т олова. Еще меньше доставляет олова Испания, где в 1938 г. добыто всего 110 т.

4. Франция

Оловорудные месторождения Франции расположены в Бретани и в пределах Центрального плато. Они связаны с варисскими гранитами и представлены кварцевыми жилами (Ла Вилледер), грейзенами (Меймак), а также оловоносными пегматитами (Шантелуб). Практического значения месторождения Франции почти не имеют.

5. Италия

В Италии известно весьма своеобразное месторождение олова — Кампиглиа Маритима, представленное неправильной метасоматической рудной залежью в известняках. Активные интрузии близ месторождения еще не вскрыты эрозией. Однако по аналогии с соседними свинцово-цинковыми месторождениями оруденение условно связывают с третичными изверженными породами. Руда с поверхности нацело окислена и представлена лимонитовой массой с касситеритом; повидимому, месторождение относится к касситеритово-сульфидной формации.

Г. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЕВРОПЫ

Заканчивая описание европейских месторождений, следует еще раз отметить их общие генетические черты, а также подчеркнуть особенности рудопроявлений отдельных районов.

Оловорудные месторождения Европы имеют много общего: прежде всего они, как правило, располагаются в областях развития песчано-глинистых отложений и связаны все (за исключением Кампиглиа Маритимы) с кислыми интрузиями варисского возраста. В большинстве месторождения относятся к касситеритово-кварцевой формации и характеризуются интенсивным проявлением пневматоллиза в процессе их образования.

Вместе с тем, наряду с общими чертами имеются и существенные отличия месторождений отдельных оловорудных районов, обусловленные, вероятно, как будет показано ниже, в первую очередь различными условиями формирования интрузий, специфическими особенностями их состава, а также различным уровнем эрозионного среза. Во всех этих отношениях интрузии описанных районов разнятся между собой.

Так, в районе Рудных гор, наименее затронутом эрозионным срезом в послерудное время, наиболее продуктивными в отношении оловоносности оказываются небольшие интрузивные тела, представляющие продукт кристаллизации кислых дифференциатов гранитной магмы, обогащенных минерализаторами и особенно соединениями фтора.

Месторождения олова расположены в апикальных частях интрузивных тел и являются классическим примером пневматолитовых образо-

ваний с обильным топазом и литиевыми слюдами. Все они являются типичными представителями касситеритово-кварцевой формации, характеризующейся часто тесной ассоциацией касситерита с вольфрамитом и ничтожным количеством сульфидов. Последние получают широкое развитие лишь в оловоносных скарнах, образующихся в известняках (Шварценберг). Характерно, что многочисленные сульфидные месторождения района — свинцово-цинковые, кобальто-серебряные, почти не содержат олова и в большинстве своем, повидимому, представляют последующие образования. Таким образом, олово вместе с вольфрамом в пространстве и во времени обособляется от других металлов.

Месторождения Корнуолла образованы в несколько иной обстановке и по характеру минерализации отличаются от месторождений Рудных гор. Рудоносная интрузия здесь, видимо, представляет крупный удлиненный батолит, выступающий на поверхность лишь в его куполовидных выступах (эпibatолитовая зона Эммонса). Наибольшая концентрация месторождений наблюдается вокруг небольших куполов, относительно мало затронутых эрозией. Оловорудные проявления возникли в позднюю фазу интрузивного цикла в результате воздействия эманаций глубинных частей интрузий на твердую периферическую ее корку.

По условиям образования оловоносный батолит Корнуолла представляет, повидимому, несколько более глубинное образование, чем прорывающие эффузивы гипабиссальные штоки Альтенберга — Циннзальда. Существенно он отличается от этих интрузий и по составу, характеризуясь в общем меньшей кислотностью гранитов, обусловленной, вероятно, относительно более слабой дифференцированностью расплава, а также ассимиляцией вмещающих глинистых отложений.

Насколько можно судить по парагенезису минералов в грейзенах, контактовых роговиках и рудных жилах, постмагматические выделения этих интрузий носили также несколько иной характер: фтор, столь типичный для месторождений Рудных гор, здесь уже не играл особой роли, в то же время исключительно ярко проявлена роль бора в пневматолитовых образованиях, и можно думать, что летучие соединения бора принимали существенное участие в переносе олова.

В отличие от месторождений Рудных гор многие корнуольские месторождения содержат значительное количество сульфидов и приближаются по составу к типичным представителям касситеритово-сульфидной формации. Олово здесь в рудном процессе значительно более тесно, чем в Рудных горах, связано с другими металлами, причем с удалением от интрузивного очага наблюдаются непосредственные переходы оловянных месторождений в вольфрамовые и затем в мышьяково-медные. И лишь свинцово-цинковые серебряные месторождения здесь, как и в Рудных горах, обычно приурочены к самостоятельным, более поздним системам трещин.

На примере месторождений Рудных гор и Корнуолла отчетливо вырисовывается значение апикальных частей интрузий как областей, наиболее благоприятных для локализации оловянного оруденения. Оловорудные месторождения, часто ограниченные небольшим вертикальным интервалом (Альтенберг), оказываются таким образом более чувствительными к эрозионному срезу, чем месторождения каких-либо других металлов. В этом свете понятна относительно слабая насыщенность оловорудными проявлениями такой глубоко эродированной интрузии, как огромный массив Иберийского горста на Пиренейском полуострове. Известные здесь месторождения олова в большинстве

своим незначительны. Они представлены наиболее высокотемпературными типами — оловоносными пегматитами, полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми жилами, содержащими лишь ничтожное количество сульфидов.

Таким образом, сравнение оловорудных районов Европы дает интересный материал для понимания зависимости характера оловянного оруденения от геологических условий. Здесь устанавливается преимущественная приуроченность пегматитов и кварцево-полевошпатовых пегматоидных жил к относительно глубинным фациям гранитных интрузий, появление их в областях, наиболее затронутых эрозией (Иберийский горст, плато Центральной Франции). Весьма отчетливо выявляется связь типичных касситеритово-кварцевых, большей частью пневматолитовых, месторождений с кислыми, а подчас и подчеркнута кислыми дифференциатами гранитной магмы, обогащенными соединениями фтора, причем, как можно видеть на примере оловорудных районов Европы, условия образования этих месторождений весьма разнообразны. Максимальное развитие касситеритово-кварцевые месторождения получают в связи с гипабиссальными интрузиями, но встречаются они также наряду с пегматитами и в районах развития более глубинных фаций. Формы проявления касситеритово-кварцевых месторождений в этих различных условиях, естественно, отличны, причем в первом случае значительно более ярко выражены пневматолитовые процессы; очевидно, незначительное внешнее давление не препятствовало здесь интенсивному выделению летучих.

Касситеритово-сульфидные месторождения, как устанавливается в Корнуолле, закономерно появляются на смену месторождениям касситеритово-кварцевым с удалением от гранитных массивов, представляя в этих случаях наиболее низкотемпературное звено оловорудного процесса. Они возникают также там, где оловоносные эманации попадают в известняки (Шварценберг, Кампиглиа Маритима).

III. АФРИКА

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Африка за последние годы выдвинулась в ряды главнейших производителей олова, доставляя до 10% мировой добычи (данные 1939 г.). Основным источником олова в настоящее время являются россыпи. Месторождения олова сосредоточены главным образом в пределах Центральной и отчасти Южной Африки — в Нигерии, Камеруне и Бельгийском Конго, а также в Трансваале, Юго-западной Африке, Капской колонии и т. д.

Б. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АФРИКИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Геологическое строение Африки очень сложно: этот крупнейший континент представляет в основном древнее складчатое сооружение. Его «фундамент» слагается разнообразными гнейсами, гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия, а также метаморфизованными осадками нижнего палеозоя, прорванными основными и кислыми интрузиями.

На поверхности этого древнего метаморфического комплекса залегают слабо дислоцированные осадки верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, развитые в чашеобразных крупных депрессиях озера Чад, бассейна Конго, Калахари; эти депрессии, расположенные в пределах меридиональной зоны, делящей Африку на две равные части, обрамлены узкими полосами древних кристаллических пород. Последние относительно устойчивы при выветривании, так как слагаются консолидированными породами, неоднократно интрузированными магмой и перекристаллизованными; поэтому они рельефно выделяются в виде гряд и поднятий, окаймляющих впадины. Именно к выходам этих «древних» кристаллических пород и приурочены рудные месторождения Африки: золотые, оловянные, медные, свинцово-цинковые, а также крупнейшие месторождения хрома и платины, связанные с основными породами.

Оруденение в Африке приносилось интрузиями различного возраста. С археозойскими интрузиями связаны, вероятно, коренные золоторудные тела, за счет которых, по мнению некоторых исследователей, образовались богатейшие протерозойские россыпи Витватерсранда. С допалеозойскими альгонкскими или, может быть, еще более древними интрузиями связано «древнее» оловянное оруденение в округах Кано, Нассарава, Иллорин Нигерии, а также месторождения Южной Родезии, Свазиленда; главная же часть оловорудных месторождений, как показывают последние данные, относится уже к палеозою. Так, в кембрийских отложениях залегают месторождения Руанды, Бельгийского Конго.

Повидимому палеозойскими являются также богатейшие «молодые» оловорудные месторождения Нигерии (ранее считавшиеся альгонкскими). К нижнему (?) палеозою относятся также оловорудные месторождения Трансвааля, залегающие в силурийских сланцах и связанные с Бушвельдским интрузивным комплексом, а также месторождения платины и хрома, связанные с основными членами Бушвельдского комплекса. Каледонскими, а может быть и еще более поздними, являются медные месторождения Катанги, а также свинцово-цинковые руды Брокен Хилла.

Следует отметить, что по мере изучения осадочных формаций Африки накапливаются данные для отнесения рудных месторождений к более поздним периодам. И не исключена возможность, что некоторые месторождения, которые мы считаем сейчас нижнепалеозойскими, на самом деле являются еще более молодыми. Так, А. Д. Архангельский, например, допускает, что катангиды оформились лишь в верхнепалеозойское время.

Интересно в связи с этим наличие оловорудных проявлений в слоях Кару, охватывающих верхний палеозой и нижний мезозой (месторождения Кранцберг и Клейне Шпитцкопье Юго-западной Африки). Тамм (Thamm, 1943) относит эти месторождения к верхнему палеозою.

К более позднему мезозойскому периоду относится образование знаменитых алмазонасных кимберлитовых африканских труб и, наконец, третичные интрузии, локализованные в зоне средиземноморского альпийского орогена, сопровождаются лишь незначительными месторождениями свинца, цинка, сурьмы и ртути Атласских гор.

Современная вулканическая деятельность наблюдается в пределах восточно-африканской системы расколов, заложенной еще в мезозое. К этой мобильной зоне приурочены эпицентры землетрясений и современные действующие вулканы.

Приведенный краткий очерк показывает, что Африка обладает очень сложным геологическим строением и характеризуется многократным возобновлением интрузивной деятельности. Олово приносилось интрузиями различных периодов, причем максимум его концентрации, повидимому, имел место в начале палеозоя.

Остановимся на некоторых закономерностях распределения оловянных месторождений, устанавливаемых Таммом. В древнем комплексе, вмещающем оловорудные месторождения, Тамм устанавливает два главных тектонических направления, вдоль которых следуют интрузивные массивы. Главное — северо-западное направление — определяет простираение глыб и гряд кристаллического комплекса и крупных гранитных массивов Центральной Африки; олово в этих зонах появляется только там, где они пересекаются зонами северо-восточного направления.

Так, Тамм выделяет главную среднеафриканскую оловоносную зону северо-западного направления, которая тянется через Нигерию и Камерун до оловоносных районов Бельгийского Конго. В пересечении этой полосы с северо-восточными оловоносными зонами располагаются, по Тамму, главнейшие оловорудные районы Африки. Из крупных северо-восточных оловоносных направлений Тамма можно указать гипотетическую зону, проходящую через южную часть Бельгийского Конго и оловоносный район Юго-западной Африки, а также зону, которую Тамм предположительно протягивает от Трансвааля до месторождений Капской колонии.

Если эти построения структур крупного плана являются еще весьма гипотетичными, то гораздо более убедительно доказывает Тамм отмеченные закономерности распределения оловоносных интрузий на примерах отдельных рудных районов. Так, действительно, достаточно отчетливо устанавливается северо-восточное направление зон развития интрузий и отдельных месторождений в южной части оловоносной территории Бельгийского Конго, где рудоносные массивы приурочены к ядрам антиклиналов, а также в оловорудном районе Юго-западной Африки. Значение пересечения зон северо-западного и северо-восточного направлений Тамм показывает на примере оловоносного поля Уганды, Руанды, где в результате «интерференции» двух направлений — северо-западного (более древнего?) и северо-восточного — образуются куполовидные складки, в ядрах которых и располагаются оловоносные интрузии. Таким образом, здесь, как и в Бельгийском Конго, пликативные формы определяют локализацию интрузий. В других же районах оловоносные массивы приурочены к разломам. Так, на продолжении крупного разлома северо-северо-восточного направления, по которому следует «Большая Дайка» Родезии, располагается Бушвельдский интрузивный комплекс Трансвааля. Повидимому, дизъюнктивный характер имеют также зоны развития интрузии Нигерии, ориентированные здесь диагонально к меридиональному простираению древних кристаллических пород.

Может быть, подобная необычная геометризация тектонических элементов, которая проходит через всю работу Тамма, для Африки и является отчасти оправданной, поскольку здесь на базе жесткого фундамента могли развиваться крупные системы расколов и мелких разрывов, связанные с региональными тектоническими напряжениями и поэтому ориентированные однообразно на всей обширной площади континента.

В. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ

1. Нигерия

Краткая геологическая характеристика рудного района

Оловорудные районы Нигерии расположены в нижнем течении р. Нигер, главным образом по ее левобережью. Большую часть оловоносной площади слагают древние породы — интенсивно метаморфизованные сланцы, кварциты, серицитовые сланцы, переслаивающиеся с парагнейсами. Эти породы смяты в складки меридионального простирания и прорваны разновозрастными интрузиями гранитов, большей частью превращенных ныне в ортогнейсы. Наиболее древним является мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс, следующий интрузивный цикл представляет «полевошпатовый» гранито-гнейс, который в свою очередь интрузируется порфиroidным гранитом, также пнейсифицированным. С последним связаны сравнительно малоценные «древние» оловорудные проявления района — главным образом пегматиты оловянно-турмалиновой формации. Наконец, еще более поздними являются «молодые» граниты, наиболее интересные в отношении оловоносности, — к выходам этих гранитов в пределах плато Баучи и его окрестностей приурочены все основные оловорудные месторождения Нигерии (фиг. 13). «Молодые» граниты Тамм условно относит к альгонку, точное же определение их возраста здесь невозможно из-за отсутствия опорных стратиграфических горизонтов. Возможно, что они одновозрастны с оловоносными гранитами Бельгийского Конго, т. е. относятся к нижнему палеозою.

Описание оловорудных месторождений

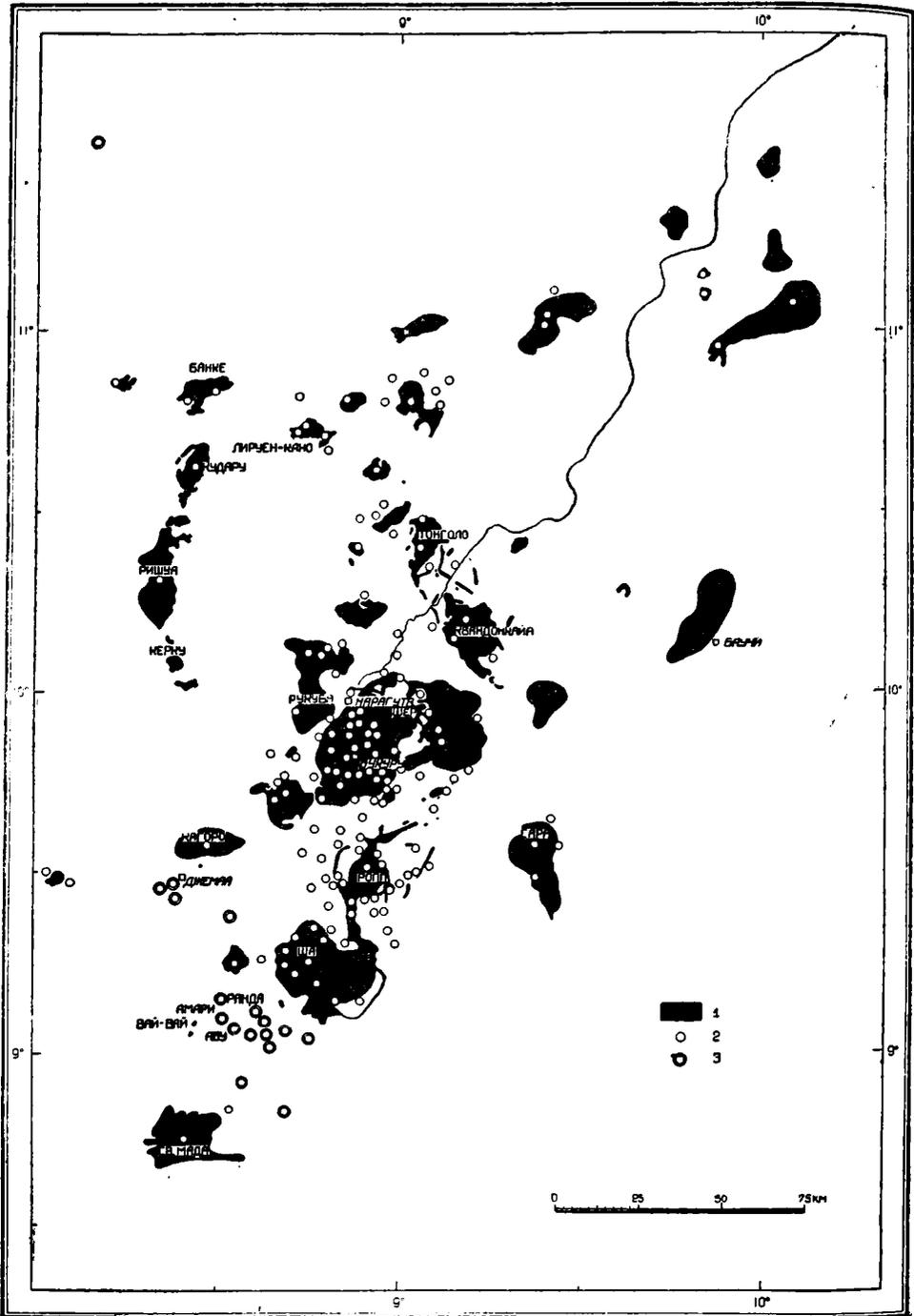
Добыча олова в Нигерии пока производится преимущественно из россыпей, коренные же месторождения здесь еще мало изучены.

«Древние» пегматитовые жилы, связанные с порфиroidными биотитовыми гранитами, широко распространены в Нигерии, но лишь небольшая часть их оловоносна.

Оловоносные «древние» пегматиты известны в провинции Иллорин, южнее р. Нигер, в средней части Нигерийского массива, в провинциях Кано, Зариа, Нассарава и, наконец, в районе Калабара на юго-востоке Нигерии.

В провинции Иллорин месторождения концентрируются в районе Эри, где известны пологопадающие пегматитовые и кварцево-слюдистые жилы в альбититах; касситерит в этих жилах тесно ассоциирует с альбитом.

Севернее Эри известна бедная оловом жила лепидолитового пегматита, которая на глубине переходит в жилу чисто альбитовую. Довольно распространены «древние» оловоносные пегматиты в округах Кано и Зариа; характерной особенностью жил является здесь присутствие обильного турмалина и иногда берилла. Интересны «древние» пегматиты окрестностей Джемаа (округ Нассарава); среди них особенно прославилась высоким содержанием олова жила Джемаа. Эта жила состоит из кварца, мусковита и коричнево-розового касситерита; наряду с этими минералами встречаются ортоклаз, альбит, турмалин и в небольшом количестве гранат, монацит и колумбит. Многочисленные «древние» пегматитовые месторождения известны в районе пика Вай-Вай, где встречены кварцево-слюдистые жилы с подчиненными



Фиг. 13. Схема расположения гранитных массивов и месторождения олова в Нигерии (по Тамм, 1943).

1 — гранитные массивы; 2 — «молодые» месторождения олова; 3 — «древние» месторождения олова.

вкрапленниками полевого шпата (дайка Ранда, Амари и др.). Местами наблюдается переход этих жил в жилы альбитовые, при этом содержание касситерита резко возрастает.

Оловоносные «древние» пегматиты других районов в общем относятся к тому же типу. В целом месторождения этой группы имеют небольшое практическое значение; неизмеримо больший интерес представляют месторождения «молодые», связанные с более поздними гранитами.

«Молодые» месторождения образованы в заключительную фазу сложного интрузивного цикла, который начался с внедрения габбро, затем проявился интрузией сиенита и, наконец, закончился главной гранитной интрузией. Массивы молодых гранитов, известные пока в пределах плато Баучи и вокруг него, согласно Тамму, располагаются цепочками вдоль зон двух направлений — северо-восточного и северо-западного; по этим же направлениям следуют и жилообразные апофизы массивов. Однако на карте устанавливаются не менее отчетливо и два других сопряженных направления зон развития интрузии, о которых Тамм не говорит, а именно: направление меридиональное, совпадающее с простираем древних складок, и широтное. Так, ясно выделяется центральная зона развития интрузии от массива Букуру до массива Ша; вдоль этого направления также протягиваются жилообразные апофизы, соединяющие массивы. Очевидно, эти апофизы представляют межпластовые инъекции и следуют по простираению пород. Широтное структурное направление здесь подчеркивается лишь контурами массивов (массивы Мада, Ришуа и др.). Подобная сложная и в то же время довольно правильная геометрическая сеть развития интрузий, видимо, определяется тем, что здесь в древнем жестком фундаменте основными путями для магмы являлись в основном уже не пликативные, а дизъюнктивные структуры; последние же, поскольку они определяются региональным направлением давления, ориентированы однообразно. В результате сочетания закономерно ориентированных молодых разрывов и древних пликативных тектонических форм здесь возникла правильная сеть ослабленных зон, доступных для магматической инъекции.

Оловоносные массивы сложены среднезернистыми гранитами желтовато-розового или беловатого цвета; участками встречаются крупнозернистые граниты, а по периферии массивов появляются порфирировидные разности их. В подобных эндоконтактных зонах вместо биотита местами присутствует рибеккит.

Оловорудные месторождения представлены кварцево-полевошпатовыми, кварцево-слюдистыми, кварцевыми жилами, грейзенами и пегматитами; они встречаются как в гранитах, так и в метаморфических породах, причем наиболее интенсивно проявлено оруденение там, где граниты в предрудный период были раздроблены. Таков, например, массив Букуру-Шер, разбитый сбросовыми трещинами на отдельные блоки: здесь в зонах трещиноватости весьма интенсивно проявлена пневматолитовая оловянная минерализация. В то же время граниты, не затронутые дроблением, иногда совершенно не сопровождаются оруденением. Интересно, что проявление рибеккитизации в контактах также рассматривается как признак неблагоприятный при оценке оловоносности, — обычно с увеличением рибеккита в гранитах резко снижается количество пневматолитовых оловоносных образований.

Наиболее богатые коренные рудные тела вскрыты в месторождениях массива Лируен-Кано; здесь в центральной части массива развиты

оловоносные кварцевые жилы и зоны рудной импреняции; нередко встречаются сложные жильные пачки, состоящие из серии параллельных сближенных жил. Главная зона Лируен-Майн прослежена почти на 5 км — на этом протяжении она неоднократно раздваивается и расщепляется с образованием параллельных апофиз. Наряду с касситеритом в руде присутствуют вольфрамит, сфалерит, который местами составляет до 10% жильной массы, а также галенит, халькопирит, пирит, колумбит и молибденит.

Коренные месторождения Нигерии, несмотря на богатство руд и значительные масштабы некоторых из них, еще не играют существенной роли в добыче олова, и основным объектом эксплуатации здесь являются пока россыпи.

История развития россыпей Нигерии весьма интересна. Образование россыпей здесь происходило в несколько этапов. После длительного периода эрозии возникли «древние» россыпи, которые были затем перекрыты лавовыми покровами и надолго сохранены от дальнейшего перемиыва. Затем уже в третичное время после подъема плато Баучи произошло омоложение рельефа и смыв флювио-вулканической серии, при этом обнажились вновь как коренные месторождения олова, так и древние россыпи; последние подверглись перемиыву и дальнейшему обогащению в уже новых долинах. Именно в области плато, где наиболее интенсивно происходил размыв, сконцентрированы наиболее богатые россыпи района.

Древние россыпи, расположенные в стороне от современной речной сети, труднодоступны — они скрыты большей частью на значительной глубине, и их нужно достигать горными работами. Сравнительно не велика роль и элювиальных россыпей, также расположенных в стороне от основных водных потоков, — эти россыпи разрабатываются кустарно. Основное же значение имеют молодые аллювиальные россыпи, которые тянутся вдоль русел современной речной сети; последние располагаются как ниже современных русел, так и выше них (террасовые россыпи), причем наибольшее содержание олова наблюдается у плотика, где касситерит концентрируется в ямах, карманах и впадинах русла. Глубина залегания россыпей р. Делими до 25 м в нижнем течении и 6—9 м в среднем ее течении; здесь имеется два оловоносных пласта, разделенных пустыми песками. Некоторые богатые россыпи, разрабатывавшиеся в прошлом столетии, имели очень высокое содержание касситерита — до 6,5 кг/м³ (долина Нгель) или даже 47 кг/м³ (р. Курдум). За 1940 год в Нигерии добыто всего 12 012 т концентрата.

2. Оловоносный район Бельгийского Конго, Уганды, Руанды и Танганьики

Следующий по значению оловоносный район расположен в пределах колонии Бельгийского Конго и примыкающих к нему с востока Руанды, Уганды и Танганьики.

Оловоносные граниты вскрываются на восточной стороне «рамы» древних кристаллических пород, огибающей депрессию бассейна Конго; здесь выделяется гигантская зона протяжением 1100 км. Южная часть оловоносной провинции резко вытянута в северо-восточном направлении. В этом же направлении простираются здесь осадочно-метаморфические породы и массивы рудоносных гранитов, расположенные в ядрах антиклиналей. Здесь различают две разновозрастные гранитные интрузии, причем олово связывают с наиболее молодой из них. Оловорудные

месторождения еще очень слабо изучены; они находятся главным образом в контактах интрузии и представлены грейзенами, кварцевыми жилами и пегматитами. Тамм отмечает, что пегматитовые жилы, секущие осадочно метаморфические породы вкрест их простирания, более богаты, чем жилы, идущие по простиранию пород.

В этом районе эксплуатируются россыпи. Особенно значительно месторождение Маноно, где зона развития оловоносных пегматитов протягивается на 15 км при ширине в несколько сот метров. Коренные руды этого крупнейшего пегматитового поля разрушены на глубину 30—40 м и представляют глинистую мягкую массу, обогащенную касситеритом, которая и разрабатывается.

Северная оловоносная область является непосредственным продолжением области южной. Здесь встречены того же типа месторождения — пегматиты, грейзены, связанные с «молодыми» интрузиями, прорывающими кембрийские отложения. Главная часть олова северной половины оловоносной территории Бельгийского Конго добывается из месторождений, расположенных по западной окраине этой области (Калима, Нуния и др.).

Общие запасы олова Бельгийского Конго на 1/1 1936 г. оценивались в 160 000 т, в 1939 г. добыто 14 000 т.

Олово добывается также на территориях Руанды, Уганды и Танганьики. Здесь оно также связано с «молодыми» гранитами, прорывающими кембрийскую свиту Анколы. Массивы располагаются параллельными рядами вдоль антиклинальных зон северо-восточного направления и локализуются в куполовидных вздутиях складок, приуроченных к пересечению зон северо-восточного направления с тектоническими зонами северо-западного направления. Оловянные месторождения представлены кварцевыми, кварцево-слюдистыми и пегматитовыми жилами.

3. Юго-западная Африка

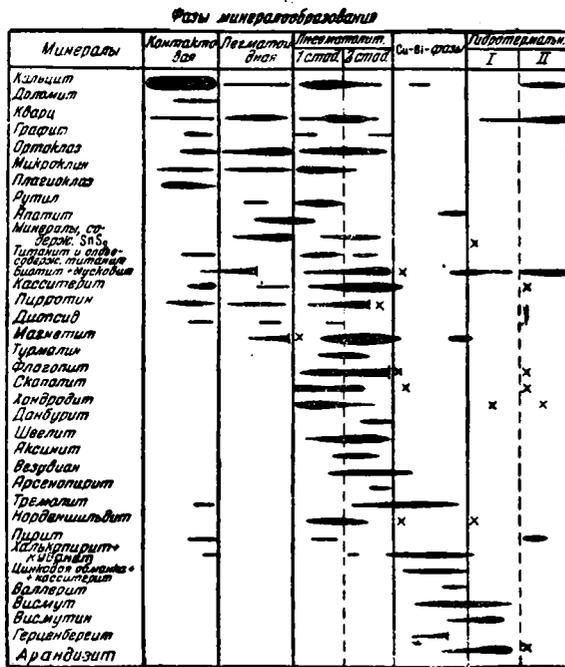
В Юго-западной Африке кристаллический комплекс представлен интенсивно метаморфизованными осадками и двумя последовательными интрузиями гранитов, которые различаются по степени гнейсификации. Более молодая из этих интрузий относится к нижнему палеозою. Она начинается с внедрения крупных массивов порфиroidных биотитовых гранитов и заканчивается интрузией среднезернистых и мелкозернистых порфиroidных гранитов — главных носителей оловянного оруденения; еще более поздними являются граниты крупного массива Эронго, относимые предположительно к верхнему палеозою. С ними также связано оловянное оруденение, но уже незначительное по своим масштабам.

В структурно-геологическом отношении район очень интересен. Здесь весьма отчетливо проявлены структуры северо-восточного направления, ориентированные перпендикулярно к общему протяжению кристаллической глыбы. В северо-восточном же направлении вытянуты массивы гранитов, а также цепочки оловянных месторождений, следующих вдоль их контактов. Тамм насчитывает здесь пять параллельных линий развития оловорудных месторождений.

Месторождения представлены в филлитах и гранитах оловоносными пегматитами, кварцевыми жилами, грейзенами, в известняках встречаются сульфидные рудные тела; наибольшее развитие имеют в районе пегматиты.

Относительно малую промышленную ценность, но значительный теоретический интерес представляют своеобразные сульфидные тела в известняках, изученные подробно Рамдором (Ramdohr, 1936) в месторождении Арандиз.

Рудные тела месторождения Арандиз имеют неправильную трубчатую форму и характеризуются очень сложным минералогическим составом (фиг. 14). Наряду с высокотемпературными минералами — ортоклазом, слюдами, которые представляют, по мнению Рамдора, продукт кристаллизации пегматитового расплава, наряду с такими типично контактовыми и пневматолитовыми минералами, как хондродит, диопсид, тремолит, скаполит, данбурит, аксинит, турмалин, норденшильдит и др., здесь существенную роль играют сульфиды. Среди последних особенно распространен пирротин, в меньшем количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, станнин, пирит, висмутин; из самородных элементов довольно обычен висмут. Касситерит ассоциирует с различными минералами, образуя несколько генераций. В составе «пегматитового» ортоклазового выполнения он представлен крупными кристаллами, обладающими исклю-



Фиг. 14. Парагенетическая схема месторождения Арандиз (по Ramdohr, 1936).

чительно резким плеохроизмом. Главная же масса его образована позднее, в пневматолитовую стадию, совместно с турмалином и пирротин, причем по сравнению с пирротин касситерит явно идиоморфен. Наиболее крупные кристаллы касситерита этой генерации имеют до 10 см в поперечнике, а сростки кристаллов достигают веса в несколько центнеров.

В подчиненном количестве встречается касситерит совместно с более низкотемпературными сульфидами — халькопиритом, сфалеритом, висмутином, выделяясь в этой ассоциации в виде столбчатых кристаллов, и, наконец, поздняя гидротермальная стадия характеризуется появлением игольчатого касситерита, возникающего нередко за счет разрушения станнина.

В конце рудного процесса олово входит лишь в состав герценбергита и арандизита.

В заключение кратко охарактеризуем верхнепалеозойские оловорудные проявления района, связанные с интрузией массива Эронго. На месторождении Кранцберг встречены кварцевые жилы с касситеритом в «брекчии» Эронго, которая предположительно относится к формации

Кару (верхний палеозой — нижний мезозой). В то же время в сланцах Кару встречены оловоносные трубчатые тела. Эти трубчатые тела выполнены брекчией, цемент которой составляют турмалин, кварц, берилл, касситерит, флюорит. Касситерит чаще тяготеет к периферии трубчатых тел, а в одном месте наблюдалась касситеритсодержащая жила, отходящая от рудной «трубы».

4. Родезия

Оловоносная площадь Родезии складывается главным образом гнейсами, кристаллическими сланцами серии Свазиланд и «древними» (раннеальгонскими?) гранитами, с которыми, по Тамму, связаны многочисленные месторождения Южной Родезии. Более поздним (нижнепалеозойским?) образованием является Большая Дайка платиносодержащих норитов, которая тянется через Южную Родезию на 560 км при мощности 2—5 км. «Молодые» граниты, повидимому оловоносные, Тамм отмечает в Северной Родезии. Возрастные их соотношения с основными породами неизвестны.

Оловорудные проявления Южной Родезии, связанные с «древними» гранитами, представлены многочисленными жилами пегматитов. Жилы эти состоят из кварца и микроклина, с подчиненным количеством олигоклаза; местами встречается биотит, иногда мусковит и почти черный гранат; касситерит встречается в грейзенизированных пегматитах.

5. Южно-Африканский союз

На территории Южно-Африканского союза олово добывается главным образом в Трансваале; оловянные месторождения известны также в Капской колонии и провинции Наталь.

Месторождения Трансваала очень интересны генетически, поэтому на описании их мы остановимся подробнее. Оловянное оруденение связано в Трансваале с красными гранитами Бушвельдского комплекса. Этот своеобразный комплекс, представленный разнообразными породами, начиная от габбро-норитов, несущих хром и платину, и кончая оловоносными кислыми гранитами, вскрывается на продолжении той же линии, по которой следует Большая Дайка Южной Родезии. Интрузивный массив имеет форму лополита с параллельно слоистым расположением различных пород.

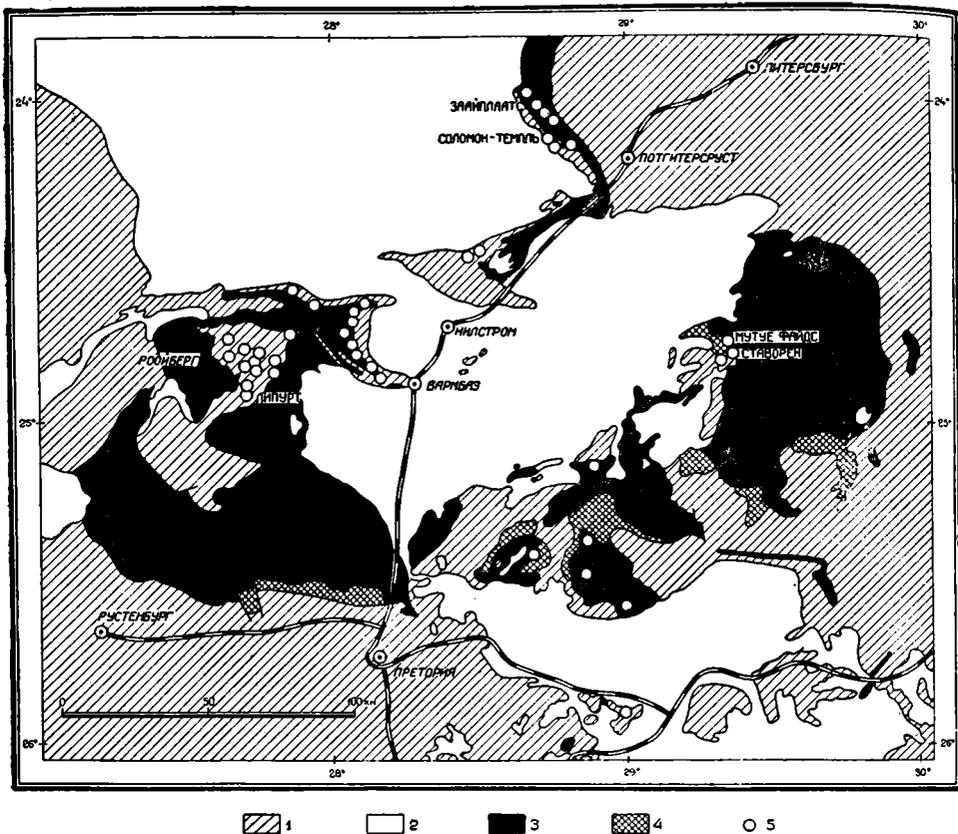
Взаимоотношения пород внутри интрузивного комплекса не ясны. Тамм, придерживаясь взглядов Холла, говорит о более молодом возрасте гранитов. В первую фазу интрузии гранитной магмы (по Тамму), в результате быстрого охлаждения, образовались порфиридные гранофиры, затем уже возникли красные граниты, несущие оловянное оруденение.

Оловорудные месторождения располагаются цепочками по контакту с красными гранитами; там же, где сохранились на гранитах тонкие покровы кровли, они встречаются и среди осадочных пород (фиг. 15).

Характер оруденения закономерно меняется по мере удаления от гранитов: в самих гранитах проявлено пневматолитовое оловянное оруденение, в гранофирах развиты месторождения, образованные при значительном участии гидротермальных процессов, и, наконец, еще

далее от гранитов — в сланцах — гидротермальная фаза при образовании месторождений играла уже главную роль.

Подобное изменение характера минерализации по мере приближения к контакту активной интрузии устанавливается в группе месторожде-



Фиг. 15. Оловянные месторождения Трансвааля (по Thamm, 1943).

1 — догранитная формация; 2 — послерудная формация; 3 — красный бушвельдский гранит; 4 — гранофир; 5 — месторождения олова.

ний к северо-западу от Потгитерсруста. Красные граниты здесь подстилаются норитами и покрываются фельзитами. Гранитное тело падает под углом 15° к западу, в его средней части встречаются пологопадающие трубчатые тела, в более верхних горизонтах интрузии касситерит содержится в крупных зонах импреньяции среди гранитов. Выше, где наблюдается переход в краевую аллито-пегматитовую фацию гранитов, оруденение резко снижается и совершенно исчезает в залегающих еще выше гранофирах; затем незначительные по масштабу оруденения месторождения проявляются еще далее от гранитов в осадочных сланцах серии Ройберг.

Рудные трубы (фиг. 16), в прошлом весьма богатые (Зааиплатс, Соломон Темпл и т. д.), ныне уже выработаны; эти интересные неправильные трубообразные тела, с поперечным круговым или эллиптическим сечением 2—3 м, а иногда и до 9 м в диаметре, слагались серо-

вато-зеленой породой, состоящей из серицита, хлорита, кварца, флюорита, кальцита, касситерита, арсенопирита, халькопирита. Внутреннее «ядро» трубы нередко окаймляли радиально расположенные кристаллы турмалина.

Эти оригинальные образования, возможно, представляют результат переработки пегматитовых тел.

В настоящее время разрабатываются более бедные зоны импреньяции в гранитах: последние достигают иногда значительных размеров — до $120 \times 80 \text{ м}^2$ при мощности 6—9 м и среднем содержании 0.75% олова. В пределах этих зон гранит содержит вкрапленность касситерита, хлорита, флюорита, арсенопирита, пирита и халькопирита.

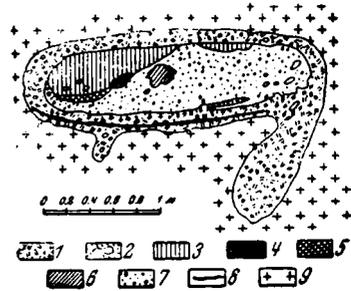
Зависимость характера оруденения от положения относительно интрузии еще более наглядно проявлена в оловорудном поле Мутуе Файдс — Ставорен. В гранитах здесь развиты пневматолитовые грейзеновые зоны с касситеритом и вольфрамитом, отчасти пегматитовые трубы, выше — в гранофирах — имеют место трубообразные тела и жилы гидротермально измененного пегматита, в которых наряду с касситеритом и вольфрамитом присутствует обильный халькопирит, наконец еще далее от гранитов — в филлитах — развиты гидротермальные жилы и трубчатые тела, сложенные гематитовыми рудами с касситеритом, вольфрамитом и халькопиритом.

Трубчатые тела и рудные гнезда в гранитах Мутуе Файдс описаны Вагнером (Wagner, 1921). Рудные тела представляют, по Вагнеру, измененные пегматиты; они имеют концентрически зональное строение с внешней полевошпатовой зоной, промежуточной зоной кварца и внутренней сердцевинной, выполненной флюоритом с анкеритом, турмалином, хлоритом и рудными минералами; среди последних присутствуют касситерит, вольфрамит, гематит, молибденит, арсенопирит, висмутин, висмут самородный и галенит. Подобные трубчатые тела по периферии иногда облекаются зоной темной, литийсодержащей слюды (фиг. 16).

Гидротермальные месторождения, залегающие среди осадочных пород, наиболее обильны и значительны в рудном районе Роойберг. Среди них особенно интересно месторождение Липурт, детально описанное МакДональдом (MacDonald, 1914).

Рудные тела месторождения Липурт приурочены к зонам расщепления и сериям параллельных сближенных трещин в кварцитах. Интрузивные породы — красные граниты Бушвельдского комплекса — обнажаются восточнее и западнее месторождения; видимо, они являются источником оруденения.

Главными минералами рудных тел являются типичный для трансваальских месторождений красный полевошпат (адуляр), образующийся путем замещения кварцитов, а также кварц, хлорит, пирит, мартит, серицит; заметную роль играют турмалин, касситерит, карбонат типа железистого анкерита и флюорит. Резко подчиненным минералом является халькопирит.

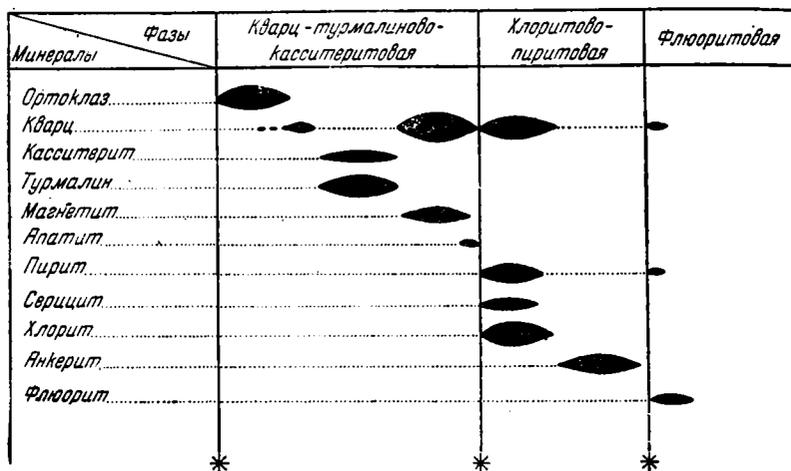


Фиг. 16. Разрез одного из рудных тел месторождения Мутуе Файдс (по Wagner, 1921).

1 — красный «пегматитовый» полевошпат; 2 — белый «пегматитовый» полевошпат; 3 — сульфидная руда; 4 — касситерит; 5 — арсенопирит; 6 — флюорит; 7 — серицитово-кварцевая порода с кристаллами касситерита, арсенопирита, флюорита; 8 — прослой серицита; 9 — гранит.

Контакты жил в одних случаях резкие, в других — жильные минералы проникают далеко в стороны от рудных тел, видоизменяя вмещающие породы. Нередко рудные зоны расщепляются на серии тонких параллельных прожилков, разделенных минерализованными кварцитами, вскоре вновь сливающихся воедино.

В тонких прожилках наблюдается отчетливая симметричная полосчатость, позволяющая более или менее точно установить порядок выделения минералов (фиг. 17). Первым в таких прожилках выделяется



* Момент дробления
Составлена по данным Мак Дональда (Mac Donald, 1914)

Фиг. 17. Последовательность выделения минералов в месторождении Липурт (по MacDonald, 1914).

полевым шпат, сопровождающийся незначительным количеством кварца, затем начинают выделяться турмалин и касситерит и несколько позднее магнетит, апатит и снова небольшое количество полевого шпата.

После дробления всех этих минералов отлагаются кварц, хлорит и пирит, причем возникают кварцево-хлоритовые или почти мономинеральные темные хлоритовые породы, а местами и массивные пиритовые руды. Еще позднее выделяется железистый анкерит и, наконец, после нового интенсивного дробления жилы — флюорит, сопровождаемый небольшими количествами кварца и пирита.

Обилие железа, связанного в мартите, пирите, железистом хлорите, анкерите, широкое развитие сульфидов, а также тесная ассоциация касситерита с турмалином позволяют относить месторождение Липурт к касситеритово-сульфидной формации.

Из рудников Липурт в 1932 г. было добыто 27 000 т руды с содержанием 2.19%, что составляет около 600 т олова.

В Юго-восточном Трансваале и примыкающем к нему Свазиленде разрабатываются россыпи, связанные с разрушением оловоносных пегматитов. В среднем Свазиленд с 1919 до 1924 г. давал ежегодно около 200 т олова.

Небольшие пегматитовые месторождения, связанные с «древними» гранитами, известны на территории Свазиленда, примыкающей к Транс-

ваало. Такого же типа месторождения известны в провинции Наталь Южно-Африканского Союза.

Весьма интересны, но пока малозначительны месторождения Капской колонии, расположенные, по Тамму, на той же «оловянной» линии, что и месторождения Трансвааля.

Рудоносные массивы молодых гранитов протягиваются здесь согласно простиранию пород в северо-западном направлении. Оловорудные месторождения представлены кварцевыми и кварцево-турмалиновыми жилами с касситеритом, вольфрамитом и сульфидами. Из них упомянем кварцево-турмалиновые метасоматические жильные зоны месторождения Девил Пик, своеобразные межпластовые седловидные жилы месторождения Хоогекрааль, а также серию кварцевых жил в гранитах месторождений Хазендаль и Ангервахт; в последних наряду с касситеритом содержатся вольфрамит и разнообразные сульфиды — леллингит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, а из жильных минералов присутствуют турмалин и светлая слюда.

Помимо описанных основных оловорудных районов, уже более или менее освоенных и изученных, олово обнаружено еще в целом ряде участков. Так, оловорудные проявления известны в Анголе, Ньязи-ланде, португальской Восточной Африке, а также на территории Золотого Берега, Слонового Берега, Французской Экваториальной Африки, Судана, Французского Марокко.

Г. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АФРИКИ

Африка состоит из разнородных структурных элементов, резко отличных по геологическому строению и металлогении. Рудоносные интрузии относятся к различным тектоно-магматическим эпохам, отличаются между собой по составу и глубине формирования и вскрываются эрозией на различных уровнях. Естественно, что и формы наблюдаемых оловорудных проявлений в отдельных районах существенно отличны. В глубоко эродированных участках древних структур, где вскрываются архейские и протерозойские рудоносные граниты, оловорудные месторождения представлены главным образом пегматитами, кварцево-полевошпатовыми жилами, отчасти минерализованными гранитами и кварцевыми жилами. Сульфиды в пегматитовых месторождениях играют ничтожную роль; они появляются в изобилии лишь там, где пегматитовый расплав застывает среди известняков, причем возникают своеобразные касситеритово-сульфидные скарны (Арандиз).

В районах проявления более молодых — каледонских интрузий (Трансвааль) устанавливается интересная зависимость характера оловорудных проявлений от их положения относительно рудоносного интрузива, с появлением полевошпатово-кварцевых рудных труб среди гранитов и типичных касситеритово-сульфидных жильных месторождений среди кварцитов, сланцев и других пород осадочно-метаморфической толщи.

Своеобразной чертой почти всех без исключения месторождений района Трансвааля является развитие красного (адулярового) ортоклаза, сходного по окраске с полевыми шпатами рудоносных красных гранитов этого района.

Африка относится к числу еще мало освоенных, но наиболее перспективных оловоносных территорий мира. Широкое распространение

оловорудных проявлений на ее площади, а также установленная оловяноносность интрузии различных тектономагматических циклов, начиная от археозойского и до верхнепалеозойского, позволяют высоко оценивать дальнейшие перспективы роста оловянной сырьевой базы Африки.

IV. АВСТРАЛИЯ

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Добыча олова в Австралийской провинции началась с середины прошлого столетия и наибольшего подъема достигла в период с 1901 по 1907 г., когда ежегодно извлекалось до 10 000 т, т. е. около 8% мировой продукции олова. После этого кривая добычи пошла резко вниз, и в настоящее время Австралия доставляет не свыше 3500 т, или 2—2.5% мировой добычи. Причиной упадка добычи является главным образом истощение крупнейшего производителя Тасмании — месторождения Маунт Бишоф и многочисленных россыпей.

Наибольшее количество олова в настоящее время добывается в Новом Южном Уэльсе, на втором месте по добыче стоит Тасмания, на третьем — провинция Квинсленд, и, наконец, ничтожное количество металла дают Западная Австралия, Северная территория и провинция Виктория.

Б. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Австралийская оловорудная провинция, включающая Австралию, Тасманию и Новую Зеландию, характеризуется довольно сложным геологическим строением и разнообразием рудопроявлений.

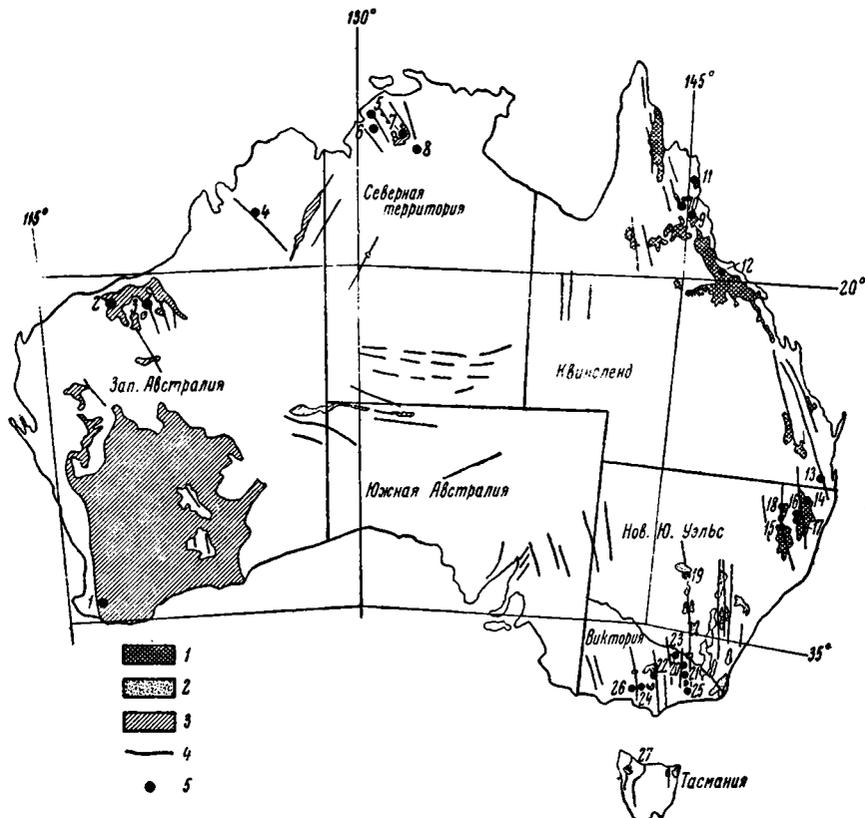
Схематизируя, в пределах ее можно выделить следующие структурные элементы: 1) Западную Австралию, или область древнего щита, сложенную кристаллическими сланцами, археозойскими и протерозойскими интрузиями, 2) зону каледонской складчатости, отмеченную в рудных районах Тасмании, Виктории, южной части Нового Южного Уэльса и протягивающуюся в пределы Северной территории, и, наконец, 3) зону складчатости варисской, прослеживающуюся по восточному побережью Австралии в Квинсленде и северной части Нового Южного Уэльса (фиг. 18). Еще более молодыми являются складчатые структуры Новой Зеландии. В металлогеническом отношении выделенные области во многом различны между собой, однако олово, точно так же, впрочем, как и золото, встречается повсюду, только формы проявления оловянного оруденения, как будет показано ниже, в различных районах отличны.

В. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ

1. Область докембрийской складчатости (Западная и Северная Австралия)

В Западной Австралии вскрывается кристаллический фундамент материка, сложенный метаморфическими сланцами и археозойскими и протерозойскими гранитными интрузиями. В геологическом, а также и в металлогеническом отношении эта часть обнаруживает известное сходство с Африкой, с которой Австралия была в далеком геологическом прошлом, видимо, связана. Она характеризуется развитием гипотермальных золотых месторождений, иногда с обильными редкими

теллуридами (Калгурли), своеобразными танталосными пегматитами и сравнительно мало значительными месторождениями олова. Последние встречаются в трех разобщенных участках: в западной части Кимберли (Кинг-Саунд), в Северо-западной Австралии (Вуджина, Мулиэлла) и по юго-западному побережью материка (Гринбушес).



Фиг. 18. Карта распределения оловорудных месторождений Австралии (по David, Jones и др.).

Условные обозначения: 1 — граниты и гранодиориты варисские; 2 — граниты и гранодиориты каледонские; 3 — граниты археозойские; 4 — оси антиклиналей; 5 — оловорудные месторождения.

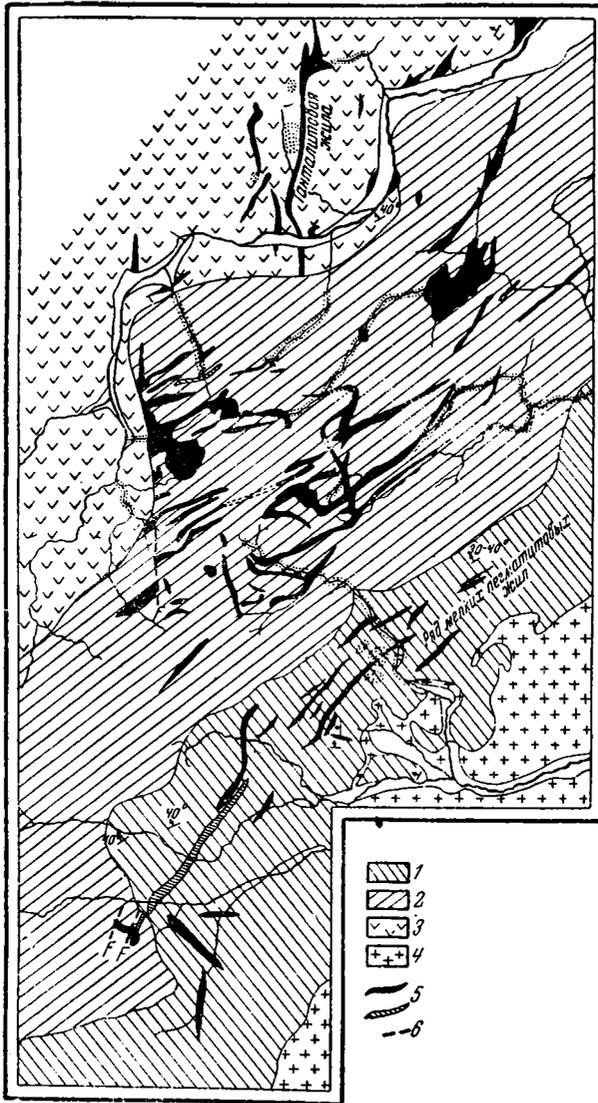
Список месторождений: I. Западная Австралия: 1 — Гринбушес; 2 — Вуджина; 3 — Мулиэлла; 4 — Кинг-Саунд. II. Северная территория: 5 — Бивое Хэрбор; 6 — Маунт Уэлс; 7 — Агиконди; 8 — Мэррэнбой. III. Квинсленд: 9 — Гербертон; 10 — Чиллагос; 11 — Куктаун; 12 — Кенгеру Хиллс; 13 — Станхоп. IV. Новый Южный Уэльс: 14 — Вильсон Даунфол; 15 — Тингха; 16—17 — Эммавилл; 18 — Глин Айнс; 19 — Ардлетан. V. Виктория: 20 — Митта-Митта; 21 — Глин Уэлс; 22 — Бокстон; 23 — Гудгева; 24 — Бинак; 25 — Бротен; 26 — Уильсон. VI. Тасмания: 27 — Маунт Бишоф.

Оловорудные месторождения представлены разнообразными типами — минерализованными гранитами (Гринбушес), пегматитами (Вуджина, Мулиэлла) и, наконец, кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом (Кинг-Саунд).

Во всех районах разрабатываются почти исключительно россыпи. Промышленное значение месторождений невелико, в сумме они дают не больше 2% добычи Австралийской оловорудной провинции.

Остановимся на характеристике наиболее интересных в генетическом отношении месторождений Вуджина и Гринбушес.

Знаменитые оловянно-танталовые пегматитовые жилы месторождения Вуджина находятся в контактовой зоне массива протерозойских



Фиг. 19. Схематическая геологическая карта месторождения Вуджина (по Maitland, 1906).

1 — слюдяные сланцы; 2 — кремнистые сланцы; 3 — зеленокаменные породы; 4 — граниты; 5 — пегматитовые дайки; 6 — тектонические нарушения.

гранитов, прорывающих метаморфические слюдяные и кремнистые сланцы, а также зеленокаменные породы (фиг. 19).

Как обычно в месторождениях пегматитовой формации, оловоносны здесь грейзенизированные участки пегматита, причем касситерит встречается в слюдяно-турмалиновых грейзенах, возникших в результате

переработки простого пегматита, образуя богатые, но неравномерно распределенные гнезда. Наибольшее развитие эти обогащенные касситеритом грейзенизированные участки имеют в зальбандах лежащего бока пологопадающих пегматитовых даек.

Танталоносные дайки, расположенные в северной части месторождения не содержат касситерита. Эти дайки представлены альбитизированными пегматитами с крупными, до 15, а иногда и до 250 кг весом гнездовыми скоплениями танталита. Месторождение Вуджина, прославившееся как танталовое, в отношении оловоносности мало интересно.

Иной генетический тип оловорудных проявлений мы имеем в группе месторождений Гринбушес, где разрабатываются преимущественно россыпи — рыхлый аллювий и сцементированные латеритоподобные конгломераты.

Площадь рудного района Гринбушес слагается гнейсифицированными архейскими гранитами, гнейсами, зеленокаменными сланцами, а также более молодыми протерозойскими оловоносными гранитами. Ветвящиеся дайки этих гранитов пересечены кварцево-турмалиновыми прожилками с касситеритом, следующими параллельно зальбандам даек по трещинам отдельности гранитов. Иногда в участках пересечения и сплетения прожилков возникают штокверкоподобные образования, причем граниты в участках сгущения прожилков грейзенизированы и являются также оловоносными. В россыпях наряду с касситеритом встречаются вольфрамит, тантало-колумбит и чрезвычайно редкий стибиотанталит. Россыпи района Гринбушес, в прошлом богатые, в настоящее время в значительной мере выработаны. Наивысшая добыча олова достигала 550 т (1907 г.). В последние десятилетия она неуклонно снижалась и в 1939 г. составляла только 68 т концентрата.

В пределах Северной территории, еще очень слабо геологически изученной, известны оловоносные грейзены, турмалиново-кварцевые жилы и пегматиты, залегающие главным образом в метаморфических породах и реже в гранитах. Возраст оруденения, так же как и в Западной Австралии, здесь предположительно определяется как докембрийский.

Суммарная добыча олова из месторождений Северной территории невелика. Так, по Джонсу (Jones, 1925) в 1923 г. она составляла всего 135 т в год, причем 40% этого количества доставляло месторождение Мэррэнбой.

Западная и северная части Австралии, с их в общем однообразной высокотемпературной минерализацией эндо- и гипобатолитовой зоны протерозойских интрузий, сравнительно мало перспективны в отношении оловоносности. Значительно большее значение имеют рудные районы восточной половины Австралии, приуроченные к более молодым — каледонской и вариской — складчатым зонам.

2. Зона Каледонской складчатости

Каледонские оловорудные месторождения известны в Виктории и южной части Нового Южного Уэльса. Эта область оловорудной провинции сложена ордовичскими сланцами, собранными в крупные складки северо-северо-западного до меридионального простирания. В ядрах антиклиналей располагаются удлиненные массивы гранитоидных интрузий, сопровождающихся разнообразными рудными месторождениями — золотыми (Бендиго), свинцово-цинковыми (Брокен Хилл) и незначительными месторождениями олова.

Следует отметить, что золото связано с гранитоидами повышенной основности типа кварцевых монзонитов, в то время как олово связано преимущественно с кислыми гранитами. Среди оловорудных месторождений наибольшее развитие имеют оловоносные пегматиты (Митта-Митта), а также грейзены и турмалиново-кварцевые жилы с касситеритом, иногда вольфрамитом и скудными сульфидами.

3. Зона Варисской складчатости

Варисская оловоносная зона характеризуется развитием гранитоидных интрузий разнообразного состава — гранодиоритов, диоритов, роговообманковых гранитов и, наконец, гранитов лейкократовых. Последние являются наиболее поздними членами верхнепалеозойского интрузивного комплекса; именно они считаются активными носителями оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения.

Месторождения олова и вольфрама группируются в двух разобщенных районах — южном, расположенном на стыке провинций Нового Южного Уэльса и Квинсленда, и северном, протягивающемся по побережью Иоркского полуострова Квинсленда.

Южный район

Небольшой по площади, но исключительно насыщенный оловорудными проявлениями Южный район варисской оловоносной зоны является в настоящее время главным поставщиком олова в Австралии. Здесь намечаются несколько близко расположенных оловоносных участков — Тингха, Эммавилль, Вильсон Даунфол и др., расположенные в пределах плато Столовой Англии.

Оловоносный район слагается девонскими кремнистыми сланцами и каменноугольными углистыми сланцами с прослоями фельзитов и кварцевых порфиров, смятыми в складки северо-северо-западного или меридионального направления. В ядрах антиклиналей обнажаются крупные массивы верхнепалеозойских роговообманковых гранитов и небольшие интрузивные тела более поздних лейкократовых пегматоидных гранитов; последние являются носителями оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения района.

Оловорудные месторождения локализируются в пределах двух сближенных зон, приуроченных к осевым частям антиклиналей. Они располагаются обычно в эндоконтактовых ореолах небольших массивов лейкократовых гранитов и реже залегают среди осадочно-метаморфических пород или среди древних роговообманковых гранитов. Преимущественное развитие в районе имеют, по Кенни (Kenney, 1922), кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы, сопровождающиеся зонами грейзенизации, своеобразные трубчатые кварцево-полевошпатовые тела в гранитах. Нередко подобные месторождения служат источником образования крупных россыпей. Местами (округ Торрингтон в Эммавилле) широкое развитие получают кварцево-хлоритовые жильные зоны с сидеритом, вольфрамитом, полевым шпатом, флюоритом и обильными сульфидами — арсенипитом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом.

Касситерит обнаруживает исключительно тесную связь с хлоритом, встречаясь в кварцево-хлоритовой, а иногда и в мономинеральной хлоритовой массе, в то время как мощные раздувы кварцевых жил, не содержащие хлорита, как правило, безрудны. Распределение оруденения

в жилах неравномерное. Так, рудные участки длиной 100 м и редко больше по простиранию сменяются участками пустого кварца, причем, как правило, наиболее богаты маломощные части жил. Содержание олова в среднем колеблется около 3%. Рудные жилы Торрингтона по добыче коренного олова стоят в районе Нового Южного Уэльса на первом месте.

Интересно, что с глубиной сульфиды совершенно исчезают, и, таким образом, в пределах месторождения устанавливается непосредственный переход от руд касситерито-хлоритово-сульфидных к касситеритово-кварцевым с хлоритом.

Типичным примером касситеритово-сульфидного месторождения является жила Конрад свинцово-цинкового месторождения Бора-Майн (в 7 км от Тингха), где все олово, присутствующее в количестве 0.5%, связано в станнине, который ассоциирует в рудах с арсенопиритом, пиритом, серебрясодержащим галенитом, сфалеритом и галенитом. Олово из этой жилы, разрабатывающейся на свинец и цинк, не извлекается.

Северный район (Йоркский полуостров Квинсленда)

В северной части Квинсленда оловорудные месторождения — Кангру, Гербертон, Куктаун и др. расположены в пределах узкого и длинного прибрежного батолита, вытягивающегося в северо-западном направлении вдоль оси антиклинальной структуры. Как и в южном районе, месторождения здесь связаны с небольшими, наиболее поздними интрузиями, кислыми дериватами гранитной магмы, причем нередко они располагаются в значительном удалении от рудоносных интрузий и характеризуются в этих случаях гидротермальным, относительно низкотемпературным парагенезисом. Здесь еще большее развитие, чем в Новом Южном Уэльсе, получают касситеритово-сульфидные месторождения, представленные по преимуществу хлоритовыми жилами и зонами хлоритизации. Особенно интересен в отношении оловоносности округ Гербертон.

В округе Гербертон развиты осадочно-метаморфические породы, прорванные интрузиями мусковитовых и биотитовых гранитов. Оловорудные жилы расположены чаще в экзоконтактных ореолах гранитных массивов и сравнительно редко встречаются в самих гранитах. При этом по мере удаления от активной интрузии наблюдается закономерное изменение состава жил. В гранитах преимущественное развитие имеют кварцево-турмалиновые жилы, сопровождающиеся зонами турмалиновых грейзенов. В осадочных породах турмалин в жилах обычно сменяется хлоритом, причем возникают хлоритовые жильные породы, состоящие из агрегата тонкочешуйчатого хлорита и кварца с подчиненной примесью касситерита, а также пирита и других сульфидов. Именно эти хлоритовые породы составляют основную массу олова района.

Весьма своеобразна по составу жила Ланселот с ее обратной вертикальной зональностью. В верхних горизонтах касситерит ассоциирует с медными минералами — халькопиритом, борнитом, халькозином, на глубине медные минералы сменяются арсенопиритом, галенитом и сфалеритом, более поздними, чем касситеритово-кварцевые руды.

В округе Гербертон главная часть олова (75%) добывается из коренных месторождений. Относительно малая роль россыпей объясняется специфическими особенностями хлоритовых руд, с их тонкозернистым касситеритом, легко распыляющимся в рыхлых отложениях.

В заключение описания оловорудных месторождений Восточной Австралии следует отметить некоторое сходство в характере рудопроявлений с оловоносной провинцией Корнуолла. Как и Корнуолле, здесь ярко выражен специфический глинистый состав вмещающих пород

(М. Н. Альтгаузен, 1938). Оруденение связано с верхнепалеозойскими кислыми гранитами, причем активными носителями его являются наиболее поздние кислые дериваты гранитной магмы, обогащенные летучими. Как и в Корнуолле, касситерит ассоциируется в жилах с вольфрамитом, а также с сульфидами. Особенно подчеркивает сходство с Корнуоллом широкое развитие турмалина, а в гидротермальную стадию — хлорита. Касситеритово-сульфидные месторождения связаны генетически с месторождениями касситеритово-кварцевыми, сменяя последние по мере удаления от магматического очага. Поэтому совершенно понятно, что наибольшее развитие они имеют в криптобатолитовой области или в относительно слабо эродированных районах.

4. Тасмания

В Тасмании мы имеем продолжение каледонских структур Виктории. Здесь широким развитием пользуются археозойские, протерозойские и нижнепалеозойские породы, прорванные каледонскими интрузиями кислого и основного ряда. С основными интрузиями связаны крупные месторождения меди, никелевое оруденение, а также появление осмистого иридия в россыпях. Граниты сопровождаются оловянными, медными и свинцово-цинковыми месторождениями.

Оловянное оруденение проявлено преимущественно в западной и восточной частях северной половины острова.

По характеру минерализации различные рудные районы разнятся между собой. Так, в восточной Тасмании развиты многочисленные, но мелкие касситеритово-кварцевые жилы, послужившие источником для образования крупных промышленных россыпей (округа Гладстон, Дерби и др.). Здесь же известны также крупные коренные касситеритово-кварцевые месторождения (Блю Тайер, Эйберфойль). Еще более интересен западный район, где расположено одно из крупнейших в мире месторождений Маунт Бишоф, характеризующееся значительным развитием сульфидов, и широко распространены типичные касситеритово-сульфидные месторождения, представленные пирротиновыми и пиритовыми жилами с касситеритом.

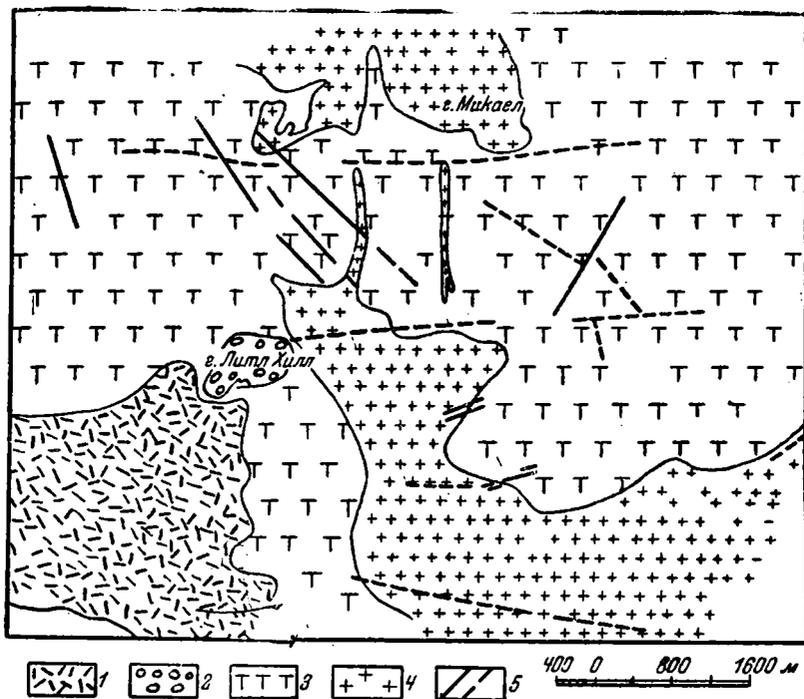
а) Восточный район

В восточном районе разрабатываются два крупных коренных месторождения — Блю Тайер и Эйберфойль, а также россыпи, связанные с разрушением многочисленных кварцево-касситеритовых жил.

Блю Тайер представляет интересный пример минерализованных гранитов. Площадь этого своеобразного месторождения складывается комплексом разновозрастных гранитоидных пород — последовательных производных единой интрузии (фиг. 20). Наиболее ранними породами интрузивного комплекса явились гранодиориты, которые по мере развития процессов дифференциации сменились кислыми представителями гранитной магмы, обогащенными щелочами и минерализаторами. К числу таких поздних дифференциатов интрузии относятся, в частности, и оловоносные граниты, характеризующиеся присутствием альбита и натрового ортоклаза. Эти граниты интенсивно изменены в процессе автопневматолитовой переработки, особенно в верхних частях интрузии, где местами они превращены в мусковитово-топазовый грейзен с вкрапленностью и прожилками касситерита. Наиболее богаты касситеритом выступы верхней волнистой поверхности интрузии, сложенные пегматоидным, сильно измененным

гранитом. Именно эти «пегматитовые» участки и являются главным объектом добычи. Местами эксплуатируются также дайки гранитов, представляющие, видимо, подводные каналы интрузии.

Блю Тайер характеризуется очень незначительным содержанием олова (0.14—0.20%), предельно низким для эксплуатирующихся коренных месторождений. Эксплуатация в данном случае возможна лишь



Фиг. 20. Геологическая карта оловорудного месторождения Блю Тайер.
1 — третичный базальт; 2 — конгломераты и песчаники (пермо-карбон); 3 — порфиридные граниты; 4 — оловоносные граниты; 5 — кварцевые аплиты и аляскиты.

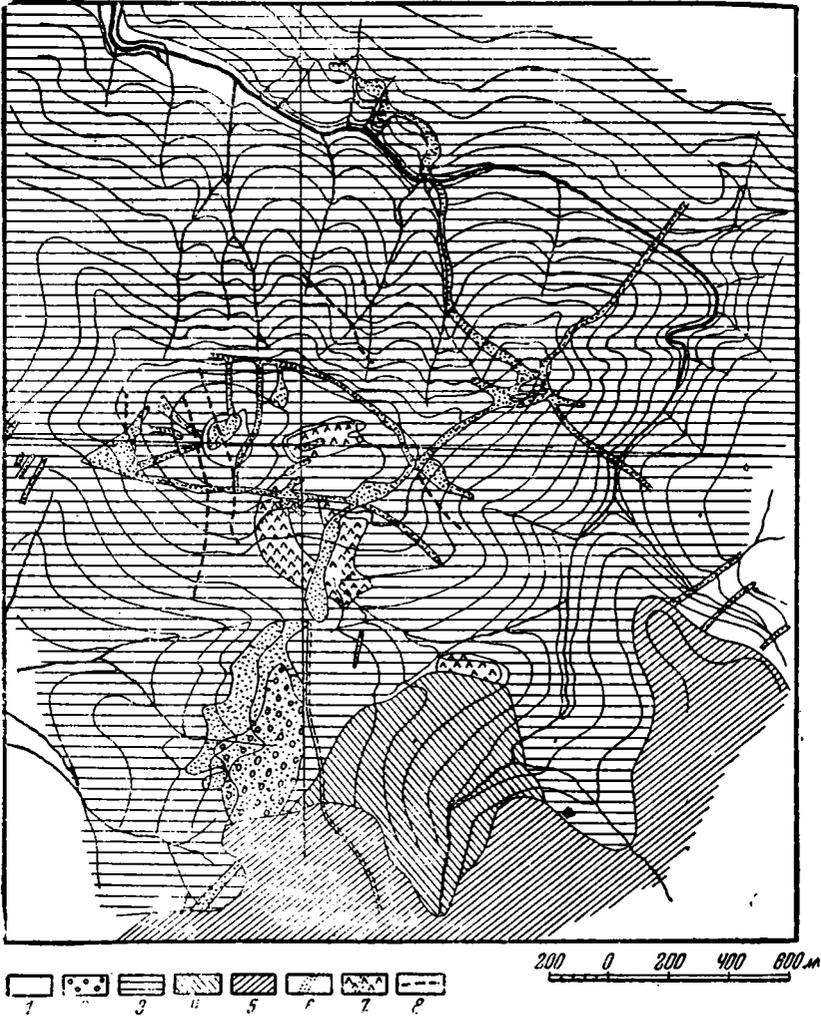
благодаря значительному объему рудной массы, ее рыхлости, простоте добычи и обогащения.

Месторождение Эйберфойль является характерным представителем касситеритово-кварцевого типа. Рудные жилы месторождения залегают в осадочно-метаморфических породах кембро-силура. Они сложены кварцем, содержащим крупные кристаллы касситерита и подчиненного вольфрамита. В незначительном количестве присутствуют мартит, пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит и редкие — галенит и тетраэдрит. Содержание Sn — 1.5%, WO₃ — 0.2%; за период с 1926 по 1940 г. добыто около 4000 т комплексных оловянно-вольфрамовых концентратов.

б) Западный район

Очень интересный и сложный металлогенетический узел находится в северо-западной Тасмании. Каледонская интрузия, в первых своих фазах, представлена здесь основными породами — габбро, норитами, перидотитами, носителями медного, никелевого оруденения, а также

осмистого иридия и платины. С более поздними гранитами или их жильными дериватами — кварцевыми порфирами — связаны месторождения олова, меди, свинца, цинка. Генетическая связь оруденения с кварцевыми порфирами наиболее четко проявлена в месторождении Маунт Бишоф, на характеристике которого мы остановимся несколько подробнее.



Фиг. 21. Эскизная геологическая карта месторождения Маунт Бишоф. (по Weston-Dunn).

1 — речные современные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — кембрийско-ордовичская свита «Дундэс», сланцы, брекчи, туфы; 4 — базальт (третичный); 5 — дайки на кварцевых порфирах (девон); 6 — пироксениты и перидотиты (девон); 7 — кварцевые жилы.

Рудная площадь этого крупнейшего месторождения занимает юго-восточные и северные склоны горы Бишоф. Она складывается осадочно-метаморфическими породами — сланцами, песчаниками, кварцитами, смятыми в складки северо-восточного простирания и разбитыми многочисленными сбросами. Осадочно-метаморфические породы прорваны небольшим штоком основных пород — пироксенитов и перидотитов, ныне

превращенных в серпентиниты. Проявления оловоносности пространственно связаны с серией даек кварцевых порфиров, секущих осадочно-метасоматическую толщу и массив основных пород по двум взаимно перпендикулярным системам тектонических трещин северо-восточного и северо-западного простирания (фиг. 21).

Рудные тела представлены оруденелыми дайками кварцевых порфиров, гигантскими метасоматическими телами в участках пересечения сбросовых трещин и, наконец, касситеритово-кварцевыми жилами с переменным количеством сульфидов.

Оруденелые дайки кварцевых порфиров представляют крупные, но довольно убогие рудные тела. Местами кварцевые порфиры нацело преобразованы в породу, состоящую из вторичного кварца и топаза в шестоватых кристаллах или микросферолитовых выделениях. Образование топаза, по Вестон-Дену (Weston-Dunn, 1922), началось еще до полного застывания порфира и максимально проявилось в постмагматическую стадию. Помимо топаза и кварца в измененном порфире развиваются турмалин, жильбертит и — в гидротермальную стадию процесса — хлорит и сульфиды, главным образом пирротин, меньше — арсенопирит, галенит. Касситерит приурочен к участкам наибольшего изменения кварцевых порфиров. Содержание его колеблется от 0.2 до 0.25%. Дайки вырабатываются открытыми работами шириной до 20 м. Наиболее крупными рудными телами этого типа являются дайки Станхоп, Куин и Западная.

Наибольшее количество олова доставляли громадные метасоматические трубчатые тела, образованные в местах пересечения кварцпорфировыми дайками сбросовых трещин. В этих участках наблюдаются трубообразные раздувы даек, причем оруденение выходит далеко за их границы, захватывая также и раздробленные сланцы, а местами и основные породы.

Основным объектом эксплуатации среди рудных тел этого типа многие годы являлась трубчатая залежь Уайт Фэйс, имевшая поперечное сечение 300×200 м². В зоне выщелачивания руда была представлена касситеритом содержащим светлым кварцевым песком. В первичных рудах касситерит образует вкрапленность в доломите, являющемся продуктом изменения основных пород. Местами касситерит встречается в сплошных скоплениях весом до нескольких центнеров; на глубине содержание олова — 0.75%. Несколько отлично по составу рудное тело Госсен Фэйс, представленное на поверхности охристыми лимонитовыми рудами, а на глубине рудами пиритово-пирротиновыми, замещающими доломит. Это рудное тело разрабатывалось до глубины 80 м открытым карьером. К тому же типу сульфидных метасоматических залежей также относится крупное рудное тело Браун Фэйс.

Гораздо меньшее относительное значение имеют на месторождении касситеритово-кварцевые жилы, хотя некоторые из них и представляли в прошлом большой промышленный интерес. Среди рудных тел этого типа наиболее крупной является жила Куин, протягивающаяся на 350—400 м при мощности 0.3—1.5 м. Содержание олова по этой жиле колеблется от 3 до 20%, причем местами встречаются сплошные скопления касситерита мощностью до 10 см; жила разрабатывалась до глубины 115 м.

В генетическом отношении месторождение Маунт Бишоф очень интересно. Своеобразие его, заключающееся в резко выраженной телескопированности руд, тесном смешении типично пневматолитовых минералов, таких, как топаз, с относительно низкотемпературными сульфид-

дами, определяется особенностями тектонической обстановки рудного участка. Повидимому, процесс минералообразования протекал в тектонически ослабленной зоне дробления, характеризующейся пониженным давлением, которое не препятствовало выделению летучих из магмы и интенсивному пропариванию еще не вполне отвердевших даек кварцевых порфиров. Развитие сферолитовых и крипнокристаллических агрегатов топаза свидетельствует о том, что минералообразование совершилось быстро из многих центров кристаллизации, причем, судя по быстрому истощению руд на глубине, нужно думать, что оно охватывало сравнительно короткий по вертикали интервал, соответствующий критическому горизонту температуры и давления. Интересно, что с глубиной касситерит уступает место низкотемпературным сульфидам — галениту и сфалериту. Эта необычная «перевернутая» зональность объясняется, может быть, опусканием уровня отложения низкотемпературных минералов и приближением его к магматическому источнику в результате быстрого падения температуры растворов.

Суммарная добыча по трем предприятиям, разрабатывавшим коренные рудные тела Маунт Бишоф, составила с 1873 по 1921 г. 4 560 000 т руды, из которых получено 78 370 т концентрата или 54 100 т металлического олова. В настоящее время месторождение Маунт Бишоф в значительной мере выработано и эксплуатируется лишь небольшими старательскими артелями, добывающими до 200 т концентратов в год (данные 1939 г.).

В непосредственной близости от Маунт Бишоф известны типичные касситеритово-сульфидные месторождения, представленные оловоносными магнетитовыми скарнами и турмалиново-кварцевыми, пиритовыми и пирротиновыми жилами с касситеритом. Наиболее низкотемпературными представителями этой генетической серии являются серебро-свинцово-цинковые жилы, иногда также несущие олово.

Г. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ АВСТРАЛИЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Австралия непосредственно примыкает к Тихоокеанской зоне повышенной оловоносности. Олово, наряду с вольфрамом и золотом, относится к числу типичных элементов металлогении Австралии. Оно концентрировалось здесь в различные периоды магматической деятельности, начиная с докембрия и кончая верхним палеозоем, причем по мере присоединения к древнему щиту новых складчатых зон центры проявления оловянного оруденения неуклонно перемещались с запада на восток.

Характерно, что в каждом интрузивном цикле олово связано с наиболее поздними и, большей частью, наиболее кислыми дериватами интрузий, заметно отличаясь в этом отношении от золота, которое местами (Виктория) приурочено к гранитоидам повышенной основности. Повсеместно устанавливается тесная связь олова в процессе рудообразования с вольфрамом, а иногда также с цинком, свинцом, железом (Западная Тасмания).

В Австралии еще яснее, чем в Африке, вырисовывается зависимость характера оловорудных проявлений от условий формирования рудоносных интрузий. Так, оловоносные пегматиты наибольшее развитие имеют в глубоко эродированной области древнего щита, где вскрываются глубинные фации рудоносных интрузий; меньшее развитие они имеют

в пределах каледонской металлогенической зоны и почти совершенно отсутствуют в зоне варисской.

Касситеритово-кварцевые месторождения встречаются в связи с интрузиями, сформированными на разных глубинах; видимо, они обладают значительно более широким диапазоном условий, благоприятных для их образования, по сравнению с оловоносными пегматитами и особенно месторождениями касситеритово-сульфидными. Характерно лишь, что в наиболее молодых металлогенических зонах, где вскрываются гипабиссальные интрузии, касситеритово-кварцевые месторождения содержат местами заметное количество сульфидов и непосредственно иногда переходят в месторождения касситеритово-сульфидные. Последние располагаются при этом в периферических частях рудных ореолов, представляя в данном случае наиболее низкотемпературные звенья оловорудного процесса.

Касситеритово-сульфидные месторождения преобладают в криптобатолитовой зоне или там, где вскрываются лишь апикальные части интрузии. Соответственно этому наибольшее развитие они получают в областях наиболее поздней варисской металлогении, относительно мало еще затронутых эрозией (Квинсленд). В зоне каледонской складчатости касситеритово-сульфидные месторождения встречаются в участках интенсивного дробления и широкого развития глубоких разломов, приуроченных к изгибам складчатых структур (Западная Тасмания).

В. А З И Я

Ва. МЕЗОЗОЙСКАЯ ОЛОВОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

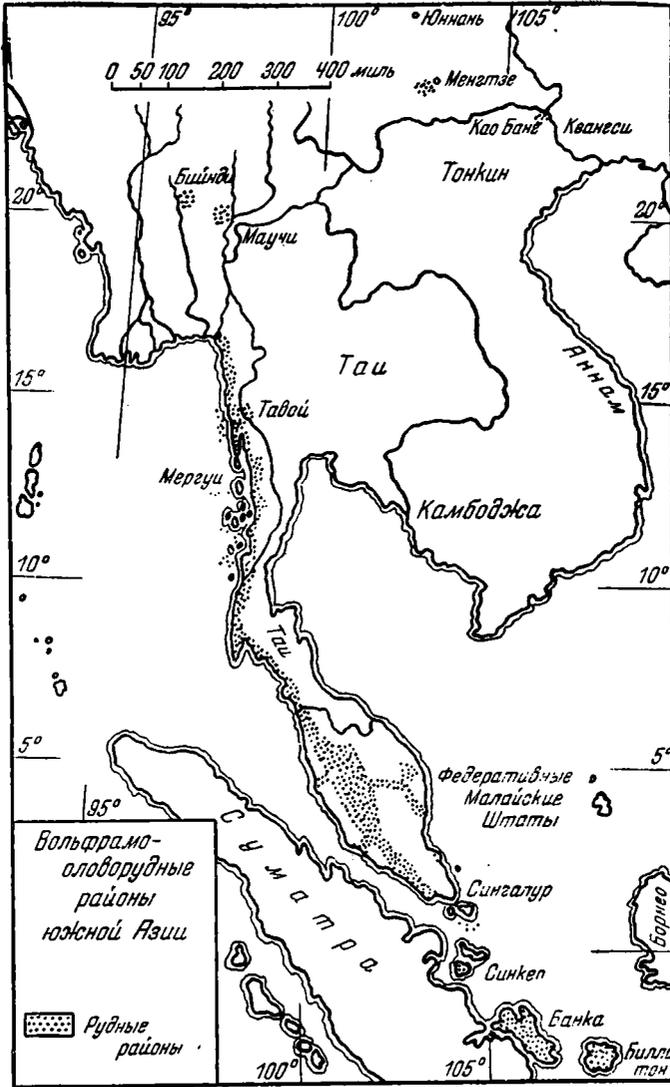
Рассматриваемая оловорудная провинция по добыче олова занимает в мире первое место. Она протягивается узкой полосой через весь Малаккский полуостров больше чем на две тысячи километров (фиг. 22) через южные провинции Китая на севере, Нижнюю Бирму, Таи, Британскую Малайю и Зондские острова — на юге. Значительная часть рудоносных площадей этой богатейшей и интереснейшей области, видимо, скрыта под морем.

Б. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Малаккский полуостров слагается осадочно-метаморфическими породами разнообразного состава — сланцами, песчаниками, известняками и вулканогенными толщами, собранными в серии кулисообразных складок северо-западного простирания, опрокинутых на северо-восток. Эти структуры продолжаются к югу от полуострова на острова Банка, Билитон и далее на Борнео, образуя дугу, обращенную выпуклостью к югу.

Осадочные породы прорваны интрузиями биотитовых и роговообманковых гранитов, сиенитов, диоритов и небольшими массивами габбро и норитов. Взаимоотношения этих разнообразных изверженных пород не изучены. Граниты — носители оловянного оруденения — большинство исследователей считает мезозойскими (рэт — сеноман), однако имеются указания на присутствие в этом комплексе также варисских гранитов. Роль последних в металлогении района не выяснена.

Оловоносные граниты в пределах Малаккского полуострова слагают значительные площади, обнажаясь в виде широких полос, вытянутых вдоль осей современных хребтов. Наиболее крупный массив обнажается в осевой части Главного хребта (Main Range); по западной окраине



Фиг. 22. Вольфрам-оловорудные районы Южной Азии (по Jones, 1925).

этого массива сосредоточены обширные оловоносные площади Британской Малайи.

Данных о составе и характере оловоносных гранитов очень мало. Известно лишь, что оловянные месторождения связаны преимущественно с кислыми биотитово-мусковитовыми гранитами, и только в северной части полуострова, на территории Бирмы, оловоносны рогово-обманковые граниты. Оловоносные граниты Малаккского полуострова

представлены главным образом порфиroidными разностями с крупными порфиroidными выделениями ортоклаза, а также разностями равномернозернистыми. В периферических частях массивов наблюдаются переходы гранитов в аплиты и кварцевые порфиры.

Характерной геохимической особенностью рудоносной магмы являлось обилие бора в составе постмагматических эманаций, о чем говорит широкое развитие турмалина в составе грейзенов, а также в разнообразных оловорудных месторождениях. В известняках по контакту с гранитами развиваются своеобразные турмалино-корундовые скарны, и, наконец, в сульфидных телах, залегающих среди известняков, бор фиксируется иногда в виде своеобразного водного бората магния. Значительно меньшую роль играют минералы фтора, лишь местами встречается топаз и в известняках — флюорит. Характерно присутствие акцессорного касситерита в гранитах. Повсеместное развитие оловорудных проявлений и значительный масштаб месторождений говорят об исключительно высокой насыщенности магмы оловом.

В верхнетретичное время происходило накопление угленосных осадочных отложений, которое в плиоцене сменилось периодом интенсивного размыва. В это время юго-восток Азии представлял сушу — Землю Зунда, позднее расчленившуюся на ряд островов с образованием архипелага. Новый период подъема суши и связанный с этим интенсивный размыв способствовали накоплению мощных толщ аллювиальных отложений и образованию россыпей.

В металлогеническом отношении Малайская рудная провинция довольно однообразна, она характеризуется исключительно широким развитием месторождений олова, отчасти золота, железа, и лишь в северной провинции (Таи, Бирма) наряду с оловом существенную роль начинает играть вольфрам.

Оловорудные районы тянутся почти непрерывной полосой вдоль западной окраины Малаккского полуострова, тяготея к западному контакту массива Главного хребта (фиг. 23).

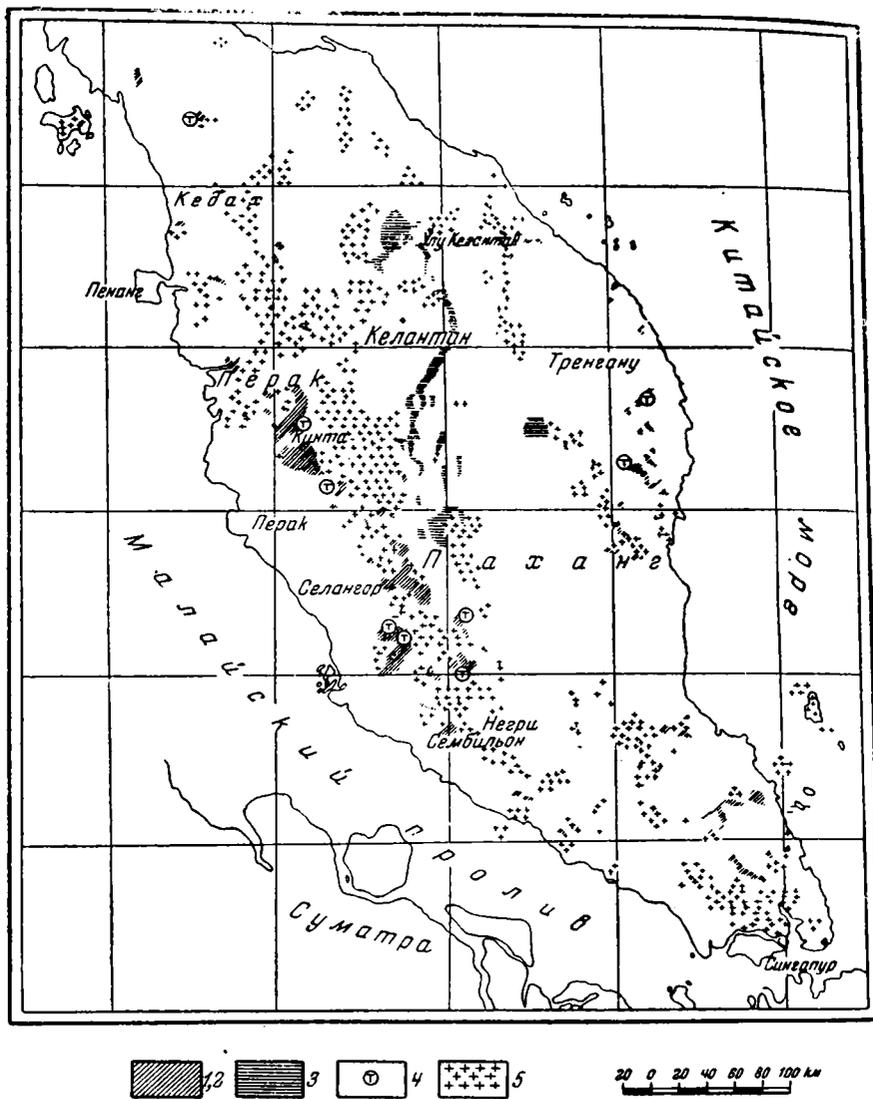
Другая менее ярко выраженная полоса развития оловорудных месторождений намечается по восточному побережью Малайи; центральная же или осевая часть полуострова не содержит месторождений олова — она характеризуется широким развитием золоторудных месторождений и, таким образом, в металлогеническом отношении отличается от прибрежных зон.

На всем протяжении Малайской оловорудной провинции преимущественно разрабатываются россыпи — аллювиальные, элювиальные, а также рыхлые, разрушенные с поверхности части коренных месторождений, связанные непосредственными переходами с вышележащим элювием. Собственно коренные месторождения в большинстве районов почти еще не затронуты эксплуатацией, вследствие этого и изучены они еще очень слабо.

По характеру минерализации оловорудные проявления Малайской провинции очень разнообразны. Касситерит здесь встречается повсеместно — он присутствует в виде акцессорного минерала в гранитах, встречается в минерализованных аплитах, пегматитах, грейзенах, кварцевых жилах, а также в своеобразных скарновых сульфидных месторождениях.

Минералогический состав, а также морфология месторождения существенно зависят от характера вмещающих пород. Так, в гранитах развиваются грейзены, а также штокверки, образованные сетью многочисленных касситеритово-кварцевых прожилков. В сланцах наряду со

штокверковыми образованиями встречаются и единичные крупные касситеритово-кварцевые жилы. Местами, в участках интенсивной деформации и развития разломов, возникают типичные касситеритово-сульфидные жилы (рудный район Биллитон в изгибе дуги Борнео).



Фиг. 23 Схема расположения гранитных интрузий и месторождений олова в Британской Малайе (по Scrivenor).

1 — оловоносные районы; 2 — месторождения олова; 3 — золотоносные районы; 4 — месторождения вольфрама; 5 — граниты.

Наконец, среди областей развития известняков касситеритово-сульфидные проявления являются преобладающими. Они представлены обычно неправильными метасоматическими залежами и трубчатыми телами (округ Кунта Британской Малайи).

В. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ

1. Острова Зондского архипелага (Голландская Индия)

Зондские острова — Банка, Биллитон, Синкеп, составляющие южную часть Малайской оловорудной провинции, еще в недавнем прошлом по добыче олова занимали второе, следующее за Малайей, место в мире, и лишь за последние десятилетия они оттеснены на третье место Боливией.

В геологическом отношении эти острова — выступающие части погруженной Земли Зунда — представляют непосредственное продолжение оловоносной провинции Малаккского полуострова. Геологические структуры, протягивающиеся из Малайи, здесь круто изгибаются и, меняя меридиональное направление на широтное, прослеживаются далее на Борнео. Оловянное оруденение района связано с кислыми гранитными интрузиями, обнажающимися главным образом в ядрах антиклиналей, сложенных измененными песчаниками и сланцами неизвестного возраста.

Наибольшее количество олова доставляет остров Банка, где добыча производится преимущественно из россыпей. Коренные месторождения Банка представлены кварцевыми жилами, сопровождающимися зонами грейзенизации, а также оловоносными штокверками; сравнительно меньшее значение имеют оловоносные площади острова Биллитон.

В генетическом отношении оловорудные месторождения Биллитона довольно разнообразны, причем наблюдается отчетливая зональность распределения месторождений различных формаций относительно рудоносных интрузий. Так, в гранитах преимущественное развитие имеют касситеритово-кварцевые месторождения; в сланцах и песчаниках, на некотором расстоянии от интрузий, встречаются типичные касситеритово-сульфидные месторождения — оловоносные магнетито-сульфидные скарны, касситеритсодержащие турмалиново-сульфидные, пиритовые и пирротиновые жилы. Интересный пример месторождения переходного типа между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной представляет Тикус-Майн с его своеобразными трубчатыми телами, сложенными кварцем с касситеритом, вольфрамитом и обильными сульфидами — арсенопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом. Наконец, типичным представителем касситеритово-сульфидной формации является месторождение Клаппа Кампит, жилы которого сложены сульфидно-магнетитовыми рудами с касситеритом. Рудные жилы этого месторождения отличаются значительным протяжением, особенно в тех случаях, когда они следуют по межпластовым трещинам скалывания на границе песчаников и сланцев. На глубине характер оруденения меняется — сокращается общее количество жил, наряду с этим падает содержание касситерита и одновременно возрастает количество магнетита.

2. Британская Малайя

Британская Малайя доставляла до недавнего прошлого почти половину мировой добычи олова. Эта необычайно насыщенная оловорудными проявлениями область содержит тысячи месторождений, причем, как указывает Джонс (Jones, 1925), трудно найти долину, спускающуюся с Главного хребта, в которой бы отсутствовал касситерит.

Благодаря особым климатическим условиям тропиков, благоприятствующим интенсивному выветриванию, коренные месторождения часто

разрушены на значительную глубину, (до 200 м и более) и превращены в рыхлую массу, доступную для легкой разработки. Именно такие рыхлые части коренных месторождений вместе с покрывающим их элювием, а также мощные аллювиальные россыпи поставляют главную массу добываемого олова.

Добыча олова в Малайе началась в древности. Известно, во всяком случае, что она имела место за 300 лет до нашей эры. Ко времени прихода португальцев (1511 г.) Малайя уже имела разветвленную сеть приисков, причем споры из-за месторождений нередко служили поводом для ожесточенной войны между малайцами. Европейские предприятия стали возникать на территории Малайи лишь с 1872 г., после прихода англичан. Сперва это были кустарные предприятия, применявшие примитивные методы разработки, затем все более и более усовершенствованные. В настоящее время работы полностью механизированы. Так, драгами извлекается 48%, песковыми насосами — 36%, гидравлическими работами — 6% всего добываемого олова. Оловянные концентраты почти полностью переплавляются на местных заводах.

Наиболее интересна в отношении оловоносности, как было отмечено, западная зона, где выделяются следующие рудные районы (с северо-запада на юго-восток): Кедах, Перак, Селангор, Негри Сембилан, Джохор.

Особенно богата часть рудоносных площадей, примыкающая к Малайскому проливу, с ее крупнейшими оловорудными районами Перак и Селангор. Оловорудные месторождения приурочены к контакту гранитного массива Главного хребта и его более мелких боковых языкообразных выступов — они встречаются как в самих гранитах, так и в зоне экзоконтакта.

В генетическом отношении месторождения олова весьма разнообразны. В качестве наиболее высокотемпературной группы оловорудных проявлений Скривенор (Scrivenor, 1928) выделяет минерализованные граниты и аплиты, содержащие вкрапленность касситерита. Касситерит в этих месторождениях, по Скривенору, образовался в магматическую стадию и сингенетичен с вмещающей породой. К этому типу Скривенор относит, в частности, оловоносные граниты Тайпинга. Следует отметить, что сингенетичность касситерита в этом, как, впрочем, и в остальных случаях, приводимых Скривенором, отнюдь не доказана. Вероятнее считать, что касситерит образовался в результате проявления постмагматических пневматолитовых процессов. Эпигенетическим является касситерит и в минерализованных турмалиновых аплитах (Гунонг-Бакау, Тайпинг). Очевидно, в этих месторождениях касситерит вместе с турмалином образовался в процессе грейзенизации аплитов. К высокотемпературным оловорудным проявлениям относятся также своеобразные оловоносные топазовые грейзены в гранитах (Гунонг-Бакау) и аплитах (Улу Петай), которые Скривенор рассматривает как интрузивные образования, возникшие в результате внедрения «кварцево-топазовой магмы». Генезис этих интересных грейзенов пока не ясен, может быть и здесь касситерит, так же как и топаз, привнесен в процессе пневматолитовой переработки вмещающих пород.

Следует подчеркнуть, что пневматолитовые месторождения, образованные при значительном участии летучих, главным образом бора и отчасти фтора, вообще очень широко распространены на территории Британской Малайи. Местами, видимо, имело место интенсивное «пропаривание» значительных участков кровли с образованием многочисленных касситеритово-кварцевых жил и прожилков, дающих штокверки.

Весьма своеобразно проявлялся процесс рудообразования в известняках, где взаимодействие летучих с CaO и MgO давало начало различным скарнообразующим силикатам, сопровождающимся касситеритом и обильными сульфидами. Среди последних главную роль, повидимому, играет арсенопирит, постоянно присутствуют пирит, пирротин, сфалерит и галенит. Интересно постоянное присутствие в месторождениях, залегающих среди известняков, шеелита, иногда флюорита, а также появление своеобразного водного борта магния (Беатрис-Майн, Кинта). Касситеритово-сульфидные месторождения получают среди известняков очень большое развитие, хотя относительное значение их в добыче олова, повидимому, не очень велико.

Для характеристики различных типов оловорудных проявлений Малайи остановимся на описании некоторых месторождений округа Кинта, крупнейшего производителя Малайи, доставляющего около 15% мировой добычи олова.

Район Кинта сложен осадочно-метаморфической палеозойской толщей — известняками, кварцитами, филлитами и эффузивно-туфовыми отложениями, прорванными интрузией порфиридных биотитовых гранитов. Граниты обнажаются в виде двух параллельных массивов: массива Главного хребта и его бокового западного ответвления — массива хребта Кледанг. Повидимому, эти массивы соединяются на небольшой глубине, и таким образом известняковое поле долины Кинта представляет остаток кровли на вогнутой поверхности гранитной интрузии; Скривенор сравнивает эту поверхность с узкой ложкой, острым концом направленной к северу. В пределах полосы осадочных пород, разделяющей массивы Главного хребта и Кледанг, известны также выходы мелких интрузивных тел, представляющих, вероятно, языки и выступы этой же интрузии. Граниты представлены характерной для Малайской оловорудной провинции кислой разновидью. Они обладают чаще грубопорфировой структурой и в периферических частях массива переходят в мелкозернистые аплиты.

Нередко наблюдается значительная турмалинизация гранитов, особенно интенсивно проявленная близ контакта. К контактовым зонам обычно приурочены жилы аплитов и более редких пегматитов, также нередко турмалинизированных. В контакте с известняками возникают своеобразные турмалиново-корундовые скарновые породы.

Оловорудные месторождения вытянуты цепочкой вдоль окраин гранитных массивов (см. фиг. 1 в статье «Пространственное расположение оловорудных месторождений», стр. 257), располагаясь как в гранитах, так и в известняках. В гранитах здесь, как и в других районах Малайи, встречаются чаще штокверки, в филлитах и сланцах — кварцевые жилы, в известняках — сульфидные метасоматические залежи и трубы.

Остановимся коротко на некоторых примерах месторождений различных типов.

а) Оловоносные пегматиты

Оловоносные пегматиты встречаются в Кинта довольно часто; нередко они являются источником для образования россыпей, но в коренном залегании большей частью промышленного значения не имеют. Своеобразное полевошпатовое рудное тело, описанное Скривенором как пегматитовое образование, известно на месторождении Улу Петай.

Рудное тело представляет уплощенную трубу в аплитах, сечением 4×25 м², и состоит из розового каолинизированного ортоклаза, тур-

малина, касситерита, вольфрамита, сульфидов, а также из обнаруживаемых лишь под микроскопом кварца, мусковита, хлорита, флюорита и плагиоклаза. Касситерит встречается в виде крупных, хорошо образованных кристаллов коричневого цвета до 2 см в поперечнике. В этом же месторождении известны турмалиново-топазовые оловоносные грейзены в аплитах, состоящие из кварца, топаза, турмалина, касситерита, пирита, хлорита, флюорита и слюды.

б) Оловоносные аплиты

В качестве примера оловоносных аплитов интересно несколько необычное по характеру минерализации месторождение То Кири, представленное дайкой минерализованного аплита. Рудное тело имеет мощность до 15 м и протяжение 170 м. Руда состоит из кварца, мусковита, флюорита, пирита, арсенопирита и касситерита. Все эти минералы в аплите представляют, очевидно, новообразования и возникли в постмагматическую стадию процесса минерализации.

в) Месторождения касситеритово-кварцевые

Касситеритово-кварцевые месторождения района Кинта весьма многочисленны, именно они доставляют главную массу касситерита в россыпи. В частности, большое значение имели в недалеком прошлом кварцевые жилы с турмалином и касситеритом из месторождения Танджонг-Тоаланг, из которых добыто значительное количество олова. Разработка велась открытыми работами, причем извлекался гранит, насыщенный оловоносными кварцево-турмалиновыми жилами, и размягченные с поверхности глинистые породы кровли, также нередко очень богатые касситеритом.

г) Месторождения касситеритово-сульфидные

Месторождения касситеритово-сульфидной формации исключительно широкое развитие приобретают в известняках. Они представлены скарновыми сульфидными трубчатыми телами, обладающими чаще небольшим поперечным сечением и незначительными запасами. Наиболее крупным представителем этого типа является месторождение Беатрис, где за 6 лет эксплуатации с 1923 по 1929 г. добыто 8716 т оловянного концентрата. На характеристике этого весьма оригинального месторождения мы остановимся несколько подробнее.

Рудное тело Беатрис представляет трубчатую залежь с линзовидным поперечным сечением. Вещественный состав рудного тела довольно необычен. Здесь мы имеем массивные сульфидные, главным образом, арсенопиритовые руды, сопровождающиеся тремолитом, своеобразным водным боратом магния, а также кальцитом. Наряду с арсенопиритом, среди рудных минералов большую роль играют пирит, касситерит, халькопирит, в небольших количествах встречены станнин, борнит, пирротин. Последовательность выделения минералов такова: 1) тремолит, 2) арсенопирит, 3) касситерит, 4) халькопирит, 5) слюда, тальк и водный борат Mg, замещающие тремолит.

Распределение минералов в рудном теле весьма неравномерное — участки, сложенные массивным арсенопиритом и богатыми касситеритовыми рудами, чередуются с участками почти безрудного скарна. Контакт руды с вмещающим известняком обычно резкий.

Рудное тело Беатрис представляет пример проявления оловорудного процесса в известняках. Кремнезем, столь обычный в рудоносных растворах, здесь фиксируется не в виде кварца, а в виде силиката Ca и Mg — тремолита. Бор, обычно входящий в состав турмалина, также связывается здесь с MgO доломитового известняка, причем образуется чрезвычайно редкий водный борат магния, обнаруженный впервые в этом месторождении.

Другие сульфидные месторождения района отличаются от Беатрис значительно меньшими масштабами.

В заключение описания оловорудных проявлений Британской Малайи следует остановиться на общей характеристике россыпей, имеющих здесь столь исключительное значение.

д) Россыпи

Россыпи Малайи образовывались длительно. Наибольшее развитие получили россыпи элювиальные, элювиально-делювиальные и аллювиальные; наряду с ними известны также морские россыпи, имеющие ограниченный практический интерес.

В качестве примера элювиальных россыпей приведем так называемые «слои Гопенга», представленные мощными неотсортированными отложениями глины, песка, гальки, валунов, достигающими мощности до 60 м. В составе песка обнаружены кварц, турмалин, топаз, ильменит, магнетит, касситерит, циркон, корунд, монацит. В гальках и валунах встречаются кварц, песчаник и сланец с белой слюдой и турмалином, кварцево-мусковитовые и кварцево-турмалиновые породы, турмалиновый гранит, корунд и т. д. Относительное количество глины и крупного обломочного материала меняется от участка к участку. Песчинки, а также зерна касситерита угловаты и почти не окатаны. Касситерит встречается по всей мощности слоев в количестве от следов до 6 кг на кубометр породы. Наибольшая концентрация касситерита отмечена в нижних горизонтах.

В слоях Гопенга среди так называемых «валунчатых глин» встречаются жиллообразные каолиновые тела, представляющие, по Скривенору, продукт изменения гранитных или пегматитовых жил, пересекавших, как он считает, известняки, ныне выщелоченные и превращенные в глину. Близ каолиновых «жил» наблюдается заметное обогащение валунчатых глин касситеритом. Эти своеобразные жилы местами почти не нарушены, что и позволяет относить слои Гопенга к элювиальным образованиям, возникшим непосредственно на месте разрушения коренного месторождения. Коренным источником оруденения являлись, по видимому, касситеритово-кварцевые жилы и прожилки, а также минерализованные дайки гранитов и пегматитов.

Слои Гопенга разбиты сбросами, возникающими вследствие оседания рыхлой массы в результате растворения подстилающих известняков. Местами рыхлый материал цементирован гидроокислами железа в плотную породу. Месторождение обладает значительными запасами и разрабатывается гидравлическим способом.

Аллювиальные россыпи весьма разнообразны по генезису и времени образования. Наиболее древним является так называемый «аллювий высокого уровня», залегающий значительно выше русел современных долин. К этому типу, в частности, относятся отложения устья реки Джохор и острова Сингапур, представляющие, по видимому, части некогда единой россыпи.

Можно думать, что «аллювий высокого уровня» образовался до расчленения Земли Зунда, когда Сингапур был еще соединен с материком, т. е. в период после миоцена и до плейстоцена (Scrivenor, 1928). Главная же масса оловоносного аллювия, по Скривенору, возникла позднее, предположительно в среднем плейстоцене. Косвенным указанием на этот возраст служит присутствие тектитов — шариков космического стекла, обнаруженных в некоторых, правда, неоловоносных аллювиальных отложениях Малайи. (Дожди тектитов, как установлено изучением четвертичных отложений острова Явы, упали в середине плейстоцена). Однако среди оловоносных аллювиальных россыпей тектиты до сих пор не найдены, и определение их возраста остается весьма условным. Образование оловоносных аллювиальных россыпей интенсивно продолжается и доныне. Среди современных россыпей Скривенор особо выделяет оловоносные отложения водных потоков, образующихся чаще в участках скопления крупных валунов, задерживающих переносимый потоками оловоносный песок.

Аллювиальные отложения Малайи иногда очень богаты оловом, причем своеобразный отпечаток на распределение касситерита в россыпи налагает характер плотика. Так, среди известняков обильные карстовые впадины являются как бы ловушками для тяжелых минералов, при этом возникают богатые рудные гнезда и «карманы», образованные в результате заполнения карстовых пустот, что обуславливает крайне неравномерное, бонанщевое распределение рудного материала в россыпи.

Наконец, следует отметить морские россыпи, отложенные отступающим морем после периода максимального затопления, — древние, сохранившиеся ныне на вершинах холмов, и современные, известные на берегах Диндингса и Малакки. Последние произошли за счет разрушения окружающих оловоносных гранитов; они тянутся за пределы низшей линии отлива.

Приведенный перечень различных типов россыпей показывает, что накопление касситерита в россыпях совершалось длительно и происходило различными путями. За время, протекшее после их образования, россыпи местами претерпели различные превращения. К таковым, в частности, следует отнести цементацию рыхлого материала минеральными новообразованиями — углекислым кальцием в районах развития известняков (Джеосхафат, Перлис, Гуонг Лано), а также окислами железа с образованием латеритизированных россыпей (некоторые участки в слоях Гопенга).

Особо надлежит отметить дислокацию россыпей, залегающих над известняками, в результате оседания слоев над карстовыми пустотами; нередко при этом россыпи приобретают наклонное залегание, а местами в них образуются разрывы типа «сбросов» с опусканием отдельных блоков в образующиеся впадины. Таким образом, россыпи, залегающие на известняках, нередко характеризуются очень сложной морфологией, обусловленной как первичным капризным распределением богатых гнезд у плотика, так и последующими нарушениями.

3. Таи

Оловоносная полоса на территории Таи протягивается на 470 км вдоль западного побережья полуострова от границы с Британской Малайей на юге до Бирмы на севере. Коренные месторождения представлены пегматитами и кварцевыми жилами с касситеритом, а в северной части

наряду с касситеритом в месторождениях присутствует также вольфрамит.

Главным объектом эксплуатации здесь, как и в Малайе, являются россыпи, причем годовая добыча олова колеблется от 4500 до 6300 т олова.

В последние годы на территории Таи открыто крупное коренное месторождение — Пиниок. Судя по предварительному сообщению, месторождение представляет богатую касситеритом и магнетитом залежь в известняках близ контакта с гранитами.

4. Бирма

Дальнейшее продолжение Южно-Азиатской провинции прослеживается в Бирму, где с юга на север выделяются следующие оловоносные участки: Мергуи, Тавой, Тэтон, расположенные на побережье залива Мартабан, и далее к северу — Амхерст и Маучи. Оруденение связано с роговообманковыми гранитами, причем месторождения тяготеют к небольшим массивам, едва затронутым эрозией, и располагаются как в гранитах, так и в осадочно-метаморфических породах — филлитах и сланцах.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами и сериями кварцевых прожилков, образующих штокверки. Рудными минералами являются касситерит, вольфрамит, в меньшем количестве пирит, молибденит, шеелит, висмутовый блеск, висмут самородный, арсенопирит и халькопирит.

Из жильных минералов помимо кварца известны топаз, флюорит и местами турмалин (район Мергуи). В некоторых участках устанавливается закономерная смена касситерита вольфрамитом по мере удаления от интрузии. В настоящее время в Бирме эксплуатируются главным образом оловянно-вольфрамовые россыпи, причем главным рудным минералом в районе Мергуи является касситерит, в районе Тавой значительно повышается роль вольфрамита, и, наконец, в районе Тэтон добывается преимущественно вольфрамит. Таким образом, по направлению с юга на север наблюдается постепенное вытеснение олова вольфрамом.

5. Индо-Китай

Главными районами добычи олова в Индо-Китае являются Пиа-Уак в верхнем Тонкине и Лаос (провинция Такхек).

В районе Лаос разрабатываются главным образом россыпи, а также руды, состоящие из бурого железняка с содержанием 1—2% Sn. Повидимому, последние представляют окисленные части коренных сульфидных рудных тел.

Весьма перспективен район Пиа-Уак, расположенный по соседству с богатейшим оловоносным округом Кочиу провинции Юннань Южного Китая.

Район Пиа-Уак сложен свитой палеозойских сланцев, прорванных двуслюдыстыми гранитами. Коренные рудные тела представлены многочисленными кварцевыми жилами, залегающими в гранитах и в экзо-контактной зоне гранитного массива. Жилы, секущие гранит, имеют мощность от 10 до 30 см и местами образуют штокверки. С разруше-

нием этих месторождений связаны россыпи, как элювиальные, так и аллювиальные, достигающие мощности 50 м. Наряду с касситеритом в месторождении Пиа-Уак присутствует вольфрамит.

В 1925 г. в Пиа-Уаке была добыта 591 т олова. В 1940 г. общая добыча Индо-Китая составляла 1560 т, и, вероятно, главную часть этого количества поставлял район Пиа-Уак.

6. Южный Китай

Оловорудные районы Южного Китая, как уже было отмечено, непосредственно смыкаются с оловоносными площадями Индо-Китая и, таким образом, представляют непосредственное продолжение оловоносной провинции юго-востока Азии.

Металлогения Китая сложна и разнообразна. Здесь широкое развитие получают месторождения вольфрама и сурьмы, по запасам которых Китай занимает первое место в мире. Крупное и все растущее значение приобретают месторождения олова, свинца, цинка, серебра и других металлов.

Все эти разнообразные рудные проявления тесно генетически связаны между собой и приурочены, видимо, к одному металлогеническому циклу.

Вопрос о возрасте месторождений спорен; вероятно, рудные проявления Южного Китая, подобно малайским месторождениям, следует относить к мезозою.

Оловорудные месторождения сконцентрированы в районе Кочиу (провинция Юннань), расположенном в высокогорной области, примыкающей к северному Тонкину, а также в пределах двух зон — Костел или Береговой и Нанлинг, протягивающейся вдоль хребта того же наименования.

В пределах этой последней зоны особенно интересен горный округ, расположенный в северных отрогах хребта Нанлинг на стыке провинций Кيانгси, Хунань, Квантунг и Квангси.

Производство олова по отдельным провинциям за 1934 г. исчислялась в следующих цифрах (Juan, 1946).

Провинция Юннань	6808 т
» Квангси	669 »
» Кيانгси	600 »
» Хунань	90 »
» Квантунг	140 »
<hr/>	
Всего	8307 т

Как видно из этих цифр, главную часть олова доставляла провинция Юннань (главным образом ее богатейший рудный район Кочиу).

В последующем добыча олова в Китае значительно возросла — до 14 251 т в 1938 г. и затем снова резко снизилась, очевидно в связи с развитием японо-китайской войны, до 7 269 т в 1942 г.

В большом районе Кочиу площадью 40×25 км² в оловянной промышленности занято до 100 000 рабочих. Здесь же на месте производится и выплавка олова. В Кочиу разрабатываются главным образом коренные рудные тела, залегающие в известняках. Как и в других оловорудных районах, сложенных известняками, здесь преимущественное развитие имеют трубчатые тела, в которых касситерит ассоциирует

с гематитом и сульфидами. Помимо олова они содержат мышьяк, цинк, свинец, медь, серебро. Некоторые трубчатые тела работались до глубины 500—850 метров, причем состав рудных тел заметно изменялся с глубиной. Так, нередко руды, богатые у поверхности серебром, на глубине содержали меньшее количество этого металла, в то время как содержание олова, наоборот, повышалось по мере углубления работ.

Нельзя не упомянуть своеобразные сульфидные месторождения Юннани, в которых олово целиком связано в станнине. Эти станниновые руды ранее добывались и плавилась для получения особого медно-оловянного сплава (пертанга), употребляемого для посуды и прочей домашней утвари.

Другой оловорудный район Китая, расположенный восточнее в провинциях Хунань, Квангси, Киангси, изучен и освещен в литературе значительно полнее, чем район Кочиу. Поэтому на характеристике его мы остановимся несколько подробнее.

Оловоносная зона здесь протягивается вдоль северных отрогов хребта Нанлинг. Район сложен палеозойскими осадочными породами — кварцитами, песчаниками, известняками, прорванными в осевых частях антиклиналей небольшими гранитными массивами. Рудоносные интрузии представлены главным образом кислыми биотитовыми гранитами, часто грейзенизированными; однако местами в северной части рудного района Хунани встречаются также и гранитоиды повышенной основности, типа монзонитов.

Известняки в контакте с гранитами перекристаллизованы, интенсивно доломитизированы и местами скарнированы, причем доломитизация, по Вангу (Wang, 1935), является благоприятным признаком при поисках рудных месторождений.

Рудные проявления района весьма разнообразны. Наибольшее значение имеют месторождения сурьмы, меньшее — свинца и цинка (Шу-Ко-Чанг), и, наконец, в южной части рудного района на границе Хунани с Квангси и Квантунгом широко развиты месторождения олова. Последние локализируются главным образом в осевых частях сильно нарушенных антиклиналей в непосредственной близости от гранитных интрузий. Они представлены преимущественно сульфидными трубчатыми телами и неправильными залежами в известняках, грейзенами и кварцевыми жилами в гранитах.

Рудные тела, залегающие в известняках, широко развитые в провинции Хунань, имеют обычно форму труб с эллиптическим или круговым сечением, причем по составу выделяются трубы: 1) арсенопирито-касситеритовые, 2) пирротино-халькопиритовые с подчиненными количествами пирита и других рудных минералов и 3) сфалерито-халькопиритовые, местами с борнитом, галенитом и небольшими количествами блеклой руды, джемсонита и других сульфоантимонитов. Месторождения последней группы содержат лишь незначительное количество олова. Минералогический состав оловорудных тел сложен: сульфидные минералы здесь тесно ассоциируют с высокотемпературными скарнообразующими силикатами, такими, как форстерит, гранат. Интересно присутствие в рудах некоторых месторождений водного бората магния, сходного с боратом из Беатрис-Майн (см. выше).

Последовательность выделения минералов не вполне ясна. Ванг (Wang, 1935) устанавливает следующий порядок выделения рудных минералов: арсенопирит, касситерит, пирит, халькопирит, сфалерит, станнин, энаргит, борнит, теннантит. Силикаты, согласно Вангу, по времени выделения близки с сульфидами или в значительной части являются

даже более поздними. Альфельд (Ahlfeld, 1938) также указывает на раннее образование рудных минералов и, в частности, в качестве доказательства приводит пойкилитовые включения касситерита в таком высокотемпературном минерале, как форстерит.

Последовательность выделения рудных минералов, по Альфельду, представляется в следующем виде:

I фаза — касситерит, пирротин, пирит, арсенопирит;

II фаза — пирротин II, халькопирит, борнит;

III фаза — сфалерит со станнином, галенит с самородным висмутом, блеклой рудой, джемсонитом.

Едва ли, впрочем, можно говорить здесь о каких-либо перерывах между отложением минералов различных фаз; вероятно, весь сложный минеральный комплекс, включая и силикаты и рудные минералы, развился в результате последовательного отложения из одного потока растворов, насыщенных летучими, причем, судя по развитию явлений распада твердых растворов, рудоносные растворы даже в заключительные стадии процесса — во время отложения сульфидов цинка и свинца — обладали довольно высокой температурой. Совместно с поздними сульфидами в гидротермальную стадию процесса отлагаются обильный железистый хлорит (тюрингит) и тальк, развивающийся в результате гидратизации магниевых силикатов скарна, а также флюорит и обильные карбонаты.

Характерной геохимической особенностью оловорудных месторождений района являются обилие медных минералов — халькопирита и борнита, а также повсеместное распространение самородного висмута. В отличие от сходных скарновых месторождений других районов (Арандиз и др.) самородный висмут здесь является одним из поздних минералов, выделявшихся одновременно с галенитом. Сурьма — этот характерный элемент описываемой металлогенической провинции — фиксируется также в низкотемпературные стадии процесса, совместно с галенитом, в виде джемсонита, блеклой руды, бурнонита и др. Широкое развитие сульфоантимонитов в оловорудных, цинково-медных и свинцово-цинковых месторождениях лишней фаз подчеркивает генетическую связь последних с сурьмяными месторождениями.

Иной тип оловянного оруденения проявлен в провинциях Киангси и Квангси, где развиты преимущественно касситеритово-кварцевые месторождения в гранитах и кварцитах.

Согласно Хсу Ке-Чину (Ke-Chin Hsu, 1943), в Киангси олово встречается в качестве подчиненной примеси в вольфрамовых месторождениях — пегматитах, кварцевых жилах, грейзенах. Месторождения эти приурочены к контактам гранитных массивов, залегая как в гранитах, так и в осадочных породах.

Рудоносные пегматиты, содержащие вольфрамит и касситерит, обычно характеризуются интенсивным проявлением пневматолитовых процессов и развитием таких минералов, как топаз, турмалин, зеленая слюда. Промышленное значение их относительно невелико. Гораздо больший интерес представляют касситеритово-кварцевые и вольфрамитово-кварцевые месторождения. Олово особенно обильно в грейзенах, причем оно встречается там в неизменной связи с флюоритом; грейзены, лишенные флюорита, не интересны и в отношении оловоносности; это позволяет Хсу Ке-Чину предполагать, что олово переносилось здесь в виде фтористых соединений.

Касситерит встречается также в гипотермальных вольфрамитово-кварцевых жилах, которые являются главным источником добычи воль-

фрама в Киангси. В мезотермальных жильных месторождениях района, сложенных кварцево-хлоритовыми рудами с сульфидами, встречается станнин.

Интересны наблюдения Хсу Ке-Чину над зональным распределением металлов по вертикали: здесь не наблюдается обычной для других районов закономерной смены олова вольфрамом по мере удаления от интрузий. Зона олова охватывает сравнительно короткий интервал по вертикали и широко перекрывается зоной вольфрама, которая имеет значительно большее вертикальное протяжение.

В оловоносных районах Южного Китая теряется северное продолжение оловорудного мезозойского пояса юго-востока Азии. Вновь появляются признаки оловянного оруденения много севернее — в пределах Хингана, далее с перерывами тянется северная ветвь мезозойского оловорудного пояса Азии, описанная в главе «Месторождения СССР». Непосредственным продолжением этого пояса по другую сторону Тихого океана, вероятно, является оловорудный район полуострова Сьюорд (Аляска).

Г. НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Металлогеническая провинция юго-востока Азии от островов Малайского архипелага на юге до рудных районов Китая на севере в целом рисуеться как область резко повышенной оловоносности. Однако интенсивность оруденения далеко не на всем протяжении этой металлогенической зоны одинакова, и на фоне общей высокой рудоносности выделяются сравнительно небольшие участки, характеризующиеся наибольшей концентрацией олова на единицу площади. К таковым, в частности, относятся небольшие острова Банка и Биллитон, расположенные в крутом изгибе дуги Борнео; на территории Британской Малайи выделяются повышенной оловоносностью районы Селангор, Перак и в последнем особенно оловоносная площадь долины Кинта, доставляющая около 50% добычи федеративных штатов. Следующий к северу участок повышенной оловоносности намечается на территории Таи, где в пределах узкой прибрежной полосы сконцентрированы значительные запасы олова.

Наконец, еще далее к северу, несколько в стороне от непрерывной полосы оловоносных площадей Малайи, располагается продуктивный горнорудный район Кочиу (Юннань) с примыкающей к нему оловоносной территорией Северного Тонкина. Положение этого чрезвычайно интересного рудного района в структурной схеме Южно-Азиатской провинции не ясно, район Кочиу расположен в пределах высокогорного узла, где сопрягаются широтные складчатые зоны Южного Китая с меридиональными и северо-западными структурами Индо-Китайского полуострова. Оловоносная зона здесь, меняя меридиональное направление на широтное, круто заворачивает к востоку. Далее к востоку на продолжении оловоносной зоны следующий, правда не столь отчетливый, максимум оловянного оруденения намечается опять-таки в дугообразном изгибе структуры Нанлинг, где расположен рудный район Хунани—Квангси—Киангси.

Оловорудные месторождения различных районов огромной металлогенической зоны юго-востока Азии, повидимому, относятся, по край-

ней мере в их главной части, к одному мезозойскому металлогеническому циклу. Все они образованы в близких геологических условиях и во многом сходны между собой, причем сходство это иногда простирается вплоть до тонких минералогических деталей (ср. сульфидные месторождения с водным боратом магния, а также корундовые скарны Кинта и рудных районов Китая).

Вместе с тем оловорудные месторождения описываемой области далеко не однообразны, и в пределах каждого района встречаются различные типы оловорудных проявлений — пегматиты, минерализованные граниты, аплиты, метасоматические и интрузивные грейзены, кварцевые жилы и серии касситеритово-кварцевых прожилков, образующих штокверки, и, наконец, оловоносные скарны и сульфидные рудные тела.

Эти разнообразные месторождения нередко встречаются в непосредственной близости друг от друга как параллельные производные одной и той же интрузии.

Причину их различия в таких случаях следует искать прежде всего в особенностях геологического сложения рудных участков. В первую очередь при этом представляет интерес вопрос о влиянии вмещающих пород на характер минерализации. В зависимости от состава вмещающих пород оловорудные месторождения малайской провинции можно разбить на две группы, резко отличные в минералогическом отношении:

1) месторождения в алюмосиликатных и силикатных породах — гранитах, глинистых сланцах и песчаниках, представленные преимущественно кварцевыми жилами и прожилками, грейзенами и редко (Биллитон) касситеритово-сульфидными рудными телами, и

2) месторождения в известняках, как правило относящиеся к касситеритово-сульфидной формации.

Известняки среди пород, вмещающих оловоносные интрузии Малайской провинции, имеют довольно широкое распространение. Таким образом, здесь опровергается довольно распространенное среди геологов представление о якобы неблагоприятной роли карбонатных пород как среды для проявления месторождений олова.

Вместе с тем именно на юго-востоке Азии наиболее отчетливо наблюдается закономерное развитие в известняках оловорудных месторождений с обильными сульфидами.

Преимущественная концентрация сульфидных руд свинца, цинка, мышьяка среди известняков, как известно, неоднократно отмечалась в литературе. Вопрос о причинах ее достаточно сложен и выходит за рамки настоящей статьи; здесь мы отметим лишь, что и оловорудные провинции в этом отношении исключения не представляют и что в известняках олово почти неизменно отлагается в ассоциации с сульфидами Fe, As, Zn, Pb.

При этом характерно, что олово, обладающее при обычных условиях относительно слабым сродством к сере, среди известняков концентрируется иногда исключительно в сульфидной форме, в виде станнина (см. станниновые месторождения Юннани).

Касситеритово-сульфидные месторождения в Малайской провинции по своему значению все же сильно уступают месторождениям касситеритово-кварцевой формации. Именно кварцевые жилы, штокверки и грейзены в гранитах являлись главным источником олова при образовании богатейших оловоносных малайских россыпей.

Нужно думать, что по мере истощения россыпей, которое здесь, очевидно, наступит еще нескоро, оловодобывающая промышленность переключится, как и в других оловорудных провинциях мира, на раз-

работку коренных, главным образом касситеритово-кварцевых месторождений. Вероятно, и в эту вторую стадию промышленного освоения Малайя сохранит за собой ведущее место по добыче как крупнейшая оловоносная провинция, по интенсивности оруденения не имеющая себе равных в мире.

Не говоря о значительных перспективах расширения работ в связи с освоением коренных месторождений в уже известных рудных районах, достаточно велики также возможности расширения границ оловоносных территорий.

У6. ТРЕТИЧНАЯ ОЛОВОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ. ЯПОНИЯ

Япония расположена в зоне проявления альпийской складчатости, огибающей Тихий океан и характеризующейся развитием третичных эффузивов — липаритов, андезитов и их туфов, а также гипабиссальных малых интрузий андезитового состава.

С третичными изверженными породами связаны месторождения меди, олова, вольфрама, золота, серебра, свинца, цинка. Эти месторождения находятся в тесной взаимной связи и показывают отчетливую вертикальную зональность в изменении состава. В частности, Като (Kato, 1928) устанавливает такую последовательность смены элементов во времени и в пространстве (снизу вверх):



Месторождения Японии обладают своеобразными особенностями, присущими близповерхностным образованиям третичной металлогенической зоны. Они, в частности, характеризуются резко выраженной телескопией, необычными для других районов ассоциациями минералов, а также широким развитием колломорфных структур, свидетельствующих о значительной роли коллоидов в процессе рудообразования. В генетическом отношении они имеют некоторое сходство с оловорудными проявлениями Советского Приморья. Ниже приводятся краткие характеристики наиболее интересных месторождений Японии — Икуно и Акенобе, заимствованные из работ Като.

Район месторождения Икуно слогается палеозойскими сланцами и филлитами, мезозойскими сланцами, песчаниками и конгломератами, перекрытыми миоценовыми отложениями; в геологическом строении района принимают также участие изверженные породы — мезозойские габброидные и диоритовые интрузии, а также покровы третичных липаритов, потоки и дайки пироксеновых андезитов. Рудные жилы секут все эти вулканические породы и секутся в свою очередь дайками андезита, порфирита и плейстоценового базальта.

Главное рудное тело месторождения — жила Каназэ — залегает в окварцованном липарите и переходит в подстилающие осадочные породы третичного возраста; она прослежена больше чем на 3000 м и достигает в раздувах мощности 8 м. В результате последовательного приоткрывания жильной трещины образовались различные типы руд. Последовательность формирования руд такова: 1) оловянная руда; 2) вольфрамово-оловянная руда, 3) халькопиритовая руда, 4) кварцевая жильная порода, содержащая иногда золото и серебро. Оловянная руда, образованная в первую стадию процесса, представляет плотную породу коричневого цвета, состоящую из криптокристаллического кварца, микросферолитовых выделений касситерита и вкрапленности более поздних сульфидов.

фидов — пирротина, халькопирита, пирита. Развитие радиально-лучистых и сферолитовых агрегатов касситерита и криптокристаллическое сложение кварца указывают на значительную роль коллоидов в процессе образования «оловянной руды». Вторая стадия, представленная кварцем с вольфрамитом и касситеритом, играет наиболее важную роль в образовании жилы Канагез. Кварц, как и в предыдущем типе руд, носит признаки отложения из коллоидных растворов: обычно его зерна имеют радиально-перистую структуру, а в мелкозернистых агрегатах они сохраняют концентрически-шаровидную форму; касситерит встречается в виде мелких кристалликов в кварце и нарастает также на тонкопластинчатые кристаллы вольфрамита. Шеелит и сульфиды являются наиболее поздними, они заполняют промежутки между зернами кварца. Третья стадия характеризуется развитием массивной халькопиритовой руды с кварцем, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом и др.; местами сфалерит в руде преобладает над халькопиритом. Наконец, четвертая стадия минерализации представлена золото-серебряно-кварцевой рудой, пересекающей все другие ранее образованные виды руд. Золото и серебро связаны с сульфидами, образующими микроскопическую вкрапленность в кварце.

Жила Канагез, медная в верхних горизонтах, становится медно-оловянной на горизонте 200 м. Таким образом, вертикальное изменение состава отвечает последовательной смене элементов во времени.

Геологическое строение района месторождения Акенобе довольно сложно: палеозойские и мезозойские породы здесь прорваны интрузией диоритового ряда, представленной габбро-норитами, диоритами, а также кварцевыми монцонитами (аненубитами). С этой интрузией связывают образование оловорудных жил. Послерудными являются дайки андезита и порфирита, секущие рудные тела. Медно-оловорудные тела жильной группы залегают в палеозойских сланцах.

Наиболее интересна жила Дайзен, представляющая минерализованную зону дробления в известковых сланцах. Ярже выраженные полосчатая и кокардовая текстуры позволяют установить такую последовательность отложения минералов:

- 1) касситерит I, халцедоноподобный кварц;
- 2) вольфрамит, касситерит II, небольшое количество висмута, флюорита, топаза;
- 3) халькопирит (массивная руда);
- 4) сфалерит (секущие прожилки);
- 5) безрудный кварц.

Характерной особенностью жил Акенобе является широкое развитие халцедона, обусловленное, вероятно, быстрой кристаллизацией в условиях резкого падения температуры и давления в близповерхностной зоне.

Месторождение Акенобе разрабатывалось раньше на медь, и лишь после того, как геологом Като в рудах был установлен касситерит, оно получило значение как преимущественно оловорудное. В настоящее время рудник Акенобе является главным поставщиком олова в Японии.

Общая добыча Японии в 1939 г. составляла 1700 т олова.

Японские месторождения для советских геологов представляют несомненный интерес, так как они во многом генетически родственны третиным оловорудным проявлениям Советского Приморья. Как и в Приморье (см. статью «Месторождения СССР»), оруденение связано здесь, видимо, с гранитоидами повышенной основности типа диоритов или кварцевых монцонитов. Так же как в Приморье, рудные жилы в Японии находятся главным образом в криптобатолитовой области и про-

странственно переплетаются с дайками андезитов и порфиритов, которые обычно секут руду.

Своеобразные текстуры руд, образованных путем раскристаллизации коллоидов, — перемежающаяся ритмичная полосчатость, скрыто-кристаллические и типично колломорфные агрегаты — судя по описаниям, являются как бы точным слепком с текстур, наблюдаемых в Приморье.

Текстурными особенностями, а также резко выраженной телескопированностью, месторождения Японии во многом напоминают боливийские (см. ниже) и являются типичными представителями близповерхностных оловорудных проявлений третичной Тихоокеанской зоны. Своеобразной геохимической их особенностью является ассоциация олова в рудах с медью и особенно с золотом; последнее сочетание само по себе является достаточно редким.

VI. А М Е Р И К А

VIa. СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

А. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Оловорудные месторождения Северной Америки сравнительно мало интересны в практическом отношении; тем не менее они заслуживают подробного описания, так как наглядно иллюстрируют зависимость характера оловянного оруденения от геологических условий.

Геологическое строение Северной Америки рисуется в следующем виде. Ядро континента составляет обширный Канадский щит, сложенный докембрийскими кристаллическими породами. В южной половине континента кристаллический фундамент щита прикрыт палеозойскими отложениями различной мощности и вскрывается лишь в виде небольших островков, в северной же непосредственно выходит на поверхность.

Канадский щит с востока и юго-востока ограничен горной системой Аппалачей, представляющих каледонское и частью варисское сооружение, а на западе мезо-кайнозойской системой северо-американских Кордильер.

Рудные месторождения Северной Америки обильны и весьма разнообразны — главное значение в них имеют золото, серебро, медь, цинк, свинец, кобальт, ртуть, молибден. Олово играет весьма скромную роль в металлогении континента. Оно встречается в различных типах месторождений — в пегматитах на площади древнего Канадского щита, в кварцевых жилах и пегматитах в пределах аппалачской палеозойской зоны, в составе скарнов и сульфидных месторождений в мезозойской зоне северо-американских Кордильер и, наконец, в виде деревянистого олова в третичных риолитовых покровах Невады и Мексики.

Б. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ

1. Оловорудные проявления на площади Канадского щита

а) Манитоба

Оловорудные пегматиты Канады связаны с глубоко эродированной докембрийской интрузией, прорывающей осадочно-метаморфические кристаллические сланцы и древние основные интрузии. Касситерит находится преимущественно в альбитизированных и грейзенизированных пегмати-

тах; он распределен в рудном теле неравномерно. Помимо касситерита интересно присутствие тантало-ниобатов и, в некоторых дайках, сподумена.

Серьезного промышленного значения пегматиты Манитобы не имеют.

б) Блэк Хиллс (Южная Дакота)

Месторождения Блэк Хиллс приурочены к островку докембрия, сложенному кристаллическими древними породами. Последние прорваны протерозойскими гранитами, с которыми и связаны пегматитовые жилы района.

Лишь немногие из многочисленных пегматитовых жил этого района содержат касситерит, причем почти нигде содержание его не доходит до промышленного.

Межпластовые пегматитовые жилы с касситеритом, колумбитом, сподуменом, амблигонитом и турмалином из района Тинтон описаны Смитом и Пэйджем (Smith and Page, 1941).

Пегматитовые жилы этого района имеют зональное строение; в зальбандах их располагаются мелкозернистые кварцево-олигоклазовые пегматиты, а в центральной части находится полосчатый пегматит, сложенный крупнокристаллическим агрегатом олигоклаза, слюды, кварца со сподуменом, колумбитом и др.

В оловоносных жилах наблюдается замещение олигоклаза альбитом.

Касситерит занимает переменное положение в дайках, иногда концентрируясь близ зальбандов, иногда в осевых частях зоны; он приурочен к кварцево-олигоклазовому пегматиту и, как утверждают Смит и Пэйдж, выделился непосредственно вслед за олигоклазом еще в пегматитовую стадию процесса; во всяком случае он сечется более поздними кварцево-слюдистыми и альбитовыми прожилками.

В районе Тинтон добыто небольшое количество олова. Самое крупное тело этого рудного района — Ред Руф, — достигающее мощности 100 м, не имеет в настоящее время промышленного значения.

Весьма интересно в минералогическом отношении, но также незначительно по запасам месторождение Этта-Майн района Кейстон. Крупное пегматитовое тело Этта-Майн, сечением 85×65 м², имеет концентрически зональное строение: внешнюю зону его слагает биотитово-мусковитовая оторочка, затем следует зона грейзена с кристаллами сподумена и касситерита, потом зона грейзена с касситеритом, и, наконец, «ядро» пегматитового тела составляют кварц и полевой шпат. На глубине зональное строение не отчетливо — там мы имеем гигантокристаллический кварц-микроклиновидный пегматит, в котором рассеяны огромные кристаллы сподумена (длиной до 12 м), а также отдельные кристаллы берилла, литиофилита, амблигонита, лепидолита. В качестве второстепенных примесей встречаются в руде касситерит, вольфрамит, гранат, трифилин, андалузит, апатит и тантало-ниобаты. В ничтожном количестве встречены арсенопирит, висмутовый блеск, галенит, халькопирит и золото.

В генетическом отношении месторождение Этта-Майн представляет интерес как классический пример пегматитов натрово-литиевого типа.

Из рудного тела Этта-Майн извлекались литиевые минералы, слюда, розовый кварц, полевой шпат, а также было добыто небольшое количество касситерита, вольфрамита, колумбита, берилла.

2. Мезо-кайнозойская зона (Аляска, Кордильеры)

Не останавливаясь на характеристике мелких месторождений Аппалачей, представленных пегматитами и касситеритово-кварцевыми жилами, перейдем к характеристике оловоносности рудного пояса Кордильер.

Северо-американские Кордильеры, сформированные в западной их части (Сиерра Невада, Береговой хребет) в период невадийской складчатости, а в восточной (Скалистые горы) — в период складчатости ларамийской, характеризуются обильной и разнообразной минерализацией. Крупнейшие месторождения золота, серебра, свинца, цинка, молибдена, связанные с мезозойскими и третичными интрузиями гранодиоритового состава, многочисленные третичные месторождения ртути доставляют этой области мировую известность. Однако олово в металлогении северо-американских Кордильер играет более чем скромную роль, и этот богатейший рудный район пока рисуется как один из самых бесперспективных, в отношении оловоносности, участков Тихоокеанского пояса.

В пределах мезо-кайнозойской зоны тихоокеанского побережья известны следующие типы месторождений: оловоносные пегматиты (штата Вашингтон и Калифорнии), касситеритово-кварцевые жилы с турмалином (Темескал в районе Анжелос, Калифорния), оловоносные скарны (Аляска), касситеритсодержащие свинцово-цинковые жилы (Сулливан и др. в Британской Колумбии) и, наконец, прожилки касситерита в третичных эффузивах (Невада, Новая Мексика, Мексика).

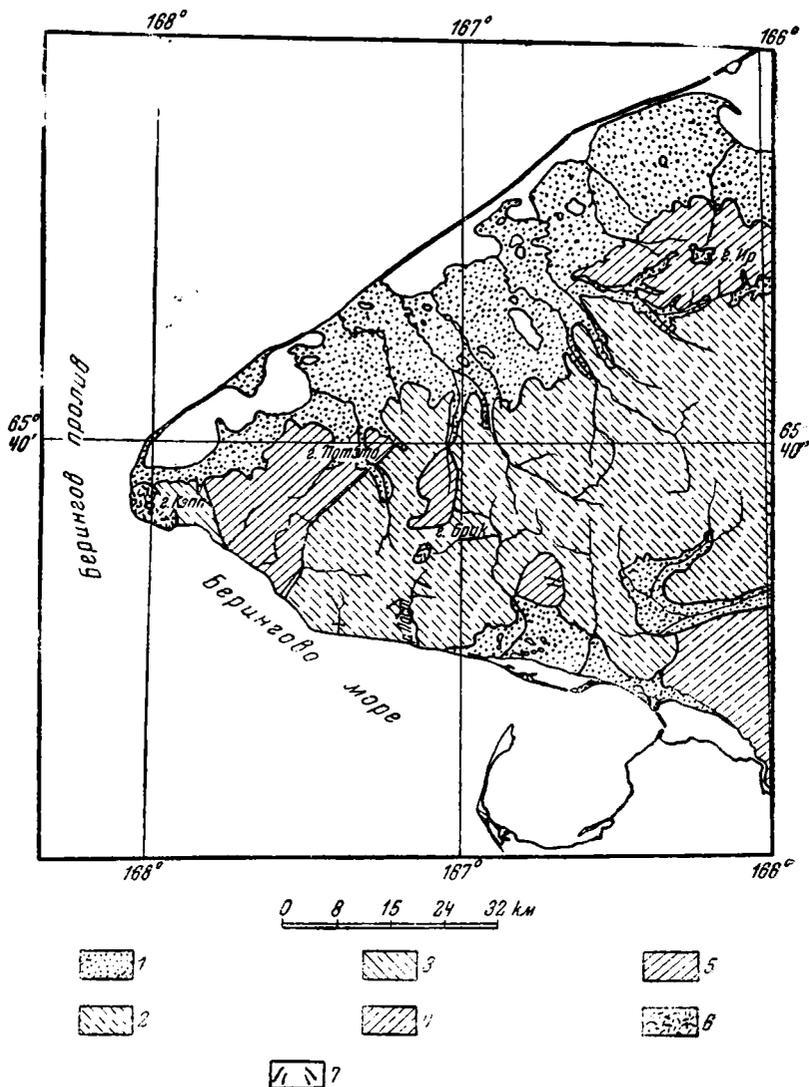
Описание месторождений проводится по направлению с севера на юг, начиная с района Аляски.

а) Сьюардский полуостров (Аляска)

Оловорудные месторождения Аляски расположены на крайней западной оконечности Сьюардского полуострова. В структурно-геологическом и металлогеническом отношении эта область имеет сходные черты с восточной оконечностью Чукотки, что позволяет рассматривать оловоносные районы Аляски как продолжение мезозойского Тихоокеанского пояса, прослеженного нами ранее на территории Азии. Вместе с тем Аляска непосредственно связана с системой северо-американских Кордильер, располагаясь в участке крутого их дугообразного изгиба и представляет, таким образом, связующее звено между металлогеническими зонами Западной Америки и Восточной Азии.

На территории оловорудного района Аляски преимущественное развитие имеют, по Кнопфу (Knopf, 1908), мощные толщи силурийских известняков; прочие породы — докембрийские или кембрийские песчаниково-сланцевые отложения, древние массивы основных пород — обнажаются лишь в виде изолированных островков среди известняковых отложений. Силурийские известняки смяты в сложные складки и прорваны интрузией кислых гранитов. Гранитная интрузия находится в начальной стадии эрозии и обнажается в виде пяти мелких изолированных куполов. Четыре гранитных купола располагаются цепочкой вдоль горной гряды, протягивающейся по южному побережью полуострова, и, видимо, представляют апикальные выступы единого массива, вытянутого в широтном направлении (фиг. 24). Наиболее распространенной разновидностью является грубопорфировидный гранит с крупными вкрапленниками плагиоклаза, размерами до 1—2 см в поперечнике, и порфировыми выде-

лениями темнодымчатого кварца. Плаггиоклаз в этих породах обычно кислый — ряда олигоклаза, темноцветные компоненты присутствуют в небольшом количестве; они представлены биотитом и редко роговой



Фиг. 24. Геологическая карта оловянного района Сьюардского полуострова, Аляска. (по Кпорт, 1908).

1 — аллювий; 2 — известняки «Port Clarence»; 3 — известняки «Palaztuko»; 4 — черные сланцы; 5 — сланцы; 6 — граниты; 7 — кварцевые порфиры.

обманкой. В качестве постмагматических минералов, развившихся в процессе автопневматолитового изменения гранитов, местами присутствуют турмалин и светлые слюды. Признаков какой-либо глубинной гибридации гранитной магмы под влиянием ассимиляции известняков, судя по имеющимся в литературе описаниям, в гранитах не наблюдается. Наоборот, подчеркнуто «кислый» характер оловяносных гранитов резко выделяет их в химическом отношении из прочих гранитоидов Аляски

и, в частности, гранитоидов золотоносных, представленных, как и в остальной части Кордильер, главным образом гранодиоритами и монцититами. Влияние вмещающих известняков на состав оловоносных гранитов ограничивается обычно лишь узкой зоной эндоконтакта, где иногда возникают плагиоклазовые породы, бедные темноцветными минералами; местами, наоборот, отмечается в узкой эндоконтактовой зоне развитие обильной роговой обманки. Граниты сопровождаются дайками порфиров, гранит-порфиров и пегматитов, а также гибридизированных пород типа авгитовых порфиров. В известняках, по контакту с гранитами, широко развиты скарны, иногда рудоносные.

Касситерит встречается в составе скарновых пород, а также минерализованных гранитов, даек кварцевых порфиров и кварцевых и кварцево-турмалиновых жил. Своеобразной особенностью месторождений района является присутствие редких, обнаруженных пока лишь здесь, станныборатов Fe и Mg — пэйджеита и гулсита (Steidtmann, 1922).

Наиболее интересен в отношении оловоносности участок Потерянной реки (Lost River). Район месторождения сложен известняками, простирающимися в направлении 70—80° и полого падающими на северо-запад. Известняки прорваны небольшим штоком гранитов и многочисленными дайками кварцевых порфиров, приуроченными преимущественно к сбросовым трещинам востоко-северо-восточного простирания. Кварцевые порфиры превращены местами в каолиноподобную светлую породу с обильным серицитом, флюоритом, топазом, касситеритом и пиритом. В некоторых дайках присутствуют турмалин, данбурит, хлорит, арсенопирит; изредка попадаются молибденит и антимонит.

Касситерит замещает полевые шпаты и встречается в составе кварцевых прожилков, секущих порфир. Наиболее крупное рудное тело «Касситерит» прослежено на 900 м при мощности 1—5 м; запасы его оцениваются в 2100 т олова и 500 т вольфрама. Помимо него на месторождении известны еще три крупные оруденелые дайки и несколько даек мелких. На глубине вскрыты минерализованные граниты. С размывом минерализованных порфиров связано образование небольшой россыпи.

В качестве примера оловоносных скарнов с железо-магнезиальными оловосодержащими боратами и другими редкими борсодержащими минералами интересно месторождение горы Брук.

Оловоносные скарны на горе Брук, как и в других рудных участках, приурочены к контакту гранит-порфиров с известняками. Гранит-порфиры, обнажающиеся здесь в виде небольшого штока, характеризуются развитием крупных, до 2.5 см в поперечнике, кристаллов ортоклаза и идиоморфных вкрапленников темнодымчатого кварца. Основная масса породы состоит из ортоклаза, подчиненного олигоклаза и незначительного количества кварца и биотита. В экзоконтактовом ореоле широкое развитие получают разнообразные скарновые образования, причем среди последних особенно интересны скарны гранато-везувиановые с крупными кристаллами борсодержащего везувиана (0.88% V_2O_5), с редкими борными минералами — людвицитом, пэйджеитом и гулситом.

Оловоносные скарны с пэйджеитом и гулситом, турмалином и магнетитом отмечены также в контактовом ореоле гранитного купола горы Ир. Здесь же известны минерализованные дайки своеобразной гибридной породы — кварц-авгитпорфира, содержащей в порфировых вкрапленниках плагиоклаз № 60, авгит и кварц. Измененные кварц-авгитпорфиры в качестве новообразований содержат турмалин, флюорит, касситерит, арсенопирит и др.

В заключение следует отметить своеобразие металлогении Сьюордского полуострова. Это единственный в своем роде рудный район, характеризующийся исключительно широким развитием оловоносных скарнов.

Освоенность района еще чрезвычайно низка: трудные климатические условия и удаленность от культурных центров весьма затрудняют проведение исследовательских и эксплуатационных работ. За все время на территории Сьюордского полуострова добыто 1300 т олова, из них около 100 т из россыпей.

Наибольшего внимания заслуживают, судя по имеющимся данным, минерализованные граниты и дайки кварцевых порфиров. Интересный, но пока не изученный тип представляют кварцево-турмалиновые жилы. Обилие бора в составе оловоносных интрузий сближает район Сьюордского полуострова с оловорудными районами северо-востока Азии, где турмалин является обычным спутником касситерита.

б) Горный округ Мало, Юкон

Касситерит обнаружен в свалах долины ручья Дублин Голч — системы реки Мак-Квестон, впадающей в Юкон. По данным Томпсона (Thompson R. M., 1945), месторождение представлено, повидимому, минерализованной зоной дробления в кварцитах и кварцево-сланцевых сланцах докембрия. Обломки этих пород, частично турмалинизированные, сцементированы здесь кварцево-хлорито-турмалиновой породой с касситеритом, пиритом и лимонитом. Анализ показывает в рудах следы золота и серебра. Касситерит рассеян в руде в виде мелких зерен до 1 мм в поперечнике, тесно ассоциируя с турмалином. Повидимому, рудные проявления ручья Дублин Голч, подобно месторождениям Аляски и Британской Колумбии, относятся к касситеритовой сульфидной формации.

в) Британская Колумбия

Южнее Аляски в пределах северо-американских Кордильер сколько-нибудь значительных оловянных месторождений до недавнего прошлого не было известно. Однако, открытие касситерита в рудах крупнейшего свинцово-цинкового месторождения Сулливан (Британская Колумбия) значительно расширило перспективы оловоносности района.

Рудное тело месторождения Сулливан залегает в крипобатолитовой области среди кварцитов докембрия, следуя их простиранию. Оно сложено мелкозернистым агрегатом галенита и сфалерита с подчиненными пиритом, пирротинном, магнетитом, джемсонитом. Жильными минералами являются марганцовый гранат, диопсид, актинолит, биотит, кальцит. Таким образом, оруденение сопровождалось скарнированием вмещающих пород. Руды нередко имеют полосчатое сложение, обусловленное замещением кварцитов по серии близко расположенных прожилков.

Касситерит присутствует в виде мельчайших кристаллов до 75 микрон в поперечнике, однако, несмотря на такие ничтожные размеры зерен, его извлечение из сложного концентрата производится довольно успешно.

Запасы олова в этом крупнейшем свинцово-цинковом месторождении значительны, и годовая плановая добыча составляла в первый период работ (1942 г.) 500 т олова.

Установление олова в сулливанских рудах открыло новые возможности для поисков олова в северо-американских Кордильерах. Ревизии на оловоносность привели к установлению касситерита и станнина и в других свинцово-цинковых месторождениях этой области (округ Слокэн).

г) Западная часть Соединенных Штатов (Калифорния, Невада, Новая Мексика)

На территории Соединенных Штатов в области Кордильер пока неизвестно крупных месторождений олова. Наибольший интерес представляет месторождение Темескал в районе Лос-Анжелос (Калифорния), в котором до 1893 г. было добыто около 100 т олова. Касситерит в этом месторождении обнаружен в составе кварцево-турмалиновых полос и прожилков, образующих штокверк в мезозойских гранитах. Однако промышленная концентрация его наблюдается лишь в пределах одной обособленной жильной зоны мощностью 1.8—2.5 м. Главными минералами этого рудного тела являются кварц и турмалин, касситерит образует прожилки и гнезда в кварцево-турмалиновой породе. Наряду с кристаллами касситерита местами встречается деревянистое олово. В небольшом количестве присутствует флюорит, барит, пирит, арсенопирит и халькопирит.

Весьма своеобразный пример концентрации олова в эффузивах представляет месторождения Невады, где встречено деревянистое олово, приуроченное к трещинам в третичном покрове риолитов; сопровождающими минералами являются халцедон, люссатит, а также опал и тридимит. Из рудных минералов помимо деревянистого олова обнаружен гематит. Оловоносные прожилки обладают незначительной мощностью (2—3 см) и небольшим протяжением. Они местами образуют штокверкообразные сгущения.

Того же типа месторождения известны и в Новой Мексике в оловоносном районе Блэк Рендж. Здесь оловоносные риолиты в виде отдельных пятен обнажаются на площади 600 км², они вытягиваются полосой в меридиональном направлении и, вероятно, отмечают положение зоны разлома, подводящего магму к поверхности. Как полагает Фрайес (Fries, 1940), излияния здесь, возможно, имели место одновременно из нескольких самостоятельных трещин.

Так как источником оруденения считаются сами риолитовые покровы или их близкие корни, то мы остановимся на петрографической характеристике этих интересных оловоносных пород.

Риолиты представляют светлую красновато-коричневую или розоватую породу порфиорового сложения. Порфировые вкрапленники составляют в ней от 30 до 50% — они представлены кварцем и санидином, присутствующими примерно в равных количествах; подчиненными являются кристаллы белого плагиоклаза и пачки красновато-коричневых пластинок биотита. В неизменных риолитах от 1 до 3% составляют мелкие пустотки, выполненные различными модификациями кремнезема и, в меньшей степени, цеолитами. Многие пустотки содержат также кристаллы спекулярита и магнетита.

Структура риолитового поля очень своеобразна. Здесь выделяются длинные узкие зоны, параллельные общему удлинению выходов риолитов, которые характеризуются весьма крутым падением или даже вертикальным положением слоев лавы. Там, где удастся проследить эту вертикальную слоистость вглубь, устанавливается, что отдельные «слои»

лавы расходятся от какой-то центральной зоны и в поперечном сечении имеют форму веера. Очевидно, эта веерообразная слоистость возникла в процессе истечения магмы и отмечает сейчас положение эруптивной трещины.

Параллельно этим зонам вертикальной слоистости и общему удлинению выходов эффузивов вытянуты зоны интенсивного изменения риолитов, которые тянутся на два километра и более при ширине 200—300 м; здесь же среди измененных риолитов встречаются и оловоносные жилы.

Интенсивно измененные риолиты представляют пористую породу, в которой поры, образованные выщелачиванием основной массы, составляют до 35%. В качестве новообразований, частично замещающих основную массу, возникают разнообразные модификации кремнезема — тридимит, халцедон, опал, кварц, а также цеолиты. Интересно, что кварцевые фенокристаллы обрастаются новыми каемками кварца и увеличиваются в размере, в то время как вкрапленники полевого шпата обычно остаются неизменными. В небольшом количестве в таких измененных риолитах присутствуют магнетит и спекулярит.

Касситерит приурочен к тончайшим и коротким прожилкам и просечкам, которые следуют по контракционным трещинкам риолитов. Прожилки эти слагаются спекуляритом и касситеритом, причем последний в них составляет в среднем 20—30%. Местами в сростании со спекуляритом находится магнетит. В некоторых прожилках в небольшом количестве встречаются кристобалит и тридимит, а также халцедон, опал, кварц, цеолиты.

Касситерит большей частью темнокрасно-коричневый, волокнистый и образует волнистые корки и колломорфные, концентрически слоистые почкообразные агрегаты, которые нарастают на кристаллах спекулярита и выполняют промежутки между ними. Он частично замещает спекулярит и образует с ним весьма тесные сростания; некоторые прожилки содержат почки, образованные скорлупками темнокоричневого, красного, желтовато-зеленого касситерита, окружающими ядро из окислов железа.

Генетическая связь этих жилок с риолитовой магмой доказывается прежде всего исключительно тесной их ассоциацией с риолитами, — нигде вне риолитовых покровов, ни в более молодых ни в более старых породах, олово не встречено. В пользу этого говорит также сходство минералов миаролитовых пустоток риолитов и спекулярито-касситеритовых жилок. Очевидно, источником оруденения здесь являлись глубинные части лавового потока или каналы эффузий. Близость оловоносных зон измененных риолитов к эруптивным трещинам говорит скорее в пользу второго предположения. Как считает Фрайес, зона трещиноватости, вмещающая оруденение, возникла благодаря тому, что процесс контракции — сокращения объема пород при охлаждении — протекал различно в покрове и эруптивной трещине; по линии раздела этих двух областей и протянулась зона интенсивной трещиноватости и изменения риолитов, к которой приурочены касситеритсодержащие жилы. Серьезного практического значения эти месторождения не имеют.

д) Мексика

В Мексике, точно так же как и в Новой Мексике и Неваде, олово концентрируется преимущественно в третичных эффузивах. Оловоносная полоса тянется почти на 1000 км, причем на этом протяжении известны сотни мелких месторождений. Вместе с оловоносными площадями

Невады и Новой Мексики эта огромная, но практически мало интересная полоса составляет единую оловоносную провинцию, характеризующуюся развитием близповерхностных месторождений деревянистого олова и касситерита в третичных риолитовых покровах.

Как и в Новой Мексике, здесь в покровах риолитов, отчасти латитов, возникли мелкие оловорудные тела — линзы, прожилки, сети прожилков и отдельные жилы незначительной мощности и протяжения. Главным минералом в них является обычно спекулярит, сопровождаемый деревянистым оловом, а местами и кристаллическим касситеритом; подчиненными минералами являются кристобалит, тридимит, кварц, халцедон, опал; кроме этого, в жилах встречаются магнетит, санидин, топаз, флюорит, цеолиты, монтмориллонит и другие каолиновые минералы, кальцит; здесь обнаружены также такие редкие минералы, как дюрангит и миметит.

Рудные тела образованы в результате выполнения открытых трещин; здесь широко проявлена инкрустация, наслаение одних минералов на другие; в стороны от жил, в боковые породы, минерализация обычно распространяется не далее чем на 3—5 см.

Касситерит встречается как в колломорфных ритмично-полосчатых выделениях (деревянистое олово), так и в мелких кристаллах; в кристаллах цвет его красный, оранжевый, зеленовато-желтый, до дымчатого или коричневого.

Окраска же полос деревянистого олова весьма изменчива от слоя к слою: она меняется от почти белого, через все оттенки желтого, зеленовато-желтого, красновато-коричневого до почти черного. Местами наблюдаются корочки деревянистого олова на кристаллах касситерита; местами же, наоборот, деревянистое олово инкрустировано кристаллами касситерита. Касситерит и деревянистое олово являются ранними минералами, они отлагаются вскоре после начала кристаллизации гематита и магнетита; вместе с ними отлагались кристобалит, тридимит, топаз, санидин и в небольшом количестве кварц. Минералы этой высокотемпературной группы брекчированы и цементируются более поздними образованиями — опалом, халцедоном, флюоритом, кальцитом, цеолитом, иногда дюрангитом и миметитом. Часть опала вместе с каолиновыми минералами и кальцитом, видимо, является уже супергенной.

Генезис месторождений представляется следующим образом. Оруденение возникло после образования трещин в эффузивах. Источником минерализации, вероятно, являлась риолитовая магма — близповерхностные интрузии или корни риолитовых покровов; с этой точки зрения интересно, что месторождения концентрируются близ каких-то центров и зон, представляющих, вероятно, каналы, подводящие магму и затем рудоносные растворы к поверхности. Глубина возникновения месторождений, по расчетам Фошага и Файерса, большей частью измерялась первыми сотнями метров, но в отдельных случаях она могла достигать 600—1000 м, так как некоторые месторождения и сейчас залегают на глубине 300 м.

Вынос рудных компонентов происходил в виде пневматолитов; температура в начальные стадии рудного процесса, как показывает присутствие высокотемпературных разновидностей кремнезема и санидина, была достаточно высока; позднее, в результате быстрого охлаждения, в близповерхностной зоне минералоотложение протекало уже из относительно низкотемпературных водных растворов — в это время уже происходило отложение опала, халцедона.

С разрушением этих мелких месторождений связаны многочисленные, но незначительные по запасам россыпи. В небольшом масштабе их разработка производится лишь в период дождливых сезонов.

Следует отметить, что в Мексике известны и другого типа месторождения, связанные с интрузивными породами, — к ним относятся мало-значущие оловорудные проявления в гранитах Гвадалказара, а также крупное касситеритово-сульфидное тело Сан-Антонио округа Сан-Евладия. Остановимся на характеристике этих, в общем нетипичных для Мексики, месторождений.

Согласно Фошагу и Фрайесу (Foshag and Fries, 1942), близ Гвадалказара в небольшом гранитном штоке, прорывающем и метаморфизующем меловые известняки, касситерит вместе с шеелитом встречается в турмалинизированном граните в виде аксессуарных выделений; наряду с этим он находится в турмалинизированных аплитах и мелких жилках пегматита; в последних он ассоциирует с топазом, бериллом, дюмортиеритом, а иногда с датолитом и данбурином. Интересно, что с этим же массивом связаны незначительные проявления золотого, ртутного, сурьмяного и серебро-свинцово-цинкового оруденения, причем такие минералы, как золото, киноварь, вместе с касситеритом и шеелитом концентрируются в россыпях.

Россыпи Гвадалказара довольно необычны. Любопытно, что с этим молодым (возможно, третичным!) месторождением связаны мощные «древние» россыпи, которые также предположительно относят к третичному периоду.

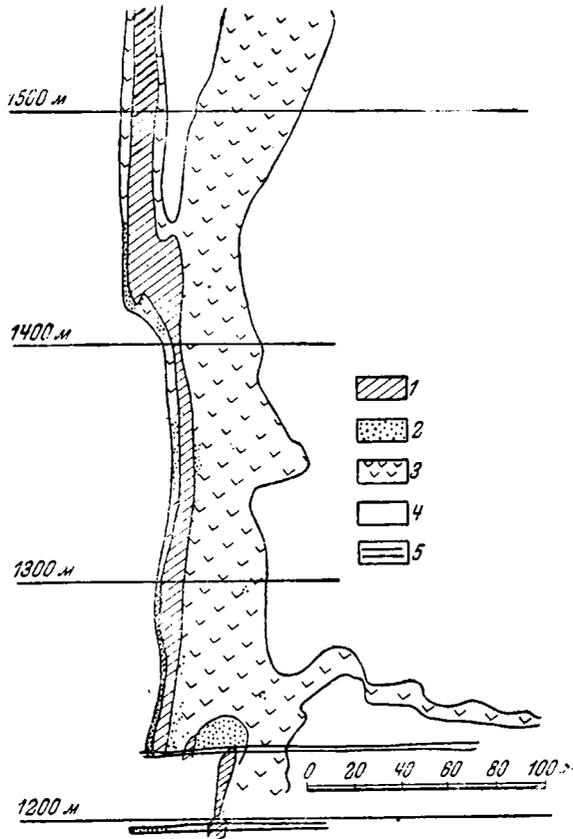
«Древние» россыпи представляют грубо отсортированные слои гравия и песка, частично цементированные глинистым материалом — продуктом выщелачивания известняка, а также кальцитом и гидроокислами железа. Они характеризуются незначительным содержанием касситерита и, подобно коренным рудным телам, практического значения не имеют. Несколько больший интерес представляют современные аллювиальные россыпи, возникшие за счет перемыва россыпей древних, но и они имеют низкое содержание касситерита, лишь местами приближающееся к промышленному.

Возможно, что гвадалказарский оловоносный гранит представляет интрузивную фацию оловоносных риолитов, причем по наличию древних (третичных?) россыпей можно предполагать, что этот массив представлял близповерхностное образование и быстро был обнажен эрозией.

Неизмеримо большее значение имело скарно-сульфидное оловорудное тело Сан-Антонио. Это единственное в своем роде месторождение за короткий срок его эксплуатации доставило половину всего олова, добытого за все годы в Мексике. По Хевитту (Hewitt, 1943), рудные тела месторождения Сан-Антонио — трубы, межпластовые залежи, метасоматические жилы и зоны импреньяции — локально приурочены к дайкам третичных (?) риолитов, контактовые плоскости которых послужили путями проникновения рудоносных растворов. Рудные тела состоят из скарных минералов: граната, тремолита, актинолита, геденбергита, эпидота и сульфидов — галенита, марматита, пирита, арсенопирита, пирротина и касситерита. Сульфиды до глубины 300 м почти нацело окислены и превращены в агрегат лимонита, церуссита, ванадинита и других супергенных минералов. Месторождение разрабатывается комплексно на свинец, серебро, олово, ванадий; попутно извлекаются также цинк, медь и золото (фиг. 25).

Главное оловорудное тело представляет собой «трубу» с средним диаметром поперечного сечения 40 м. Оруденение прослежено до глу-

бины 300 м, причем содержание олова колеблется от 1.5 до 2%, изредка достигая 4—5%. Судя по данным Хевитта, по запасам олова месторождение Сан-Антонио, в настоящее время в значительной мере выработанное, было крупнейшим в Северной Америке.



Фиг. 25. Поперечный профиль через дайку Сан-Антонио и «Оловянную трубу», Рудник Сан-Антонио, Мексика (по W. P. Hewitt, 1943).

1 — риолитовая дайка; 2 — силикатная порода; 3 — руда; 4 — известняк; 5 — горные выработки.

Всего за многолетнюю эксплуатацию мексиканских месторождений добыто 5400 т олова, причем больше половины этого количества с 1930 до 1939 г. получено из Сан-Антонио.

В. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Северная Америка даже в ее части, примыкающей к Тихоокеанскому рудоносному поясу, в общем бедна оловорудными проявлениями и в этом отношении резко отличается от Южной Америки. Небольшие месторождения олова встречаются в пределах разнообразных структурных единиц северо-американского континента — на площади докем-

брийского щита, в палеозойской зоне Аппалачей и, наконец, в мезо-кайнозойской системе Кордильер, причем формы проявления оловянного оруденения в различных геологических условиях различны. Как и в других рудных районах, здесь отчетливо устанавливается закономерная приуроченность оловоносных пегматитов к глубоко эродированным древним складчатым сооружениям (Канадский щит, палеозойская зона Аппалачей), достаточно четко намечается связь касситеритово-кварцевых месторождений с более молодыми кислыми гранитами — варисскими (Аппалачи) и невадийскими (Калифорния). Как и на юго-востоке Азии, среди известняков в контактовых ореолах гранитов исключительное развитие получают оловоносные скарны (Аляска, Мексика), и, наконец, в зоне развития гранодиоритовых (ловидимому, ларамийских) интрузий в крипобатолитовой области встречаются сульфидные месторождения с касситеритом (Сулливан, Британская Колумбия).

Оригинальный тип минерализации представляют оловорудные проявления в третичных эффузивах Невады и Мексики. Эти типично близповерхностные месторождения, в которых опал, халцедон, колломорфный касситерит сочетаются с пневматолитовыми минералами — такими, как топаз, дюрангит, видимо образованные в результате пропаривания риолитов эманациями, исходящими из глубинных, еще не остывших частей мощных покровов или из каналов эффузий.

VI6. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Главную часть южно-американского континента составляет докембрийская платформа, ограниченная на западе сравнительно узкой мезокайнозойской складчатой зоной Кордильер.

В структурно-геологическом отношении южно-американская платформа несколько напоминает африканскую, с которой, как предполагается, она в прошлом соединялась. Во впадинах и в прогибах волнистой поверхности кристаллического фундамента платформы здесь, как и в Африке, залегают слабодислоцированные палеозойские и мезокайнозойские отложения, местами достигающие значительной мощности (бассейн Амазонки, бассейн Параны, предгорная впадина Кордильер). Кристаллические породы докембрия на значительной площади обнажаются лишь в пределах выступов фундамента, таких, как Бразильский щит, Гвианский или Северный щит и др. В этих областях на значительную глубину вскрываются докембрийские гранитные интрузии (гипобатолитовая зона, по Эммонсу), сопровождающиеся глубинной и, большей частью, высокотемпературной минерализацией. Широкое развитие получают здесь разнообразные пегматиты с редкими землями, бериллиевыми минералами, тантало-ниобатами, касситеритом, иногда с золотом, а также гипотермальные золото-кварцевые жилы (Бразилия, Венесуэла). Касситерит в составе этих пегматитов значительной роли не играет.

Резкий контраст по сравнению с рудными районами Бразильского щита с их глубинными рудопроявлениями представляет зона южно-американских Кордильер, характеризующаяся развитием сложного комплекса близповерхностных месторождений олова, серебра, свинца, цинка, меди, висмута, вольфрама и других металлов, связанных с третичными интрузиями гранодиоритового состава.

В отношении оловоносности особый интерес представляет Боливийская оловорудная провинция, расположенная в крутом дугообразном изгибе этой зоны.

ОЛОВОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НА ПЛОЩАДИ БРАЗИЛЬСКОГО ШИТА

Олово встречается в пегматитовом поле Парайба и Рио-Граде до Норте. Пегматиты располагаются в контактовых зонах или остатках кровли, сохранившихся на крупных массивах докембрийских гранитов.

Де Альмейда, Джонстон, Леонардос, Скорца (Almeida, Jonston, Leonardos and Scorza, 1944) разделяют пегматиты района на две группы: первая группа, весьма широко распространенная, представлена простыми, или «гомогенными», пегматитами и не интересна в отношении рудоносности. Главное значение имеет вторая группа «гетерогенных» пегматитов, характеризующихся гиганто-кристаллической структурой, симметрично зональным строением и присутствием берилла, сподумена, тантало-колумбита и касситерита.

В зальбандах этих сложных пегматитовых тел располагается обычно зона мусковита, иногда с касситеритом, затем следует зона кварцево-полевошпатового пегматита с отдельными кристаллами берилла, сподумена, тантало-колумбита; количество этих минералов, а также величина кристаллов возрастают по мере приближения к центру жилы, причем отдельные кристаллы достигают длины нескольких метров и веса в несколько тонн. Осевую часть дайки или «ядра» составляет более поздний кварц, обычно окрашенный в розовый цвет.

Касситерит концентрируется обычно в слюдистой призальбандовой породе; сподумен встречается в тех же жилах, что и касситерит, но его кристаллы распространяются от зальбандов до кварцевого «ядра» жилы и наиболее обильны около последнего; здесь же, в зоне развития гигантских кристаллов, концентрируются также берилл и танталониобаты. Полевой шпат представлен микроклином, но обычно замещается более поздним альбитом, причем этот процесс альбитизации наиболее активно проявлен в оловоносных пегматитах. Из второстепенных минералов можно упомянуть аррожадит — марганцево-железо-натриевый фосфат, а также черный турмалин, спессартит, минерал типа самарскита и т. д.

Согласно авторам, никаких явлений последующего замещения, кроме развития альбита по микролину, в жилах не наблюдается. Эти зональные пегматиты образованы путем выполнения трещин и последовательного отложения минеральных зон. Призальбандовая зона мусковита, возможно, возникла в результате взаимодействия расплава с боковыми породами. Из пегматитовых жил интенсивно добываются колумбит, берилл, одновременно извлекаются слюда, касситерит.

Значение этих оловорудных месторождений платформенной невелико. Неземлемо большой интерес представляет складчатая зона Южной Америки, примыкающая к Тихому океану, где находится одна из наиболее значительных в мире оловоносных областей — Боливийская оловорудная провинция.

БОЛИВИЙСКАЯ ОЛОВОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Оловорудные месторождения Боливии сосредоточены главным образом в пределах узкой зоны, протягивающейся вдоль центральных Кордильер на 800 км. Южное продолжение Боливийского оловянного пояса уходит в пределы Аргентины, где близ границы с Боливией

разрабатываются крупные оловянные месторождения, на северном продолжении находятся оловосодержащие месторождения Перу (Серро де Паско).

Боливия является крупнейшим в мире оловорудным районом, занимая по добыче второе место после Малайи: в 1939 г. в Боливии было добыто 45 935 т олова.

Едва ли в какой-либо другой стране оловянная промышленность столь доминирует в народном хозяйстве. Для характеристики ведущей роли оловянной промышленности достаточно сказать, что олово составляет 81% в экспорте страны.

Действительные запасы олова подсчитываются в 500 000 т, вероятные и потенциальные запасы неизмеримо больше. В отдельных месторождениях запасы превышают 100 000 т.

Помимо исключительно крупного практического значения, Боливия представляет значительный теоретический интерес как единственный в своем роде пример молодой металлогенической провинции, характеризующейся развитием своеобразных близповерхностных сульфидных месторождений олова. На характеристике этой интересной оловорудной области мы остановимся несколько детальнее. Подробное ознакомление с боливийскими месторождениями для нас тем более необходимо, что некоторые черты сходства с металлогенией Боливии намечаются в оловорудных районах Советского Приморья.

А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В геологическом отношении оловоносный пояс Боливии не однороден. Древнейшие породы — протерозойские метаморфические сланцы — обнажаются лишь в юго-восточной части описываемой зоны. Преимущественное же развитие на территории оловоносной полосы имеют палеозойские песчаники и глинистые сланцы с прослоями кварцитов (силур-девон); именно эти породы вмещают главным образом оловорудные месторождения. Локальное распространение имеют более молодые отложения — карбоновые, пермо-триасовые, а также мощная континентальная формация мезозоя с гипсоносными мергелями, песчаниками, эффузивами. Небольшую роль играют также третичные отложения — песчаники с прослоями туффитов.

В тектоническом отношении область оловянного пояса представляет зону интенсивной и сложной складчатости. Начало формирования кордильерских складок, видимо, относится еще к палеозою. В мезозое продолжались процессы складкообразования, и максимума они достигли в нижнетретичное время. Именно в этот период проявилась наиболее интенсивно магматическая деятельность, обусловившая металлогению района. В это время широкое развитие получили породы типа гранодиоритов и кварцевых монзонитов, которые обнажаются на поверхности в северной части рудной провинции в виде цепочки удлиненных, вытянутых в меридиональном направлении массивов, представляющих, вероятно, куполовидные выступы волнистой поверхности крупного дайкообразного батолита. Следуя с севера на юг, выделяются следующие массивы — Сората, Кака-Ака, Таквези, Квимса Круц, Велла Круц. В южной половине оловоносного пояса известны лишь небольшие выходы экстрезивных пород — некки, этмолиты, дайкообразные тела, сообщавшиеся, вероятно, с поверхностью. Экстрезивные тела южной части провинции, по Альфельду (Ahlfeld, 1937), являются дериватами того же самого

батолита, что и гранитные массивы ее северной части. С этим гипотетическим батолитом, залегающим на глубине, генетически связаны, по Альфельду, и рудные проявления района.

В геохимическом отношении Боливия характеризуется сложным и разнообразным комплексом рудообразующих элементов. Наряду с оловом, главным металлом рудной провинции, значительную роль играют вольфрам, висмут, мышьяк, медь, железо, цинк, серебро, сурьма; известны также литий, титан, никель, кобальт, теллур и ртуть.

В распределении элементов, по Альфельду (Ahlfeld, 1941), намечается определенная зональность, причем зональность эта во многом отличается от общеизвестной схемы Эммонса. Здесь по мере удаления интрузии выделяются следующие зоны:

1) Зона пегматитов, содержащих олово и небольшое количество вольфрама, молибдена, титана.

2) Вольфрамовая зона, которая в нижней части является пегматитовой, в средней — представлена кварцевыми жилами и в верхней — сульфидными месторождениями.

3) Висмутовая зона (сульфидная) — развита только местами.

4) Оловянная зона от гипо- до мезотермальной.

5) Цинково-свинцовая зона с некоторым количеством серебра — переходная от мезо- до эпитепмальной.

6) Сурьмяная зона, содержащая антимонит и местами золото; эпитепмальная вольфрамовая зона с ферберитом, гюбнеритом и шеелитом, тесно связанными с антимонитом (имеет локальное распространение).

7) Ртутная зона (обнаружена в немногих местах — существенного значения не имеет).

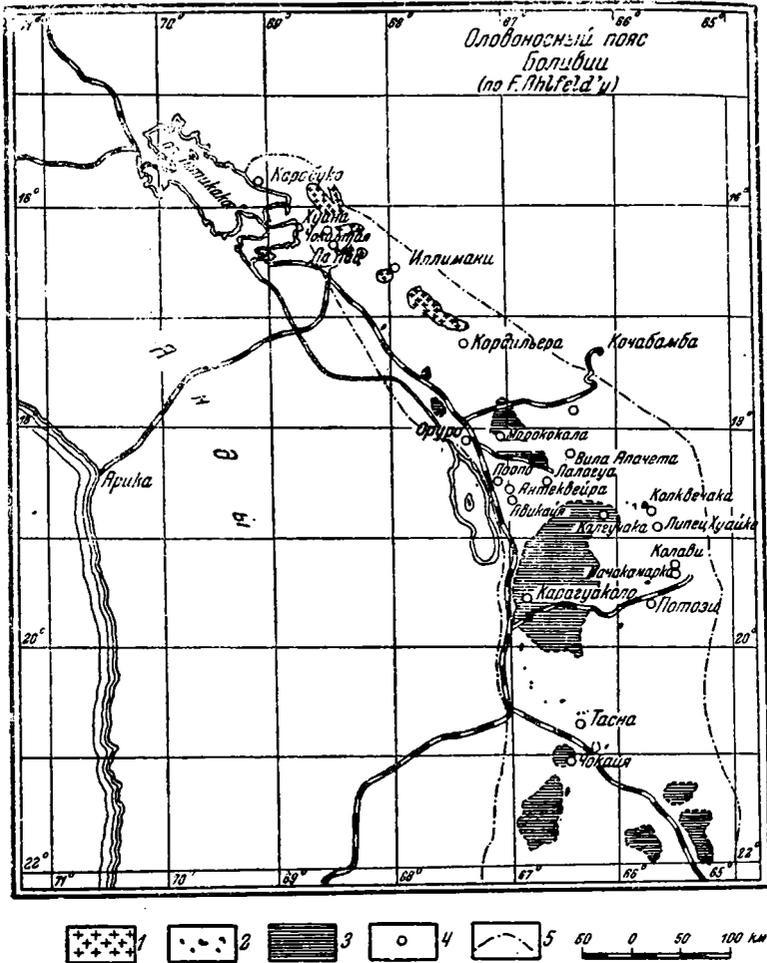
Эта идеализированная схема определяет в общих чертах вертикальную зональность, а также пространственное расположение месторождений вокруг интрузивов или зональность горизонтальную. Помимо этого она отражает последовательную смену различных минералов в пределах одного и того же месторождения.

Наиболее отчетливо зональность эта проявляется в северной части рудной провинции, более эродированной. Здесь месторождения группируются вокруг интрузивных массивов, и наблюдается закономерное изменение характера минерализации по мере удаления от центра оруденения.

Глубина образования месторождений этой части Боливии, по Альфельду, измеряется первыми тысячами метров. Наряду с гидротермальными сульфидными месторождениями в этой части оловянного пояса изредка встречаются такие высокотемпературные образования, как пегматиты.

Иная картина наблюдается в центральной части Боливийской провинции, приуроченной к дугообразному ее изгибу, где, как было отмечено, активные интрузии в большинстве случаев не обнажены и рудные месторождения залегают в криптобатолитовой области (фиг. 26). Здесь получают развитие близповерхностные месторождения, характеризующиеся резкими проявлениями телескопии и совмещением различных фаз рудного процесса. Зональность в изменении состава в таких месторождениях далеко не всегда ясно выражена.

Ниже мы весьма коротко остановимся на характеристике так называемых «нормальных» месторождений Боливии и несколько подробнее охарактеризуем месторождения близповерхностные, наиболее интересные как в практическом, так и теоретическом отношении.



Фиг. 26. Карта оловоносного пояса Боливии (по F. Ahlfeld).

— гранодиориты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — риоандезитовые туфы и лавы; 4 — главные оловянные месторождения; 5 — границы металлогенической провинции.

Б. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Месторождения «нормального» ряда

К этой группе Альфельд относит месторождения, образовавшиеся на умеренной глубине, противопоставляя последние оригинальным близповерхностным рудопроявлениям центральной части провинции.

Месторождения нормального ряда занимают различное положение относительно активных интрузий, встречаясь как в центральных частях рудоносных массивов (Жараколес), так и по периферии их, а местами и в криптобатолитовой области (Монте-Бланко). К этой группе принадлежат разнообразные типы месторождений: оловоносные пегматиты и тесно связанные с ними полевошпатово-кварцевые и кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом (Фабулоза, Хоилки), а также значи-

тельно более распространенные в районе месторождения касситеритово-сульфидные — пневматолитовые с обильным турмалином (Караколес), гипотермальные, главным образом пирротиновые жилы (Кольквири, Хуануни, Санта-Фе), и мезотермальные с обильным сфалеритом, пиритом, галенитом, а местами с халькопиритом и висмутом (Тасна в Южной Бразилии).

а) Оловоносные пегматиты и месторождения касситеритово-кварцевой формации

Оловоносные пегматиты в Бразилии играют ничтожную роль, заключающую лишь 0.2% общих запасов олова. Они встречаются в наиболее эродированной северной части рудной провинции, тяготея к контактам гранитоидных массивов. Особенности химизма гранитоидов, представленных породами повышенной основности, налагают отпечаток и на характер пегматитовых отщеплений. Так, наряду с обычными мусковитовыми пегматитами, представляющими ультракислые производные гранитной магмы, здесь встречаются диорит-пегматиты с обильными амфиболами; примечательно также обилие сульфидов в некоторых пегматитовых жилах.

Наиболее интересны в отношении оловоносности пегматитовые поля южной части массива Сората, и среди них особенного внимания заслуживает месторождение Фабулоза. Следует, впрочем, отметить, что типичные пегматиты Фабулозы, богатые полевым шпатом, Li-содержащим мусковитом и кварцем, не содержат касситерита; последний встречается в составе мусковитсодержащих кварцевых жил, характеризующихся незначительным количеством полевого шпата. Он присутствует в жилах в виде крупных пирамидальных кристаллов, гнездообразных скоплений до 3 кг весом, тяготея преимущественно к зальбандам, реже к осевым частям жил. Значительную роль в жилах играет станнин, присутствующий иногда в таких же количествах, как касситерит; местами встречались скопления станнина весом до 15 кг. Распространенным минералом является трифилин, спорадически встречаются молибденит, сфалерит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, висмутовый блеск, самородный висмут и триплит.

В пределах рудного поля Фабулозы насчитывается несколько десятков оловоносных жил с суммарными запросами до 4000 т металла; до 1926 г. было добыто 450 т олова.

В других участках развития пегматитов, как и в месторождении Фабулоза, олово концентрируется не столько в самих пегматитах, сколько в генетически связанных с ними кварцевых жилах, бедных полевым шпатом. Значительную роль в таких жилах начинает играть вольфрам. Повидимому, к этому типу следует отнести также относительно крупное месторождение Хоилки.

б) Месторождения касситеритово-сульфидные

Олово- и вольфрамсодержащие кварцевые жилы через турмалиново-кварцевые рудоносные зоны и зоны турмалиновых грейзенов постепенными переходами связаны с месторождениями сульфидными, господствующими в Бразильской оловорудной провинции. В последних везде главную роль играет пирротин, ассоциирующий в более высокотемпературных жилах с турмалином и в относительно низкотемпературных — с хлоритом. Касситеритово-пирротиновые жилы с удалением от магматического очага сменяются жилами галенитово-сфалеритовыми и еще

далее антимонитовыми жилами с золотом, шеелитом, а иногда с ферберитом или гюбнеритом.

1) Пневматолитовые месторождения. Пример пневматолитового месторождения представляет Караколес, расположенный в центральной части батолита Квимса Круц.

Рудные тела Караколес — минерализованные зоны дробления и метасоматические жилы — сложены черным и бурым турмалином, кварцем, медово-бурым или желтым касситеритом и в незначительном количестве — хлоритом, пиритом, сфалеритом и висмутином. Порядок выделения минералов, по Линдгрэну, таков: хлорит, турмалин, апатит, кварц I, касситерит, пирит, сфалерит, висмутин, кварц II, анкерит, пирит. Особенностями месторождения являются необычно раннее выделение хлорита, предшествующего здесь турмалину, а также увеличение на глубине количества сфалерита. Месторождение Караколес является одним из крупных в северной Боливии — по нему подсчитано 15 000 т олова, в том числе 12 000 т в руде с содержанием 2% олова и 3000 т в руде с содержанием 4.2%.

Другой пример пневматолитового месторождения представляет Монте-Бланко, расположенное уже в криптобатолитовой области. В этом месторождении наблюдается интересная зависимость формы оруденения от характера вмещающих пород: в плотных глинистых сланцах встречаются крупные, мощные жилы, в трещиноватых кварцитах руда распылена по многочисленным тонким трещинкам отдельности с образованием прожилковых зон или штокверков. Запасы олова по месторождению Монте-Бланко исчисляются в 5200 т.

2) Гипотермальные месторождения. Наиболее крупным месторождением этого типа является месторождение Кольквири, представленное серией минерализованных зон в девонских сланцах. Жила Главная, являющаяся основным объектом эксплуатации, состоит из пирротина, касситерита, кварца, сидерита, флюорита, темного сфалерита, содержащего в качестве продуктов распада твердых растворов включенная станина; местами встречается вольфрамит. В верхней части месторождения в значительном количестве присутствует галенит.

Кольквири является вторым после Лалагуа крупнейшим месторождением Боливии с действительными запасами олова 62 000 т и вероятными запасами 35 000 т. Среднее содержание олова в руде 2.24%, ежемесячная добыча, по данным на 1940 г., составляет 300 т олова. В общем балансе запасов олова в Боливии гипотермальные месторождения нормального ряда — Кольквири, Хуануни, Санта-Фе и др. — составляют 33.4%.

3) Мезотермальные месторождения. В мезотермальных месторождениях относительно меньшую роль играет пирротин, но зато в большем количестве появляются сфалерит, пирит, галенит. Касситерит присутствует в виде простых призматических кристаллов. К мезотермальному типу относится мощная жила Ротшильд в руднике Миллуни, месторождения Чикоте, Ками и, наконец, оловоносные жилы северо-восточного участка медно-висмутового месторождения Тасна. Промышленное значение этих месторождений относительно не велико: они заключают всего 1.3% суммарных запасов олова в Боливии.

Наибольший интерес в генетическом отношении представляет месторождение Тасна в южной части Боливийского пояса, приуроченное к «пятну» контактово измененных кварцево-турмалиновых пород в сланцах. Активная интрузия еще не вскрыта эрозией, на поверхности обнажаются лишь ее дериваты—дайки кварцевых порфиров, причем

Альфельд (Ahlfeld, 1932) предполагает, что поверхность гранитного купола находится на глубине 800—1000 м.

По мере удаления от центра «метаморфического пятна» замечается закономерное появление низкотемпературных ассоциаций в жилах. Так, в центральной части находятся высокотемпературные кварцево-вольфрамитовые жилы с пиритом, халькопиритом. Близ границ метаморфизованной площади располагаются жилы самородного висмута с темным сфалеритом, содержащим эмульсионную вкрапленность станияина, сидеритом, кварцем и бесцветным турмалином. В северной части месторождения в сланцах вскрывают мезотермальные пирито-касситеритовые жилы с тетраэдритом.

2. Близповерхностные месторождения

К этой группе Альфельд относит многочисленные месторождения центральной и отчасти южной части оловянного пояса Боливии, образованные на сравнительно небольшой глубине в небольших штоках или некках порфировых пород (дацитов, риолитов) или вблизи последних. По происхождению и парагенезису минералов эти рудопроявления существенно отличны от описанных выше месторождений так называемой «нормальной серии», хотя они и связаны с ними постепенными переходами.

Характерными особенностями близповерхностных месторождений являются резко выраженные проявления телескопии, сложный минеральный состав, обилие разнообразных сульфосолей и в том числе редких сульфостаннатов. Близповерхностные месторождения, как считает Альфельд, образовались под маломощной покрывкой пород (порядка немногих сотен метров). Они могут быть подразделены на следующие типы, различные по минералогическим ассоциациям и условиям образования.

а) Тип Лалагуа является наиболее высокотемпературным. Характеризуется обилием пирротина, турмалина и резким проявлением телескопии. К нему относится крупнейшее в мире месторождение Лалагуа, а также месторождение Хоролк.

б) Тип Кольквечака — пирротина и турмалина мало, зато много сфалерита и разнообразных серебряных минералов, особенно пираргирита. Жилы характеризуются резким проявлением телескопии. К этому типу относятся Кольквечака, Поржо и другие месторождения, в прошлом доставившие значительное количество серебра; как оловорудные эти месторождения играют второстепенную роль.

в) Тип Потози объединяет крупнейшие серебро-оловянные месторождения. Пирротина нет, турмалин встречается часто только в Оуро. Телескопия проявлена слабее, чем в группах 1 и 2. В общем месторождения относительно низкотемпературные. К этому типу относятся Потози, Чокай и др.

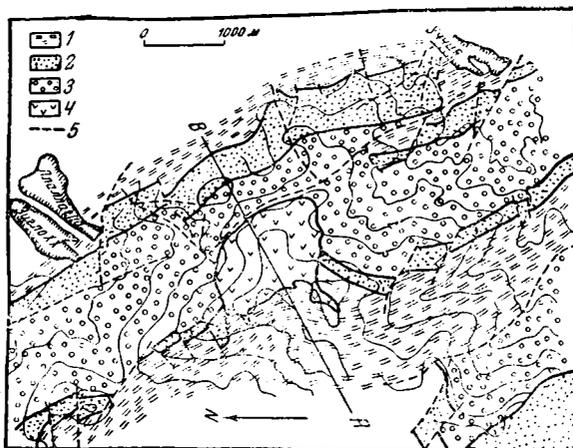
г) Тип Каргуаиколло представлен тонкими вюрцитито-тиллитовыми жилами в дацитовом штоке. Имеет небольшое практическое значение.

Остановимся на характеристике наиболее интересных месторождений этой группы.

а) Тип Лалагуа

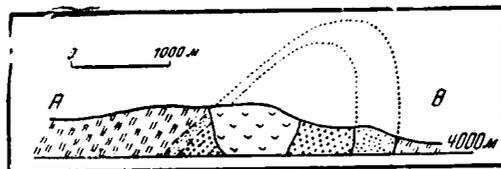
Лалагуа представляет пример высокотемпературного близповерхностного месторождения. Оруденение приурочено к штоку интенсивно измененных порфиров в палеозойских осадочных породах. Порфировый шток,

или «шток Сальвадора», располагается в осевой зоне палеозойского антиклинала (фиг. 27, 27а), он имеет форму опрокинутого конуса и воронкообразно суживается на глубине. Развитие интрузивных брекчий и туфов указывает на то, что интрузивное тело сообщалось некогда с поверхностью и представляло жерло или вулканический некк.



Фиг. 27. Геологическая карта района Лалагуа (по Deringer а. Рауне, 1937).

1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — граувакки; 4 — шток Сальвадора; 5 — сбросы.



Фиг. 27а. То же, разрез по линии А—В.

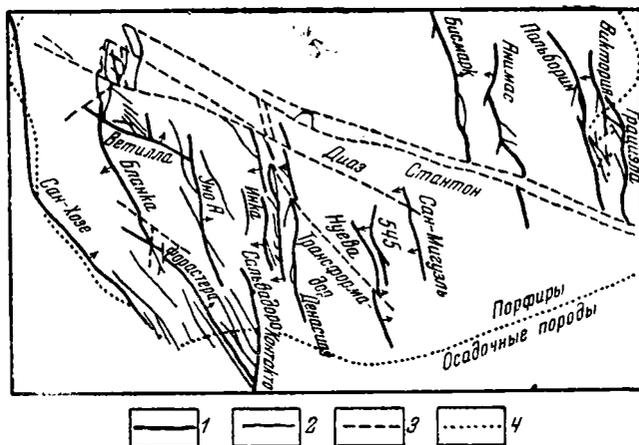
Рудные жилы Лалагуа приурочены преимущественно к штоку Сальвадора, но некоторые из них выходят за границы штока в осадочные породы. Жилы простираются преимущественно в северо-восточном направлении (СВ 10—40°), местами наблюдаются коленообразные изгибы, образующиеся вследствие заворота по трещинам, ориентированным под углом 60° к основному простираению жильной серии.

На месторождении выделяются две системы жил: 1) система Сан-Хозе и 2) система Серано (фиг. 28).

Жилы типа Сан-Хозе приурочены к сбросовым трещинам, падающим под углом 45—75°. Они характеризуются четкими зальбандами, ограниченными обычно глиной трения. Эти жилы довольно выдержаны по простираанию и обладают значительной мощностью — в среднем 0.7 м; иногда встречаются раздувы до 2 м. Протяжение наиболее крупных жил

этого типа: Сан-Хозе — Фермин — 1000 м, Форастера — 700 м и Инка — 1300—1400 м.

Жилы типа Серано приурочены к мелким крутопадающим трещинам. Они обладают незначительным протяжением и небольшой мощностью, по простиранию быстро выклиниваются и расщепляются на серии тончайших прожилков. Нередко они отходят по восстанию от пологопадающих жил типа Сан-Хозе. В участках сгущения жил типа Серано возникают оруденелые зоны большой суммарной мощности.



Фиг. 28. Схема расположения главных рудных жил месторождения Лалагуа (по Deringer a. Payne, 1937).

1 — главные жилы; 2 — ответвления жил; 3 — сбросы; 4 — линия контакта.

Помимо указанных типов жил в последние годы большое значение получили так называемые «брекчированные руды», или оруденелые брекчии, доставляющие значительное количество руды.

Структура рудного поля довольно сложна: рудные жилы местами переходят в сложные зоны минерализации, слагающиеся из серии параллельных прожилков. Нередко по простиранию жилы сменяются проводниками с глиной трения. Контакты жил обычно четкие. Широкое развитие имеют друзовые и кокардовые структуры.

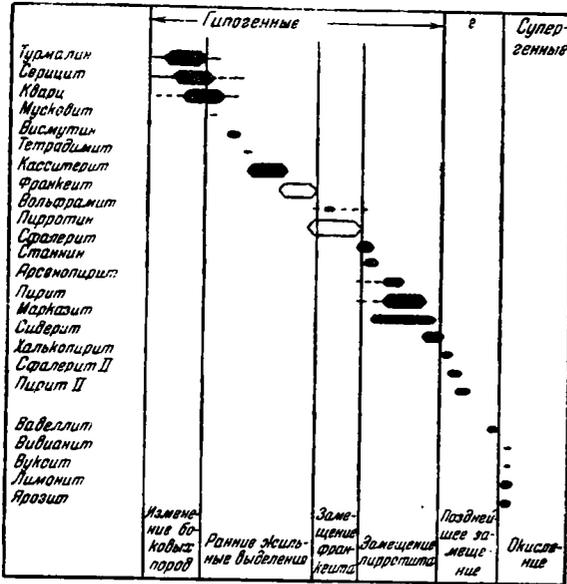
Жильное выполнение на 90% состоит из касситерита, кварца, пирита и марказита. В некоторых участках большую роль играют арсенопирит, висмутин, пирротин и вольфрамит. В отдельных образцах в заметных количествах встречаются станнин, франкеит, сидерит, апатит, вавелит, Тэрнер (Tugneage, 1935) предполагает, что первоначально франкеит и пирротин играли значительно большую роль в составе жильного выполнения, но в дальнейшем, в процессе наложения поздних фаз рудообразования, они были замещены пиритом и марказитом.

Жилы обычно имеют полосчатое сложение. В призальбандовой части располагаются полосы кварца, затем следуют полосы, обогащенные касситеритом. Центральную часть жильного выполнения составляют сульфиды железа с франкеитом, станнином, сфалеритом, сидеритом и т. д.

Парагенетические взаимоотношения минералов весьма сложны и не вмещаются в обычные схемы. Здесь в широких масштабах наблюдаются перекрытия во времени отложения минералов, появление повторных генераций, замещение одних минералов другими (фиг. 29).

Рудный процесс, по Тэрнеру, может быть разделен на следующие стадии:

- 1) Отложение кварца, висмутина, касситерита, франкеита и арсенопирита.
- 2) Замещение франкеита пирротиниом.
- 3) Замещение пирротина вольфрамитом, станнином, темным сфалеритом, марказитом, пиритом и, вероятно, сидеритом.



Фиг. 29. Парагенетическая схема месторождения Лалагуа (по Turpeau).

4) Крустификация — обрастание обломков ранее образованной руды и частично замещение сфалеритом II (светлым), пиритом II, халькопиритом. В этом ряде не упоминается турмалин, который развивается метасоматически в боковых породах в ранние (предрудные) стадии процесса минерализации. Частично турмалин продолжал, видимо, выделяться и позднее, совместно с кварцем.

Таким образом, жильное тело претерпело в своем развитии сложные и многократные превращения с замещением ранних минералов более поздними.

Своеобразной особенностью руд является не-

обычно раннее выделение сульфостанната франкеита, который, по Тэрнеру, образуется здесь в составе минералов I-й стадии, отлагаясь непосредственно после касситерита. Касситерит встречается в виде плотных, среднезернистых и мелкозернистых агрегатов темного цвета, а также в виде отдельных желтовато-бурых кристаллов до 1 см в поперечнике. Кристаллы его обычно корродированы и рассечены по трещинам сульфидными прожилками. Местами встречается тонкоигльчатый касситерит в радиально-лучистых скоплениях. Вероятно, последний кристаллизовался уже при низких температурах.

Содержание касситерита изменяется с глубиной. По Альфельду (Ahlfeld, 1941), в месторождении проявляется вертикальная зональность: в верхней части в изобилии встречаются станнин, гюбнерит, тетраэдрит, франкеит, галенит; затем следует зона, богатая касситеритом, вольфрамитом и висмутином; с глубиной количество касситерита уменьшается, одновременно возрастает количество турмалина; пирротин и сфалерит встречаются во всех зонах. Тэрнер придерживается иной точки зрения, считая, что идеальной зональности здесь не наблюдается, ибо такие минералы, как турмалин или пирротин, охватывают все зоны. Можно лишь говорить о существовании какого-то горизонта максимального обогащения касситеритом, выше и ниже которого залегают более бедные оловом зоны сульфидных руд. Лишь отдельные минералы указывают на некоторые закономерности изменения состава с глубиной; так, сфале-

рит тяготеет к верхним частям месторождения, в то время как с глубиной намечается возрастание количества кварца.

Далагуа является крупнейшим коренным оловорудным месторождением в мире. Содержание олова в руде 3,38%, производственная мощность составляла в 1940 г. 900 т олова в месяц. За все время эксплуатации (до 1939 г.) на месторождении добыто 350 000 т олова.

б) Тип Кольквечака

Месторождение Кольквечака чрезвычайно интересно в минералогическом отношении. Здесь широкое развитие получили разнообразные редкие минералы — сульфоантимониты, сульфостаннаты, сульфовисмутиты серебра, свинца и меди. В прошлом Кольквечака дала значительное количество серебра. Отдельные жилы месторождения разрабатывались на олово при довольно высоком содержании.

Рудные тела Кольквечака располагаются в этмолите дацитов — они представляют трещинные жилы выполнения, ограниченные четкими, резкими зальбандами.

По составу жилы разнообразны. В центре дацитового «штока» жилы сложены пирито-сфалеритово-кварцевой рудой с игольчатым бурым касситеритом. Местами встречаются в жилах участки, сложенные почти целиком тиллитом, а также выделения франкеита в сростании с цинковой обманкой и каким-то сульфоантимонитом свинца типа джемсонита. В одной из жил обнаружены вольфрамит и турмалин. Очень интересна в отношении оловоносности жила Дескубридора, расположенная на юге рудника Алиада. Эта жила имеет грубопоясовое строение и сложена, главным образом пирротином и цинковой обманкой, а также пиритом, представляющим, повидимому, продукт гипогенного превращения пирротина. Помимо этих главных минералов в жиле присутствуют арсенопирит, касситерит, тесно ассоциирующий с цинковой обманкой, станнит, галенит, бурнонит, джемсонит, пираргирит и другие сульфосоли и, наконец, элатерит (органическое соединение, возникшее, вероятно, за счет битумов нижележащих девонских толщ).

Касситерит образует тесные сростания с цинковой обманкой — он встречается в кристаллах и криптокристаллических агрегатах (деревянистое олово), нередко ритмично чередуясь с пиритом и халцедоно-видным кварцем. Содержание олова в рудах, разрабатываемых в 1938 г., составляло 3—5%. Но эти касситеритсодержащие руды не являются главными на месторождении — наибольшее значение имели в прошлом серебряные жилы. Среди последних особенно интересна жила Галлофа, ныне почти целиком выработанная. Эта жила отличается очень сложной минерализацией; в составе ее определено 34 минерала, среди которых главным — цинковая обманка. Наряду с этим встречаются висмутин, самородный висмут, арсенопирит, галенит, раммельсбергит, дискразит, самородное серебро, аргентит, пирагирит, прустит, миаргирит, стефанит, полибазит и др. Очень интересно присутствие аргиродита-канфильдита, впервые описанного из этого месторождения.

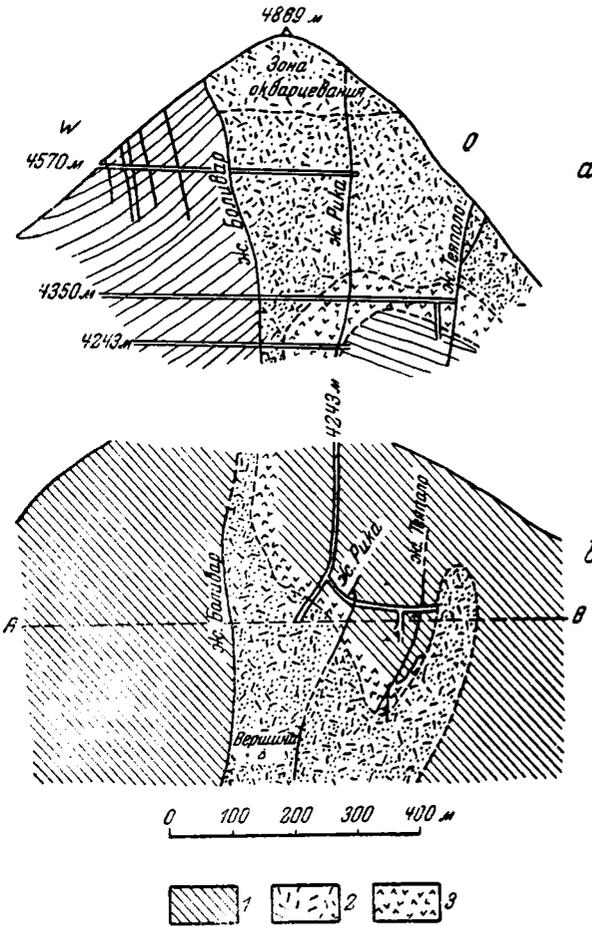
в) Тип Потози

Месторождение Потози локально связано с этмолитом риолитов, прорывающим осадочные породы палеозойского и третичного возраста; на глубине этмолит переходит в дайкообразное тело (фиг. 30). Риолиты

представляют породу, нацело измененную процессами автопневматолита, и о первичном составе их судить трудно.

На поверхности известно свыше 30 рудных жил, сложенных касситеритово-пиритовыми рудами. Жилы располагаются как в риолитах, так и во вмещающей осадочной толще. Простирание их близко к меридиональному. Мощность колеблется от 0,1 до 0,3 м и редко в раздувах достигает 1—1,5 м. На глубине мелкие жилы сливаются и общее количество рудных тел уменьшается.

Контакты жил не резкие, причем вмещающие породы близ жил пропилитизированы, позднее силицифицированы и серицитизированы. Обычно вблизи рудных жил наблюдается обильная пиритовая импреньяция, а также многочисленные тонкие рудные прожилки и проводники. Главным минералом является пирит, следующим по распространенности — кварц. Подчиненную роль играют касситерит, тетраэдрит, станнин, матильдит, халькопирит и бурнонит. Станнин местами встречается в значительных скоплениях. Интересно присутствие значительного количества серебросодержащего тетраэдрита, нередко образующего кристаллы в друзах. Полосы тетраэдрита местами перемежаются с полосами,



Фиг. 30. Месторождение Потози (по Ahlfeld).
— разрез по линии А — В верхней части горы; б — план горизонта 42—43 м; 1 — палеозойские сланцы; 2 — кварцевый порфир; 3 — эруптивная брекчия.

обогатненными касситеритом, обуславливая ленточную текстуру жил. Касситерит присутствует в плотных массах, мелкозернистых агрегатах и игольчатых кристаллах, иногда и в колломорфных выделениях.

Месторождение вскрыто на глубину 800 м. Согласно Альфельду (Ahlfeld, 1941), наблюдается зональное изменение минерализации по вертикали: верхняя часть месторождения до глубины 400 м необычайно обогащена серебряными сульфосолями с касситеритом; некоторые жилы содержат также барит; глубже (400—700 м) залегает зона, содержащая касситерит и сравнительно небольшое количество серебряных минералов, — на смену им здесь появляется станнин. Наконец, еще ниже (700—800 м) наряду с касситеритом широкое развитие получают воль-

фрамит, висмутин, станнин, халькопирит, в то время как серебряные руды отсутствуют.

Альфельд устанавливает также известную горизонтальную зональность в изменении минерализации относительно центра рудного узла Потози, выражающуюся в появлении в периферических частях месторождения низкотемпературных жил, содержащих сфалерит, вюрцит, галенит, сульфоантимониты свинца и тетраэдрит.

За время эксплуатации с 1545 г. и доньше из месторождения Потози добыто 30 000 т серебра. Добыча олова ведется с 1890 г. Действительные запасы олова по месторождению составляют 16 000 т, вероятные — 70 000 т, содержание олова в руде 1.1—1.2%.

К типу Потози относится также весьма своеобразное месторождение Чокайя, приуроченное к близповерхностной интрузии кварцевого порфира, видимо соединявшейся с эффузивными покровами, развитыми в окрестностях месторождения. Кварцевые порфиры сильно изменены постмагматическими процессами — окварцованы, серицитизированы и пиритизированы. Рудные тела встречаются в кварцевых порфирах, покровах эффузивов и осадочных палеозойских породах. Всего на месторождении Чокайя известно 8 рудных жил северо-западного простирания. Главное рудное тело, носящее на разных участках различные названия, прослежено на 3 км при мощности в среднем 3 м; в южной части месторождения мощность составляет 0.8 м.

Северная и южная части рудного тела несколько различны по текстуре и минеральному составу. В северной части (рудник Оплока) развиты кокардовые и пиритово-касситеритовые руды; здесь обломки кварцевого порфира, частично не измененного, частью пиритизированного или импреньированного касситеритом, окружаются ритмично чередующимися кольцами касситерита и пирита шириною от 0.2 до 15 мм. Иногда наружное пиритовое кольцо окружается корочкой станнина. Касситерит присутствует в плотных скрытокристаллических агрегатах; повидимому, рудные тела образовались из коллоидных растворов.

Южная половина рудного тела (рудник Анимас) отличается сложным минералогическим составом. Главным минералом здесь также является пирит, в значительном количестве присутствуют блеклая руда, арсенопирит, станнин, касситерит (2 генерации), кварц. Подчиненную роль играют халькопирит, марказит и значительную примесь составляют сфалерит, галенит, джемсонит, висмутовый блеск, сульфоантимониты серебра.

Взаимоотношения минералов весьма сложны, причем интенсивно проявлены процессы замещения. Так, касситерит в жилах интенсивно замещается станнином; станнин в свою очередь замещается блеклой рудой. Висмутин в игольчатых агрегатах вростает в касситерит и пирит.

Порядок выделения, по Альфельду, следующий: пирит, кварц, касситерит, висмутовый блеск, халькопирит, станнин, блеклые руды, джемсонит, сульфоантимониты серебра. Отношение касситерита к станнину в рудах = 2 : 1.

В других жилах (Анимас, Артуро) минералогический состав несколько иной — в них большую роль играют галенит, вюрцит и франкеит; наконец, имеется группа наиболее молодых жил, содержащих галенит, сфалерит и в качестве жильного минерала — кварц или опал. Чокайя, по Альфельду, является примером месторождения, образованного при низких температуре и давлении. В конце процесса минерализации возникли агрегаты типичного деревянистого олова — плотные массы

касситерита с почковидной поверхностью, обнаруживающие в поляризованном свете субпараллельное волокнистое строение. Окраска этих агрегатов мясо-красная из-за примеси Fe. Эти коллоидные образования, несомненно, гипогенного происхождения. Они образованы восходящими растворами близ земной поверхности при очень низкой температуре.

Запасы по месторождению подсчитаны на участке предприятия Чокайя—Оплока в 11 400 т олова, при содержании олова в руде 2,3%, по предприятию Чокайя—Анимас — 41 000 т олова, при содержании 2,5%.

г) Тип Каргуаиколло

Своеобразная эпитермальна́я минерализация (Turneure and Gibson, 1945) наблюдается в месторождении Каргуаиколло (Каргуи́колло), залегающем, так же как и Чокайя, в кварцевых порфирах. Жилы Каргуаиколло имеют ритмично-полосчатое сложение. Они состоят из чередующихся полос вюртцита, тиллита, пирита. Помимо этого в рудах присутствуют сфалерит, марказит, франкеит, арсенопирит, касситерит, галенит и в некоторых жилах прустит. Касситерит здесь является поздним минералом — он тесно ассоциирует с галенитом. Нередко оба эти минерала развиваются по тиллиту. При этом замещении сохраняются формы тиллитовых пластинок и возникают минеральные агрегаты, весьма напоминающие параморфозы по тиллиту Синанчинского месторождения в Приморье (см. «Месторождения СССР»).

В. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛИВИИ

Своеобразные черты южно-болливийских месторождений определяются образованием их вблизи поверхности. Наибольшее развитие близповерхностные месторождения имеют в пределах дугообразного изгиба складчатой зоны, характеризующегося обилием крупных разломов. По этим разломам поднимались к поверхности, последовательно, слабо дифференцированные магматические расплавы и затем, после образования эффузивов, рудоносные эманации. Последние удалялись от активного источника оруденения иногда на значительные расстояния, что доказывается, прежде всего, значительным протяжением месторождений по вертикали. При этом локальная связь месторождений с экструзивными neckами, служившими каналами для поднимающихся растворов, определяет в значительной мере многие особенности состава месторождения: предварительный прогрев экструзивных тел, их общее пропаривание создали несколько необычайные термические условия в близповерхностных горизонтах. Растворы поднимались, не теряя высокой температуры, и на незначительном расстоянии от поверхности, иногда не выше нескольких сот метров, происходило быстрое рудоотложение с образованием резко телескопированных руд с их необычными парагенетическими «ксенотермальными» ассоциациями (Лалагуа).

В тех случаях, когда предварительного прогрева рудовмещающей толщи не было, возникали менее телескопированные, относительно низкотемпературные месторождения типа Потози. Именно эти последние имеют наибольшее протяжение по вертикали.

Близповерхностные рудопроявления характеризуются очень сложным минералогическим составом и в первую очередь — обилием сульфосолей. Условий для дифференциации постмагматических растворов, с разделением их во времени и пространстве, здесь не было; совместное находде-

ние элементов сульфосоединений Pb, Cu, Ag с элементами сульфокислот Bi, Sb, As в пределах близкой к поверхности зоны обусловило возникновение разнообразных сульфоантимонитов, сульфовисмутитов и сульфоарсенитов. Олово здесь также входит в состав сульфокислотного радикала, образуя ряд сульфостаннатов, необычных для других оловянных районов. Особенно обильны сульфостаннаты в наиболее низкотемпературных месторождениях этой группы, где они местами полностью заменяют касситерит. Химизм растворов при образовании близповерхностных месторождений существенно менялся. На наиболее высокотемпературных стадиях процесса, как и в обычных касситеритово-сульфидных месторождениях «нормального» типа, еще отчетливо проявляется недостаток серы по отношению к железу — преимущественное развитие имеет в этих месторождениях пирротин. В более низкотемпературных месторождениях пирротин почти полностью заменяется пиритом. Присутствие алучита во многих месторождениях, вюртцита и гипогенного марказита как будто говорит о кислой реакции растворов в некоторые моменты рудообразования. Тэрнер высказывает предположение, что в отдельные моменты рудного процесса свободная серная кислота могла возникать в результате взаимодействия многосернистых растворов с водой. От содержания серы в растворе зависит, по видимому, также соотношение касситерита и сульфостаннатов в рудах.

Развитие ритмичной лентчатости и ритмичной перемежаемости колец в рудах с кокардовой структурой, а также часто встречающиеся натечные, типично колломорфные агрегаты убедительно говорят о значительной роли коллоидов в процессе рудообразования. Альфельд предполагает, что перенос рудообразующих компонентов совершался в виде ионов, и лишь в процессе рудоотложения компоненты проходили через стадию зольей и осаждались в виде смешанных коллоидов, позднее разделявшихся и кристаллизовавшихся. В связи с этим далеко не всегда возможно установить последовательность выделения отдельных минералов.

В близповерхностных месторождениях наиболее ярко проявлены основные черты, присущие прочим месторождениям касситеритово-сульфидной формации. Резкой границы между близповерхностными и «нормальными» (по Альфельду) месторождениями провести нельзя, так как обе группы связаны постепенными переходами.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. Оловянные месторождения Австралии. Литературный очерк (рукопись в фондах ИГН АН СССР).
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. 1941. Москва — Ленинград.
- Бубнов С. Геология Европы. т. II. ОНТИ НКТП, 1935.
- Готман Я. Д., Месторождения олова в Западной Европе (рукопись, фонды ИГН АН СССР).
- Зверев В. Н., Трофимов В. С. и др. Иностранные месторождения олова (рукопись, фонды ВСЕГЕИ).
- Крейтер В. М. и Красников В. И. Цветные металлы. Сборник „Цветная металлургия“ центральной и восточной Германии“. Металлургиздам, 1947.
- Месторождения олова капиталистических стран. Составили: Гречухин Н. А., Дюкалов Н. А., Косов Б. М. и др., 1940, Гостоптехиздат.
- Ahlfeld F. Der Wismutberg Tasna. Z. Prakt. Geol., 1932, 40, Н. 8, 119—125.
- Ahlfeld F. Neue Beobachtungen am Cerro von Potosi. Z. Prakt. Geol., 1935, 43, Н. 11.
- Ahlfeld F. Über das Alter der Zinnbringenden Magnengesteine Boliviens. Zbl. Min. Geol. u. Paleont., Abt. A, 1937, № 2.
- Ahlfeld F. Zoning in the Bolivian tin-belt. Econ. Geol., 1941, № 6.

- Ahlfeld F., Mosebach R., Ochmichen H. Zinnerzvorkommen in der Provinz Hunan. N. Jb. A, 1938, B. B. 73, H. 3.
- Almeida de S. C., Johnston W. D., Leonardos O. H. and Scorza E. P. The Beryl-Tantalite-Cassiterite Pegmatites of Paraiba and Rio Grande do Norte. Northeastern Brasil. Econ. Geol., vol. 39, 1944, No. 3.
- Banks H. R. Tin at the Sullivan Concentrator. Canadian Min. a. Met. Bull., 1941, No. 356.
- Cissarz A. Übergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. N. Jb. Min. B. B. 56, A, 1928.
- Dalmer K. Der Altenberg-Graupener Zinnerzlagertätendistrict. Zs. Prakt. Geol., 1894, 313—332.
- Dewey G. S. The mineral zones of Cornwall. Proc. Geol. Ass. London 1925, 36, 2.
- Foshag W. F. and Fries C. Tin deposits of the republic of Mexico. U. S. Geol. Surv. Bull., 935—C, 1942.
- Fries C. Tin deposits of the Black Range Catron and Sierra Counties. U. S. Geol. Surv. Bull., 922—M, 1940.
- Hewitt W. P. Geology and mineralization of the San-Antonio Mine, Santa Eulalia District, Chihuahua, Mexico Bull. Geol. Soc. Amer., 1943, 54, No. 2.
- Hsu, Ke-Chin. Tungsten deposits of southern Kiangsi, China. Econ. Geol., 1943, No. 6.
- Jones R. W. Tinfields of the world, London. 1925.
- Juan V. C. Mineral resources of China. Ec. Geol, 1946, № 4.
- Kato T. Some characteristic features of the ore deposits of Japan related genetically to the late tertiary volcanic activity. Jap. Journ. Geol. a. Geogr., 1928, 6, No. 1. 2.
- Kato T. The Jukuno-Akenobe Metallogenetic province. Jap. Journ. Geol. a. Geogr. 1928, 6, No. 3.
- Kenny E. J. Tin. New S. Wales Dep. Min., 1922. Bull. No. 1.
- Knopf A. Geology of the Seward peninsula tin deposits, Alaska. U. S. Geol. Surv. 1908, Bull., No. 358.
- Knopf A. Some features of the Alaska tin deposits. Econ. Geol., 1909, No. 3.
- Knopf A. Wood tin in the tertiary rhyolites of northern Nevada. Econ. Geol., 1916, v. 11, No 7.
- Mac Alister D. A. Geol. aspect of the lodes of Cornwall. Econ. Geol., 1908, 5, 363.
- Mac Donald D. P. Cassiterite Deposits of Leeuwpoort, Transvaal Trans. geol. Soc. S. Afr., v. 16, 1914.
- Mac Donald D. P. Note on the red Felspar of the Bushveld tin deposits. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1914, 17, 57—59.
- Maitland A. Mineral resources of the Pilbara Goldfield. Geol. surv. West Aust. Bull. 23, 1906.
- Ramdohr P. Ein Zinnvorkommen im Marmor bei Arandis, Deutsch-Südwest-Africa. N. Jb. Min., A, 1936, B. B. 70, 1—45.
- Scrivenor J. B. The Malayan ore deposits. London, 1928.
- Singewald J. T. The Erzgebirge tin deposits. Econ. Geol., 1910, 5, No. 2, 3.
- Smith W. C. and Page Lincoln R. Tin-bearing pegmatites of the Tinton district. Lawrence county, South Dakota. U. S. Geol. Surv., 1941, Bull. 922—T.
- Steidtmann E. a. Cathcart. Geology of the York tin deposits, Alaska. U. S. Geol. Surv, 1922, Bull. No. 733.
- Studt F. E. The Geology of Katanga a. Northern Rhodesia. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1914, 16.
- Thamm N. Die Zinnerzvorkommen und der Zinnbergbau Afrikas, Mitteilungen der Gruppe Deutscher Kolonialwirtschaften Unternehmungen. Berlin, 1943.
- Thompson R. M. An occurrence of cassiterite at Dublin Gulch, Jukon territory. Econ. Geol., 1945, No. 2.
- Turneure F. S. The tin deposits of Llallagua, Bolivia. Econ. Geol., 1935, 30, No. 1—2.
- Turneure F. S. and Gibson R. Tin deposits of Carguaicollo, Bolivia. Am. Jour. of Sc. Daly, vol. 243-A, 1945.
- Wagner P. The Mutue Fides-Stavoren tinfields. S. Afr. Geol. Surv., 1921, Mem. No. 16.
- Wang C. C. a. Hsiung. The cassiterite-arsenopirite pipe in Southern Hunan, China Bull. Geol. Surv., China, 1935, No. 26, Sept.
- Weston-Dunn J. A. The economic geology of Mount Bischoff tin deposits, Tasmania. Econ. Geol., 1922, 17, No. 3.

ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

ВВЕДЕНИЕ

Оловянная промышленность, одна из самых молодых отраслей горного дела в Союзе, возникла совсем недавно. От старой дореволюционной России в наследство досталось лишь бедное Оюонское месторождение, разрабатывавшееся еще в первой половине XIX века. Полоса открытий оловорудных месторождений началась в 1927 г., когда С. С. Смирновым было обнаружено олово в рудах давно известного и некогда эксплуатировавшегося Смирновского свинцово-цинкового месторождения в Забайкалье; затем им же было открыто олово в рудах Хапчеранги, Имтанджи, после чего последовал целый ряд открытий — выявились широкое развитие оловорудных месторождений в Забайкалье, на Дальнем Востоке, наконец открыта была оловорудная провинция северо-востока Азии.

Размещение оловорудных районов на территории СССР в общем не равномерно. Наиболее крупные концентрации олова сосредоточены в восточных и северо-восточных районах Союза. Здесь выделяется мезозойский металлогенический пояс, проявляющийся в верховьях Колымы и Янском районе. Восточное продолжение северного конца этого пояса мы находим на побережье бассейна Северного Ледовитого океана в оловорудных районах Чаунской губы и Чукотки, а далее к востоку эта же зона, видимо, продолжается в рудный район Аляски.

По направлению к югу от верховьев Колымы рудоносный пояс прослеживается с перерывами через бассейны Уды и Май и далее, повидимому, разделяется на две ветви. Западная ветвь уходит через верховья Селемджи в Забайкалье и далее в Монголию; восточная ветвь протягивается к югу, восточнее Бурейского жесткого массива, по направлению к Маньчжурии.

С востока описываемый мезозойский пояс граничит с альпийской металлогенической зоной, протягивающейся по побережью Тихого океана. Здесь выявлен оловорудный район Приморья.

Резко подчиненную роль, по сравнению с этими оловорудными провинциями, играют районы Средней Азии, Кавказа, Карело-Финской ССР. К оловорудным районам из них, собственно, может быть причислена лишь Калба с ее многочисленными, но мелкими месторождениями. На Кавказе, в Средней Азии и в Карело-Финской ССР олово играет резко подчиненную роль среди прочих металлов, и специфически оловорудные месторождения появляются лишь спорадически.

В настоящей статье дается краткое описание оловорудных районов СССР и главных месторождений. Описание районов проявления оловянного оруденения проводится по географическому принципу с запада на восток.

Основное внимание уделено геологическому положению оловорудных районов и зон в металлогенических провинциях, по возможности освещены наиболее типичные и интересные месторождения олова.

I. БАЛТИЙСКИЙ ШИТ

В пределах Балтийского щита расположено оловорудное месторождение Питкаранта, генетически связанное с докембрийской интрузией и представленное оловоносными сульфидно-магнетитовыми скарнами в известняках.

Месторождение находится в экзоконтактном ореоле массива порфировидных гранитов «рапакиви» и приурочено к трем пластам известняка, заключенным в толще амфиболитовых сланцев.

Известняки на значительное расстояние от контакта с интрузией рапакиви превращены в гранатово-пироксеновые скарны с бедной вкрапленностью магнетита, пирротина, пирита и др. Основная фаза оруденения является эпигенетической и налагается на скарны. В эту, более позднюю, стадию минералообразования возникли значительные концентрации магнетита, еще позднее были отложены касситерит, шеелит и, наконец, сульфиды. Последние представлены главным образом пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, в меньшей степени галенитом, блеклой рудой, разнообразными висмутовыми минералами. Из жильных минералов в «рудную фазу» процесса отлагались кварц, кальцит, флюорит, топаз.

Касситерит, судя по облику кристаллов и тесной ассоциации с сульфидами, образован в гидротермальную стадию процесса минералообразования. Он местами образует значительные скопления, но в общем содержание олова в руде низкое.

В прошлом месторождение разрабатывалось по преимуществу как железорудное, олово извлекалось лишь попутно. Достаточно отметить, что за 90 лет эксплуатации здесь добыто всего около 500 т олова.

II. УРАЛ

На Урале олово в небольших количествах обнаружено в составе некоторых колчеданных месторождений — Блявинского, Гумеровского. Как установлено при микроскопическом изучении руд, в Гумеровском месторождении олово присутствует в виде касситерита, образующего тонко распыленную вкрапленность в сульфидных рудах.

Частично олово, вероятно, входит в состав сульфидов. Так, по данным Е. Е. Захарова и С. А. Юшко, олово обнаружено в составе некоторых блеклых руд из колчеданных месторождений. Последнее наблюдение представляет лишь чисто геохимический интерес.

III. КAVKAZ

Кавказский хребет в геологическом отношении представляет сложный антиклинорий, образованный в результате последовательного наложения различных орогенических циклов до третичного включительно.

Оруденение Кавказа связано с разновозрастными интрузиями, начиная от докембрийских и кончая альпийскими (неинтрузии).

Известные в настоящее время оловорудные проявления Кавказа можно разбить на две группы:

- 1) месторождения, связанные с древними интрузиями, представленные преимущественно оловоносными пегматитами;
- 2) месторождения, связанные с так называемыми «несинтрузиями», относящиеся главным образом к касситеритово-сульфидной формации.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДРЕВНИМИ ИНТРУЗИЯМИ

Докембрийские (или ниже-палеозойские) граниты, развитые в осевой зоне Кавказского антиклинория, сопровождаются обильными и разнообразными пегматитами. Касситерит обнаружен в грейзенизированных и альбитизированных пегматитах бассейнов рек Билягидон и Чегем. Дайки оловоносных пегматитов расположены как в метаморфических сланцах, так и в гранитах. Оруденение неравномерное и в общем бедное. Серьезного практического значения указанные месторождения не имеют.

Значительно больший интерес представляют месторождения, связанные с неосинтрузиями.

2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С НЕОИНТРУЗИЯМИ

Распространение мезо-кайнозойских изверженных пород или неосинтрузий ограничено узкой зоной, протягивающейся вдоль оси главного Кавказского хребта. Зона эта разделяет две различные в структурно-геологическом отношении области: область северных склонов хребта, характеризующуюся развитием морского мезозоя, и область южных склонов, сложенную преимущественно эффузивно-туфовыми и флишевыми мезозойскими отложениями. Таким образом, неосинтрузии приурочены к мобильной области шельфа. Последняя отмечена крупными продольными разломами, послужившими каналами для проникновения рудоносной магмы и ее гидротермальных производных. Л. А. Варданянц (1931) намечает две сближенные параллельные полосы максимального распространения интрузий и месторождений — полосу северного склона и полосу южного склона, ограничивающие горстообразно выжатую осевую часть Кавказского антиклинория.

Оловорудные проявления, связанные с неосинтрузиями, представлены оловоносными скарнами (Мукулан, Тютю-су), а также слабооловоносными свинцово-цинковыми месторождениями (Бурон).

Оловоносные скарны Тютю-су и Мукулана расположены неподалеку от вольфрамово-молибденового скарнового месторождения Тырны-Ауз.

Месторождение Мукулан, по А. Г. Теремецкой, находится в экзоконтактной зоне интрузии послеюрских порфировидных гранитов и гранодиоритов. Вмещающие породы — карбоновые известняки с прослоями песчаников — превращены в скарны. В скарновом ореоле, окружающей интрузию, выделяются полосы, обогащенные магнетитом и сульфидами, главным образом арсенопиритом и пиритом, в меньшем количестве пирротинном, сфалеритом, молибденитом, галенитом, борнитом, халькопиритом.

Касситерит вместе с сульфидами образует мельчайшую пылевидную рассеянную вкрапленность в магнетитовых скарнах. Несколько

более крупные кристаллы касситерита, во всяком случае вполне различимые под микроскопом, встречены в составе хлоритовых пород, пространственно обособленных от магнетитовых скарнов.

Месторождение Тютю-су является представителем сульфидного подтипа скарновых месторождений. Рудоносные скарны Тютю образуют линзообразные тела северо-восточного простирания, секущие метаморфические сланцы. В составе скарнов обнаружены роговая обманка, цоизит, эпидот, геденбергит, кварц, гранат; меньшую роль играют полевой шпат, карбонаты, апатит, хлорит.

Рудные минералы — халькопирит, пирит, магнетит, касситерит, пирротин — образуют рассеянную вкрапленность в скарне и обособляются также в самостоятельных линзах и прожилках. Как и Мукулан, промышленного значения месторождение Тютю-су не имеет.

Относительно больший интерес представляют свинцово-цинковые месторождения района, из которых олово может извлекаться как побочный продукт при добыче свинца и цинка. К этому типу относится Буронское месторождение.

Рудное тело Буронского месторождения представляет линзообразную жилу, залегающую согласно с напластованием вмещающих кристаллических сланцев. Оруденение относится к типу колчеданных залежей полиметаллического состава. Главными минералами являются пирротин, пирит, подчиненными — галенит, сфалерит, халькопирит, небольшую роль играют арсенопирит, магнетит, и, наконец, очень незначительную примесь составляет касситерит. Последний приурочен преимущественно к пиритовым рудам и встречается в виде мелких зерен размерами от 0.01—0.5 мм.

Характеризуя Кавказ в целом как район возможной оловоносности, следует отметить его более значительные перспективы по сравнению с Уралом. Наиболее интересными будут, повидимому, касситеритово-сульфидные месторождения, связанные с неointрузиями.

IV. СРЕДНЯЯ АЗИЯ

А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Рудные проявления обширной территории Средней Азии связаны с единым тектоно-магматическим циклом, проявившимся на грани палеозоя и мезозоя, и лишь в северных дугах Тянь-Шаня, повидимому, имеет место и более раннее каледонское оруденение (месторождение Караваш).

В поздние фазы варисской складчатости были образованы крупнейшие месторождения меди, свинца-цинка, вольфрама, мышьяка и других металлов. Олово в Средней Азии, как и на Кавказе, играет подчиненную роль, встречаясь спорадически в оловоносных пегматитах, кварцевых жилах, скарнах, полиметаллических месторождениях.

Оловорудные месторождения Средней Азии группируются в пределах двух зон. Первая зона — южная — объединяет хребты Алайский, Туркестанский и его Гиссаро-Зеравшанские виргации. В осевой части хребтов здесь развиты оловоносные пегматиты, а на склонах — скарновые месторождения, приуроченные к известнякам. В западной части этой зоны обнаружены касситеритово-кварцевые месторождения.

Вторая зона — северная — протягивается на запад от пика Хан-Тенгри через хребты Таласский, Кара-тау. Она совпадает со «струк-

турной линией Тянь-Шаня», выделенной В. А. Николаевым (1933). Оловорудные проявления северной зоны относятся к касситеритово-сульфидной формации.

Помимо этого признаки оловянного оруденения известны в верховьях реки Чаткал, а также в районе Кара-Мазара, где касситерит в виде незначительной примеси присутствует в некоторых полиметаллических месторождениях (Такели).

Б. ОЛОВОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖНОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЕ ДУГИ ТЯНЬ-ШАНЯ)

Алае-Туркестанская горная цепь представляет крупный антиклинорий, осложненный складчатостью второго порядка. В осевой части антиклинория обнажаются метаморфические сланцы нижнего палеозоя и массивы биотитовых гранитов, а в крыльях — богатые известняками толщи среднего палеозоя и грубокластические песчаниково-сланцевые верхнепалеозойские отложения. По периферии эти палеозойские сооружения окаймляются выходами мезо-кайнозоя; последние встречаются также в ядрах второстепенных синклинальных структур, осложняющих крылья главного антиклинория.

Все породы смяты в складки широкого простирания, нередко нарушенные продольными разрывами типа крутых надвигов или взбросов. Палеозойские разломы в значительной мере контролируют распределение рудных месторождений района.

В размещении рудных месторождений можно отметить поясовую зональность, в значительной мере обусловленную особенностями литологии различных зон, а также различными условиями формирования интрузии. В осевой части антиклинория, сложенной метаморфическими сланцами, развиты оловоносные пегматиты; они связаны с биотитовыми, сравнительно глубинными гранитами. В крыльях антиклинория (особенно в северном) среди известняковых полей в связи с малыми интрузиями гранодиоритового состава встречаются рудоносные скарны с вольфрамом и оловом, а также метасоматические мышьяковые месторождения. Последние в наиболее высокотемпературных своих представителях также содержат иногда касситерит (Чал-Куйрюк). Наконец, к крупной тектонической зоне, протягивающейся вдоль северных предгорьев Алае-Туркестанской цепи, приурочены сурьмяно-ртутные месторождения.

1. Оловоносные пегматиты

Преимущественное развитие оловоносные пегматиты имеют в Туркестанском хребте, но отдельные месторождения встречены также в пределах Зеравшанского хребта.

Месторождения представлены грейзенизированными и альбитизированными пегматитами. Согласно Д. И. Щербакову (1936), наиболее интересны среди разнообразных пегматитов района пегматиты альбитовые (вторично альбитизированные). Последние характеризуются развитием сахаровидного альбита, пластинчатого клевеландита, сподумена, появлением литиевых слюд, триплита, литиофилита, ландезита, гордонита. В этой же разновидности пегматитов встречены кристаллики рубеллита, а также касситерит. По А. Е. Ферсману, эта группа может быть отнесена к натрово-литиевому типу. В минералогическом отношении она обнаруживает сходство с пегматитами Завитой

(см. ниже раздел «Забайкалье»). Касситерит начинает выделяться сравнительно рано, вскоре после микроклина, но основные концентрации он дает, как обычно, в постпегматитовые стадии, тяготея к участкам наибольшего проявления альбитизации и грейзенизации. В грейзенах касситерит распределен весьма неравномерно, образуя местами значительные концентрации.

Пегматитовые месторождения Туркестанского хребта (месторождения Кара-су, Дукенек, Тамынген) одно время усиленно разведывались и частично эксплуатировались в наиболее богатых участках. Промышленное значение месторождений не велико; неравномерное и в общем крайне низкое содержание касситерита, а также чрезвычайно трудные экономические условия обуславливают высокую стоимость получаемого концентрата.

2. Оловоносные скарны

Скарновые месторождения в известняках, связанные с гипабиссальными интрузиями гранодиоритового состава, имеют широкое развитие на южных склонах Алайского, Туркестанского и Гиссарского хребтов. К этому типу принадлежат вольфрамовые (Лянгар) и оловянно-вольфрамовые месторождения (Майхура, Такфон).

Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение, согласно А. Г. Ивашенцеву (1941), представляет пологопадающую скарновую залежь на контакте гранодиоритов с известняками. Залежь имеет зональное строение: в лежачем боку, в контакте с гранодиоритами развиты гранатовые скарны, по мере удаления от контакта большую роль начинает играть пироксен, и, наконец, у контакта с известняками, в всячем боку скарновой зоны, находятся пироксеновые скарны с включениями шеелита. Скарны пересечены линзовидными кварцевыми телами с сульфидами, шеелитом и касситеритом. Кварцевые линзы иногда достигают длины 50 м при мощности 1—1.5 м. Минералогический состав обычен для скарнов этого типа: скарнообразующие минералы представлены гранатом, эпидотом, пироксеном, волластонитом, везувианом, кальцитом, кварцем; рудные — шеелитом (двух или трех генераций), касситеритом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, пиритом.

В Такфоне мы имеем пример скарнового месторождения, удаленного от активной интрузии, — ближайший выход изверженных пород (гранодиоритов) известен в 5 км от месторождения. Оруденение приурочено к контакту палеозойских известняков и сланцев и представлено пластовыми залежами силикатного скарна с неправильными линзами, гнездами и просечками кварца с касситеритом, шеелитом и сульфидами.

Скарновая порода состоит главным образом из пироксена, в меньшем количестве присутствуют гранаты, актинолит, апатит, турмалин, кальцит и рудные минералы — пирротин, шеелит, магнетит, халькопирит, касситерит и сфалерит. Редко встречаются марказит, висмутин и самородный висмут. В составе кварцевых обособлений резко преобладают арсенопирит, касситерит в виде мелких игольчатых кристаллов и шеелит; подчиненное значение имеют пирротин и другие сульфиды. Контакт кварцевых тел с оруденелыми скарнами не резкий — жильная масса постепенно переходит в скарновую породу, импрегнированную сульфидами.

По условиям образования Такфонское месторождение может быть отнесено к гипотермальному типу.

3. Касситеритово-кварцевые месторождения

На западном продолжении Алае-Туркестанской рудной зоны в Зирабулак-Зиадинских горах недавно открыты касситеритово-кварцевые месторождения. Наиболее интересными из них являются Карнобское и Чангаллы. На Карнобском месторождении, согласно В. Э. Пояркову, обнаружена серия широтных оловоносных кварцевых жил в биотитовых гранитах. В кварцевых жилах встречаются серицит, арсенопирит, пирит, касситерит, реже полихромный турмалин, топаз, флюорит и др. К тому же типу относится и месторождение Чангаллы.

В. ОЛОВОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЗОНЫ

Северная зона оловорудных проявлений совпадает с гипотетической «главной структурной линией Тянь-Шаня», отделяющей, по В. А. Николаеву, каледонский материк от Тянь-Шанской среднепалеозойской геосинклинали.

Эта зона в период среднего и верхнего палеозоя являлась весьма подвижной областью шельфа. В пределах ее происходило накопление мощных толщ перемежающихся песчаников и сланцев, а также имели место многократные излияния магмы на поверхность с образованием эффузивов и туфов.

В период верхнепалеозойской или нижнемезозойской (?) складчатости оформились многочисленные разрывы — крупные надвиги в крыльях варисских складок, послужившие каналами для внедрения рудоносных интрузий. Зона наиболее интенсивного проявления дизъюнктивных нарушений имеет ширину 30—40 км и протягивается на сотни километров от пика Хан-Тенгри через хребты Киргизский, Таласский до Кара-тау на западе. Она отмечена серией крупных разрывов и выходами поздневарисских интрузий, проникающих по дизъюнктивным нарушениям иногда в виде крупных дайкообразных тел. В. И. Смирнов и В. З. Козеренко (1940) выделяют две группы разновременных интрузий: 1) гранодиориты и плагииграниты и 2) аляскитовые граниты.

Крайняя изменчивость и непостоянство состава интрузий отражают беспокойную обстановку кристаллизации в условиях нарушенной и мобильной зоны. Интрузии обладают чертами, присущими гипабиссальным фациям. Они сопровождаются оловорудными проявлениями касситеритово-сульфидной формации. Последние представлены оловоносными скарнами (Караваш), а также оловоносными свинцово-цинковыми месторождениями (Курган, Актюз, Буурду).

1. Оловоносные скарны (Каравашское месторождение)

Оловоносные магнетитовые скарны Караваша расположены в южном контакте крупного каледонского Сусамырского гранитного массива. Месторождение представлено магнетитовыми линзами и зонами сульфидной вкрапленности в полосе скарнов, приуроченных к зоне дробления, которая отделяет на юге граниты от вмещающих пород — известняков и роговиков. Состав скарнов обычный — преобладают пироксеновые и пироксеново-гранатовые разновидности с вкрапленностью магнетита. Линзы сплошного магнетита (2-й генерации) приурочены к трещинам, секущим скарны. Магнетит встречается в кри-

сталлах, колломорфных выделениях и псевдоморфозах по гематиту. Касситерит образует мелкую рассеянную вкрапленность в магнетитовых рудных телах, а также в зонах сульфидизации.

Скарновые проявления имеют довольно большое развитие и к востоку от Караваша, в районе Сон-Куль. Они интересны здесь как вольфрамовые месторождения, и вполне возможно, что в этом районе могут быть также обнаружены скарны оловоносные.

2. Галенитово-сфалеритовые месторождения

Олово известно в составе некоторых свинцово-цинковых месторождений: Курганского, Актюзского и др.

Курганское месторождение представляет пример месторождения промежуточного типа между хлоритово-сульфидными и галенитово-сфалеритовыми.

Рудные тела Курганского месторождения (В. И. Смирнов, Л. В. Радугина и В. А. Ловчиновская, 1937) залегают в виде линз и коротких жил в известняках нижнего силура. Они сложены массивными пирротиновыми и сфалеритово-галенитовыми рудами. В подчиненном количестве присутствуют: пирит, арсенопирит, халькопирит, касситерит и станнин; последний образуется на контакте сфалерита с секущими прожилками карбоната. Жильные минералы — кварц и карбонат — играют в общем подчиненную роль.

Площадь месторождения Актюз сложена метаморфическими сланцами, прорванными дайками и неправильными телами ортофиоров. Рудное тело имеет форму штока. Рудные минералы представлены галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, молибденитом, касситеритом, магнетитом. Жильными минералами являются кварц и железо-марганцовый карбонат. Из месторождения Актюз олово может извлекаться попутно при добыче свинца и цинка.

V. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

На территории Центрального Казахстана известны довольно многочисленные, но мелкие месторождения олова. Преимущественным распространением здесь пользуются оловоносные грейзены в гранитах различного возраста и скарновые месторождения в известняках.

Вопрос о возрасте рудоносных интрузий спорен: некоторые авторы полагают, что оловянное оруденение связано с докембрийскими и каледонскими гранитами, другие считают более вероятным, что оловоносные граниты имеют карбоновый или пермский возраст.

Наиболее изученным среди коренных месторождений является Каз-Калаи.

Каз-Калаинское месторождение представлено оловоносными грейзеновыми зонами в эндо- и экзоконтакте гранитной интрузии, относимой М. Н. Альтгаузенем к докембрию (?). Касситерит встречается как в грейзене, так и в составе тонких, коротких кварцевых и кварцево-полевошпатовых прожилков, развитых в поле грейзенизированных гранитов. Общая площадь грейзенизированного участка равна 0,25 км². В местах наибольшего сгущения кварцевых прожилков, несущих касситерит, содержание олова едва приближается к промышленному. В целом же месторождение может быть охарактеризовано как убогое, не имеющее практического значения.

Касситерит присутствует также в рудах недавно открытого месторождения Кара-Опа. По предварительным сведениям, это месторождение представлено кварцевыми жилами в гранитах. В жилах наблюдаются богатые скопления вольфрамита, касситерит же в них является подчиненным минералом.

Возможно, что известный интерес представят россыпи Центрального Казахстана, связанные с разрушением грейзенизированных гранитов. Такие россыпи известны в Улутау, по Ишиму, а также в горах Кызылгас (Атасуйское месторождение). М. Н. Альтгаузен высказывает предположение о существовании наряду с современными оловоносными отложениями древних, погребенных россыпей.

VI. КАЛБА-НАРЫМ И АЛТАЙ

А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Алтай представляет варисскую и частью более древнюю складчатую область с многообразной и сложной минерализацией. Месторождения различных металлов обособляются в пределах крупных зон, вытянутых согласно простиранию складчатых структур в северо-западном направлении.

По направлению с северо-востока на юго-запад можно выделить следующие зоны: 1) Горный Алтай, характеризующийся развитием вольфрамовых месторождений, 2) Рудный Алтай с его многочисленными свинцово-цинковыми и медными месторождениями типа колчеданных залежей и, наконец, 3) Калба-Нарымский район развития оловянно-вольфрамовых и в южной части золотых месторождений. Границы отмеченных зон тектонические, причем считается, что Рудный Алтай несколько опущен относительно Алтая Горного, а возможно и района Калбы. Впрочем, значительных перемещений вдоль ограничивающих его разломов не отмечено, и объяснять отличия минерализации описываемых зон только влиянием различного эрозионного среза нельзя. Повидимому, эти отличия обусловлены совместным влиянием ряда причин, и прежде всего различным положением описываемых областей в складчатой зоне.

История формирования Алтая в прерудный период, согласно В. П. Нехорошеву (1938), представляется в следующем виде.

«В течение палеозоя на месте Алтая располагался геосинклинальный бассейн, постепенно, при орогенических движениях смещавшийся к юго-западу, а к северо-востоку от него происходило наращивание суши по юго-западному краю Сибирской платформы.

Рудный Алтай в течение девона и карбона представлял шельф с бурным проявлением вулканизма. Далее, к северо-востоку, в Горном Алтае располагалась более устойчивая часть суши, куда карбоновое море уже не проникало. К юго-западу от Рудного Алтая, наоборот, располагалась осевая часть геосинклинального прогиба, куда поступал лишь тонкий глинисто-песчаный материал, накопившийся за время непрерывного погружения в течение девона и нижнего карбона». Именно в этой зоне развития глинистых пород и оформилась в дальнейшем рудная зона Калба-Нарыма.

И. Ф. Григорьев (1934) основную причину различия минерализации отмеченных зон видит в различиях тектонического режима в разных частях орогена. В наиболее мобильной зоне «рудного грабена» или Рудного Алтая постоянные тектонические подвижки препятствовали

нормальной дифференциации магмы. Магма из магматического очага поднималась по разломам с образование «малых интрузий» кварцевых порфиров, гранофилов, альбитофилов, несущих с собой полиметаллическое оруденение. Вне «рудного грабена», в более спокойной обстановке кристаллизовались массивы биотитовых гранитов, сопровождавшихся молибденовыми и вольфрамовыми месторождениями в Горном Алтае и оловоносными пегматитами и касситеритово- и вольфрамитово-кварцевыми жилами в Калба-Нарыме. Однако отсутствие симметрии в распределении элементов крайних зон трудно объяснить, исходя только из анализа геотектонического режима в пределах этих областей. Вероятно, здесь существенное влияние, наряду с другими факторами, оказали особенности состава вмещающих пород: олово, как и во многих других оловорудных районах, здесь исключительно четко приурочено к полосе развития мощных песчаниково-сланцевых отложений центральной зоны геосинклинального прогиба, вольфрам же и молибден выходят за пределы этой зоны и встречаются в значительном количестве также в области Горного Алтая. Колчеданные свинцово-цинково-медные месторождения здесь отчетливо приурочены к полосе развития эффузивно-туфовых пород и в этом отношении наблюдается некоторая аналогия Рудного Алтая с полосой развития колчеданных месторождений Урала.

Б. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБА-НАРЫМА

Калба-Нарымский район характеризуется развитием многочисленных, но в общем не крупных месторождений олова и вольфрама. Интенсивное развитие имеют касситеритово- и вольфрамитово-кварцевые месторождения и в меньшей степени оловоносные пегматиты. Олово добывалось здесь еще в древности, и большая часть месторождений ныне перекрывается по следам древних «чуждских работ».

Оловорудные месторождения Калба-Нарыма генетически связаны с крупной варисской интрузией порфировидных биотитовых гранитов, так называемым Прииртышским гранитным массивом. Прииртышский массив протягивается в виде полосы на 400 с лишним километров (фиг. 1). По данным Морозенко (1937), он внедрился по границе между кристаллическими сланцами Иртышской зоны смятия и неметаморфизованными песчаниково-сланцевыми отложениями левобережья Иртыша.

По особенностям химического состава граниты Прииртышского массива сходны с оловоносными гранитами Забайкалья; они характеризуются некоторой пересыщенностью глиноземом, небольшим содержанием кальция и примерно равными молекулярными количествами калия и натрия. Условия формирования массива были не везде одинаковы. В целом, как уже было отмечено, массив кристаллизовался в относительно спокойной обстановке. Однако отголоски тектонических движений, проявлявшихся в пределах «Рудного грабена», нарушали и здесь нормальное течение дифференциации. Вероятно, именно тектоническими подвижками, облегчавшими интенсивное выделение летучих, объясняется широкое развитие порфировидных структур гранита.

В участках, менее затронутых тектоническими движениями, существовали условия спокойной дифференциации, вплоть до отщепления пегматитового остатка. Согласно Н. К. Морозенко, пегматитовые жилы местами столь обильны, что переплетаясь дают почти сплошные пегматитовые участки в несколько квадратных километров.

Наиболее продуктивными являются бортовые контакты интрузии, особенно южный, полого погружающийся под сланцы. Нередко здесь месторождения приурочены к боковым гребням массива, проявляющимся на поверхности в виде втеков и языкообразных выступов, иногда к мелким сателлитам в бортах интрузии. Как отмечает Н. К. Морозенко, оловорудные месторождения, в отличие от месторождений вольфрама, обычно ограниченных узкой зоной контакта, встречаются в пределах более широкой полосы, располагаясь в гранитах и особенно в сланцах, нередко в некотором удалении от контакта.

Часто месторождения в сланцах приурочены к зонам смятия, простирающимся, как и главные зоны Алтая, в северо-западном направлении (Кара-Гоин, Урунхай и др.).

1. Калбинский район

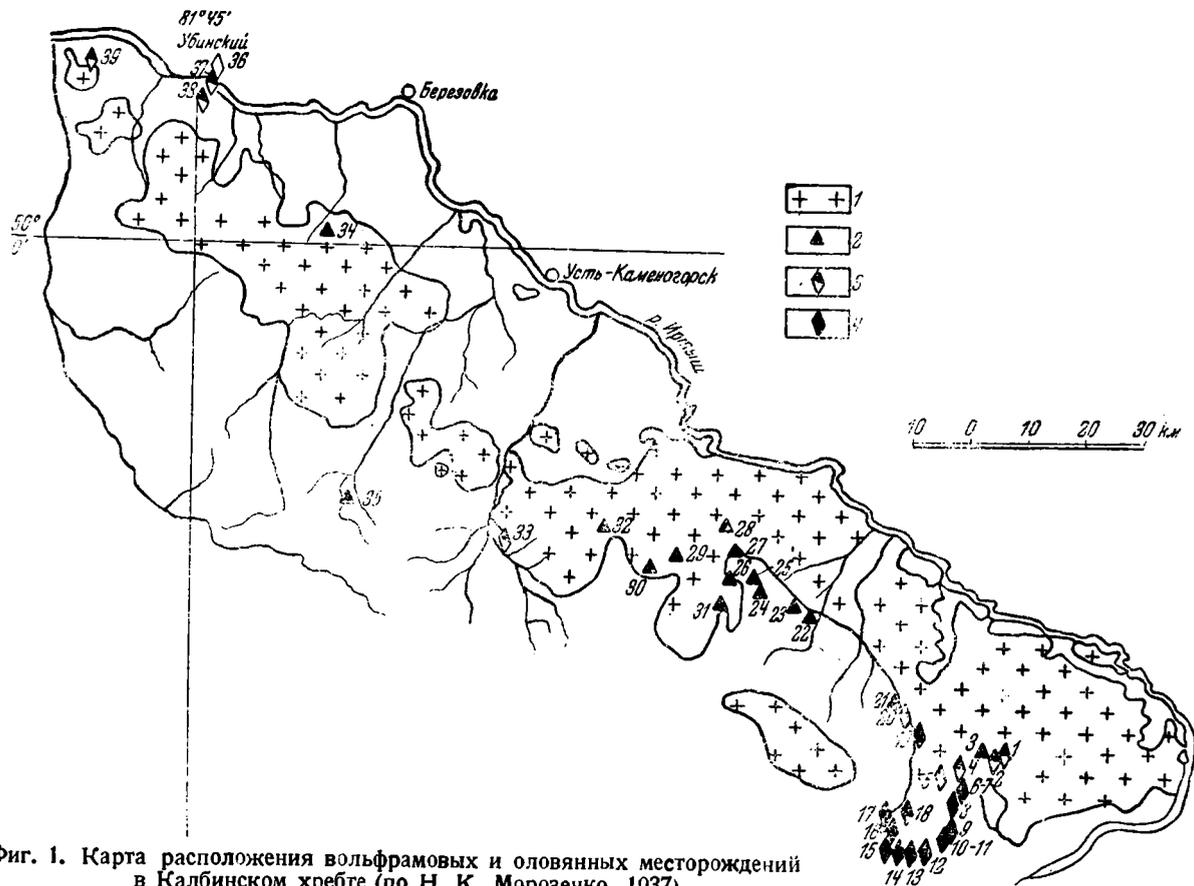
Среди оловорудных проявлений пегматитовой формации наиболее интересно Бай-Мурзинское месторождение, представленное серией мощных пегматитовых даек. Пегматитовые дайки Бай-Мурзы имеют меридиональное простирание; они располагаются в гранитах неподалеку от контакта со сланцами. Главными минералами в составе пегматита являются кварц, сподумен, полевые шпаты. Из рудных минералов практически интересен лишь касситерит, обычно мелкозернистый, более или менее равномерно рассеянный в пегматитовом теле. Именно равномерное распределение касситерита в пегматитовой дайке выгодно отличает Бай-Мурзу от большей части месторождений пегматитовой формации.

На непосредственном продолжении Бай-Мурзинской зоны находится своеобразное Белогорское месторождение, представленное пегматитовыми жилами с мощной осевой зоной кварца. Очень интересны оловоносные пегматиты бассейна реки Асу-Булак, содержащие разнообразные литиевые и цезиевые минералы месторождения Ак-Кезень, Унгур-Сай, Красный Кордон. Здесь, по данным Н. И. Гинзбурга, обнаружены сподумен, петалит, лепидолит, амблигонит, сопровождаемые клевеландитом, поллучитом, полихромным турмалином. Весь этот комплекс литиевых и цезиевых минералов проявляется преимущественно в раздувах даек, приуроченных к их изгибам. Здесь же встречается касситерит.

Месторождения касситеритово-кварцевой формации в Калбе очень многочисленны и в общем довольно однотипны. В качестве примеров рудопроявлений этой формации приведем описание месторождений Кара-Гоин и Чудского.

Кара-Гоинское месторождение расположено в сланцах неподалеку от южного контакта Прииртышского массива. Рудными телами являются кварцево-полевошпатовые «пегматоидные» дайки с бедной вкрапленностью касситерита и многочисленные, но мелкие касситеритово-кварцевые жилы. Последние наибольшее развитие имеют в восточной части месторождения. Они обычно крайне незначительны по размерам, быстро выклиниваются, уступая место тонким проводникам и зонам грейзенизации. Простирание жил преимущественно северо-западное, согласное со сланцами. Минералогический состав сравнительно прост: главным минералом является кварц, подчиненное значение имеют полевой шпат, слюда, флюорит, апатит, касситерит, арсенопирит.

Месторождение Кара-Гоин характеризуется бедными рудами. В настоящее время оно законсервировано.



Фиг. 1. Карта расположения вольфрамовых и оловянных месторождений в Калбинском хребте (по Н. К. Морозенко, 1937).

I — граниты; II — оловянные месторождения; III — оловянно-вольфрамовые месторождения; IV — вольфрамовые месторождения; 1 — Карашское; 2 — Сергиевское; 3 — Курабайское; 4 — Комсомольское; 5 — Чудское; 6 — Горьковское; 7 — Уваровское; 8 — Люксембургское; 9 — Октябрьское; 10 — Скалистое; 11 — Восточное; 12 — Цнигринское; 13 — Западное; Мало-Кайндинское; 14 — Пионерское; 15 — Верхне-Раздольнинское, Раздольнинское; 16 — Стасинское, Средне-Кайндинское; 17 — Редметовское, Средне-Кайндинское, Серке-Булакское; 18 — Большевикское, Фурмановское, Горняцкое, Дженичке; 19 — Лайбулакское; 20 — Восточно-Калбинское; 21 — Верхне-Черновское; 22 — Кырч-Чукур; 23 — Кызыл-Чилик; 24 — Бай-Мурза; 25 — Калын-Топкан; 26 — Джамаш Джезикке; 27 — Чальче; 28 — Ак-Кезень; 29 — Иас-Тюбе; 30 — Кара-Гоин; 31 — Куту; 32 — Урумжай; 33 — Себинское; 34 — Пролетарское; 35 — Мынчункур; 36 — Убинское; 37 — Тортбала; 38 — Кайндинское; 39 — Измайловское.

Рудные тела Чудского месторождения — кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления — расположены среди гранитов Прииртышского массива. Они содержат вкрапленность касситерита, арсенипирита, реже вольфрамита и сопровождаются грейзенизацией вмещающих гранитов.

2. Нарымский район

Нарымский район в геологическом и металлогеническом отношении представляет непосредственное продолжение оловорудного района Калбы. Наибольший интерес здесь представляют месторождения Чердожк и Ленинское, также принадлежащие к касситеритово-кварцевой формации.

Месторождение Чердожк находится в пределах так называемого Кунушского массива — сателлита главного Калба-Нарымского (Прииртышского) интрузива. Кунушский массив сложен плагиогранит-порфирами, интенсивно минерализованными и пересеченными многочисленными кварцевыми жилами. Таким образом, массив в целом представляет как бы очень убогий штокверк, в пределах которого выделяются три участка наибольшего сгущения рудоносных жил. Наибольший интерес имеет второй участок.

Штокверковое тело второго участка слагается многочисленными сбlijенными кварцевыми телами, следующими по трещинам северо-восточного и северо-западного простирания. В. М. Цветков в пределах этого, в общем убогого штокверка выделяет серию обогащенных, веерообразно расходящихся зон простирания от северо-восточного до меридионального. Эти зоны насыщены поперечными короткими линзами и прожилками северо-западного простирания. Именно совокупность этих поперечных прожилков определяет рудоносность выделенных зон.

Кварцевые прожилки имеют неправильные, нерезкие ограничения. Они сложены преимущественно кварцем с турмалином и касситеритом. В небольшом количестве присутствуют шеелит, топаз, флюорит. Ничтожную роль играют сульфиды — арсенипирит, халькопирит, пирит.

Касситерит концентрируется главным образом у зальбандов жил, образуя неправильные гнезда. Иногда он встречается в хорошо образованных кристаллах. Следует отметить очень тесную ассоциацию его с турмалином.

Другим интересным месторождением Нарымского района является Ленинское, расположенное в эндоконтактной зоне гранитного массива. Жилы Ленинского месторождения залегают исключительно в гранитах и выклиниваются, переходя в сланцы. Они отличаются преимущественно широтным простиранием и полого падают под углом 35—40° в северном направлении. Наибольшее значение имеют полевошпатово-кварцевые жилы, сложенные серым, иногда молочно-белым кварцем, и подчиненными полевыми шпатами, располагающимися вдоль зальбандов. Помимо этого присутствуют мусковит, черный турмалин, а из рудных минералов — касситерит, шеелит, арсенипирит. Жилы сопровождаются зонами грейзена.

Распределение касситерита в рудах неправильное, гнездовое, причем закономерности расположения обогащенных участков не выяснены.

Помимо касситеритово-кварцевых жил на месторождении известны более древние касситеритсодержащие жилы гранит-аплитов и пегматитов, практически не интересные в отношении оловоносности. Рудные жилы секутся дайками лампрофиров.

VII. ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

В Западной Сибири близ Новосибирска недавно выявлены весьма своеобразные оловоносные россыпи, четвертичные и меловые, представляющие остатки древней коры выветривания на поверхности Колыванского варисского гранитного массива.

Коренные оловорудные тела Колыванского месторождения представлены зонами оловоносного сидерофиллитового грейзена и мелкими кварцевыми жилками с касситеритом и вольфрамитом, приуроченными к трещинам отдельности гранитов. Известные в настоящее время коренные рудные тела практического значения не имеют; возможно, что основной источник питания россыпей еще не выявлен. Большой интерес, чем коренное оруденение, представляют россыпи, и среди них особенно перспективны древние — мезозойские. Последние развиты на площади так называемого «Снежного плато» и прослеживаются под третьей террасой реки Оби. Они приурочены к впадинам на размытой поверхности гранитного массива и слагаются слабо отсортированными глинистыми и кварцевыми песками и песчанистыми глинами мезозойского возраста. Эти в морфологическом отношении крайне сложные россыпи характеризуются весьма неравномерным распределением касситерита в песках с чередованием обогащенных «кустов» и бедных участков.

Колыванское месторождение является пока единственным на территории Союза примером промышленной древней погребенной россыпи мезозойского возраста. Аналогичные россыпи могут быть встречены и в других районах развития варисских коренных месторождений олова — например, в Центральном Казахстане и на Калбе. В связи с этим изучение Колывани представляет, помимо практического значения, также и теоретический интерес. В дальнейшем желательно проведение широкой ревизии варисских интрузий Западной Сибири с целью выявления степени их оловоносности. Заслуживает внимания указание В. М. Ратынского на повышенную оловоносность углей (до 0.03% в золе) из месторождений западной части Кузбасса, прилегающей к Салаирскому кряжу (Боровик и Ратынский, 1944).

VIII. ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Известные в пределах Енисейского кряжа проявления оловянного оруденения принадлежат в основном к пегматитовой формации. Коренные месторождения олова (Енашиминское и другие) представлены своеобразными, интенсивно альбитизированными пегматитами натролитиевого типа, содержащими обильный полихромный турмалин и сподумен. Несмотря на крупные размеры рудных тел, выявленные коренные месторождения промышленного значения не имеют вследствие убогого содержания касситерита.

Сравнительно большего внимания заслуживают оловоносные россыпи, известные, в частности, в бассейне р. Еруды.

IX. ЗАБАЙКАЛЬЕ

A. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Оловорудная провинция Забайкалья протягивается в юго-западном направлении от верховий Амура до бассейна р. Чикой, продолжаясь далее в пределы Монголии.

В геологическом отношении Забайкалье представляет молодую складчатую страну с северо-восточным простиранением основных структур.

Геологическое строение этой области очень сложно: разнообразие осадочных и метаморфических пород, обычно сложно дислоцированных, широкое развитие дизъюнктивных нарушений, осложняющих пликативные структуры, наконец обилие разновозрастных изверженных пород — все это обуславливает чрезвычайную пестроту и мозаичность наблюдаемой геологической картины. Схематически геологическое строение Забайкалья представляется в следующем виде.

Наиболее древние породы — метаморфические сланцы, гнейсы и кристаллические известняки нижнего палеозоя и докембрия (?) обнажаются в наиболее эродированных участках. Они слагают осевые части крупных антиклинальных структур и наибольшее развитие получают в участках вздымания осей складок.

Более молодые песчаниково-сланцевые отложения, относительно мало метаморфизованные, слагают крылья крупных антиклиналов и местами обнажаются на значительной площади. Монотонность этой свиты чередования песчаников и сланцев и отсутствие сколько-нибудь выделяющихся маркирующих горизонтов весьма затрудняют расшифровку геологических структур в районах развития этих отложений. Возраст низов песчаниково-сланцевой толщи на основании единичных фаунистических находок определяется как среднепалеозойский. Возможно, что некоторая часть немых песчаниково-сланцевых отложений, которым в настоящее время приписывается среднепалеозойский возраст, относится на самом деле к перми и даже к триасу. Отметим, что пермские отложения литологически мало отличаются от отложений среднепалеозойских; однако они отделены от среднепалеозойской формации перерывом, связанным с проявлением варисской складчатости, и знаменуют собой начало нового цикла осадконакопления, продолжавшегося в триасе и, после некоторого перерыва в нижней и средней юре.

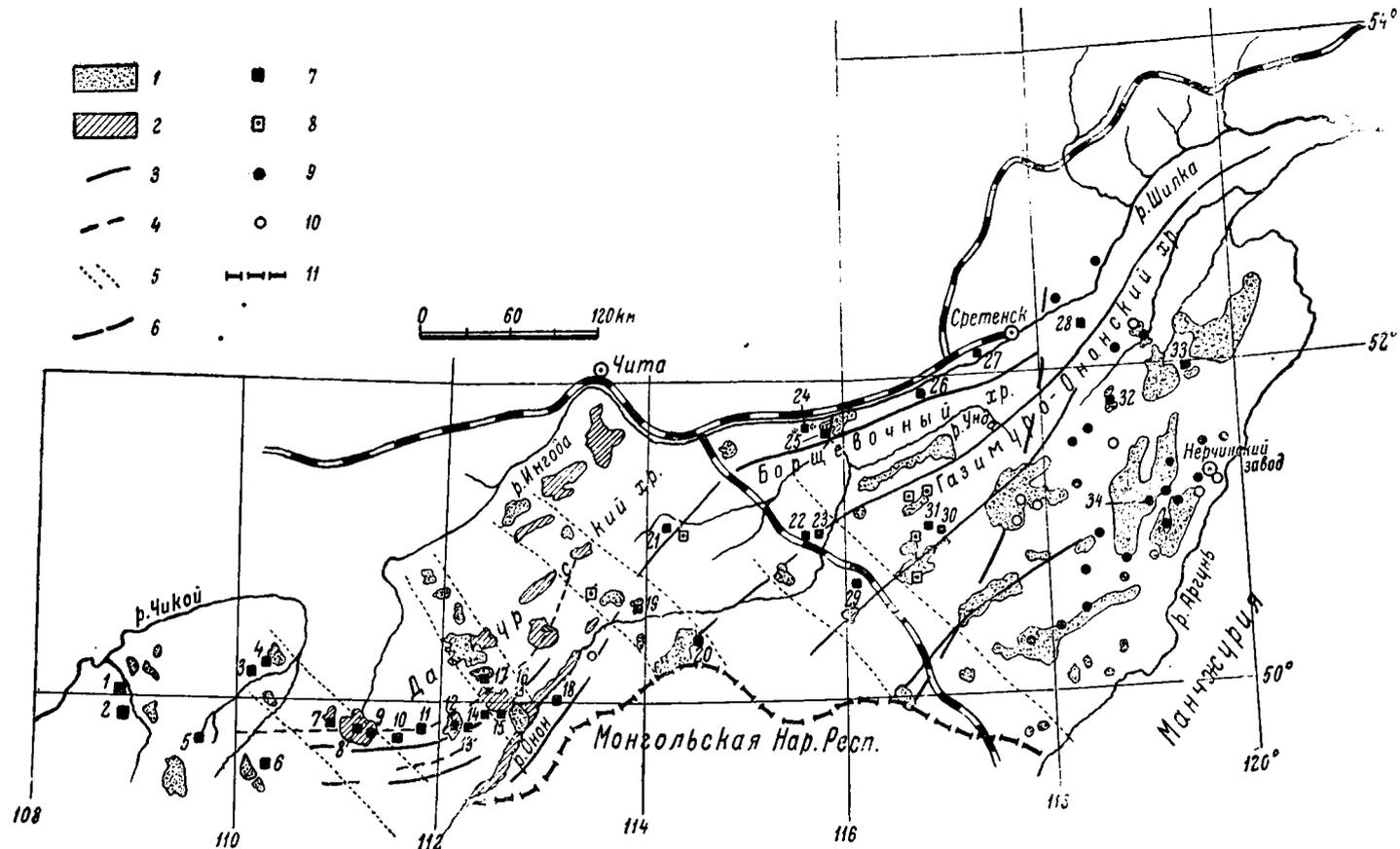
Триасовые и нижне- и среднеюрские отложения представлены по преимуществу морскими флишевыми осадками. В окраинной части юрского морского бассейна получают развитие грубообломочные кластические отложения так называемой «алгачинской фации» (J_2). Морские юрские отложения развиты лишь в восточной части Восточного Забайкалья, где они слагают днища крупных синклинальных структур.

Послесреднеюрские формации представлены исключительно эффузивами и континентальными фациями осадочных отложений: верхнеюрскими порфиритами, дацитами, в меньшей степени липаритами, затем нижнемеловыми угленосными песчаниково-сланцевыми отложениями с эффузивно-туфовыми прослоями и, наконец, третичными грубообломочными конгломератами, третичными или четвертичными базальтами.

Тектоническое строение Забайкалья изучено еще слабо. Как уже было отмечено, главные структуры простираются в северо-восточном направлении (фиг. 2). Можно думать, что они были заложены в большинстве своем еще в палеозое и продолжали формироваться в мезозое и кайнозое.

На большей части протяжения Забайкальской рудоносной провинции наблюдается совпадение направлений складчатости варисской и киммерийской, так что можно говорить о наследовании структур. В Восточном Забайкалье с севера на юг выделяются следующие пликативные структуры: Борщевочный антиклинал, Ундино-Дайнский синклинал, Газимуро-Оюнский антиклинал, Аленгуевский синклинал и т. д.

Особое положение в структуре занимает участок, расположенный к западу от г. Читы. Здесь палеозойские складки меняют северо-восточное простиранье на меридиональное или даже на северо-западное.



Фиг. 2. Схема расположения месторождений и мезозойских интрузий Забайкальской оловорудной провинции.

1 — граниты I_3 — Cr_1 ; 2 — эффузивы Давурского хребта и близповерхностные интрузии, приуроченные к зонам разлома; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей; 5 — границы поперечных зон развития мезозойских интрузий; 6 — граница области развития известняков Приаргунского района; 7 — месторождения оловянные и оловянно-вольфрамовые; 8 — месторождения вольфрамовые; 9 — месторождения свинцово-цинковые; 10 — месторождения железорудные; 11 — госграница СССР.

Список оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений: 1 — Костречихинское; 2 — Нижне-Еловское; 3 — Шумиловское; 4 — Молодежное; 5 — Чиконокское; 6 — Баджираевское; 7 — Ашаглейское; 8 — Сохондинское; 9 — Улуртуевское; 10 — Улурийское; 11 — Бильиринское; 12 — Бырдинское; 13 — Хапчерангинское; 14 — Тарбальджейское; 15 — Харатуевское; 16 — Алачинское; 17 — Беренское; 18 — Халзанское (Марининское); 19 — Зувундурское; 20 — Ималкинское; 21 — Зун-Килькинда, Барун-Килькинда, Зун-Угжигье; 22 — Ононское; 23 — Мало-Кульдинское; 24 — Завитинское; 25 — Луковогорское; 26 — Капгинское; 27 — Шилкинское; 28 — Чичиканское; 29 — Шерловогорское; 30 — Алдакачинское; 31 — Зиганское; 32 — Ушминское; 33 — Зеренское; 34 — Смирновское.

Южнее, в пределах Монголии, и восточнее складки снова приобретают северо-восточное простирание, образуя таким образом резкий S-образный изгиб. Эта область меридионального простирания складок (Агинско-Ононский жесткий массив, по И. С. Валицкой, вела себя резко отлично от смежных участков в ходе дальнейшего геологического развития. Она являлась, видимо, частью нижнемезозойского континента, ограничивая с запада юрское море (J_1 — J_2). Характерной особенностью этой зоны является незначительное развитие интрузивных пород. В период мезокайнозоя эта область как жесткое сооружение реагировала на тангенциальные напряжения образованием разломов, к которым в основном и приурочены цепочки мелких массивов рудоносных интрузий. Мезозойские складки обтекают описываемую область, повторяя в более плавном виде S-образный изгиб варисцид. Именно влиянием Агинско-Ононского массива можно объяснить изгиб мезозойских складок в области южных склонов Даурского хребта. Ниже будет показано, что эта часть Даурского хребта в структурно-геологическом и металлогеническом отношении резко отлична от других участков Забайкалья.

Интрузивные породы слагают значительные площади в Забайкалье. Они представлены главным образом гранитами. Резко подчиненное развитие имеют основные породы. Среди гранитных интрузий выделяют каледонские (?), варисские, древнекиммерийские и, наконец, новокиммерийские — носители оловянно-вольфрамового, молибденового, золотого и свинцово-цинкового и мышьякового оруденения. Вопрос о металлоносности «древних» — доверхнеюрских интрузий далеко еще не ясен, поэтому на характеристике этих пород мы останавливаться не будем. Отметим только, что каледонские интрузии достоверно не установлены — к каледонскому циклу относят условно некоторые массивы катаклазированных гранитов Чикоя и Газимуро-Заводского района. Варисские и, быть может, древнекиммерийские интрузии занимают огромные площади, слагая ядра крупных антиклинальных структур в восточной части Восточного Забайкалья (Борщевочный массив, Газимуро-Ононский массив). Западнее меридиана Читы через Даурский хребет и весь Чикойский район протягивается огромный гранитный массив, так называемая Большая Даурская интрузия древнекиммерийского или варисского возраста.

Наиболее интересны в металлогеническом отношении новокиммерийские интрузии, образованные в верхнеюрское время. По существу вся металлогения Забайкалья связана с этими молодыми интрузиями. Последние представлены чаще небольшими массивами, приуроченными к разломам в крыльях крупных антиклиналов. В области развития мезозойских сланцев они нередко образуют согласные интрузии, выполняющие ядра второстепенных антиклинальных структур.

По составу новокиммерийские граниты довольно разнообразны: среди песчаниково-сланцевых отложений и древних гранитов преобладают нормальные кислые граниты, которые именно и являются источником оловянно-вольфрамового оруденения. В полях верхнеюрских эффузивов встречаются чаще гранитоиды повышенной основности, гранодиориты или кварцевые диориты, и, наконец, в области развития известняков также преобладают гранитоиды типа гранодиоритов, иногда граносиенитов; здесь они несут с собой свинец, цинк, мышьяк и железо. Полоса развития свинцово-цинковых месторождений и железорудных скарнов в известняках протягивается вдоль государственной границы в южной и юго-восточной части Советского Забайкалья; еще в 1931 г. она была выделена С. С. Смирновым (1931) в качестве особой полиметаллической зоны.

Таким образом, наблюдается известная зависимость состава молодых интрузий и рудных месторождений от характера вмещающих пород. Оловоносные интрузии, как было отмечено, представлены обычно кислыми гранитами. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей и некоторой пересыщенностью глиноземом. В зависимости от условий формирования возникают породы различной структуры. Порфирировидные или мелкозернистые аляскитовые граниты образуются в гипабиссальных условиях или в пределах зон дробления. Подобные граниты сопровождаются касситеритово-кварцевыми и местами касситеритово-сульфидными месторождениями.

Среди фаций умеренной глубины преобладают пегматоидные граниты; последние сопровождаются обычно оловоносными пегматитами. Отметим, что пегматоидные граниты местами развиваются и на сравнительно небольшой глубине, в тех случаях, когда интрузии формируются под плотной, относительно непроницаемой сланцевой крышкой. Подобные условия чаще имеют место в областях развития пластичных юрских сланцев, слабо нарушенных к моменту внедрения интрузий. Интрузии в этих случаях синхроничны со складчатостью, смявшей сланцы, и образуют согласные интрузивные тела в ядрах антиклиналей. Очевидно в этой обстановке создавались условия для спокойной кристаллизации магмы с последовательной дифференциацией расплава, вплоть до отщепления пегматитового остатка. Трещинообразование в кровле на этих участках обычно начиналось одновременно с образованием контракционных трещин в охладевшей поверхностной зоне гранитного массива. Именно в этот период внедрялись в осадочные породы конечные продукты магматической дифференциации с образованием пегматитовых жил. К таким, относительно неглубоким фациям можно отнести пегматоидные граниты Богова Утеса (Ононское месторождение), Кулинды, Цаган-Олуевского массива и т. д.

Как было отмечено, распределение оловоносных интрузий контролируется в основных чертах структурными направлениями северо-восточного простирания. Так, можно выделить Борщевочную оловорудную зону, протягивающуюся вдоль северных склонов Борщевочного хребта от Чичикана на северо-востоке до Завитой на юго-западе.

Несоизмеримо меньшая, но более насыщенная рудными проявлениями зона протягивается в осевой зоне Кукульбейского антиклинала. Здесь, на протяжении 80 км, отмечено свыше десятка оловянных и вольфрамовых месторождений, среди которых наиболее крупные Шерловогорское, Антоново-Горское, Арбуйское, Алдакачанское, Этыкинское.

Рудопроявления здесь связаны большей частью с согласными интрузиями, приуроченными к ядрам антиклиналей, сложенных юрскими сланцами. Характерно развитие ультракислых дифференциатов гранитной магмы, необычайно насыщенных минерализаторами — фтором, реже бором. Такие граниты, как шерловогорский, этыкинский и др., могут рассматриваться как обогащенные летучими продуктами глубинной дифференциации гранитной магмы или как своего рода пегматитовые остатки, внедрившиеся в сравнительно неглубокие горизонты.

В районе южных склонов Даурского хребта и в Чикойском районе зоны северо-восточного простирания, контролирующее распределение оловоносных интрузий, более многочисленны, поэтому при относительной разряженности рудных точек закономерности пространственного распределения последних выражены не столь четко. Тем не менее и здесь устанавливаются определенные рудоносные зоны, например

Хапчеранга-Тарбальджей-Талачинская зона, протягивающаяся вдоль осевой части мезозойского антиклинала, Шумиловская зона рудоносных грейзенов, совпадающая с осевой частью Эсутайско-Сенькинского антиклинала, Баджираевская зона и другие, менее четко выраженные.

Наряду с этим намечаются северо-западные зоны максимального развития рудоносных интрузий, совпадающие, вероятно, с поперечными перегибами всей складчатой серии или с поперечными разломами. К таким относятся: Иналка-Куранжа-Зун-Ундурская зона, Харалга-Джилинская зона, Хапчеранга-Былыринская и, наконец, Сохондо-Ашаглей-Шумиловская зона. (См. фиг. 2). Именно в пересечении этих зон с отмеченными выше зонами северо-восточного направления и создаются наиболее благоприятные условия для развития мезозойских интрузий.

Б. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Забайкальская оловорудная провинция характеризуется резким количественным преобладанием касситеритово-кварцевых месторождений над месторождениями других формаций — касситеритово-сульфидными и пегматитовыми.

Промышленное значение месторождений различных формаций отнюдь не совпадает с их количественной ролью. По степени важности в практическом отношении на первом месте стоят касситеритово-сульфидные месторождения, затем месторождения касситеритово-кварцевые и, наконец, оловоносные пегматиты.

Обычно месторождения различных формаций пространственно обособляются и редко встречаются совместно. Так, на фоне обширной зоны развития касситеритово-кварцевых месторождений выделяются лишь несколько участков проявления оловоносных пегматитов и резко обособленные области проявления сульфидного оруденения (южные склоны Даурского хребта, южная железо-свинцово-цинковая зона). Описание месторождений будет проведено по формациям с выделением наиболее характерных месторождений.

1. Оловоносные пегматиты

Оловоносные пегматиты сосредоточены в сравнительно немногочисленных участках. Наиболее интенсивны проявления пегматитового процесса в Завитинском рудном районе (Борщевочный хребет), Халзанском районе и бассейне реки Мензи (западная часть Чикойского района). В этих участках оловоносные пегматиты имеют очень широкое развитие и явно преобладают над месторождениями других формаций.

Отмеченные области развития пегматитов характеризуются сравнительно глубоким послерудным эрозионным срезом, который, возможно, обусловлен вздыманием осей антиклинорий или позднемезозойскими или третичными вертикальными поднятиями вдоль линий тектонических нарушений. Таким образом, благодаря вздыманию отдельных блоков, к одному гипсометрическому уровню с гипобиссальными интрузиями, в общем преобладающими в Забайкалье, в этих районах приведены фации средних глубин с их обильными пегматитами.

Как выше было отмечено, пегматиты спорадически встречаются и в области развития гипабиссальных фаций, там, где кристаллизация

магмы протекала под более или менее плотной и ненарушенной сланцевой покрывкой (Кулинда, Этыка и др.).

Оловоносные пегматиты Забайкалья в общем довольно однотипны. Обычно они характеризуются интенсивным проявлением альбитизации и грейзенизации. Именно с этими, по существу постпегматитовыми процессами связано отложение касситерита. Касситерит часто сопровождается выделениями турмалина, иногда топаза, граната, литиевой слюды. Таким образом, оловоносными являются участки пегматита, сильно измененные в результате наложения пневматолитовых и гидротермальных процессов.

Касситерит распределен в жильной массе обычно неравномерно, образуя местами значительные скопления. Содержание олова, отнесенное на всю жильную массу, обычно низкое; при эксплуатации избирательно отрабатываются лишь наиболее обогащенные участки. В связи с разрушением бедных пегматитовых жил возникают нередко промышленные россыпи. Как правило, россыпь, связанная с разрушением оловоносных пегматитов, имеет неизмеримо большее значение, чем коренное месторождение.

Из числа месторождений пегматитовой формации заслуживают упоминания Нижне-Еловское и Мысовское месторождения в районе нижнего течения р. Мензи, своеобразное трубчатое Улурийское тело (бассейн Былыры), группа пегматитовых жил Халзанского хребта, Зун- и Барун-Килькинда в районе рудника Спокойного, Кулинда в районе Ононского рудника и, наконец, многочисленные пегматитовые жилы Борщевочного хребта — Завитая, Луковая гора, Канга и др.

Наиболее характерным представителем пегматитовой формации является Завигинское месторождение с его многочисленными мощными пегматитовыми дайками в триасовых сланцах. Активная интрузия на Завитой еще не вскрыта эрозией — вероятно, ее апикальным выступом является небольшой массив пегматоидных гранитов, обнажающийся неподалеку от месторождения. Пегматитовые дайки приурочены, по О. Д. Левицкому, к выдержанным трещинам скальвания.

Текстура рудных тел весьма разнообразна. Чаще всего наблюдается отчетливое поясовое строение, обусловленное многократным чередованием зон различного минералогического состава. Значительно реже, в участках слабого развития процессов наложения, наблюдается массивная текстура. Наконец, местами очень характерна своеобразная брекчиевидная текстура, связанная с развитием процессов замещения вдоль неправильной сети взаимопересекающихся трещин.

Минералогический состав рудных тел также весьма разнообразен: наряду с калиевым полевым шпатом, кварцем и альбитом в большом количестве присутствуют сподумен, мусковит и несколько подчиненный цезийсодержащий лепидолит; заметную роль играют шерл и полихромный турмалин; подчиненное значение имеет апатит, сравнительно редки топаз и флюорит. Среди рудных минералов известен лишь касситерит.

О. Д. Левицкий выделяет следующие стадии минералообразования:

1) Стадия образования простого пегматита с характерными для нее калиевым полевым шпатом, кварцем, шерлом.

2) Стадия светлосерого мелкозернистого аплитта, рассекающего грубозернистый пегматоид.

3) Стадия образования сподумена, сопровождающегося кварцем, полихромным турмалином, апатитом и в небольшом количестве мусковитом и альбитом.

4) Стадия развития альбита замещения и грейзенизации, сопровождающаяся отложением касситерита, полихромного турмалина и, в начальный период, топаза.

5) Стадия образования пластинчатого альбита совместно с крупнопластинчатым мусковитом и касситеритом.

6) Стадия отложения сахаровидного альбита и несколько более позднего тонкозернистого, плотного альбита совместно с лепидолитом, кварцем и флюоритом. Касситерит в эту стадию практически отсутствует.

Из приведенного перечня основных стадий минералообразования можно сделать следующие выводы:

1) Завитинское месторождение является типичным примером распространенной группы натро-литиевых оловоносных пегматитов.

2) Отложение касситерита тесно связано с относительно ранними стадиями альбитизации и грейзенизации и практически прекращается в период образования лепидолита и поздних генераций альбита.

3) Характерная для месторождения стадия сподумена несколько разобщена во времени от стадии простого пегматита и вместе с тем отчетливо предшествует проявлению собственно рудных процессов.

Коренные жилы Завитинского месторождения эксплуатируются только на литий; содержание олова в них значительно ниже минимального промышленного. Олово добывается лишь из россыпей, связанных с разрушением пегматитовых даек.

В общем пегматитовые месторождения Забайкалья довольно однотипны, хотя отдельные стадии схемы процесса минералообразования, приведенной для Завитой, в некоторых месторождениях и выпадают; так, нигде столь резко, как в Завитой, не проявлена сподуменовая стадия, но везде одинаково отчетливо выражена приуроченность максимального выделения касситерита к стадиям альбитизации и грейзенизации. Неизменные, простые пегматиты всегда практически безрудны.

Особо следует отметить богатые топазом пегматиты Еловского месторождения, а также своеобразную разновидность амазонитовых оловоносных пегматитов, отмеченных на Этыке, в районе Спокойного и в бассейне Былыры (Улурийское месторождение).

2. Месторождения касситеритово-кварцевой формации

Касситеритово-кварцевые месторождения имеют очень большое развитие в Забайкалье.

В качестве площадей максимального развития месторождений касситеритово-кварцевой формации можно отметить Шилкинскую рудную зону, Кукульбейскую зону, область «Агинско-Ононского массива» и, наконец, обширную площадь верховий реки Чикоя и Чикокона.

Все отмеченные участки сложены песчаниково-сланцевыми отложениями или «древними» дорудными гранитами. Рудоносные интрузии представлены чаще гипабиссальными фациями и характеризуются

магмы протекала под более или менее плотной и ненарушенной сланцевой покрывкой (Кулинда, Этыка и др.).

Оловоносные пегматиты Забайкалья в общем довольно однотипны. Обычно они характеризуются интенсивным проявлением альбитизации и грейзенизации. Именно с этими, по существу постпегматитовыми процессами связано отложение касситерита. Касситерит часто сопровождается выделениями турмалина, иногда топаза, граната, литиевой слюды. Таким образом, оловоносными являются участки пегматита, сильно измененные в результате наложения пневматолитовых и гидротермальных процессов.

Касситерит распределен в жильной массе обычно неравномерно, образуя местами значительные скопления. Содержание олова, отнесенное на всю жильную массу, обычно низкое; при эксплуатации избирательно отрабатываются лишь наиболее обогащенные участки. В связи с разрушением бедных пегматитовых жил возникают нередко промышленные россыпи. Как правило, россыпь, связанная с разрушением оловоносных пегматитов, имеет неизмеримо большее значение, чем коренное месторождение.

Из числа месторождений пегматитовой формации заслуживают упоминания Нижне-Еловское и Мысовское месторождения в районе нижнего течения р. Мензи, своеобразное трубчатое Улурийское тело (бассейн Былыры), группа пегматитовых жил Халзанского хребта, Зун- и Барун-Килькинда в районе рудника Спокойного, Кулинда в районе Ононского рудника и, наконец, многочисленные пегматитовые жилы Борщевочного хребта — Завитая, Луковая гора, Канга и др.

Наиболее характерным представителем пегматитовой формации является Завитинское месторождение с его многочисленными мощными пегматитовыми дайками в триасовых сланцах. Активная интрузия на Завитой еще не вскрыта эрозией — вероятно, ее апикальным выступом является небольшой массив пегматоидных гранитов, обнажающийся неподалеку от месторождения. Пегматитовые дайки приурочены, по О. Д. Левицкому, к выдержанным трещинам скальвания.

Текстура рудных тел весьма разнообразна. Чаще всего наблюдается отчетливое поясовое строение, обусловленное многократным чередованием зон различного минералогического состава. Значительно реже, в участках слабого развития процессов наложения, наблюдается массивная текстура. Наконец, местами очень характерна своеобразная брекчиевидная текстура, связанная с развитием процессов замещения вдоль неправильной сети взаимопересекающихся трещин.

Минералогический состав рудных тел также весьма разнообразен: наряду с калиевым полевым шпатом, кварцем и альбитом в большом количестве присутствуют сподумен, мусковит и несколько подчиненный цезийсодержащий лепидолит; заметную роль играют шерл и полихромный турмалин; подчиненное значение имеет апатит, сравнительно редки топаз и флюорит. Среди рудных минералов известен лишь касситерит.

О. Д. Левицкий выделяет следующие стадии минералообразования:

- 1) Стадия образования простого пегматита с характерными для нее калиевым полевым шпатом, кварцем, шерлом.
- 2) Стадия светлосерого мелкозернистого аплита, рассекающего грубозернистый пегматоид.

3) Стадия образования сподумена, сопровождающегося кварцем, полихромным турмалином, апатитом и в небольшом количестве мусковитом и альбитом.

4) Стадия развития альбита замещения и грейзенизации, сопровождающаяся отложением касситерита, полихромного турмалина и, в начальный период, топаза.

5) Стадия образования пластинчатого альбита совместно с крупнопластинчатым мусковитом и касситеритом.

6) Стадия отложения сахаровидного альбита и несколько более позднего тонкозернистого, плотного альбита совместно с лепидолитом, кварцем и флюоритом. Касситерит в эту стадию практически отсутствует.

Из приведенного перечня основных стадий минералообразования можно сделать следующие выводы:

1) Завитинское месторождение является типичным примером распространенной группы натро-литиевых оловоносных пегматитов.

2) Отложение касситерита тесно связано с относительно ранними стадиями альбитизации и грейзенизации и практически прекращается в период образования лепидолита и поздних генераций альбита.

3) Характерная для месторождения стадия сподумена несколько разобщена во времени от стадии простого пегматита и вместе с тем отчетливо предшествует проявлению собственно рудных процессов.

Коренные жилы Завитинского месторождения эксплуатируются только на литий; содержание олова в них значительно ниже минимального промышленного. Олово добывается лишь из россыпей, связанных с разрушением пегматитовых даек.

В общем пегматитовые месторождения Забайкалья довольно однотипны, хотя отдельные стадии схемы процесса минералообразования, приведенной для Завитой, в некоторых месторождениях и выпадают; так, нигде столь резко, как в Завитой, не проявлена сподуменовая стадия, но везде одинаково отчетливо выражена приуроченность максимального выделения касситерита к стадиям альбитизации и грейзенизации. Неизменные, простые пегматиты всегда практически безрудны.

Особо следует отметить богатые топазом пегматиты Еловского месторождения, а также своеобразную разновидность амазонитовых оловоносных пегматитов, отмеченных на Этыке, в районе Спокойного и в бассейне Былыры (Улурийское месторождение).

2. Месторождения касситеритово-кварцевой формации

Касситеритово-кварцевые месторождения имеют очень большое развитие в Забайкалье.

В качестве площадей максимального развития месторождений касситеритово-кварцевой формации можно отметить Шилкинскую рудную зону, Кукульбейскую зону, область «Агинско-Ононского массива» и, наконец, обширную площадь верховой реки Чикоя и Чикокона.

Все отмеченные участки сложены песчаниково-сланцевыми отложениями или «древними» дорудными гранитами. Рудоносные интрузии представлены чаще гипабиссальными фациями и характеризуются

обилием летучих компонентов. В большинстве случаев, как было отмечено, они, видимо, являются обогащенными минерализаторами кислыми продуктами глубинной дифференциации гранитной магмы. Олово в касситеритово-кварцевых месторождениях часто тесно ассоциирует с вольфрамом.

Касситеритово-кварцевые месторождения можно разбить на следующие типы:

- а) Оловоносные грейзены (Шумиловка).
- б) Топазово-кварцевые жилы (Этыка).
- в) Полевошпатово-кварцевые жилы (Ималжа, Баджираевка, Костречиха).
- г) Кварцевые жилы (Онон, Зун-Ундур, Ушмун и др.).

а) Оловоносные грейзены

Оловоносные грейзены широкое развитие имеют в Чикойском районе (Эсутайская зона), встречаются они также по правобережью Шилки (Чичиканская группа), на Ушмунском гольце и в других участках. Практического значения большей частью они не имеют. Наиболее интересны грейзены Шумиловского месторождения (Чикойский район), с которыми связаны россыпи.

Шумиловское месторождение находится в поле развития доверхнеюрских даурских гранитов и генетически, видимо, связано с наиболее молодыми изверженными породами типа гранит-порфиров. Последние прорывают в виде небольших штоков биотитовые граниты Даурской интрузии и интенсивно метаморфизуют их в грейзены.

Рудные тела месторождения, по О. Д. Левицкому, довольно разнообразны как в морфологическом отношении, так и по составу. Широкое развитие имеют зоны грейзена и грейзенизированного гранита, заключающие нередко кварцевые обособления и содержащие преобладающую массу касситерита. Наряду с грейзенами значительное развитие имеют кварцевые жилы, в которых вольфрамит резко преобладает над касситеритом.

Грейзеновые зоны крайне неправильны по форме: они быстро выклиниваются по простиранию и имеют весьма непостоянную, обычно небольшую мощность. Кварцевые обособления в зоне грейзена встречаются в форме линзовидных тел или коротких, неправильных, изгибающихся и ветвящихся жил и прожилков.

Наиболее интересны в отношении рудоносности высокотемпературные разновидности грейзеновых образований — грейзены топазовые и топазово-мусковитовые, в то время как кварцево-мусковитовые грейзены, широко распространенные на месторождении, сингенетического оловянного и вольфрамового оруденения почти не несут.

В топазовых грейзенах касситерит тесно ассоциирует с топазом и встречается в виде рассеянной вкрапленности.

Образование кварцевых обособлений внутри грейзеновых зон также сопровождается кристаллизацией крупнокристаллического касситерита, развивающегося в тесной ассоциации с толстотабличатым вольфрамитом. Но преобладающая масса касситерита связана с тонкими существенно касситеритовыми прожилками, секущими как грейзены, так и кварцевые тела. Таким образом, выделение основной массы касситерита происходило в заключительную стадию процесса образования грейзена.

б) Касситеритово-топазовые жилы

Наиболее ярким представителем касситеритово-топазового типа является Этыкинское месторождение, расположенное в экзоконтактном ореоле небольшого штока амазонитовых гранитов.

Этыкинские граниты прорывают сланцы морской юры (J_1 — J_2). Они представляют собой зеленоватые породы с крупными табличатыми выделениями изумрудно-голубого амазонита и вкрапленниками темно-дымчатого кварца. Очень характерно интенсивное изменение гранита процессами автопневматолита. Широкое развитие топаза, циннвальдита, присутствие касситерита говорят о высокой насыщенности рудоносной магмы минерализаторами. О значительной насыщенности расплава соединениями фтора свидетельствует широкое развитие топазовых роговиков в зоне экзоконтакта и обилие топаза в составе рудных жил.

Морфология рудного поля сложна и еще недостаточно изучена. Отмечены две системы жил — жилы крутопадающие и пологопадающие. Рудные тела нередко образуют кулисообразные заходы друг на друга, серии параллельных жил соединяются ответвлениями, апофизами и прожилками, причем возникают сложные сетчатые жильные зоны.

Жилы сложены своеобразной кварцево-топазовой жильной породой с полевым шпатом, циннвальдитом, касситеритом, вольфрамитом и сульфидами — галенитом, станнином, сфалеритом, халькопиритом.

Топаз в жилах играет очень значительную роль, составляя местами не менее 30% всей жильной массы. Очень необычна его тесная ассоциация с такими минералами, как галенит, станнин. Этот телескопированный характер оруденения еще ярче, чем в топазово-кварцевых жилах, выражен в дайках амазонитовых пегматитов. Последние также содержат касситерит и необычные для пегматитов станнин и галенит. Подобный минеральный комплекс в составе амазонитовых пегматитов, точно так же как присутствие касситерита и топаза в гранитном массиве, достаточно убедительно говорят о генетической связи оруденения с амазонитовыми гранитами.

в) Полевошпатово-кварцевые жилы

Довольно часто встречаются в Забайкалье полевошпатово-кварцевые оловоносные жилы. К этому типу относятся жилы Ималки, Баджиревки, Костречи и др.

На Ималке развиты существенно полевошпатовые жилы с небольшим количеством кварца. Жилы приурочены к пологим трещинам отдельности в гранитах, близ контакта их со сланцами. Они содержат неравномерную вкрапленность касситерита.

Баджиревские полевошпатово-кварцевые жилы (Чикойский район) представляют переход к следующему типу оловоносных кварцевых жил. Месторождение слагается серией сближенных жил в контактовой зоне гранитного массива. Главным жильным минералом является кварц, меньшую роль играют калиевый полевой шпат, альбит, мусковит, флюорит. Калиевый полевой шпат концентрируется в зальбандах жил, слюда образует оторочки в контакте калиевого полевого шпата и кварца со сланцами. Касситерит также тяготеет к призальбандовым частям

жил. Сульфиды — арсенопирит, пирит, халькопирит — имеют в составе жил резко подчиненное значение.

Полевошпатово-кварцевые жилы связаны постепенными переходами с жилами кварцевыми.

г) Кварцевые жилы

Оловоносные кварцевые жилы являются, пожалуй, наиболее распространенным типом оловорудных проявлений в Забайкалье. Обычно они обладают простым и в общем однотипным минералогическим составом. Свыше 95% жильной породы составляет массивный молочно-белый или сероватый кварц. В небольшом количестве присутствуют слюды, полевые шпаты, иногда топаз, турмалин, флюорит. Рудные минералы представлены касситеритом и часто вольфрамитом. Сульфиды обычно составляют весьма ничтожную примесь; наибольшую роль среди них играет арсенопирит.

В гранитах кварцевые жилы иногда сопровождаются зонами грейзенизации (Зун-Ундурское месторождение). В сланцах они обладают обычно резкими зальбандами и нередко ограничены слюдистыми оторочками (Ононское месторождение). Своеобразной особенностью кварцевых жил в известняках являются тремолитовые оторочки и зоны тремолитизации в зальбандах (Сосновское месторождение).

Наиболее характерным примером касситеритово-кварцевого типа является Ононское месторождение.

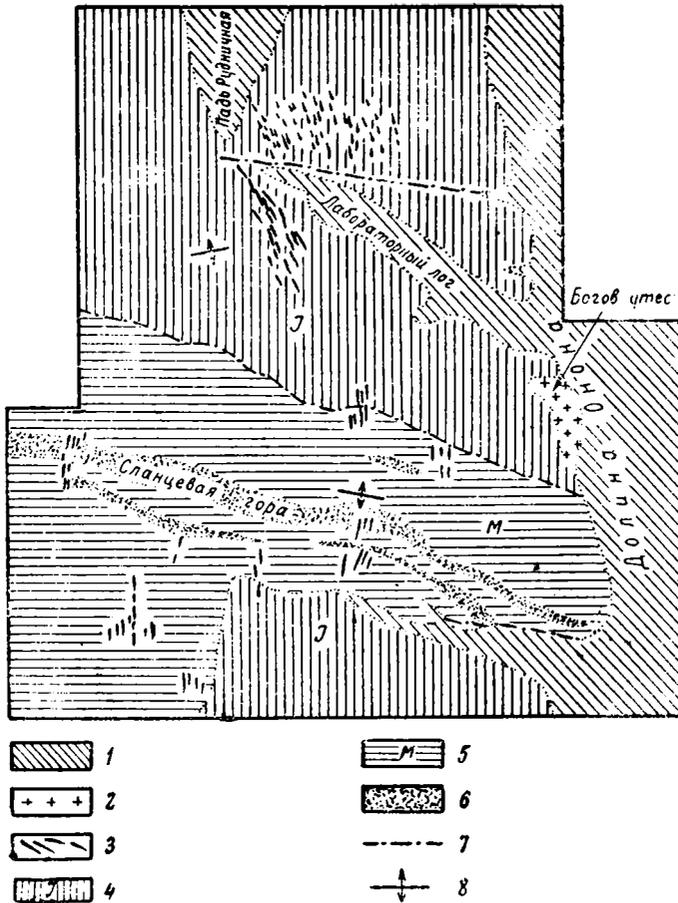
Ононское месторождение расположено в пределах участка, прилегающего к крупному надвигу кристаллических сланцев палеозоя на морскую нижнюю юру. Оно представлено многочисленными кварцевыми жилами, сосредоточенными в пределах дугообразно изгибающейся зоны. Рудные жилы имеют форму коротких линз и меняют простирание согласно с изгибом рудовмещающей зоны от северо-западного в северном участке через меридиональное до северо-восточного на южном участке. Таким образом, жильная серия как бы огибает какой-то скрытый центр оруденения, расположенный к западу от нее (фиг. 3).

Кварцевые жилы как в мезозойских глинистых сланцах, так и в метаморфических сланцах палеозоя ограничены слюдистыми оторочками. Сравнительно небольшое значение в составе жил имеют полевые шпаты, флюорит и совсем ничтожную роль играют сульфиды. Касситерит образует неравномерную и в общем бедную вкрапленность в жилах, тяготеет к слюдистым зальбандам. Изредка встречаются крупные кристаллы до 3 кг весом.

Всего на месторождении отмечено свыше 200 жил. Геолог М. И. Яснош на Первом и Втором участках выделяет несколько зон наибольшего сгущения рудных тел.

Активная интрузия на Ононском месторождении еще не обнажена. С гранитами так называемого Богда утеса, расположенными вблизи месторождения, оруденение непосредственно, видимо, не связано, ибо рудоносная зона вогнутостью своей обращена в сторону, противоположную выходу этих гранитов. Можно думать, что и граниты Богда утеса и рудные жилы являются дериватами скрытой на глубине интрузии. Широкое развитие рудных проявлений на большой площади позволяет предполагать, что кровля этой интрузии имеет сравнительно пологое падение.

К касситеритово-кварцевому типу, помимо Онона, относятся месторождения Зун-Ундур, Приваловское, Ушмунского гольца, Сосновка, месторождения Чичиканской группы, многие месторождения Чикойской тайги и т. д.



Фиг. 3. Схематическая карта Ононского оловянного месторождения
 1 — аллювий; 2 — гранит послекюрский; 3 — кварцевые оловоносные жилы;
 4 — углистые филлиты (I); 5 — слюдястые сланцы метаморфической тодши (М); 6 — амфиболитовые сланцы; 7 — линии тектонических нарушений; — 8 — направление простираия пород.

3. Месторождения касситеритово-сульфидной формации

Касситеритово-сульфидные месторождения сравнительно немногочисленны. Они сосредоточены в пределах областей, пространственно обособленных от областей проявления месторождений других формаций главным образом в районе южных склонов Даурского хребта, а также в юго-восточной части Забайкалья, где развиты оловосодержащие свинцово-цинковые месторождения.

Район Даурского хребта весьма своеобразен в отношении геологического строения и занимает особое положение в складчатой структуре. Как было отмечено, новокиммерийские структуры здесь, повторяя изгиб варисцид Агинско-Ононского жесткого массива, плавно S-образно изгибаются, пересекая частично варисские и древнекиммерийские структуры. Видимо, вследствие жесткости фундамента, а также в результате несовпадения направлений складчатостей новокиммерийской и более древних здесь широко развитие получают дизъюнктивные дислокации типа продольных надвигов в крыльях мезозойских складок.

Рудоносные интрузии часто приурочены к подобным разломам и несут все черты гипабиссальных образований. В некоторых случаях активные интрузии тесно пространственно и, может быть, даже генетически связаны с типичными эффузивами, образуя близповерхностные тела в заключительный этап эффузивного цикла (Сохондо, Бурца).

По химическому составу граниты этой области заметно не отличаются от оловоносных гранитов районов проявления касситеритово-кварцевых месторождений. Правда, они в значительной меньшей степени, видимо, были насыщены летучими, во всяком случае явления пневматолита в связи с гранитами в этой части Забайкалья выражены сравнительно слабо. Повидимому, здесь, в отличие от районов развития касситеритово-кварцевых месторождений, не было условий для накопления летучих. Может быть, раннему внедрению относительно слабо дифференцированного магматического расплава способствовало обилие разломов, столь характерных для описываемого района.

В генетическом отношении месторождения касситеритово-сульфидной формации довольно однотипны. Все они могут быть отнесены к наиболее распространенному хлоритово-сульфидному типу (Хапчаранга, Тарбалджей, Харатуй).

Месторождения эти характеризуются развитием арсенопирита, пирротина, железистого сфалерита, в меньшей степени пирита. Относительно низкотемпературные сульфиды — галенит, халькопирит играют в общем подчиненную роль и образуются лишь в позднюю стадию процесса. Очень характерно для этих месторождений широкое развитие железистого хлорита. Турмалин в изобилии встречается лишь в Шерловогорском месторождении. Последнее расположено вне пределов Южно-Даурского оловорудного района и представляет переходный тип между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной.

а) Месторождения турмалиново-сульфидные

Шерловогорское месторождение находится в участке пересечения Кукульбейского антиклинала меридиональным разломом. Оруденение связано с небольшим штоком биотитовых гранитов. Широкое развитие грейзеновых образований, топазовых жил, интенсивная турмалинизация в экзоконтактном ореоле свидетельствуют о большой насыщенности расплава минерализаторами.

Оловянное месторождение, так называемое «месторождение сопки Большой», расположено вне рудоносного гранитного массива в пределах небольшого штока интрузивных кварцевых порфиров. Наиболее крупное рудное тело приурочено к мощной зоне разлома, разграничивающей кварцевые порфиры, по времени образования близкие к рудоносным гранитам Шерловой горы, и древние платиограниты. Это рудное тело представлено сетью тонких топазово-турмалиновых и кварцево-турма-

линовых прожилков, содержащих наряду с касситеритом обильный лимонит; повидимому, в первичных рудах сульфиды играют значительную роль.

Вмещающие кварцевые порфиры, весьма пористые и сильно трещиноватые, часто являются интенсивно минерализованными и содержат наряду с турмалином, тонкозернистым топазом и новообразованным кварцем также рассеянную вкрапленность касситерита. В пределах описанного штокверка, характеризующегося в среднем низким содержанием олова, выделяются отдельные, интенсивно минерализованные зоны дробления, содержащие крупные обособления мелкозернистого касситерита.

Вне штокверка, на так называемом »турмалиновом отроге«, известны более четко выраженные жильные тела, сложенные железистым турмалином, кварцем и лимонитом. Формы проявления характерных минералов месторождения сопки Большой — турмалина, топаза и касситерита — весьма своеобразны. Так, турмалин часто образует скопления мельчайших сферолитов. Топаз обычно встречается в виде плотных, крайне тонкозернистых агрегатов. Тонкозернистые, подчас кристаллические агрегаты крайне характерны также для касситерита; местами наблюдаются даже типичные колломорфные образования, близкие по структуре к деревянистому олову.

Перечисленные особенности структуры минеральных агрегатов свидетельствуют о быстрой их кристаллизации из пересыщенных растворов. Повидимому, пересыщение рудоносных растворов явилось следствием резкого падения давления при проникновении растворов в зону интенсивного площадного раздробления сильно пористых кварцевых порфиров.

С разрушением штокверка сопки Большой связаны оловоносные россыпи падей Северо-восточной, Двурогой и Заводской.

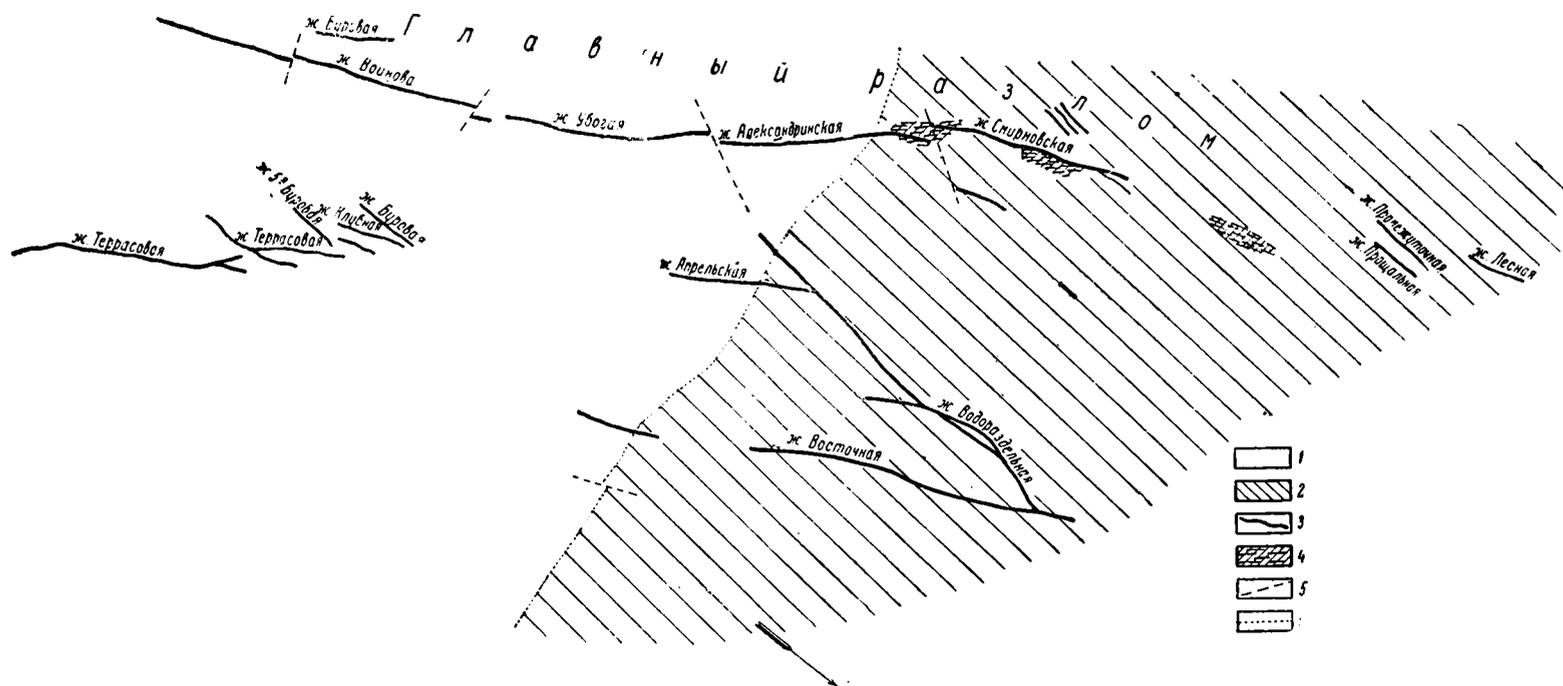
б) Месторождения хлоритово-сульфидные

Наиболее характерным из месторождений этого типа является Хапчеранга. Рудные жилы Хапчерангинского месторождения расположены среди палеозойских (?) сланцев в экзоконтактном ореоле массива порфировидных биотитовых гранитов.

Жилы приурочены к серии параллельных зон дробления северо-западного простирания и, реже, к подчиненным трещинам северо-восточного направления. Наибольшее количество жил сосредоточено в пределах так называемого Главного разлома (фиг. 4). Структуру рудного поля значительно усложняют поперечные дорудные нарушения, смещающие швы разломов. Обычно жилы вблизи этих поперечных нарушений выклиниваются, ветвятся и расщепляются на тонкие прожилки, уступая место прожилковым или штокверковым зонам. Одновременно с окончанием одной жилы на продолжении рудовмещающей трещины начинается другая жила, смещенная в плане относительно первой. Таким образом, Главный разлом представлен серией ступенчато отступающих сульфидных жил и штокверков, развитых в участках интенсивного дробления близ поперечных зон нарушения (фиг. 4).

Рудные тела можно подразделить на сульфидные жилы и хлоритизированные зоны дробления. Последние развиты в южной части месторождения.

Минералогический состав жил относительно прост. Главными минералами являются пирротин, кварц, местами хлорит и карбонаты. Суще-



Фиг. 4. Геологическая схема Хапчерангинского месторождения, Забайкалье.

1 — сланцы; 2 — свита чередующихся сланцев и песчаников с преобладанием песчаников; 3 — рудные жилы; 4 — прожилковые зоны; 5 — сбросы; 6 — геологические границы.

Однако не только расстояние от интрузии определяет тот или иной состав жил на Хапчеранге.

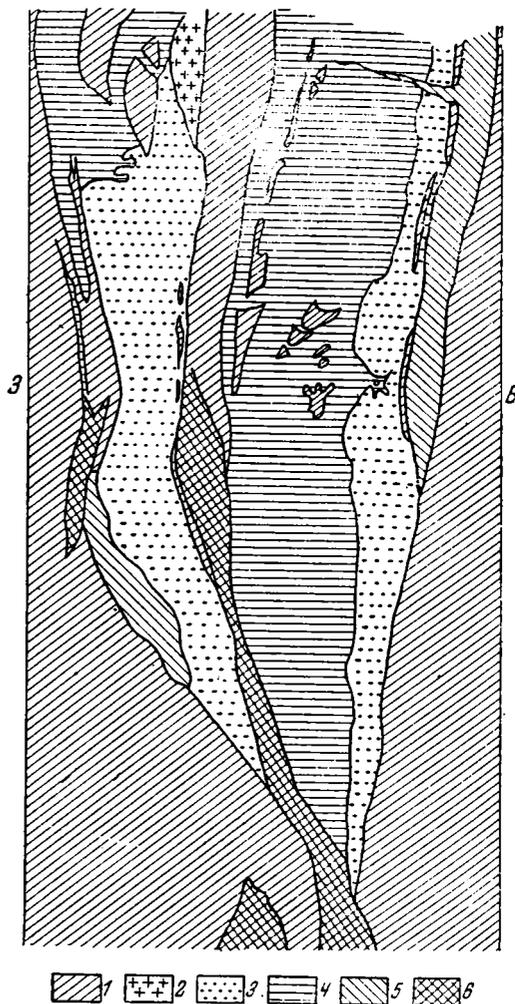
Существенное влияние, видимо, оказывает также различие тектонического режима в процессе формирования жил. Можно предполагать, что наиболее высокотемпературные минералы — арсенопирит, кварц, касситерит заключаются в трещинах, открывшихся в ранние стадии рудного процесса и быстро затем сомкнувшихся (жила Восточная). Жилы Главного разлома, включающие всю серию минералов, видимо образовывались в течение более длительного времени (фиг. 6). Наконец, в участках, приоткрывшихся в конце рудного процесса, обособляются наиболее поздние минералы — галенит и сфалерит. Последние, как правило, почти не несут с собой олова.

Интересно, что тонкие прожилки и апофизы нередко по составу отличаются от основных жил; так, они часто значительно более обогащены касситеритом, местами переходя в сплошные касситеритовые.

Особо следует остановиться на хлоритовых зонах южной части рудного участка месторождения. Последние представлены кварцево-карбонатно-хлоритовой породой с обильным касситеритом. Сульфиды в этих зонах встречаются спорадически в виде коротких линзовидных жил.

В северной и центральной частях рудного поля жилы обнаруживают заметное истощение с глубиной. В южной части промышленные руды прослеживаются до более глубоких горизонтов, что, повидимому, объясняется южным наклоном всего рудного поля.

Тарбальджейское месторождение находится на пересечении широтного разлома в крыле палеозойской (?) складки с более молодым разломом северо-западного направления (фиг. 7). Последний отмечен целой серией параллельных разрывов, а также мельчайшими подвижками по многочисленным трещинкам отдельности северо-западного направления. Этот северо-западный разлом представляет сложную зону скалывания,



Фиг. 6. Полосчатая текстура как результат повторного приоткрывания жильных трещин в процессе рудообразования. Жила Террасовая, Хапчерангинское месторождение.

1 — сланцы; 2 — кварц; 3 — кварцево-касситеритовая жильная масса; 4 — пирротин; 5 — сфалерит; 6 — карбонат.

состоящую из бесчисленных мелких дифференциальных ступенчатых подвижек.

Многочисленные трещины отдельности в всячем боку широтного разлома в трещиноватых метаморфических сланцах содержат тонкие рудные прожилки, образующие в сумме штокверки или, вернее, прожилковые поля и зоны.

Главными минералами прожилков являются кварц, касситерит, топаз, светлая слюда, арсенопирит, флюорит, пирит. В меньшем количестве присутствуют пирротин, сфалерит, вольфрамит, станный, галенит, адуляр, анкерит. Прожилки, даже самые тонкие, имеют обычно симметричное строение: в зальбандах находятся оторочки светлой слюды, топаз и изометрические кристаллы касситерита; осевую часть прожилков выполняют кварц, вольфрамит и, наконец, сульфиды. Мощность прожилков колеблется от десятых долей миллиметра до 1—2 см. В наиболее обогащенных участках на 1 м поперечного сечения прожилковой зоны приходится до 5—6 прожилков.

Наибольший интерес представляет участок штокверка № 1, где прожилки северо-западного направления перекрещиваются с жилками широтного направления.

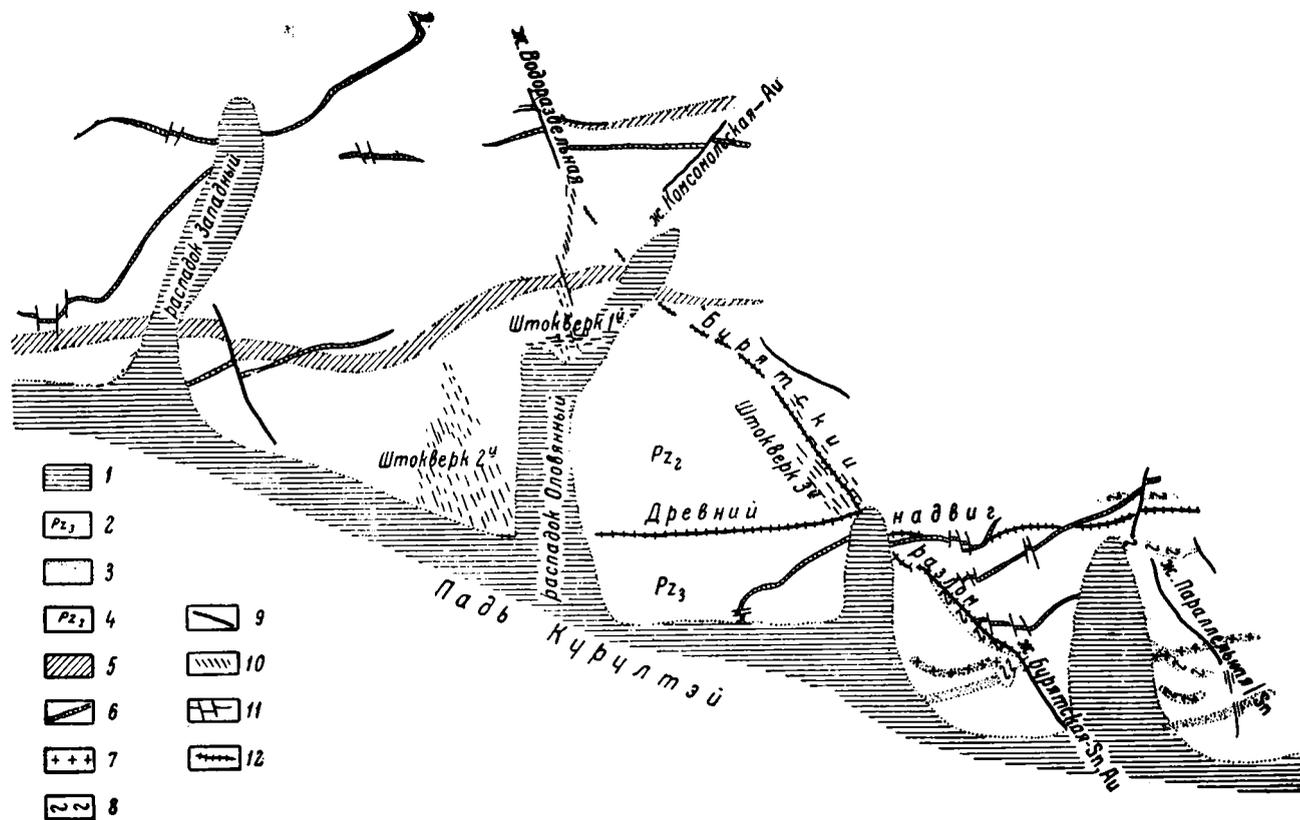
В генетическом отношении месторождение очень оригинально. Касситерит, судя по морфологическим особенностям его кристаллов и тесной ассоциации с топазом, может быть отнесен к пневматолитовому типу. Тесное сонахождение высокотемпературной разновидности касситерита и топаза с сульфидами и карбонатом в пределах тонких, одновременно образованных прожилков, свидетельствует о быстром падении температуры в процессе рудообразования. Характерно относительно слабое проявление метасоматоза: в большинстве случаев прожилки имеют четкие, резкие контакты, и лишь в участках, наиболее интенсивной минерализации наблюдается замещение филлитов рудным материалом и превращение их в кварцево-топазовую или кварцево-флюоритовую рудную породу. Ограниченное проявление метасоматоза, так же как и отмеченные особенности парагенезиса, свидетельствует о быстром завершении рудного процесса.

Генезис Тарбальджейского штокверка рисуется следующим образом. Рудоносные эманации в виде водных растворов, насыщенных летучими, поднимались вдоль зоны разлома северо-западного простирания до пересечения ее с «древним» широтным разломом, где в результате резкого падения давления происходило внезапное выделение летучих. Подвижные газово-водные растворы устремились в многочисленные открытые трещинки отдельностей и быстро охлаждались в контакте с холодными стенками трещин. В результате была минерализована обширная площадь, непосредственно примыкающая к надвигу.

По-иному процесс трещинообразования протекал в глинистых сланцах южного или лежащего бока надвига. Здесь возникли сравнительно немногочисленные, но отличающиеся большой протяженностью трещины скалывания, к которым и приурочены оловоносные зоны хлоритизации, а также бедные оловом кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы.

Хлоритовые зоны сложены плотными, местами почти мономинеральными хлоритовыми породами, содержащими касситерит (фиг. 8), кварц, сфалерит, галенит, арсенопирит и другие сульфиды; в небольшом количестве присутствуют полевой шпат, флюорит, топаз.

Характерным примером близповерхностных рудопроявлений является Сохондинское месторождение. Это месторождение расположено в области развития верхнеюрских эффузивов, слагающих гольцы Сохондо.



Фиг. 7. Геолого-структурная схема Тарбальджейского месторождения.

1 — аллювий; 2 — глинистые сланцы (Pz_3); 3 — прослой песчаника (Pz_3); 4 — филлиты (Pz_2); 5 — кремнистые сланцы (Pz_1); 6 — кварцевые порфиры; 7 — альбитофиры; 8 — зоны ороговикования; 9 — рудные жилы; 10 — направления прожилков в штокверках; 11 — сдвиги; 12 — разломы; 13 — направление простирания пород. Е. А. Радкевич.

Морфология рудного поля Сохондо очень оригинальна. Рудоносная площадь ограничена дугообразной зоной минерализации, огибающей скрытый на глубине гранитный массив (фиг. 9). Апофизы этого массива, в виде рукавообразных жил и узких трубчатых тел с куполовидными окончаниями, обнажаются в центре дугообразной зоны. Они слагаются гранит-порфирами, несущими вкрапленность касситерита и шеелита. Касситерит, шеелит, а также арсенопирит и другие сульфиды образуют



Фиг. 8. Игольчатый касситерит в хлорите; $\times 175$; жила Параллельная, Тарбальд кейское (Курултейское) месторождение.

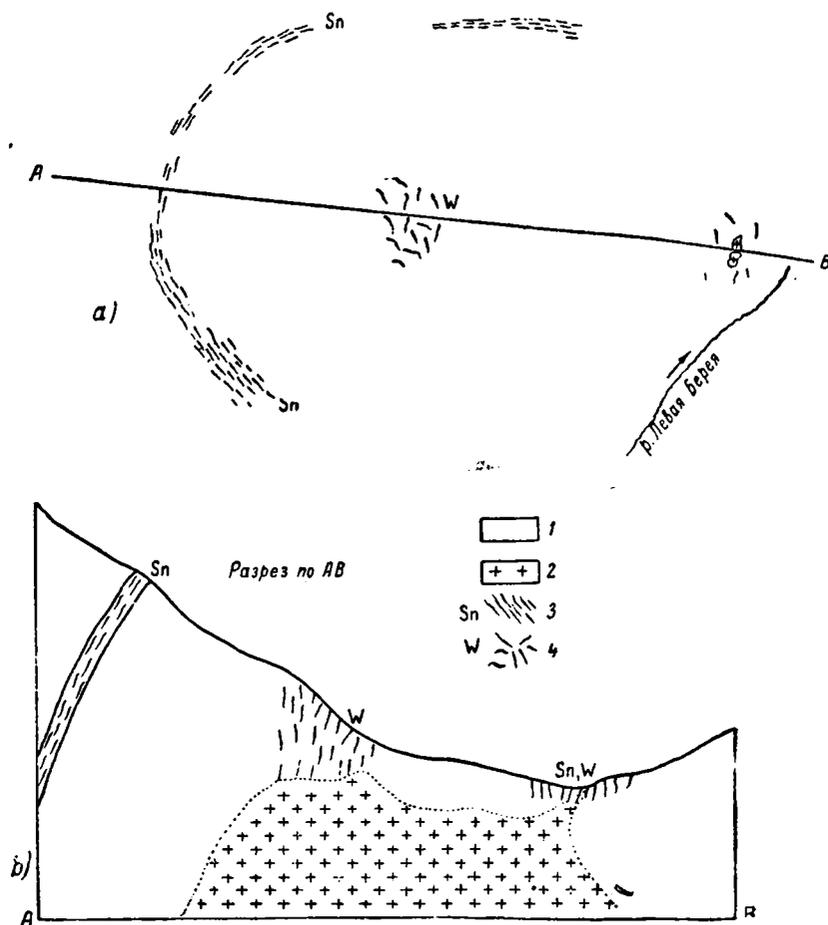
тонкую импрегнацию в узких зонах окварцевания и грейзенизации, окружающих выходы гранит-порфировых трубчатых тел. Более крупные кристаллы этих минералов встречаются в составе кварцевых линзовидных прожилков, непосредственно отходящих от гранит-порфиров во вмещающие интрузию эффузивы. Таким образом, здесь довольно четко выражена генетическая связь оруденения с гранит-порфирами.

Дугообразная зона, оконтуривающая рудный участок, видимо представляет сложную систему трещин скалывания и образовалась в результате оседания кровли при охлаждении интрузии. Она импрегнирована сульфидами и содержит многочисленные линзы и неправильные гнездообразные тела кварца с друзами крупных остропирамидальных кристаллов

касситерита и шеелита. Кварцевые линзы и прожилки с шеелитом, а иногда и касситеритом встречаются в изобилии и в центре рудного поля, где образуют местами штокверкоподобные участки.

Минералогический состав руд Сохондо очень сложен. Помимо касситерита и шеелита в значительном количестве встречаются арсенопирит, образующий гнездообразные скопления и своеобразные шаровидные агрегаты (фиг. 10), и леллингит. Сравнительно подчиненную роль играют сфалерит, галенит, халькопирит, станнин, образующий иногда довольно крупные скопления, пирит, гипогенный марказит, пирротин, молибденит. Интересны и разнообразны минералы висмута: наряду с самородным висмутом и тонкоигольчатыми или волосовидными кристаллами висмутина, встречаются сульфовисмутит свинца типа козалита и, повидимому, тетрадимит (?). Из нерудных минералов кроме кварца следует отметить полевои шпат и анкерит.

Сложность состава руд, широкое развитие сульфосолей, а также резкое проявление телескопии сближают Сохондо с южно-болливийскими близповерхностными месторождениями.



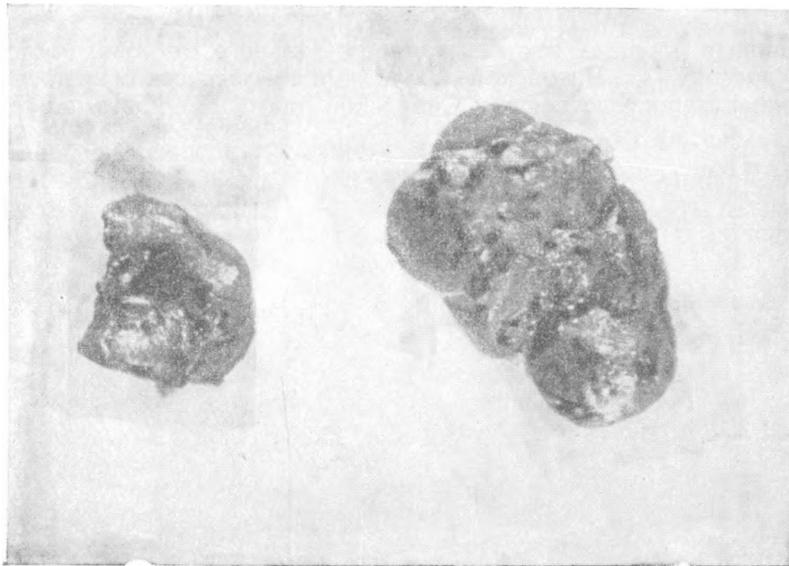
Фиг. 9. План и разрез Сохондинского месторождения.

1 — плагиопорфиры; 2 — гранитпорфиры; 3 — кольцевая зона развития оловоносных кварцевых линз; 4 — шеелиносные кварцевые линзы вне кольцевой зоны.

в) Месторождения галенитово-сфалеритовые

Оловоносные свинцово-цинковые месторождения встречаются почти исключительно в пределах так называемого «полиметаллического пояса Забайкалья». Границы этого пояса, как было отмечено, совпадают с границами области проявления известняков в составе древней метаморфической толщи. Именно ассимиляцией известняков могут быть объяснены появление гранитоидов повышенной основности типа гранодиоритов и специфические особенности металлогении этой области. Здесь, как

и во многих других районах мира, наблюдается отчетливая, но пока необъяснимая закономерная приуроченность месторождений свинца и цинка к известняковым породам. Известняки не только влияют на состав интрузии и ход процесса магматической эволюции, они являются



Фиг. 10. Шаровидные выделения, сложенные арсенипитом и самородным висмутом; $\times 5$. Сохондинское месторождение.

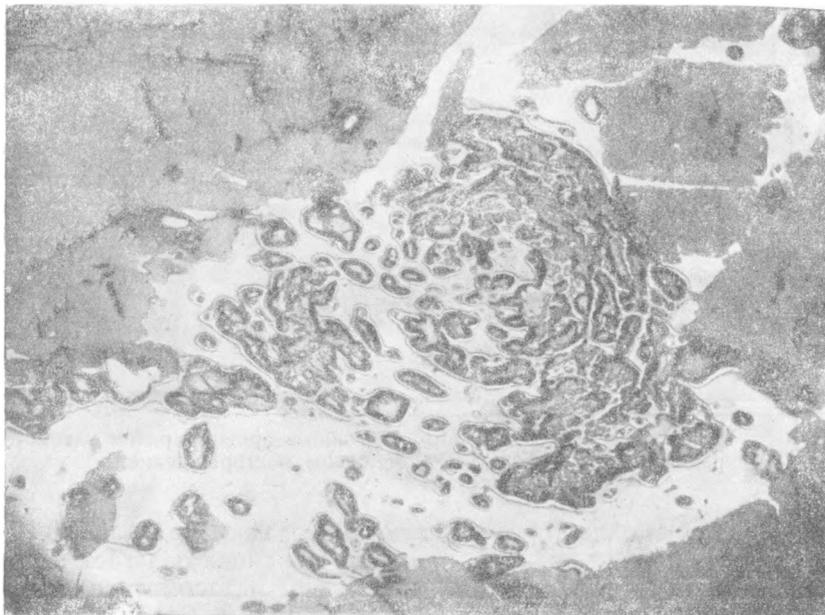
одновременно и коллекторами оруденения. Так, подавляющее большинство свинцово-цинковых месторождений района залегает в доломитовых известняках. Рудные тела представлены метасоматическими залежами, жилообразными телами, трубами, гнездами. Среди многочисленных свинцово-цинковых месторождений района, как правило слабо оловоносных, выделяется несколько месторождений с повышенным содержанием олова. К таковым прежде всего следует отнести Смирновское месторождение.

Рудные тела Смирновского месторождения — метасоматические залежи и уплощенные трубы — преимущественно приурочены к зонам дробления по контакту доломитов с дайками лампрофиров. Согласно С. С. Смирнову (1934), «типичная руда месторождения представлена смятым доломитом, частично или полностью замещенным сульфидами». Главными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, местами в заметно подчиненном количестве присутствуют буланжерит, тесно ассоциирующий с галенитом, а также касситерит и арсенипит; касситеритово-буланжеритовые агрегаты нередко имеют отчетливый колломорфный облик (фиг. 11). Прочие рудные минералы — тетраэдрит (серебристый), халькопирит и аргентит играют небольшую роль. Жильными минералами являются кварц, доломит, анкерит и бесцветный турмалин. Касситерит встречается в виде мельчайшей вкрапленности, тяготея к галенитово-буланжеритовым рудам. Выделение столь мелкого касситерита из сульфидных руд весьма затруднительно. В случае благоприят-

ного разрешения вопроса обработки смирновских руд заслуживают внимания также сходные по характеру руды месторождений Генерал-Савинское, Петропавловской Горы и др.

Х. ДАЛЬНИЙ ВОСТОК (ЗОНА МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ)

Обширная площадь так называемого Дальнего Востока, расположенная к востоку от Читинской области, в геологическом отношении не однородна. Непосредственно к Сибирской платформе примыкает Зейско-



Фиг. 11. Колломорфные буланжерито-касситеритовые обособления; $\times 90$. Смирновское месторождение.

Удская складчатая зона, ограниченная с юго-востока «Буреинской жесткой глыбой» по Хераскову; с востока «Буреинская глыба» обтекается синклинальной структурой Буреинского угольного бассейна; далее к востоку следуют мегаантиклиналь Буреинского хребта, Нижне-Амурская мегасинклиналь и, наконец, мегаантиклиналь Сихотэ-Алинь. В целом эта обширная складчатая область, за исключением ее крайней восточной Приморской зоны, оформилась в период верхнемезозойской складчатости. Можно предполагать, что она соединяется с Забайкальской мезозойской складчатой зоной на юго-западе и с Верхояно-Колымской зоной на севере. Здесь мы ограничимся описанием районов проявления мезозойской металлогении; область же Приморья, принадлежащая уже к альпийской зоне, опоясывающей Тихий океан, будет рассмотрена отдельно.

Несомненно, наибольшего внимания заслуживает Мало-Хинганский район, расположенный в пределах мезозойской складчатой зоны, огибающей Буреинский жесткий массив. В пределах этого района работами

М. И. Ициксона установлено широкое развитие оловянного оруденения, генетически связанного с интрузиями гипабиссальных гранодиорит-порфиров, прорывающих эффузивы мелового возраста. Наиболее интересным из обнаруженных здесь рудопоявлений является Микояновское оловорудное месторождение. Оруденение Микояновского месторождения приурочено к крупному ксенолиту кварцевых порфиров, погруженному в прикровельную часть небольшого, слабо эродированного массива гранодиорит-порфиров, а также к вмещающим ксенолит, интенсивно хлоритизированным гранодиорит-порфирам.

Рудное тело, очертания которого еще далеко не ясны, представляет собой типичный штокверк. Многочисленные, различно ориентированные и взаимно пересекающиеся рудные прожилки располагаются как в кварцевых порфирах, так и в измененных гранодиорит-порфирах.

Главными минералами рудных прожилков являются кварц, часто в виде друз довольно хорошо образованных кристаллов, а также мусковит и хлорит, слагающие оторочки рудных прожилков. Местами хлорит явно преобладает над кварцем, хотя чаще наблюдаются обратные количественные соотношения обоих минералов. Рудные минералы представлены главным образом касситеритом и подчиненным арсенипиритом, в малых количествах встречаются вольфрамит, а также халькопирит и другие сульфиды.

Околожилные изменения в пределах блока кварцевых порфиров выражены весьма слабо, даже в местах значительного сгущения прожилков. Гранодиорит-порфиры изменены в гораздо большей степени и нередко полностью превращены в плотные кварцево-хлоритовые породы, местами содержащие вкрапленность касситерита.

Микояновское месторождение является переходным от формации касситеритово-сульфидной к касситеритово-кварцевой.

Известный интерес в отношении оловоносности представляет также «Буреинский район» с его оловянно-вольфрамовыми месторождениями. Признаки оловянного оруденения, а местами и мелкие месторождения, известны в бассейнах рек Селемджи и Зеи, в Нижне-Амурском районе (Бичинское месторождение), а также в бассейне реки Иман. Районы эти исследованы еще чрезвычайно слабо, сведения об их металлогении весьма неполны и отрывочны. Наиболее изучен Буреинский район, где с 1938 г. проводятся систематические работы на олово.

Оловорудные месторождения бассейна реки Буреи приурочены к северо-западному контакту гранитного массива, слагающего осевую часть Дусе-Алинского (Буреинского) антиклинория. Дусе-Алинский массив прорывает немые метаморфические сланцы палеозоя и, может быть, докембрия; он слагается сложным комплексом разнообразных и, возможно, разновозрастных пород. Наибольшее развитие в его пределах имеют биотитовые граниты, местами встречаются гранодиориты, аплитовидные граниты. Эти породы секутся штоками кварцевых диоритов и еще более молодых гранит-порфиров; возможно, что именно последние и являются активными носителями оруденения. Возраст оловорудных месторождений предположительно устанавливается как верхнеюрский или нижнемеловой. Рудные проявления района сравнительно однообразны: преимущественное развитие имеют кварцевые жилы с молибденитом или касситеритом и вольфрамитом, реже встречаются оловоносные пегматиты.

Наиболее интересно в отношении оловоносности Средне-Иппатинское месторождение с его многочисленными, но в общем мелкими кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами. Рудные жилы приурочены

к северо-западному контакту Дусе-Алинской интрузии, встречаясь главным образом в гранитах; при переходе в сланцевые породы кровли жилы обычно расщепляются на прожилки и быстро кончаются.

Жилы имеют однообразное меридиональное простирание и крутое падение. Форма жил линзовидная; нередко в местах пережимов жильный кварц исчезает, уступая место грейзенизированным гранитам. Иногда наблюдаются сложные рудные тела или жильные серии, слагающиеся из нескольких жил, ступенчато отступающих одна относительно другой. Как правило, жилы сопровождаются зонами грейзенизации. Протяженность отдельных рудных тел колеблется от немногих метров до нескольких сотен метров.

Касситерит является главным рудным минералом; он концентрируется преимущественно в приальбандовых частях жил и нередко встречается в виде крупных, хорошо опранных кристаллов. Меньшую роль играют вольфрамит, арсенопирит; наконец, редки пирит, халькопирит, молибденит, висмутин.

Весьма сходно со Средне-Иппатинским Верхне-Иппатинское месторождение, расположенное в 10 км к северу.

Помимо этих месторождений выявлены многочисленные пункты с аналогичным оруденением, и в результате вырисовывается целая зона оловянно-вольфрамового оруденения. Последними исследованиями установлено, что описываемая зона регионального проявления оловоносности распространяется и на юго-восточный склон хребта Дусе-Алинь, в бассейне реки Амгуни. Здесь прежде всего представляет интерес Мерекское месторождение с его россыпями. Коренные месторождения, представленные кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, еще не разведаны. Заслуживает внимания и бассейн реки Нимана, где в районе рек Аимки и Агдони уже установлены небольшие россыпи, связанные с разрушением серии маломощных и неправильных пегматитовых жил.

Весьма своеобразно Таламинское месторождение в верховьях р. Селемджи (хр. Эзол). Месторождение это представлено кварцево-топазовыми и кварцево-сульфидными жилами в сланцах. Жилы содержат вольфрамит, касситерит, а также обильные сульфиды — арсенопирит, теллинит, сфалерит, станнин, халькопирит, галенит. Очень интересны крупные скопления станнина, который слагает самостоятельные полосы в полосчатых рудных жилах, а иногда нацело выполняет жилы мощностью до 25 см.

За счет разрушения Таламинских жил образована вольфрамитово-касситеритовая россыпь.

Интересна также малообследованная осевая часть Сихотэ-Алинского антиклинория, расположенная значительно западнее современного гребня хребта Сихотэ-Алинь. В этой зоне признаки оловянного оруденения известны в бассейне рек Бикин и Иман. В верховьях реки Имана можно ожидать встретить, наряду с мезозойскими оловорудными проявлениями, месторождения третичного тектоно-магматического цикла.

XI. СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ

Северо-восток Азии представляет обширную, сравнительно слабо освещенную в литературе область. Эта огромная территория может быть расчленена на несколько различных в структурно-геологическом отношении элементов. Среднюю часть ее занимает жесткий массив, возможно состоящий из ряда фрагментов. Мезозойские отложения, развитые в пределах этого массива, дислоцированы менее интенсивно, чем

это имеет место в окружающих его участках. Почти лишен он и молодых (мезозойских) интрузий гранитоидов. С севера, запада и юга срединный массив окаймляется зонами интенсивной мезозойской складчатости с обильными интрузиями молодых гранитов. Именно в этих-то участках и развиты обильные месторождения разнообразных металлов, в особенности золота и олова.

Стратиграфический разрез северо-востока, в самой грубой схеме, рисуется следующим образом (по С. С. Смирнову и В. А. Цареградскому, 1937).

1. Древний комплекс, охватывающий отложения от докембрия до нижнего карбона и характеризующийся широким развитием известняков. Обнажается этот комплекс в ядрах крупных мегаантиклиналей и в пределах жестких глыб платформенного типа.

2. Так называемый «Верхоянский комплекс», заключающий почти исключительно однообразную толщу песчанико-сланцевых, флишевых отложений; этот комплекс формировался с некоторыми перерывами, с начала верхнего палеозоя до нижнего мела в зоне геосинклинального прогиба, окаймляющего Сибирскую платформу.

3. Меловой комплекс, представленный главным образом разнообразными эффузивно-туфовыми отложениями. Преимущественное развитие этот комплекс имеет в восточной части области, примыкающей к Охотскому морю и Берингову проливу; эта часть относится уже к зоне поздней альпийской складчатости, окаймляющей Тихий океан.

Структура большей части северо-востока Азии оформилась в основном в период мезозойской складчатости. В это время были образованы складчатые зоны, гирляндами обтекающие Сибирскую платформу. К этому же периоду приурочено внедрение гранитных интрузий, с которыми связано оловянное оруденение. На границе между Сибирской платформой и Колымским массивом можно видеть две сближенные складчатые зоны: западную и восточную. Западная зона непосредственно примыкает к Сибирской платформе: она находит свое орографическое выражение в хребтах Хара-Улах, Орулган, Верхоянском. Следующая к востоку зона, выраженная в горных возвышенностях правобережья Яны и хребта Тас-Хаяхта, огибает на севере и юге Колымский массив и заворачивает к востоку. На юге она отмечена поднятием хребта Черского, а на севере — возвышенностями, протягивающимися вдоль побережья Восточно-сибирского и Чукотского морей, через районы Чаунской губы и Чукотский полуостров. В целом Яно-Колымская зона образует подковообразную крутую дугу, обращенную выпуклостью к западу.¹ Эта огромная зона характеризуется относительно однообразным геологическим строением: она слагается главным образом монотонной песчано-глинистой толщей мезозоя, прорванной интрузиями мезозойских оловоносных гранитов. Среди последних встречаются как кислые граниты, так и гранитоиды повышенной основности. Характерной геохимической особенностью оловоносных интрузий этой обширной рудной провинции является богатство их бором, которое нашло отражение в образовании турмалиновых контактовых роговиков, турмалиновых грейзенов, а также метасоматических оловоносных кварцево-турмалиновых и турмалиново-сульфидных жил.

¹ По С. В. Обручеву, Верхояно-Колымская и Чукотская зоны, сливаясь, протягиваются в северо-западном направлении, в район острова Котельного (С. В. Обручев, 1938).

В ходе геологических исследований, особенно последнего периода, установлено, что отдельные районы, которые ранее считались разобщенными — Колымо-Индигорский, Яно-Адычанский, Полоуснинский — образуют единую рудную зону, последняя после перерыва находит свое продолжение в оловорудных районах Чаунской губы, Амгуемы, Чукотки (Чауно-Чукотская зона).

Следует отметить, что при описании оловорудных месторождений северо-востока мы вынуждены были довольствоваться, за единичными исключениями, лишь опубликованными и частично уже устаревшими материалами. Поэтому освещена эта интереснейшая область Советского Союза значительно менее полно, чем другие оловорудные районы СССР. Описание будет проведено в следующем порядке: Колымо-Индигорский район, Янский район, Чауно-Чукотская зона.

А. КОЛЫМО-ИНДИГОРСКИЙ РАЙОН

Колымо-Индигорский рудный район охватывает верховья рек Колымы и Индиголки и протягивается широкой полосой, огибая с юга Колымский жесткий массив. Рудоносные интрузии района представлены порфировидными биотитовыми гранитами. Иногда в периферических частях массивов наблюдаются гранодиоритовые разности, возникшие, вероятно, в результате ассимиляции вмещающих пород, но в общем гранодиориты для района не характерны. Наоборот, здесь чаще гораздо более типичны лейкократовые ультракислые фации (гранит-порфиры, аплитовидные граниты, аляскиты и др.), которые обычно являются конечным продуктом дифференциации магмы и появляются в заключительный этап магматической деятельности.

Именно с поздними, лейкократовыми фациями мезозойских интрузий связаны в большинстве своем оловянные месторождения района.

Оловорудные месторождения района весьма разнообразны: здесь обнаружены представители всех типов оловорудных месторождений — от оловоносных скарнов и пегматитов до скоплений деревянистого олова в эффузивах.

Оловоносные скарны представлены своеобразнейшим месторождением Каньон, в рудах которого помимо разнообразных скарновых силикатов, кварца, карбонатов и сульфидов, встречаются также турмалин, аксинит и данбулит.

Оловоносные пегматиты, пользующиеся крайне ограниченным развитием, представлены месторождениями ключа Приискатель и Уазайским, а также оригинальными миароловыми образованиями в гранитах, встреченными в ряде пунктов.

Касситеритово-кварцевые месторождения, сравнительно обильные, выражены всеми разновидностями — грейзеновыми (Климовское, Суксуканское и др.), полевошпатово-кварцевыми (Бутыгычагское, Хениканджинское, Валунистое), топазово-кварцевыми (Буяндинское, Осоловнинское и др.) и, наконец, собственно кварцевыми (Хаттынахское, Чапаевское и др.). Одно из наиболее интересных месторождений этой группы — Бутыгычагское, ныне в значительной своей части выработанное, представлено серией параллельных, сближенных полевошпатово-кварцевых жил, залегающих в апикальной части небольшого гранитного купола, непосредственно под роговиковой покрывкой. Жилы, состоящие из кварца, альбита, адуляра, касситерита и небольших количеств серицита и флюорита, обладают значительной длиной, но малой мощностью.

Касситеритово-сульфидные месторождения, представленные по преимуществу турмалиновыми и хлоритовыми разностями, пользуются на территории района наибольшим распространением. Особенно же широко развиты относительно бедные сульфидами турмалиновые и хлоритовые месторождения. Среди них здесь можно упомянуть обширную группу Омсукчанских месторождений (Хатарен, Индустриальный, Голимый и др.), группу Балыгычанских, группу Арманских (Светлый, Иганджа и др.), а также месторождения Кинжал, Дарпирское, Днепровское и др.

Среди богатых сульфидами можно назвать изобилующее турмалином месторождение имени Лазо, а также Хетинское, Кандычанское, Токичанское и серию других.

В районе Хетинского месторождения, а также и в окрестностях поселков Мякит и Талах встречены незначительные скопления деревянистого олова, подчиненные эффузивам мелового возраста.

В своем пространственном распределении рудоносные интрузии и месторождения показывают значительное подчинение каким-то не вполне еще разгаданным, чрезвычайно крупным разломам, протягивающимся на сотни километров. В связи с этим резко выражено линейное расположение рудных проявлений.

О возрасте месторождений с полной определенностью высказаться довольно трудно. Несомненно лишь, что преобладающая масса их, а скорее все они, имеют послеверхнеюрский возраст. Для некоторых из них, а именно для тех, которые расположены уже на Охотском склоне Колымо-Охотского водораздела, где начинают особенно сильно сказываться позднейшие фазы мезозойского тектоно-магматизма, устанавливается более или менее определенно верхнемеловой или нижнетретичный возраст. Можно ли приписать последний основной массе оловорудных проявлений, еще не ясно; больше данных за то, что месторождения собственно бассейна верховьев Колымы и Индигирки (и Яны), т. е. главная их часть, имеют нижнемеловой возраст.

В связи с коренными месторождениями в районе известна многочисленная серия оловоносных россыпей, почти без исключения мелких.

Б. ЯНСКИЙ РАЙОН

Структура Янского района в самой грубой схеме может быть представлена в таком виде. Здесь выделяются два антиклинория: Западно-Верхоянский и Тас-Хаяхтахский, разделенные Янским синклиниорием. Преимуществовое развитие, как и в остальных участках описываемого киммерийского пояса, имеют песчанико-сланцевые отложения Верхоянского комплекса, лишь в осевой части Тас-Хаяхтахского антиклинория вскрываются ниже- и среднепалеозойские отложения, содержащие обильные известняки. В пределах описываемого района выделяются три различные в металлогеническом отношении зоны:

1. Восточная, протягивающаяся в осевой зоне Тас-Хаяхтахского антиклинория, характеризуется развитием крупных гранитных массивов вдоль западного контакта полосы ниже- и среднепалеозойских отложений с породами Верхоянского комплекса. Интрузии сопровождаются скарнами и метасоматическими свинцово-цинковыми месторождениями в известняках. В отношении оловоносности эта зона, в свете имеющихся данных, мало интересна.

2. Центральная, или Яна-Адычанская зона, расположенная в западном крыле Тас-Хаяхтахского антиклинория и в пределах Янского син-

клинория, является областью широкого развития оловорудных месторождений.

3. Западная зона, приуроченная к осевой части Западно-Верхоянского антиклинория, характеризуется развитием сравнительно низкотемпературных серебро-свинцовых, реже медных и оловянных месторождений.

Наиболее интересна в отношении оловоносности центральная зона, или Яна-Адычанский оловорудный район.

Яна-Адычанская рудная зона протягивается меридиональной полосою по правобережью Яны. Геологическое строение района сравнительно простое: преимущественное развитие имеют песчаниково-сланцевые триасовые отложения, прорванные массивами гранитоидов предположительно нижнемелового возраста. Согласно Г. Л. Падалке (1939), интрузии преимущественно приурочены к разломам северо-восточного и, реже, северо-западного направления и располагаются рядами или цепочками (фиг. 12). Иногда интрузии образуют дискордантные, резко вытянутые дайкообразные тела, реже локализируются в брахиантиклинальных структурах. Некоторые интрузии еще не вскрыты эрозией, и контролирующие их разломы проявлены в линейном расположении полей контактовых роговиков, серий даек и рудных месторождений (Эге-Хайский разлом). По составу преобладают интрузии ряда гранодиоритов с отклонением в сторону кварцевых диоритов и тесно связанных с ними сравнительно мало распространенных диоритов и габбро. Однако наряду с этими местами встречаются и нормальные кислые биотитовые граниты. Последние образуют чаще относительно крупные массивы, причем в краевых фациях они иногда сменяются гранодиоритами; это повышение основности пород, видимо, обусловлено местной ассимиляцией глинистых отложений кровли. По Г. Л. Падалке, в процессе формирования интрузий имела место и глубинная ассимиляция глинистых пород, которая обусловила аномальный гибридный характер большей части гранитоидов района.

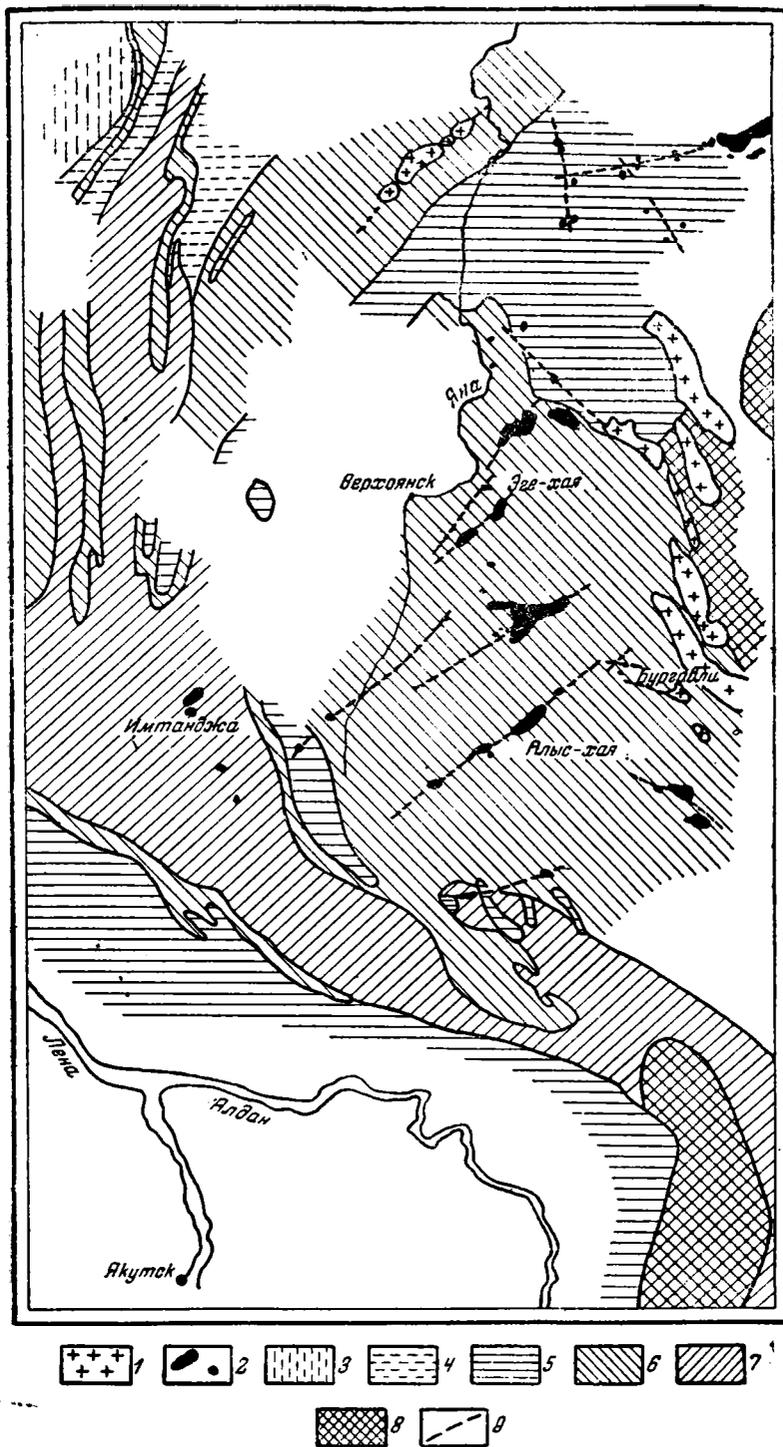
Оловорудные месторождения района весьма многочисленны; большая часть их относится к касситеритово-сульфидной формации, неизмеримо менее развиты месторождения касситеритово-кварцевые (Кёстёр, Чалбынские месторождения), наконец совершенно ничтожное развитие имеют оловоносные пегматиты, представленные по существу одним Ыттыр-Халанским месторождением.

Повидимому, разные типы месторождений связаны с интрузиями различного химического состава. Так, многочисленные касситеритово-сульфидные месторождения пространственно приурочены к контактовым ореолам небольших дискордантных массивов гранитоидов повышенной основности, в то время как касситеритово-кварцевые месторождения (Кёстёр, Чалбынские) связаны с гранитами кислыми.

а) Месторождения касситеритово-кварцевой формации

Наиболее интересно из касситеритово-кварцевых оловорудных проявлений месторождение Кёстёр, расположенное на юго-западной окраине Арга-Ынах-Хайской интрузии биотитовых гранитов. Согласно Б. И. Вронскому и И. А. Островскому (1945), Арга-Ынах-Хайский массив приурочен к антиклинальному поднятию.

В краевой зоне массива развиты жилы лейкократового турмалинового гранита и штоки аляскитов, прорывающие биотитовые граниты и гранодиориты краевой фации массива. Эти малые интрузии предста-



Фиг. 12. Схема геологического строения Северо-восточной Якутии (по Г. Л. Падалке, 1939).

1 — граниты биотитовые; 2 — гранодиориты; 3 — мел; 4 — юра и мел; 5 — кра; 6 — триас; 7 — пермь; 8 — нижний и средний палеозой; 9 — зоны разрывов.

влют собой кислые магматические дифференциаты, внедренные в заключительный этап магматического цикла.

Аляскиты интенсивно изменены пневматолитовыми процессами; они рассеяны дайками пегматита, кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми жилками и на значительной площади превращены в турмалиновые и мусковитовые грейзены. Контуры грейзеновых зон и тел обычно неясные, расплывчатые. В составе грейзенов в качестве новообразований присутствуют мусковит, литиевая слюда, топаз, хлорит, касситерит, турмалин, а также разнообразные редкие фосфаты. Среди последних в большом количестве встречается гебронит (минерал группы амблигонита), а также апатит, фосфорохальцит, либетенит, метаторбернит, франколит, аугелит, гарбортит, кальциоферрит, варисцит, лазулит.

Касситерит встречается в виде черных бипирамидальных кристалликов, размерами 2—3 мм, преимущественно тяготея к слюдястым разнородностям грейзена; распределение его в грейзеновой массе весьма неравномерно.

Оловоносные грейзены секутся тонкими прожилками, в которых встречаются арсенопирит, сфалерит, пирит, молибденит.

Другая группа касситеритово-кварцевых месторождений — Чалбынская — характеризуется развитием серии коротких кварцевых жил, располагающихся в грейзенизированном граните близ контакта с осадочными породами. Жилы сложены главным образом кварцем, в меньшем количестве ортоклазом. Помимо этого в состав жил входят турмалин (сильно железистый), мусковит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, апатит, очень редко встречаются альбит и халькопирит.

б) Месторождения касситеритово-сульфидной формации

Касситеритово-сульфидные месторождения развиты преимущественно в связи с гранитоидами повышенной основности. Они характеризуются широким развитием турмалина, железистого хлорита и сульфидов железа, среди которых главную роль играет пирротин. Обычно эти минерализованные зоны дробления сложены кварцево-турмалиновыми и кварцево-хлоритовыми жильными породами с вкрапленностью и линзовидными обособлениями сульфидов.

В зависимости от состава можно различать месторождения турмалиново-сульфидные и хлоритово-сульфидные, а также промежуточные между ними, характеризующиеся одновременным развитием и турмалина и хлорита.

Турмалиново-сульфидные месторождения

Типичным представителем турмалиново-сульфидных месторождений является Алыс-Хая. Согласно С. С. Смирнову, «месторождение расположено во внешних частях роговикового поля Хатакчанской гранодиоритовой интрузии и представлено многочисленной серией минерализованных зон дробления. Вмещающими породами являются аркозовые песчаники и песчаные сланцы, в различной степени метаморфизованные.

Простираение пород северо-западное, простираение зон дробления северо-восточное, совпадающее в общем с северо-восточным простираением того гипотетического разлома, с которым связывается Хатакчанский (Алыс-Хайский) ряд интрузий. По высыпкам и канавам наме-

чается, что зоны дробления образуют сравнительно густую сеть частью параллельных, частью сопряженных зон». «По минералогическому составу подавляющее большинство зон являются специфически кварцево-турмалиновыми. Черный, сильно железистый, короткостолбчатый турмалин в ассоциации с тонкозернистым кварцем образует плотную породу, которая и является главным материалом рудных зон». «Последующее дробление подобных турмалиновых пород открыло путь для новых порций растворов, отложивших руды, наиболее интересные в промышленном отношении. Именно в эту стадию и были отложены кварц, арсенопирит, маложелезистый турмалин и касситерит, спорадически сопровождаемые вольфрамитом и шеелитом. Как правило, отложение всех этих минералов происходило путем заполнения полостей и, в меньшей мере, путем метасоматоза кварцево-турмалиновой породы. В результате возникли типичные рудные брекчии, в которых куски кварцево-турмалиновой породы цементируются агрегатом перечисленных выше позднейших минералов; нередко также последние развиваются и в виде маломощных и коротких жил и линз, залегающих в основном теле той или иной зоны дробления. Проявлена минерализация этой стадии далеко не на всем протяжении отдельных зон, а в некоторых она и вообще отсутствует. Именно этим и обусловлена большая неправильность («капризность») месторождения в отношении распределения промышленно интересных участков. В дальнейшем происходит новая вспышка трещинообразования, в свою очередь сопровождаемая подъемом новых порций рудных растворов, отложивших, предположительно, главным образом пирротин» (С. С. Смирнов, М. М. Дубовик и др., 1941). Руды интенсивно окислены, и о составе первичных сульфидов можно строить только догадки, исходя из характера зоны окисления. Еще более поздние, повидимому, сидеритовые жилы, несущие вкрапленность пирита и менее кварца, хлорита, халькопирита, пирротина, сфалерита и буланжерита.

Таким образом, согласно С. С. Смирнову: «на Алыс-хая мы имеем почти полную картину процесса минерализации, специфичного в тех или иных своих стадиях для минерализованных зон дробления Яна-Адычанского района.

В грубой схеме этот процесс по характерным минералам разбивается на следующие этапы:

- а) кварцево-турмалиновый,
- б) касситерито-турмалино-арсенопиритово-кварцевый,
- в) пирротинный или сульфидный,
- г) сидеритовый или карбонатный».

Хлоритово-сульфидные месторождения (Эге-Хая)

Месторождение Эге-Хая является наиболее разведанным и изученным в районе. Площадь месторождения слагается песчаниками и сланцами, слабо метаморфизованными скрытой на глубине интрузией. Рудные тела приурочены к зонам дробления северо-восточного простирания. Рудовмещающие зоны дробления частью являются межпластовыми трещинами (зона Западная), частью они секут вмещающие породы под острым углом по простиранию и по падению (зоны Главная и Восточная). Боковые ограничения зон нередко малоотчетливы, и часто переход от резко дробленного материала к недробленым, слабо трещиноватым

породам совершается постепенно. Около главных зон дробления часто наблюдаются параллельные или отходящие от них под острым углом небольшие побочные зоны. «Наиболее типичной первичной рудой месторождения является минерализованная брекчия. В цементе, состоящем из резко варьирующих количеств кварца, хлорита, турмалина и пирротина, заключены мелкие (редко свыше 10 см), угловатые куски сланца или песчаника, обычно сильно измененные» (С. С. Смирнов, М. М. Дубовик и др., 1941).

Преимущественное развитие в рудах имеют пирротин, кварц, хлорит; прочие минералы в количественном отношении являются второстепенными. Касситерит выделяется сравнительно рано совместно с турмалином, железистым хлоритом и кварцем, до отложения минералов сульфидной стадии. Из сульфидов более или менее одновременным с касситеритом является лишь арсенопирит, который здесь, как и в других оловорудных районах (Хапчеранга в Забайкалье, Сталинское в Приморье и др.), выделяется в раннюю стадию рудного процесса. Кварцево-турмалиновые, кварцево-хлоритовые и кварцево-касситеритовые руды нередко цементируются по трещинам более поздними сульфидами. По минерализации Эге-Хайское месторождение является промежуточным между турмалиново-сульфидным и хлоритово-сульфидным типами.

Несколько отлично от вышеописанных Бургавийское месторождение (по С. С. Смирнову, М. М. Дубовику и др., 1941), обладающее сложной и своеобразной минерализацией. Здесь интересны главным образом обширные площади параллельно прожилкового или штокверкового оруденения, а также минерализованные зоны дробления обычного Яна-Адычанского типа. Площадь месторождения слагается среднезернистыми аркозовыми песчаниками, с редкими прослоями известковистого песчаника, собранными в мелкие складки северо-западного простирания. Месторождение находится в криптобатолитовой области, причем, повидимому, интрузия залегает на относительно небольшой глубине. Об этом свидетельствуют жилы гранодиорита, интенсивное ороговикование осадочных пород, а также зональное расположение рудных проявлений вокруг некоторого центра. Прожилки приурочены к серии крутопадающих широтных трещин и в совокупности образуют нечто вроде штокверка. Главными минералами являются кварц, адуляр; часто встречаются пластинчатый кальцит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, хлорит, мусковит, флюорит; сравнительно редки шеелит, сфалерит, пирит, турмалин, апатит; иногда встречаются «касситеритовые» прожилки, очень богатые, до сплошных касситеритовых включительно. Изменения боковых пород проявляются в слабой серицитизации, а также в хлоритизации и окварцевании.

Столь же относительно ограничено проявление метасоматоза и для другой группы рудных проявлений — минерализованных зон дробления: последние по простиранию нередко переходят в трещинные жилы выполнения, сложенные массивными сульфидами, главным образом пирротинном. В подчиненном количестве встречаются халькопирит, серицит, хлорит, сидерит, кальцит; очень редки висмут, висмутин и самородное серебро (?). Характерно, что низкотемпературные минералы — кальцит, галенит, пирит — особенно большое развитие имеют в жилах на периферии рудного участка, что, по С. С. Смирнову, является следствием проявления горизонтальной зональности. Согласно С. С. Смирнову, М. М. Дубовику и др. (1941), «все рудные проявления, известные ныне на территории месторождения, связаны ясными переходами и в совокупности составляют единое целое, обусловленное

единым, последовательно развивавшимся рудным процессом. Различие в составе и в общем характере отдельных рудных проявлений вызвано в основном различным положением их в отношении металлоносного центра и различным характером и возрастом соответственных систем трещин».

К касситеритово-сульфидной формации, помимо описанных месторождений, относятся также месторождения Киргиллях, Хотон-Хая, Улахан-Эгелях, Хаттынах и др.

Оловоносная зона Яна-Адычанского района прослежена сейчас до западной части хребта Полоусного, т. е. до предполагаемого поворота оловорудного пояса к востоку. Описание этого нового (Кутинского) оловорудного района мы не даем из-за отсутствия материалов.

Касситеритово-сульфидные месторождения известны и в Западном Верхоянье. Они представлены преимущественно серебро-свинцово-цинковыми месторождениями с галенитом, сфалеритом, разнообразными сложными сульфосолями и обильным сидеритом.

В целом Западно-Верхоянская зона характеризуется проявлением более низкотемпературной минерализации по сравнению с зоной Яна-Адычанской. Олово, столь типичное для Яна-Адычанского района, присутствует чаще в незначительном количестве, а специфические оловорудные месторождения пока немногочисленны. К последним относятся Имтанджа и Бочийское месторождения.

Оба месторождения приурочены к экзоконтакту Эчий-Бочийской гранодиоритовой интрузии и относятся к касситеритово-сульфидной формации. Имтанджа по характеру минерализации напоминает Эге-Хайское месторождение. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления; характерными спутниками касситерита здесь, как и в Эге-Хая, являются железистый хлорит, пирротин, кварц, арсенопирит, сидерит. Подчиненную роль играют галенит, магнетит, сфалерит, турмалин и халькопирит.

Бочийское месторождение представлено серией кварцево-турмалиновых прожилков с касситеритом и подчиненными сульфидами — пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом и др. Небольшую роль, по данным Г. Л. Падалки (1939), играют в месторождении карбонат и хлорит.

Западное Верхоянье исследовано недостаточно, трудные высокогорные и транспортные условия затрудняют освоение месторождений этого района в настоящее время.

В. ЧАУНО-ЧУКОТСКАЯ ЗОНА

Оловоносные районы округа — Приколымский, Чаунский, Амгумский и Восточно-Чукотский представляют, вероятно, восточное продолжение Яно-Колымского пояса. С другой стороны, Восточная Чукотка в структурно-геологическом отношении неразрывно связана с оловоносными районами западной оконечности Аляски. Таким образом, описываемая область является связующим звеном между оловоносными зонами Америки и Азии. Геологическое ее строение неоднородно.

Северная часть, от низовьев Колымы до Колючинской губы включительно, характеризуется широким развитием нижнемезозойских отложений, прорванных мезозойскими интрузиями. Лишь в восточной оконечности мезозойской зоны геологическая картина усложняется появлением кристаллических пород докембрия (?), древних гранитных интрузий и палеозойских отложений. Эта область П. Н. Кропоткиным

и Н. П. Херасковым (1937) относится к Чукотско-Сьюордской глыбе. Она существенно отлична в геологическом строении от прочей части описываемой территории и изучена очень схематично.

Южная половина описываемой области характеризуется широким площадным развитием эффузивно-туфовых образований верхнемелового и третичного возрастов. В бассейне Анадыря среди этих отложений встречаются морские осадки. Эта территория характеризуется развитием меловых и, может быть, третичных интрузий.

В металлогеническом отношении выделенные районы также весьма различны. Кристаллическая «глыба» восточной части Чукотского полуострова, сложенная гнейсами, кристаллическими сланцами, известняками и обширными по площади древними интрузиями, наиболее сложна. В поле докембрийских интрузий здесь известны оловоносные пегматиты. Среди известняков встречаются касситеритово-сульфидные месторождения (мыс Сердце-Камень), а также пиротиново-сфалеритовые метасоматические жилы и магнетитовые скарны с ничтожной примесью касситерита, повидимому связанные уже с мезозойскими интрузиями.

Область развития сланцев и песчаников Верхоянского комплекса значительно более интересна в отношении оловоносности. По геологической обстановке она во многом напоминает Яна-Адычанский и Верхне-Колымский оловоносные районы. Однотонный литологический фон — развитие мощных толщ глинистых отложений, сравнительно простые складчатые структуры, представленные серией S-образно изгибающихся складок, повсеместное проявление гипабиссальных гранитных интрузий — таковы основные геологические черты этой части территории. Оловорудные месторождения в пределах этой зоны обнаружены в районах Приколымья, Чаунской губы и Амгуемы.

Здесь развиты как касситеритово-кварцевые, так и типичные касситеритово-сульфидные месторождения.

Южная часть описываемой области, относящаяся к третичной складчатой зоне, еще мало изучена. В этом районе известны разнообразные рудопроявления — свинцово-цинковые, а также оловянные.

Описание оловорудных районов мы будем проводить с запада на восток, причем выделим следующие районы: 1) Чаунский, 2) Западно-Чукотский или Амгуемский, 3) Восточно-Чукотский. Приколымский район нами не выделен из-за отсутствия материалов.

1. Чаунский рудный район

Район, примыкающий к Чаунской губе, сложен триасовыми песчанико-сланцевыми отложениями, смятыми в складки северо-западного направления и прорванными интрузиями мезозойских оловоносных гранитов.

Мезозойские интрузии вытягиваются цепочками вдоль определенных зон северо-западного простирания, совпадающих с направлением главных структур. Некоторые массивы, повидимому, располагаются в ядрах антиклиналей, другие вытянуты перпендикулярно к простиранию складок. Преимущественное развитие среди мезозойских интрузий имеют нормальные граниты, реже встречаются гранодиориты, кварцевые монзониты, а также андезиновые граниты. Эти гранитоиды повышенной основности, вероятно, являются гибридными образованиями — продуктами глубинной ассимиляции магмой песчаниково-сланцевых отложений.

Структура гранитов различна; наряду с равномернозернистыми породами встречаются порфиридные разности, особенно частые в периферических частях массивов.

Жильные дериваты интрузий представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, лампрофирами; меньшим развитием пользуются аплитовые жилы, и крайне редко встречаются пегматиты. Оловорудные месторождения встречаются чаще в связи с кислыми гранитами, сопровождающимися интенсивным проявлением пневматолитовых процессов, и в меньшей степени с гранитоидами повышенной основности.

В Чаунском районе можно выделить несколько рудных узлов: Валькумейский, Пыркакайский, Куйвивээмский и другие, из них первые два наиболее интересны. Наиболее освещены в литературе оловорудные месторождения Куйвивээмского и Валькумейского узлов; они встречаются в эндо- и экзоконтактных зонах интрузий, причем наиболее продуктивны в отношении оруденения массивы, находящиеся в акробалитовой и эпибалитовой стадиях эрозии.

Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, трещинными жилами и штокверками.

Главными минералами являются кварц, турмалин, хлорит; второстепенными — сульфиды, касситерит, мусковит, топаз; резко подчиненными — магнетит, гематит, флюорит, вольфрамит, шеелит, апатит, анатаз. Характерной особенностью парагенезиса большинства месторождений является бедность сульфидами.

Оловорудные месторождения по вещественному составу А. В. Андрианов (1941) разбивает на следующие типы:

кварцево-топазовые жилы, часто сопровождающиеся грейзенами;

кварцево-турмалиновые жилы с касситеритом, иногда светлой слюдой с хлоритом;

кварцево-хлоритовые жилы, иногда с большим содержанием магнетита, гематита и примесью турмалина.

Жилы кварцево-турмалиновые и кварцево-хлоритовые с уменьшением количества турмалина и хлорита нередко переходят в чисто кварцевые. Иногда встречаются месторождения, переходные от типа кварцево-турмалинового к типу кварцево-хлоритовому, характеризующиеся одновременным присутствием турмалина и хлорита.

Кварцево-топазовые жилы и грейзены встречаются в эндоконтактных ореолах мелких гранитных тел северо-восточной части Куйвивээмского рудного узла. Рудоносные граниты здесь интенсивно грейзенизированы, причем среди оловоносных грейзенов можно выделить разновидности: 1) кварцево-слюдистые, 2) кварцево-топазово-слюдистые, 3) кварцево-топазовые, 4) кварцевые с примесью топаза или слюды; между этими разновидностями существуют постепенные переходы. Грейзенизация распространяется в стороны от кварцевых жил, а также от тонких трещинок и еле заметных проводников.

Кварцево-топазовые жилы сложены плотным серовато-белым, часто дымчатым кварцем и плотными, бесцветными, белыми или восково-желтыми агрегатами топаза; количество топаза в жилах местами достигает 60%. Зерна топаза секутся тонкими прожилками слюды, флюорита. В заметном количестве встречаются литийсодержащий мусковит, повсеместно распространенный черный и темнозеленый турмалин, касситерит, вольфрамит, альбит, хлорит, арсенопирит, пирит, самородный висмут.

Оловоносные кварцево-турмалиновые жилы наиболее распространены на восточном побережье Чаунской губы — в пределах Валькумейского

рудного узла. Здесь в Валькумейском месторождении вскрыта свита сложных жил, заключающих кварцево-турмалиновые руды, местами богатые сульфидами. Турмалиновые жилы из Куйвивээмского рудного узла детально описаны А. В. Андриановым. Рудные тела этого типа располагаются в роговиках, окружающих мелкие купола гранитов в бассейнах рек Каынваам, Койвенмытагынваам. Они представлены чаще минерализованными зонами дробления, состоящими главным образом из турмалина и кварца; в подчиненном количестве присутствуют хлорит, светлая слюда, альбит, флюорит, топаз, из рудных минералов касситерит, арсенопирит, вольфрамит, пирит, шеелит, пирротин, халькопирит, джемсонит, блеклая руда и станнин.

Турмалин встречается в нескольких генерациях, причем наблюдается закономерное изменение окраски, более темной в начале и светлой в конце процесса формирования рудного тела. А. В. Андрианов выделяет следующие разновидности турмалина: 1) коричневый¹ или коричнево-бурый, образующийся в начальной стадии процесса путем замещения боковых пород, 2) зеленоватый или синий турмалин, отлагающийся в трещинах до образования касситерита, и, наконец, 3) бледноокрашенный голубоватый, голубовато-зеленый и бесцветный турмалин, отлагающийся после касситерита.

Касситерит присутствует в виде сплошных зернистых скоплений, реже в виде рассеянной вкрапленности. Форма его кристаллов короткопризматическая, реже игольчатая. Иногда встречаются криптокристаллические агрегаты касситерита, сферического или колломорфного облика.

Кварцево-хлоритовые жилы часто содержат значительное количество магнетита и гематита. Эти своеобразные кварцево-хлорито-магнетитовые рудные тела встречены в Куйвивээмском узле. Они слагаются кварцем, железистым хлоритом, касситеритом; в значительном количестве часто присутствуют магнетит и гематит, все же остальные минералы — турмалин, светлая слюда, флюорит, арсенопирит, пирит, халькопирит обычно играют ничтожную роль.

Распределение отдельных минералов в жилах неправильное, гнездовое. Реже наблюдаются симметрично-полосчатые текстуры с более ранними минералами — кварцем и касситеритом — в зальбандах рудного тела и хлоритом, поздним кварцем или магнетитом — в осевой его части. В некоторых жилах (Проспекторская) наблюдается ритмичная перемежаемость полос различного состава.

Характерной особенностью месторождений этого типа является позднее выделение хлорита, а также обилие магнетита и гематита.

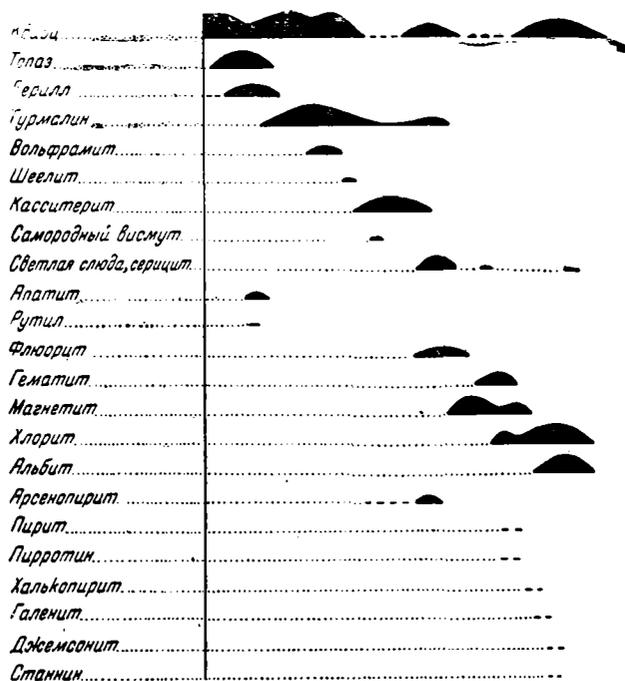
Касситерит присутствует в рудах в виде отдельных кристаллов размерами 0.5—2.0 мм и даже до 4—5 мм; часто наблюдаются сростки сдвойникованных короткопризматических кристаллов. В жилах ритмично-полосчатого строения встречаются удлиненные призматические кристаллы, до игольчатых включительно.

В качестве особого подтипа следует выделить жилы кварцевые хлоритово-альбитовые, а также кварцевые, нередко связанные с кварцево-хлоритовыми рудными телами и постепенными переходами.

Последовательность выделения минералов оловорудных месторождений района представлена в следующей схеме (фиг. 13).

¹ Окраска, наблюдаемая под микроскопом.

В распределении различных типов месторождений вокруг интрузий намечаются некоторые элементы зональности: наиболее высокотемпературные пневматолитовые месторождения — кварцево-топазовые жилы и грейзены — развиты в гранитах, кварцево-турмалиновые расположены в эндоконтактных и главным образом в экзоконтактных зонах массивов, наконец в наибольшем удалении от контакта располагаются жилы кварцево-хлоритовые.



Фиг. 13. Парагенетическая схема оловорудных месторождений Чаунского района (по Андрианову и др., 1941).

Оловорудные месторождения Пыркакайского рудного узла, расположенного далее к востоку от Чаунской губы, еще в литературе почти не освещены. Здесь в бассейне рек Млюлю-Веем и Тамнеквунь развиты крупные, но убогие штокверковые тела, образованные серией тонких параллельных кварцевых прожилков. Касситерит вместе с топазом и слюдой концентрируется в зальбандах прожилков, осевые же части жил слагаются кварцем с подчиненным флюоритом и иногда с обильными сульфидами. С этими штокверками связаны многочисленные россыпи — Пыркакайская и др. (С. С. Смирнов, 1945).

2. Амгуемский рудный район

В пределах Амгуемского района известно уже довольно много пунктов проявления оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения. Наиболее интересно Иультинское месторождение, которое находится в криптобатолитовой области и приурочено к зоне роговиков в нижнемезозойской сланцевой толще. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с вольфрамитом и подчиненным касситеритом. Жилы отграни-

чены от боковых пород слюдястыми оторочками. Они содержат, кроме перечисленных минералов, полевой шпат, флюорит, а из рудных — арсенипирит и в незначительном количестве висмутовый блеск.

Вольфрамит и касситерит распределены в теле жилы неравномерно, причем оба минерала встречаются чаще в виде крупных кристаллов; так, некоторые кристаллы вольфрамита достигают в длину 40 см, касситерит образует кристаллы размерами от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров.

По составу жилы, согласно А. П. Никольскому (1941), делятся на вольфрамовые, оловянно-вольфрамовые и оловянные.

Аналогичные оловянно-вольфрамовые рудопроявления имеют в районе довольно широкое распространение. В частности, к этому же типу относятся рудные проявления в контакте гранитного массива, расположенного в 6 км к востоку от Иультинского участка, а также Северное Солнечное и Светлое оловянно-вольфрамовые месторождения.

3. Восточно-Чукотский рудный район

Восточно-Чукотский район наименее интересен в отношении оловоносности. Известные здесь довольно многочисленные оловоносные точки не имеют в большинстве промышленного значения. Наибольший интерес представляет месторождение Сердце-Камень. Это месторождение обнажается в крутом обрыве на берегу Чукотского моря, недалеко от мыса Сердце-Камень. Рудное тело представлено жилой в известняках, осложненной ответвлениями и пластообразными апофизами по плоскостям напластования известняков. Главными минералами являются пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, кальцит; второстепенное значение имеют арсенипирит, пирит, гранат, хлорит; редкими являются касситерит, станнин, блеклая руда, шеелит, пираргирит-прусит (Рабкин, Тихомиров и др., 1938).

Помимо месторождения Сердце-Камень касситерит обнаружен в некоторых железорудных месторождениях района, залегающих в известняках, а также в грейзенизированных пегматитах «Древней интрузии» гранитов залива Лаврентия. Практического значения эти рудопроявления не имеют.

Особо следует упомянуть признаки оловоносности в пределах третичной складчатой зоны, протягивающейся в южной части описываемого района на южных склонах Анадырского хребта и в районе залива Креста. Здесь прежде всего следует упомянуть Карское оловосодержащее свинцово-цинковое мышьяковое месторождение, приуроченное к вулканогенной толще. Рудные жилы этого месторождения генетически связаны с массивами кварцевого диорита. Они сложены арсенипиритом, пиритом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, теннантинном, самородным серебром, франкеитом (?), марказитом.

ХII. ПРИМОРСКАЯ АЛЬПИЙСКАЯ ЗОНА

Восточная окраина Советского Союза характеризуется проявлением альпийской (третичной) металлогении. Она принадлежит к огромной складчатой зоне, опоясывающей полукольцом Тихоокеанскую впадину. Большая часть Тихоокеанского металлогенического пояса, вероятно, скрыта под водами океана, отдельные же его участки прослеживаются на западном побережье Америки в рудных провинциях Боливии, Перу,

может быть Калифорнии и по восточной окраине Азии на побережье Охотского и Японского морей и на островах Японии.

В пределах сравнительно узкой зоны, протягивающейся по восточной окраине азиатского материка, мезозойские и более древние складчатые структуры замаскированы, а местами почти полностью переработаны в результате наложения альпийской складчатости. В частности, на скрещении с альпийской зоной теряется восточное продолжение Колымской ветви мезозойского Яно-Колымского складчатого пояса.

Специфической особенностью описываемой зоны является интенсивная вулканическая деятельность в верхнем мезозое и кайнозое, которая, по видимому, объясняется существованием крупных продольных разломов. Рудные проявления связаны преимущественно с третичными интрузиями габбиссальных гранитоидов, представленных гранитами и породами повышенной основности — гранодиоритами, диоритами до габбро-норитов включительно.

В целом область характеризуется относительно неглубоким эрозионным срезом, что в значительной мере определяет своеобразие ее металлогении. Преимущественное развитие здесь имеют близповерхностные, подчас резко телескопированные, месторождения боливийского типа.

Ниже мы остановимся на характеристике Советского Приморья — наиболее интересной и изученной части третичной металлогенической зоны.

А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

Район Приморья расположен в юго-восточном крыле Сихотэ-Алинского антиклинория и охватывает восточные склоны и осевую часть хребта Сихотэ-Алинь. Как и другие участки Тихоокеанской складчатой зоны, Приморье характеризуется сравнительно неглубоким эрозионным срезом. Древние докембрийские и ниже- и среднепалеозойские породы скрыты под мощным покровом молодых мезо-кайнозойских отложений и выступают лишь в местах вздымания оси Сихотэ-Алинского антиклинория (Южное Приморье). Относительно небольшое развитие имеют также породы верхнего палеозоя — кремнистые сланцы и известняки, обнажающиеся главным образом в ядрах второстепенных антиклинальных структур. Значительно большим развитием отличаются нижнемезозойские отложения, представленные нижнетриасовыми конгломератами и песчаниками, верхнетриасовыми глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков и юрскими песчаниково-сланцевыми отложениями. Все эти толщи смяты в крутые складки северо-восточного направления. С проявлением складчатости на грани юры и мела, вероятно, связаны эффузии основных лав, выделяемые М. П. Русаковым (1937) в качестве нижней эффузивной толщи. Верхнеюрские интрузии в Приморье пока не установлены. Возможно, что детальное изучение гранитоидов Приморья в дальнейшем поможет расчленить разнообразные граниты и выделить группу относительно древних пород, соответствующих новокиммерийским гранитам Иманского района.

Нижнемеловые отложения представлены, по Г. П. Воляровичу (1935), континентальными угленосными отложениями. К верхнему мелу относятся так называемая «партизанская песчано-сланцевая свита» и еще более молодые покровы кварцевых порфиров. Последние слагают не менее 70% площади района, протягиваясь почти непрерывной полосой вдоль побережья Японского моря. Мощность покровов очень велика, она измеряется многими сотнями метров. Наряду с эффузивными покровами встречаются жерловые фации кварцевых порфиров.

Верхнемеловые отложения собраны в пологие складки и прорваны интрузиями нижнетретичных гранитоидов. К третичному же времени относится образование покровов липаритов, отложение угленосных толщ, а также излияния базальтов, образующих огромные по площади покровы, главным образом в северной части Приморья.

Разновозрастные эффузивы и массивы третичных или так называемых «приморских» гранитоидов особенно широкое развитие имеют в прибрежной области, отмечая своим появлением какую-то тектоническую ослабленную зону.

Большая часть известных в настоящее время рудных проявлений связывается с интрузией приморских гранитоидов. Приморские гранитоиды представлены комплексом пород различной основности, в составе которого наряду с гранитами значительную роль играют гранодиориты и кварцевые диориты и нередко встречаются своеобразные, видимо гибридные, породы типа кварцево-ортоклазовых габбро и габбро-норитов.

Взаимоотношения различных типов приморских гранитоидов изучены еще недостаточно. М. А. Фаворская устанавливает несколько последовательных гранитоидных интрузий. Может быть не вполне одновременны и рудные месторождения Приморья. Местами породы различного состава от гранитов до габбро включительно встречаются в пределах одного и того же массива, представляя, возможно, фациальные разновидности единой интрузии (Бернштейн, 1936). Я. Д. Готман отмечает, что в Ольгинском районе граниты слагают сравнительно крупные массивы (Владимирский), в то время как основные и средние породы чаще встречаются в небольших интрузивных телах и, вероятно, представляют продукт глубокой ассимиляции пород богатых СаО. По Я. Д. Готману, о гибридном характере основных пород говорит тесное совместное нахождение различных разновидностей гранитоидов в пределах небольших тел, а также своеобразие минералогического состава. Так, кварцево-ортоклазовые габбро-нориты наряду с ромбическим и моноклинным пироксеном и основным зональным плагиоклазом (до 80%) содержат кварц и ортоклаз, нередко в микропегматитовых сростаниях. Характерно также присутствие в этих породах циркона, типичного акцессорного минерала пород кислой магмы.

Характер жильных отщеплений гранитных интрузий — долеритов, с их обычно очень основным плагиоклазом до № 90 включительно, а также повсеместное проявление среди известковых пород скарных образований, главным образом в месторождениях, удаленных от интрузий (Синанча, Сталинское, Ванчин), приводят к предположению об ассимиляции магмой известняков на глубине.

Вопрос о генезисе приморских гранитоидов и взаимоотношениях различных разновидностей, а также вопросы связи рудных месторождений с определенными типами пород нуждаются в дальнейшем изучении.

Связь месторождений с интрузиями в Приморье проявлена далеко не так отчетливо, как в других оловорудных провинциях СССР, что объясняется, в первую очередь, незначительным эрозионным срезом, обнажающим лишь куполовидные выступы скрытых на глубине массивов. Значительная часть месторождений и в том числе главные оловорудные месторождения находятся в криптобатолитовой области.

Наиболее ясно связь с интрузиями устанавливается для магнетитовых скарных месторождений. Так, оловосодержащие магнетитовые скарны Белой горы и других железорудных месторождений района залива Ольга связаны с биотитовыми гранитами. С кислыми же гранит-порфирами связано, видимо, скарное месторождение Ванчин, а также

некоторые касситеритово-кварцевые месторождения Сихотэ-Алиня (Ситангоу, Верхне-Иманское, Еловское и др.). С другой стороны, свинцово-цинковые месторождения, видимо, иногда находятся в связи с гранитоидами повышенной основности. Так, слабо оловоносные месторождения ключа Каменного (бассейн Синанчи) располагаются в экзоконтактном ореоле штока кварцево-ортоклазовых габбро-норитов.

Присутствие олова в этих месторождениях, а также высокая серебристость некоторых сульфидных оловорудных месторождений (Синанча, Сталинское, Киссинка), позволяют говорить о генетической связи этих различных рудных проявлений. В связи с этим вполне возможно, что и серебро-свинцово-оловянные месторождения являются производными гранитоидов повышенной основности.

Б. РУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

Наиболее изученным в настоящее время является Ольга-Тетюхинский рудный узел, заключающий месторождения свинца и цинка (Тетюхинская группа), олова (Сталинское, Лифудзин, Хрустальное, Синанча), многочисленные, но в общем небольшие железорудные месторождения (Ольгинский район). Чисто геохимический интерес представляют пока месторождения мышьяка, молибдена, ртути. Повидимому, все разнообразные месторождения района генетически тесно связаны между собой.

Среди оловорудных месторождений олова Тетюхинского рудного узла можно выделить следующие типы:

1. Касситеритово-кварцевые месторождения.
2. Скарновые месторождения:
 - а) магнетитовые скарны (Белая гора),
 - б) сульфидно-магнетитовые скарны (Ванчин).
3. Хлоритово-сульфидные месторождения (Сталинское, Лифудзинское, Хрустальное).
4. Галенитово-сфалеритовые месторождения (Синанча, Киссинка).

Серебро-свинцово-цинково-оловянные месторождения постепенными переходами связаны с бедными оловом и неоловоносными серебро-свинцовыми и свинцово-цинковыми месторождениями; с другой стороны, через оловоносные скарны Белой горы они генетически связываются с магнетитовыми скарновыми месторождениями района.

Характерны некоторые общие черты всех этих разнообразных рудных проявлений — прежде всего высокая серебристость руд, затем региональная оловоносность, наконец повсеместное присутствие марганца: в скарнах в составе силикатов — родонита, манган-геденбергита, тефрита; в сульфидных жилах в составе карбонатов — родохрозита, железистого родохрозита, олигонита и др.

По Г. П. Воляровичу и М. П. Русакову, рудопроявления, как и скрытые на глубине интрузии, тяготеют к антиклинальным структурам; нередко они приурочены к надвигам северо-восточного простирания в крыльях (рудная залежь Верхнего рудника, многочисленные жилы Сталинского месторождения) и осевых частях антиклиналов (Лифудзинское и Хрустальное месторождения). Помимо этих частных нарушений, определяющих локализацию отдельных рудных тел, намечаются более крупные рудоносные разломы, протягивающиеся на десятки километров. К числу таких крупных структурных линий можно отнести гипотетический Сихалинский разлом М. П. Русакова, проходящий в сводовой части антиклинальной складки. В пределах этого разлома находятся рудные

месторождения Тетюхинской группы и целый ряд мелких месторождений — Горбушинское, Довгалеvское, Кирилловское, Майминовское, Водопадное. На юго-западном продолжении этой зоны известны олово-полиметаллические жилы Кинцухе и богатые оловорудные месторождения Лифудзин и Хрустальное.

Наряду с разломами северо-восточного простирания четко выражены разломы северо-западного простирания, перпендикулярные к простиранию складчатых структур (СЗ 330—340°). По разломам северо-западного направления следуют пояса и свиты порфиритовых даек, зоны пиритизации, а нередко и рудные жилы (Синанча).

По М. П. Русакову, наиболее благонадежны участки пересечения северо-восточных и северо-западных разломов и проявления порфиритовых даек. Последние не имеют прямой связи с оруденением и нередко являются послерудными, но следуют по тем же трещинам, что и рудные жилы. Поэтому пояса даек, а также зоны дробления и пиритизации могут служить надежным критерием для установления разломов и в первую очередь заслуживают обследования при поисках месторождений.

В. ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Месторождения касситеритово-кварцевые

Касситеритово-кварцевые месторождения играют в Приморье подчиненную роль. Они представлены турмалиново-кварцевыми жильными зонами (Эльдорадо), оловоносными грейзенами (Еловское), касситеритово-кварцевыми жилами (Верхне-Иманское) и тонкими кварцево-касситеритовыми прожилками в эффузивах (Ситангоу). Наиболее интересным является месторождение Эльдорадо, представленное, по М. П. Материкову, кварцево-турмалиновыми метасоматическими жильными зонами в песчаниках, приуроченными к контактовому ореолу штока кварцевых порфиров.

2. Оловоносные скарны

а) Магнетитовые скарны — Белая гора

Белогорское месторождение в общем сходно с описанными ранее месторождениями Мукуланским, Караваvшским и др. Оно расположено в контакте гранитов с известняками и представлено пироксено-гранатовыми скарнами с обогащенными магнетитом линзовидными прослоями и залежами. Магнетит встречается в кристаллах и колломорфных выделениях.

В составе скарнов наблюдаются везувиан, эпидот; интересно присутствие скоплений родонита. Касситерит установлен А. Т. Сусловым (устное сообщение) в составе кварцевых прожилков, секущих скарны; чаще же он, повидимому, находится в виде мелко распыленных зерен в магнетитовой руде. Сульфидные минералы в поверхностной зоне нацело окислены, но в образцах из скважин представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и висмутовыми минералами.

Подобно большинству месторождений этого типа Белая гора содержит низкопроцентные, труднообогащаемые руды и как оловорудное месторождение внимания не заслуживает.

б) Сульфидно-магнетитовые скарны—Ванчинское месторождение

Ванчинское месторождение представлено оловоносными магнетитово-сульфидными скарновыми линзами в эффузивных кварцевых порфирах. Оруденение контролируется зоной разлома северо-восточного простирания, отмеченной интенсивной пиритизацией кварцевых порфиров и выходами интрузивных пород, рудных жил и минеральных источников. Изверженные породы представлены штоком гипабиссальных гранит-порфиров и послерудными дайками диорит-порфирита и долерита.

Рудные тела — мелкие линзы, гнезда, трубы и короткие жилы — приурочены к поперечным и диагональным трещинам в зоне дробления. Главными рудными минералами являются магнетит, железистый хлорит, сфалерит, пирит (часто вторичный по пирротину), кварц. Заметную роль иногда играют гранат (гроссуляр), галенит, карбонаты; подчиненное значение имеют касситерит, флюорит.

По минералогическому составу руды делятся на существенно магнетитовые, сульфидные и хлоритовые.

Касситерит является относительно ранним минералом и выделяется совместно с кварцем, гранатом, хлоритом. Местами встречаются почти мономинеральные хлоритовые прожилки с мелкой вкрапленностью касситерита и граната. Позднее образуется магнетит, нередко в колломорфных выделениях, иногда в хороших кристаллах и, наконец, в псевдоморфозах по какому-то волокнистому минералу. Еще более поздними являются сульфиды. Железистый сфалерит обычно содержит эмульсионную вкрапленность пирротина.

Ванчинское месторождение представляет пример рудоносных скарнов, удаленных от интрузии. Возможно, что рудоносная интрузия по составу близка к гранит-порфирам, обнажающимся в непосредственной близости от месторождения.

Рудному процессу предшествовало интенсивное пропаривание трещиноватых порфиров вдоль зоны дробления с образованием широкой плоскости пиритовой импрегнации. Такой предварительный прогрев рудопроводящего канала мог обусловить удаление растворов от активной интрузии с образованием высокотемпературных скарнов в близповерхностных горизонтах.

Н. А. Смольянинов полагает, что появление скарнов объясняется присутствием известняков на глубине. В пользу этого предположения, помимо специфически скарнового характера месторождения, говорит наличие углекислых источников в зоне дробления.

Ванчинское месторождение практического значения не имеет, но оно интересно с генетической точки зрения как связующее звено между серебро-свинцово-цинковыми месторождениями, содержащими олово, и оловоносными магнетитовыми скарнами типа Белой горы.

3. Месторождения хлоритово-сульфидные — Сталинское, Лифудзинское, Хрустальное

Сталинское месторождение представлено серией параллельных жил северо-восточного простирания, приуроченных к надвиговым зонам в мезозойской песчаниково-сланцевой толще.

Активные изверженные породы эрозией еще не обнажены — о близости интрузии можно лишь догадываться по интенсивному ороговикованию песчаников и сланцев в западной части рудного участка. Дери-

ватами скрытого массива, повидимому, являются дайки порфириров, следующие иногда по тем же трещинам, что и рудные жилы.

Морфология рудных жил Сталинского месторождения сравнительно проста: жилы в общем довольно выдержаны, но местами наблюдаются пережимы, выклинивания жилы, по простиранию и по падению, иногда жилы разветвляются на две и более составляющих, в местах наиболее интенсивного дробления возникают прожилковые и штокверковые зоны.

Жилы Сталинского месторождения сложены массивными сульфидами; роль жильных минералов в них в общем невелика, хотя кварц местами встречается в значительном количестве. Минералогический состав жил не отличается сложностью: резко преобладают пирротин и черный крупнокристаллический сфалерит; подчиненное значение имеют арсенопирит, галенит, кварц, анкерит, марганецанкерит, кальцит; достаточно часто, но обычно в небольшом количестве встречаются касситерит, станнин, халькопирит, железистый хлорит. Наконец, к редким и очень редким относятся флюорит, блеклая руда, канфильдит и ближе не определенный сульфостаннат свинца. Присутствие двух последних минералов, очень редких и обычно неустойчивых, интересно с генетической точки зрения.

Помимо указанных минералов следует упомянуть о присутствии антофиллита, роговой обманки и пироксена (?) в одной из рудных жил. Эти свидетели досульфидной, высокотемпературной минерализации сближают Сталинское месторождение с пироксено-сульфидными скарнами или такритами Тетюхе.

Сульфидные жилы обычно имеют четкие, резкие ограничения в зальбандах и сопровождаются ничтожным изменением боковых пород; лишь иногда в зальбандах тонких прожилков наблюдаются хлоритовые оторочки до 1—2 мм.

Строение жил грубопоясовое — полосы черного крупнокристаллического сфалерита чередуются с полосами массивных пирротиново-галенитовых или касситеритово-арсенопиритовых руд. Нередко различные типы руд обособляются в различных участках одной и той же жилы и переходят друг в друга по простиранию. Иногда в тонкозернистых рудах наблюдается тонкая ритмичная полосчатость, обусловленная многократным чередованием полосок, сложенных различными минералами. Полосы эти часто образуют волнообразные, как бы «флюидные» изгибы, напоминающие текстуры течения.

Взаимоотношения минералов в жилах довольно сложны; процесс рудообразования характеризовался, повидимому, сравнительно быстрым отложением всех минералов; поэтому четкое возрастное разграничение последних провести затруднительно. Тонкая ритмичная перемежаемость минералов в составе сложных мелкозернистых руд свидетельствует скорее о более или менее одновременном обособлении всех составляющих из сложного рудоносного раствора. Возможно, что в процессе рудоотложения существенную роль играли коллоиды. Об этом свидетельствуют также типично колломорфные выделения касситерита в тонких прожилках (фиг. 14). Именно отложением из коллоидов можно объяснить противоречивость в наблюдаемых взаимоотношениях минералов.

В общем относительно более ранним является черный сфалерит, а также кварц, ассоциирующий с арсенопиритом и касситеритом. Эти три последних минерала тесно парагенетически связаны между собой; частично они образуются до черного сфалерита, частично одновременно с ним, а иногда и несколько позднее.

В тонких прожилках касситерит нередко сопровождается марганцовым анкеритом и хлоритом. Более поздними являются пирротин, станнин, пирит, галенит и др. В тонкозернистых агрегатах иногда встречается поздний послепирротиновый сфалерит, обычно отличающийся своей буровой окраской.

Касситерит в пирротиновых рудах встречается значительно реже, чем в рудах арсенопиритово-кварцевых, причем он обычно образует мелкие пойкилитовые включения в пирротине. Иногда наблюдаются поздние касситерит и станнин, ассоциирующие с халькопиритом и блек-



Фиг. 14. Коллоидные выделения касситерита:
× 15. Сталинское месторождение.

лой рудой в составе анкеритовых прожилков. В одном из таких поздних карбонатных прожилков вместе с касситеритом обнаружен канфильдит и своеобразные сферически изогнутые пластинки минерала, предположительно определенного на основании сравнения с боливийским эталоном как франкеит.

К превращениям в твердом состоянии следует отнести выделение продуктов распада твердых растворов. Последние особенно обильны и разнообразны в сфалерите, где наблюдаются эмульсионные включения и правильные решетки пластинок пирротина, приуроченные к плоскостям (110), а также включения халькопирита, которые в свою очередь содержат в качестве продуктов распада пластинки кубанита и графит-

ческие вростки валлерита. В халькопирите наблюдаются характерные звездообразные выделения сфалерита. Широкое развитие структур распада твердых растворов свидетельствует о высокой температуре образования руд.

Лифудзинское месторождение расположено в пределах мощной зоны смятия, приуроченной к осевой части антиклинальной складки северо-восточного простирания. Ядро складки сложено песчаниками и сланцами триаса, крылья — нижнемеловыми песчаниками. Рудовмещающими трещинами являются четко выраженные трещины скалывания, имеющие, как и зона смятия, северо-восточное простирание и круто падающие на юго-восток.



Фиг. 15. Радиально-лучистые выделения касситерита, $\times 90$. Хрустальное месторождение.

Рудные тела в большинстве своем представлены типичными трещинными жилами заполнения, при формировании которых метасоматоз играл явно подчиненную роль; лишь местами (некоторые рудные жилы так называемого «Оловянного участка», жила Спорная) наблюдается интенсивное замещение раздробленных боковых пород хлоритом и рудными минералами с образованием характерных метасоматических руд.

По минералогическому составу Лифудзинское месторождение приближается к Сталинскому, отличаясь от последнего главным образом заметным снижением роли сульфидов свинца и цинка и некоторым возрастанием количества сульфидов железа. Вещественный состав рудных



Фиг. 16. Строение кварцево-касситеритовой жилки месторождения Хрустальное. $\times 10$; ник. // (по В. А. Крылову). 1—1 — кристаллы кварца, окруженные тонкими концентрическими зонами кристаллического касситерита и кварца; 2—2 — зоны колломорфного касситерита, рассеянного поперечными кварцевыми прожилками; 3—3 — призматические кристаллы касситерита; 4—4 — зона тонкоигольчатых кристаллов касситерита, Q — кварц.



Фиг. 16а. Колломорфный касситерит и кварц. Местоорождение Хрус альное. $\times 20$; ник. // (пп В. А. Крылову).

Переменяющиеся зоны кварца (Q) и касситерита (Cs), прожилки кварца (Q), секущие касситеритовые зоны и равный кварц (Q).

жил не сложен: жильные минералы представлены кварцем, хлоритом и подчиненным железистым турмалином; рудные, помимо касситерита, — арсенипиритом, пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, станнином и довольно редким галенитом.

Касситерит нередко развивается в виде плотных, тонкозернистых агрегатов, иногда имеющих отчетливо выраженный колломорфный облик; в отдельных жилах встречается типичное деревянистое олово, явно гипогенного происхождения.

Хрустальное месторождение приурочено к северо-восточной зоне смятых, развальцованных песчаников и сланцев триаса. В пределах последней местами обособляются параллельные жильные тела, сложенные массивными кварцево-сульфидными рудами, местами же оруденение проявляется в виде многочисленных мелких рудных прожилков и метасоматических касситеритово-хлоритовых руд.

По минералогическому составу руд Хрустальное месторождение во многом аналогично Лифудзину, являясь столь же характерным представителем хлоритово-сульфидного типа. Некоторым отличием минерализации, по сравнению с Лифудзином, является лишь появление в отдельных участках рудной зоны значительных скоплений флюорита. Еще более характерно широкое развитие радиально-лучистых и особенно колломорфных агрегатов касситерита (фиг. 15, 16, 16а, 16б); образование гипогенного деревянистого олова в еще большей степени подчеркивает формирование месторождения в условиях относительно небольших глубин.

4. Месторождения галенитово-сфалеритовые — Синанча

Синанчинское месторождение приурочено к разлому северо-западного направления, секущему верхнемеловые кварцевые порфиры. Этот разлом отмечен широкой зоной пиритизации и осветления порфириров, оловосвинцово-цинковыми сульфидными жилами и послерудными дайками порфиритов. Рудные жилы и разновременные дайки следовали здесь по одному и тому же тектоническому шву, и в результате возникла сложная жильная пачка из четырех порфиритовых даек и зажатых между ними тонких линз оруденелого кварцевого порфира и сульфидных жил. Порфиритовые дайки нередко непосредственно примыкают к зальбандам сульфидных жил, местами они пересекают их, и части разорван-



Фиг. 16б. Колломорфный касситерит. Месторождение Хрустальное. $\times 36$; ник. // (по В. А. Крылову).

ного рудного тела оказываются в различных контактах даек, образуя короткие линзы, обрезанные по простиранию и падению (фиг. 17).

Рудные тела весьма своеобразны по минералогическому составу. Так, в их составе можно выделить три типа руд:

1) Сульфидные галенитово-сфалеритовые с касситеритом и другими рудными минералами; собственно лишь один этот тип и интересен в отношении оловянности.

2) Магнетитовые, цементирующие раздробленные сульфидные руды и сопровождающиеся железо-марганцовым карбонатом, а также небольшим количеством сульфидов.

3) Скарновые — представленные пироксеново-гранатовыми скарнами с убогой вкрапленностью сульфидов и магнетита. Этот тип руд является наиболее поздним.

Таким образом, на Синанче наблюдается весьма оригинальное наложение высокотемпературных процессов скарнообразования на ранее образованные, относительно низкотемпературные сульфидные жилы. Такая «перевернутая», обратная обычной, последовательность событий, повидимому, объясняется повышением температуры, обусловленным внедрением порфиритовых даек.

В результате контактового метаморфизма, связанного с внедрением даек и наложением высокотемпературных процессов скарнообразования, оловосодержащие галенитово-сфалеритовые жилы претерпели значительные превращения, что затрудняет расшифровку их первоначального состава. Эти жилы сложены массивными сульфидными рудами, главным образом галенитово-сфалеритового состава. Выделяется при этом несколько разновидностей галенита: галенит крупнокристаллический (ранний), галенит мелкозернистый в тесном срастании с касситеритом и, наконец, галенит пластинчатый с червеобразными вростками мельчайших зерен касситерита. Несколько разновидностей, отличающихся главным образом окраской, образует также и сфалерит. В значительном количестве местами встречается пирит, пирротин, железо-марганцовый карбонат, кварц; подчиненными и редкими являются арсенопирит, марказит, вуртцит, пираргирит, джемсонит, самородное серебро.

Текстура жил обычно полосчатая. Нередко наблюдается ритмичная полосчатость, при которой неоднократно перемежаются полосы крупнокристаллического галенита, галенита пластинчатого и сфалерита.

Как и на Сталинском месторождении, очень часты «флюидные» изгибы тончайших рудоносных полосок, свидетельствующие о деформациях в процессе консолидации минералов, вероятно находившихся первоначально в состоянии вязкого геля. Еще труднее, чем для Сталинского месторождения, устанавливать здесь последовательность выделения минералов. В общих чертах можно считать, что относительно ранними являются: пирит, арсенопирит, касситерит, пирротин; затем следуют: 1) черный сфалерит-кварц, 2) крупнокристаллический галенит, 3) сфалерит бурый мелкозернистый с кварцем, 4) пластинчатый минерал, представленный в настоящее время срастаниями галенита и касситерита, и, наконец, 5) мелкозернистый галенит. Вероятно пластинчатый минерал первоначально представлял сульфостаннат свинца типа тиллита, который позднее сделался неустойчивым и разложился с образованием галенита и касситерита (фиг. 18, 19). Причиной такого разложения сульфостанната, возможно, являлось изменение кислородного режима среды в момент появления магнетита на смену сульфидам. Вследствие увеличения объема при образовании галенита и касситерита границы идио-

морфных пластинок сульфостанната свинца местами были нарушены; в результате этого образовались галенитово-касситеритовые прожилки, отходящие от пластинчатых выделений сульфостанната и секущие окружающие минералы — сфалерит, крупнокристаллический галенит. Одновременно с разложением сульфостанната свинца начал выделяться железо-марганцовый карбонат, типа железистого родохрозита, который в основной своей массе является еще более поздним.

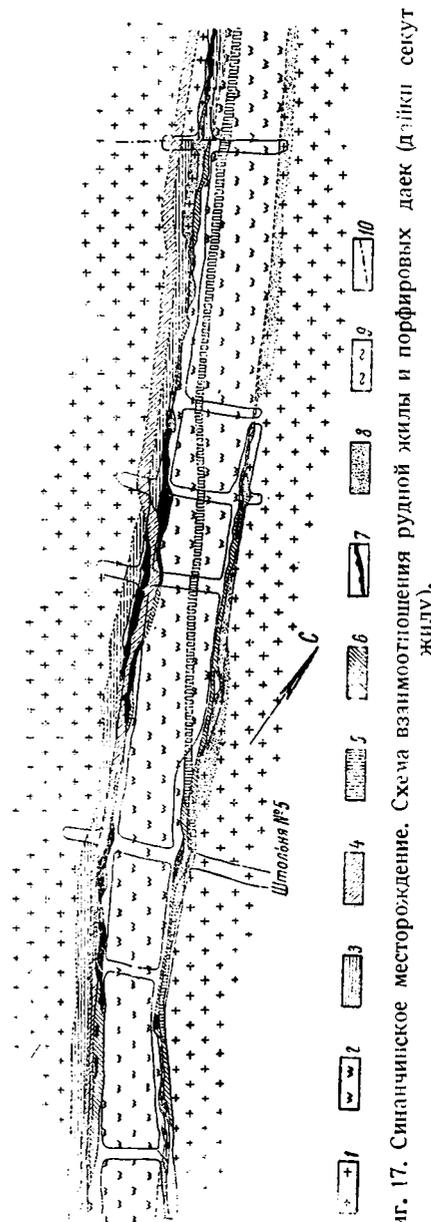
Железо-марганцовый карбонат содержит тончайшую распыленную вкрапленность пирита и магнетита, которая придает минералу темный, почти совершенно черный цвет (черный карбонат). Местами отчетливо устанавливается замещение карбоната магнетитом.

Сульфидные руды по контакту с магнетитово-карбонатными претерпели некоторые изменения. В частности, обломки сфалеритовой руды, заключенные в магнетитово-карбонатном агрегате, нередко оторочены каймой вюртцита.

Наиболее поздними являются скарноподобные породы, состоящие из магнетита, а также разнообразных силикатов — граната, тефроита и родохрозита, почти лишенного примеси железа. Подчиненную роль играют хлорит, опал, халцедон и сульфиды — пирит, пирротин, марказит, сфалерит.

В местах пересечения скарнами оловосульфидных жил наблюдаются иногда довольно крупные кристаллы касситерита. В процессе супергенного изменения скарновых пород возникают водный силикат марганца и вад.

Присутствие скарноподобных силикатных пород генетически связывает Синанчу с описанными выше скарнами Белой горы и Ванчина. Характерной геохимической особенностью синанчинских «скарнов» является исключительное обилие марганца в составе карбонатов и скарнообразующих



Фиг. 17. Синанчинское месторождение. Схема взаимоотношения рудной жилы и порфировых даек (дэик секут жилу).

1 — кварцевый порфир; 2, 3, 4, 5 — порфировые дайки; 6 — оруденные кварцевые жилы; 7 — оловосодержащий порфир; 8 — пирит-сульфидные жилы; 9 — зоны смелта; 10 — тектонические нарушения.

силикатов. Как и на Ванчине, здесь мы имеем «скарны», удаленные от родоначальной интрузии.

Отрицательной особенностью месторождения является нарушенность рудного тела, пересеченного и частично, может быть, уничтоженного инъекцией порфиритовых даек. В генетическом отношении Синанча принадлежит к числу наиболее интересных оловорудных месторождений, дальнейшее детальное изучение которого может дать материал для решения целого ряда общих вопросов теории рудообразования, ибо здесь мы имеем сравнительно редкий случай метаморфизации руд, претерпевших последовательные превращения в результате изменения термодинамического режима и химизма среды в пределах рудовмещающего разлома.

К месторождениям, сходным с Синанчей, можно отнести также Киссинку с ее своеобразными вюрцитово-марказитовыми и галенитово-сфалеритовыми рудами.

В заключение следует еще раз подчеркнуть некоторые специфические особенности оловорудных месторождений Приморья.

Принадлежность к Тихоокеанской альпийской зоне, несомненно, налагает свой отпечаток на характер металлогении этого интересного и еще слабо изученного района Советского Союза. Месторождения Приморья во многом напоминают месторождения Южной Боливии — незначительная глубина образования руд, часто залегающих в молодых эффузивах, обуславливает широкое развитие явлений телескопии, а также возникновение редких и неустойчивых минералов, таких, как вюрцит, гипогенный марказит, сульфостаннаты свинца, серебра. Несомненная значительная роль коллоидов в образовании рудных тел.

Но в отличие от Боливии с ее сложными по составу месторождениями Приморье характеризуется относительно простой и однообразной металлогенией. Свинец, серебро, цинк, олово, отчасти железо — вот фактически все главные металлы, имеющие промышленное значение в Приморье. Впрочем, возможно, что по мере дальнейшего исследования будет открыто еще много нового и что наши представления о металлогении этой интересной области значительно изменятся.

XIII. НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Изучение оловорудных районов Советского Союза дает большой сравнительный материал для понимания генезиса месторождений олова. Действительно, на обширной территории СССР мы встречаем самые разнообразные типы месторождений, проявляющиеся в различной геологической обстановке. Попытаемся наметить некоторые черты собственно оловорудных провинций, к которым мы относим Приморскую альпийскую зону и огромный по протяжению мезозойский оловорудный пояс северо-востока Азии с его Забайкальской ветвью. В удалении от этой, в общем единой в металлогеническом отношении, области находится оловорудный район Калбы с его многочисленными, но мелкими месторождениями варисского возраста, а также спорадические оловорудные проявления Средней Азии, Кавказа и др.

Каковы же основные черты собственно оловорудных провинций и закономерности их пространственного расположения? Прежде всего, в качестве основной закономерности, следует подчеркнуть исключительную приуроченность богатых оловорудных районов к области, при-

мыкающей к Тихоокеанскому бассейну. Если обратиться к материалам по зарубежным месторождениям олова, то это положение союзных районов в зоне тихоокеанской складчатости представится вполне закономерным. Как указано в статье «Мировые месторождения олова», Тихоокеанская зона в ее западной и восточной ветвях включает около 90% мировых запасов олова. Олово концентрировалось в этой зоне в различные периоды тектоно-магматической деятельности: в период докембрийской, каледонской и варисской складчатости в пределах Австралии, мезозойской складчатости на Азиатском континенте и на Аляске (?) и, наконец, альпийской складчатости по окраине Азии и на островах Японии, а также по западному побережью Америки. По мере наращивания континента, складчатые зоны, а вместе с ними и центры проявления оловоносных интрузий перемещались по направлению от материков к тихоокеанской впадине. Причины концентрации олова в пределах Тихоокеанского полукольца пока не ясны. Но даже чисто эмпирические данные — принадлежность к зоне повышенной оловоносности — обрисовывают северо-восток и восток советской Азии как территории наиболее благонадежные в отношении оловоносности. Не говоря о значительных перспективах уже известных здесь оловорудных районов — Янского, Колымского, Приморского, вполне возможно расширение границ этих районов, а также открытие районов новых.

Наиболее благонадежными в пределах обширной области северо-востока и востока Азии, естественно, являются молодые складчатые зоны — мезозойские и, по побережью Тихого океана, альпийские. В связи с этим актуальное значение приобретает вопрос о границах древних платформ и складчатых зон, которые во многих случаях четко еще не установлены. На протяжении огромных складчатых зон наибольшего внимания заслуживают участки проявления наиболее молодых для данного района гранитоидных интрузий. Конечно, вполне возможно, что в некоторых районах оловянное оруденение проявилось повторно в различные периоды магматической деятельности, однако максимум оловянной минерализации, видимо, везде связан именно с наиболее поздними гранитами. При этом характерно, что по мере продвижения с запада на восток мы встречаем все более молодые оловорудные проявления. Даже в пределах, казалось бы, единой Забайкальско-Колымо-Янской мезозойской зоны не во всех районах оловянная минерализация проявилась в одно и то же время: так, в юго-западном отрезке этой зоны — в Забайкалье оловоносные интрузии внедрились в верхнеюрское время (I_3 — Cr_1), в то время как на востоке — в районе Малого Хингана и на северо-востоке Азии — на Колыме, Яне, Чукотке они, видимо, развивались уже в низах мела (после валанжина, во всяком случае).

Оловорудные проявления во многих рудных районах сопровождаются проявлениями других металлов — вольфрама, железа, свинца, цинка, а местами и золота. Однако характерно, что в пределах рудоносных участков складчатых зон олово часто занимает особое положение среди прочих металлов, обособляясь в пределах самостоятельных поясов.

Обычным спутником олова является в этих поясах лишь вольфрам, прочие металлы — свинец, цинк и особенно золото в их массовом проявлении чаще встречаются отдельно от олова, в пределах самостоятельных поясов. Таким образом, следуя вкратце вкратце рудного района, мы встречаем зоны, различные по характеру минерализации. Поясовое распределение металлов в пределах сложных металлогенических провинций, таких, как Алтай, Забайкалье, Янский район, во многом облегчает целеустремленное проведение поисковых работ.

Пояса оловянно-вольфрамового оруденения занимают различное положение в складчатых структурах рудных районов. Однако имеется одна черта сходства в геологическом положении оловянных зон различных рудных провинций: специфически оловорудные и олово-вольфрамовые пояса обычно приурочены в СССР к областям развития мощных глинистых отложений. Именно глинистые породы, как показывают примеры Забайкалья, обширной Колымо-Яно-Чаунской зоны, являются средой формирования специфически оловоносных интрузий. Последние почти повсеместно оказываются обогащенными глиноземом по сравнению с нормальными гранитами, что, видимо, обусловлено усвоением магмой глинистых пород на глубине. Глубинной ассимиляцией магмой глинистых пород Г. Л. Падалка и некоторые другие исследователи объясняют также появление гибридных пород типа гранодиоритов.

Закономерности пространственного размещения оловорудных месторождений различных формаций на территории оловорудных провинций СССР далеко не везде выявлены одинаково четко. В качестве общей тенденции можно отметить, что в связи с кислыми гранитами и еще чаще в связи с ультракислыми производными гранитной магмы, обогащенными летучими, развиваются главным образом касситеритово-кварцевые месторождения и отчасти пегматиты. Последние обычно встречаются в участках наиболее глубоко эродированных или там, где интрузии формировались под покровом пластичных и малонарушенных пород (см. Забайкалье).

Наибольшее развитие они имеют в пределах древних складчатых сооружений или областей платформенного типа (Южно-русская кристаллическая глыба, Енисейский кряж), а также в осевых частях крупных антиклинорий (Кавказский, Туркестанский хребты). Пегматиты являются как бы аккумуляторами олова, рассеянного в гранитном расплаве. Именно они могут служить индикаторами первичной оловоносности гранитной магмы. Практическое значение оловоносных пегматитов, как правило, невелико.

Касситеритово-кварцевые месторождения, встречаясь подобно пегматитам в районах развития кислых и ультракислых гранитов, связаны обычно с поздними, «малыми интрузиями» — обогащенными летучими дифференциатами гранитной магмы (Этыка, Онон, Шумиловка, Забайкалье и другие). В отличие от пегматитов, касситеритово-кварцевые месторождения возникают там, где внешнее давление не препятствует выделению летучих из магмы и образуются чаще на относительно небольшой глубине.

Касситеритово-сульфидные месторождения иногда встречаются совместно с касситеритово-кварцевыми, но специфическое и почти исключительное развитие они получают лишь в некоторых районах — в Яна-Адычанском, в Приморском, а также в Южно-Даурском районе Забайкалья. Обстановка формирования рудоносных интрузий в этих районах, видимо, несколько отлична по сравнению с другими участками оловорудного пояса Азии. Повидимому, здесь не было условий для спокойной последовательной дифференциации магмы, благоприятствующей обычно концентрации олова в кислых магматических остатках и последующему образованию пегматитов или касситеритово-кварцевых месторождений. Действительно, в структурно-геологическом отношении указанные районы обладают некоторыми специфическими особенностями. Прежде всего все они характеризуются обилием глубоких разломов, заложённых, повидимому, в раннюю стадию формирования интрузий. Местами эти разломы, еще задолго до внедрения рудоносных интрузий,

являлись каналами, выводящими магму на поверхность с образованием эффузивов (Приморье, Южно-Даурский район). Позднее в пределах этих разломов формировались дискордантные гипабиссальные интрузии, находящиеся нередко в пространственной связи с более ранними эффузивными образованиями.

В общей структурной схеме оловорудного пояса Советской Азии районы проявления касситеритово-сульфидного оруденения занимают довольно определенное положение. Они либо примыкают к крупным разломам регионального характера типа Берегового разлома Приморья, либо располагаются в участках наиболее интенсивного проявления дизъюнктивных деформаций складчатых зон. Последние приурочены иногда к дугообразным изгибам складчатых серий (Южно-Даурский район в Забайкалье). Именно раннее образование разломов, видимо, определяет в этих случаях своеобразные особенности процесса формирования оловоносных интрузий. Нередко оловоносные интрузии, формирующиеся в пределах этих зон разлома, представлены породами повышенной основности, типа гранодиоритов или кварцевых монцититов (Яна-Адычанский район). Наряду с этим касситеритово-сульфидные месторождения появляются иногда также и в связи с нормальными кислыми гранитами. Может быть, и в этих случаях имеются какие-то тонкие, пока не всегда отчетливо различимые особенности химизма интрузии, определяющие развитие специфически сульфидных, касситеритсодержащих месторождений. Так, в частности, в Южно-Даурском районе Забайкалья оловоносные граниты, с которыми связаны типичные касситеритово-сульфидные месторождения, как будто характеризуются относительно слабым проявлением автопневматолиза. Может быть, именно меньшее количество летучих отличает эти интрузии от необычайно насыщенных минерализаторами кислых магматических экстрактов, с которыми связаны забайкальские касситеритово-кварцевые месторождения и оловоносные пегматиты.

Касситеритово-сульфидные месторождения часто появляются также там, где оловорудный процесс протекал в известняках. В этом отношении территория СССР доставляет лишь дополнительные примеры к тому, что уже было отмечено для рудных районов зарубежных стран (округ Кинта в Малайе, Южный Китай, Аляска, Мексика и др.). При этом характер оловорудных проявлений в известняковой среде обычно достаточно специфичен, — здесь возникают либо оловосодержащие полиметаллические месторождения — Смирновское месторождение в Забайкалье, Буурду, Курган в Киргизии, либо, что еще более часто, оловоносные скарны — Такфон, Майхура и другие в Средней Азии, Тютю, Мукулан на Кавказе.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрианов А. В., Вазбуцкий Г. Л., Зубрилин Я. С., Рохлин М. И., Тихомиров Н. И. Геология и минералогия Чаунского района. Тр. Горн. Геол. Упр. ГУСМП, 1941, 9.
- Бернштейн П. С. Материалы к петрологии гранитоидов Сихотэ-Алиня. Тр. Д.-Вост. геол. тр., 1936, вып. 59.
- Боровик С. А. и Ратынский В. Л. Олово в углях Кузнецкого бассейна. ДАН, СССР, 1944, т. 45, № 3.
- Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 22.
- Волярович Г. П. К проблеме редких и малых металлов Сихотэ-Алиня. Тр. Д.-Вост. Г. Г. Г. тр., 1935, вып. 63.
- Волярович Г. П. К вопросу о поисках полиметаллов в ДВК. Пробл. сов. геол., 1938, № 4.

- Воларович Г. П., Скороход В. З. Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алинь. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1 000 000. Тр. Д.-Вост. геол. тр., 1936, вып. 59.
- Вронский Б. И. и Островский И. А. Черный бипирамидальный касситерит из месторождения Кестёр в бассейне р. Яны. Зап. Мин. о-ва, 1945, № 2.
- Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Большой Алтай, 1934. изд. АН СССР, Ленинград.
- Ивашенцев А. Г. Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение. Сов. геол., 1941, № 5.
- Константинов Г. М. Рудные месторождения Верхнебуреинского района (Хабаровский край). Сов. геол., 1940, № 7.
- Кропоткин П. Н. и Шаталов Е. Т. Очерк геологии северо-востока СССР. Мат. по изуч. Охотско-Колымск. края, сер. геол. и геоморф., 1936, вып. 3.
- Красный Л. И. Новые данные по геологии и металлоносности Нижнего Приамурья. Сов. геол., 1940, № 7.
- Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 2, 1939.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 91.
- Нехорошев В. П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. Пробл. сов. геол., 1938, № 3.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Мин. общ., 1933, 62, в. 2.
- Никольский А. П. Геолого-минералогический очерк Чукотки. Пробл. Аркт. 1939, № 3.
- Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. Сб., посвящ. академику В. А. Обручеву. М.—Л., 1938.
- Падалка Г. Л. Металлоносность Северо-Восточной Якутии. Изв. АН, сер. геол., 1939, № 6.
- Рабкин М. И., Тихомиров Н. И., Никольский А. П., Головачев Ф. А., Андрианов А. В. Геология и полезные ископаемые Чукотского национального округа. Тр. Аркт. инст., 1938, 104.
- Радкевич Е. А. и Витушкина А. И. Тарбальджейское оловорудное месторождение. Тр. Инст. геол. наук АН, 1941, вып. 41.
- Русаков М. П. Основные черты геологии, тектоники и металлогении Южного Приморья ДВК. Пробл. Сов. геол., 1937, № 5—6.
- Смирнов В. И., Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением. Сов. геол., 1940, № 11.
- Смирнов В. И., Радугина Л. В., Ловчиновская В. А. Новые свинцово-цинково-оловянные месторождения Северной Киргизии. Разв. недр., 1937, № 9—10.
- Смирнов С. С. К металлогении Восточного Забайкалья. Тр. I Вост.-Сиб. Краев. научн.-исслед. съезда, сер. геол., 1932, вып. 1.
- Смирнов С. С. 1. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ВГРО ОНТИ, в. 327, 1934.
- Смирнов С. С. 2. Металлогения Западного Верхоянья. Пробл. сов. геол., 1934, № 4.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П., Муромцев А. И., Розенцвит А. О. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. Инст. геол. наук АН, сер. мин., № 9, 1941, вып. 46.
- Смирнов С. С. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6.
- Херасков Н. П. и др. Геология Буреинского бассейна. М.—Л., 1939.
- Щербяков Д. И. Генетические типы оловорудных проявлений Средней Азии. Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. Изд. АН, М.—Л., 1936.
- Юдичев М. М. Геологическое строение района Буурдинского месторождения в Киргизии. Сов. геол., 1939, № 10—11.

Б. М. КОСОВ

ПОИСКИ, РАЗВЕДКА И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения олова представляют собой одну из групп обширного комплекса рудных месторождений. Поэтому многие общепринятые методы поисков, разведки и оценки рудных месторождений в основном приложимы и к проявлениям оловянного оруденения. Но вместе с тем месторождения олова имеют свои специфические черты, отличающие их от месторождений других металлов. Все это вместе взятое и определяет содержание настоящей главы; не вдаваясь в подробное изложение разнородных методов поисков, разведки и экспертизы, описанных в различных специальных работах, мы лишь рассмотрим, какие методы из числа общеизвестных могут с наибольшим успехом применяться при поисках и разведке месторождений олова, каковы особенности применения этих методов и, наконец, какими критериями следует руководствоваться при оценке оловянных месторождений различных типов.

I. ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

Успешность поисков месторождений олова определяется тремя основными факторами:

- 1) правильным выбором поисковых районов и участков;
- 2) методикой проводимых работ;
- 3) умением правильно оценить в полевой и камеральной обстановке полученные результаты.

A. ВЫБОР ПОИСКОВЫХ РАЙОНОВ

Основанием для выбора площадей, выделяемых в качестве поисковых, является оценка перспектив их оловоносности на основании данных об их геологическом строении, вулканизме и металлогении.

Большинство оловоносных областей являются типичными, четко выраженными рудными провинциями, оловоносность которых проявляется на фоне общей высокой рудоносности. В крупнейших оловоносных областях, дающих основную массу олова, этот металл либо занимает доминирующее положение в горнорудной промышленности (Малайя, Южная Боливия), либо разделяет первые места с немногими другими металлами: с Медью в Корнуолле, со свинцом и цинком в Советском Приморье, с вольфрамом в провинции Пиренейского полуострова и т. д.

При этом значение перечисленных областей как оловоносных провинций базируется не только на немногих, хотя бы и очень крупных, месторождениях, но наряду с последними обычно имеется значительное число

месторождений среднего и мелкого масштаба, играющих значительную роль в общем балансе добычи олова. Далее, помимо промышленных объектов в каждой оловоносной провинции можно, как правило, указать на большое количество мелких оловорудных проявлений, которые не представляют существенной практической ценности. В совокупности с многочисленными мелкими и средними промышленными месторождениями они создают своего рода «оловянный фон», на котором выделяются отдельные, сравнительно редкие, крупные «вспышки» оловянного оруденения. Такова, например, Малайская оловоносная провинция, в пределах которой известны многие сотни месторождений олова и мелких проявлений оловоносности, таковы Южная Боливия и Забайкалье, таков, наконец, Корнуолл с его высокой насыщенностью оловорудными месторождениями. Во всех перечисленных случаях региональная, и притом интенсивная, оловоносность крупных территорий вырисовывается столь рельефно, что олово во многом определяет их облик как рудных областей. Наконец, специфической чертой типичных оловоносных провинций является то обстоятельство, что олово локализуется не только в виде самостоятельных, собственно оловянных месторождений; в качестве второстепенного или же резко подчиненного компонента оно встречается также во многих месторождениях вольфрама, железа, меди, свинца, цинка и иных металлов, принадлежащих к самым разнообразным генетическим типам — от пегматитовых и контактово-метасоматических до сравнительно низкотемпературных гидротермальных. Иначе говоря, олово совместно с другими металлами фиксируется, в той или иной форме и в том или ином количестве, на самых различных стадиях процесса рудообразования. Эта черта, в совокупности с региональным проявлением оловянного оруденения и локальной значительной концентрацией олова в отдельных пунктах, и представляет собой характерную особенность типичных оловоносных провинций.

В связи с тем, что олово известно человечеству с доисторического времени, районы проявления интенсивной оловоносности часто являются старейшими областями развития горнорудного дела (Корнуолл, Малайя, Восточный Казахстан). Поэтому в оловоносных районах, находящихся в умеренных и южных широтах, особенно когда преобладают месторождения пегматитовой и касситеритово-кварцевой формации, почти всегда могут быть обнаружены следы древних горных выработок, которые служат немаловажным поисковым признаком.

Совершенно очевидно, что оловоносные районы должны быть полностью покрыты поисковым обследованием. Детальность обследования отдельных участков не может быть одинаковой. В первую очередь наиболее детальному изучению подвергаются площади вблизи разрабатываемых оловянных месторождений и установленных оловорудных проявлений, даже если они имеют непромышленный характер. Поиски на этих участках должны вестись в крупных масштабах — 1 : 50 000, а на наиболее перспективных участках даже 1 : 10 000. В отдельных случаях участки вблизи разрабатываемых месторождений приходится перекрывать поисками дважды, а иногда даже несколько раз, особенно когда в результате изучения основного месторождения установлены новые, ранее не известные типы и разновидности руд. Примером может служить район Халчерангинского месторождения, где в результате повторных поисков, поставленных после обнаружения хлоритовых руд, были открыты Курултейское, а позднее Харатуйское месторождения.

Вся территория оловоносной провинции должна быть изучена в масштабе не менее 1 : 100 000 и покрыта детальным шлиховым

обследованием, на основе которого необходимо составить шлиховую карту.

Естественно, что правильно выбирать перспективные поисковые участки значительно сложнее в районах с невыявленной или спорадической оловоносностью, геологическое строение которых известно лишь в общих чертах. При предварительной оценке перспектив таких поисковых участков в основу могут быть положены только те общие закономерности концентрации олова, которые выявились в процессе изучения ранее известных типичных оловоносных провинций. Эти закономерности были освещены в предыдущих главах, и здесь мы напомним лишь основные положения.

Как известно, в течение длительного времени общепризнанной была гипотеза о генетической связи оловянного оруденения исключительно с проявлениями кислой гранитовой магмы. При этом предполагалось, что подавляющее большинство месторождений олова связано с особой группой собственно оловоносных гранитов, так называемых tin-granites. Последние отличаются от гранитов среднего типа повышенной кислотностью и несколько повышенным содержанием щелочей, пересыщенностью глиноземом и, наконец, высокой степенью автопневматолита, свидетельствующей о значительном содержании в магматическом расплаве легколетучих компонентов.

Последующие исследования в общем подтвердили, что граниты, обладающие указанными особенностями, действительно наиболее часто дают начало промышленным концентрациям олова. Но вместе с тем было установлено, что нередко оловорудные месторождения возникают также в связи с гранитами, практически не отличимыми от обычных оловоносных гранитов. Одновременно выяснилось, что представление об исключительной роли гранитов как источников оловянного оруденения также нуждается в коррективах: оно полностью справедливо только в отношении оловорудных проявлений пегматитовой и касситеритово-кварцевой формаций. Что же касается касситеритово-сульфидных месторождений, то многие из них генетически связаны с гранитоидами повышенной основности, по составу близкими к гранодиоритам (Яна-Адычанский район Якутии, Боливия).

Таким образом, если учитывать только состав интрузий, то к числу возможно оловоносных территорий могут быть отнесены, в первом приближении, все области развития гранитовых и даже гранодиоритовых интрузий. В областях развития гранитовых интрузий наибольший интерес для поисков месторождений олова представляют районы распространения упомянутых «оловоносных» гранитов, хотя наличие последних и не является обязательным условием проявления оловянного оруденения. В районах распространения гранодиоритовых интрузий трудно аналогичным путем выделить наиболее перспективные площади, основываясь только на изучении состава интрузивов, так как признаки оловоносных гранодиоритов еще далеко не ясны. Можно лишь отметить, что они иногда (Якутия) имеют своеобразный гибридный характер, свидетельствующий, может быть, о вероятном их происхождении из кислой гранитовой магмы, изменившей свой состав в результате явлений глубинной ассимиляции. В частности, крайняя пестрота состава, частые переходы от гранодиоритов как к нормальным гранитам, так и к кварцевым диоритам и своеобразным гибридным породам габбрового ряда — таковы характерные черты некоторых интрузий описываемой группы.

По глубине формирования преобладающее большинство оловоносных интрузий относится либо к фации средних глубин, либо, чаще, к фации

гипабиссальной. Гипабиссальные интрузии дают начало преобладающему большинству касситеритово-сульфидных месторождений и очень многим месторождениям касситеритово-кварцевой формации. С граничными интрузиями, образованными в условиях умеренных глубин, также связаны многочисленные месторождения касситеритово-кварцевой формации, некоторые касситеритово-сульфидные рудные проявления и значительная часть оловоносных пегматитов. Типичные абиссальные гранитные интрузии редко являются источниками возникновения крупных концентраций олова: в областях развития гранитов этой группы встречаются лишь сравнительно немногочисленные представители формации оловоносных пегматитов.

Некоторые указания на степень перспективности намечаемого поискового участка может дать положение интрузивных тел в крупных геологических структурах. Но в данном случае приходится ограничиваться общими замечаниями о том, что располагаясь в пределах четко выраженных складчатых зон оловоносные интрузии тяготеют скорее к периферическим, чем к осевым частям складчатых областей. Далее, нередко они принадлежат к группе дискордантных образований, будучи приурочены к крупным дизъюнктивным нарушениям (Рудные горы, Якутия, Забайкалье, Малый Хинган и др.).

В отношении литологического состава толщ, вмещающих интрузивные тела, следует лишь отметить, что большинство крупнейших оловоносных площадей характеризуется отчетливым преобладанием песчано-сланцевых отложений над известняковыми толщами. Еще реже, чем в карбонатных породах, оловоносные интрузии располагаются среди крупных покровов эффузивов. Возможно, что пространственная связь оловоносных интрузивов со сравнительно мелководными фациями осадочных отложений является следствием отмеченной выше тенденции к их локализации в периферических частях складчатых зон. Однако районы распространения карбонатных пород не должны исключаться из поисков, ибо известно, что многие месторождения Малайи и Китая залегают в известняках.

Что касается возраста интрузивных проявлений, с которыми предположительно связано оруденение, то более благоприятны области развития относительно молодых интрузий, поскольку они являются, как правило, менее эродированными, чем древние складчатые зоны. В пределах последних проявления оловянного оруденения, обычно связанные с неглубоко залегающими интрузиями, чаще могут оказаться уничтоженными эрозионными процессами.

При выборе поисковых площадей необходимо учитывать также степень эрозионного среза отдельных интрузивных тел, так как оловорудные месторождения обычно располагаются либо в апикальных частях интрузивов, либо в прилегающих участках кровли; сильно эродированные интрузии в отношении оловянного оруденения мало перспективны. В связи с этим наиболее детальному изучению должны подвергаться в первую очередь зоны экзо- и эндоконтакта куполов гранитоидных пород и роговиковые поля, фиксирующие еще не вскрытые на поверхности интрузивные тела. При этом следует иметь в виду, что наиболее крупные оловорудные месторождения касситеритово-сульфидной формации часто располагаются в зоне экзоконтакта сравнительно далеко (десятки километров) от выходов гранитоидных пород, приурочиваясь к зонам четко выраженных тектонических нарушений.

Руководствуясь изложенными соображениями, можно выбрать площади, которые требуют первоочередного изучения. Очевидно, что на

чалный этап изучения будет заключаться в предварительном освещении больших площадей и будет носить рекогносцировочный характер. Наиболее нормальный путь изучения таких районов заключается в геологической съемке масштаба 1 : 200 000, а иногда, в совершенно новых районах, масштаба 1 : 1 000 000, сопровождаемой шлиховым обследованием гидрографической сети с последующим составлением шлиховой карты. Такой способ применялся в течение первого периода изучения оловоносности Якутии и отчасти Приморья и привел к положительным результатам.

После того как в новых районах будут обнаружены первые месторождения олова, начаты их изучение и разведка, когда будут выявлены основные узлы оруденения, выбор поисковых площадей облегчится. Задача сведется к детализации наметившихся перспективных площадей и расширению их контуров.

В районах, относительно хорошо геологически изученных, но не подвергавшихся специальным исследованиям на олово, первой задачей должно быть установление степени оловоносности известных рудных месторождений района — медных, полиметаллических и даже железорудных, особенно контактово-метаморфического происхождения. Опробование на олово перечисленных месторождений, если даже и не приведет к открытию промышленных концентраций олова, даст все же геохимические указания на общую степень оловоносности района, так как в типичных оловоносных районах олово, как указывалось, широко распространено почти во всех типах рудопроявлений.

Одновременно на ряде участков, выбранных на основе ранее изложенных соображений, следует поставить шлиховое обследование. Если в результате шлихового обследования не будет обнаружено пунктов с перспективным оруденением, рассчитывать на выявление значительных оловянных месторождений не приходится. Следует иметь в виду, что детальное шлиховое обследование вблизи гранитных массивов почти во всех районах обнаруживает присутствие небольшого количества «знаков» касситерита. Не следует переоценивать значение таких «знаков» касситерита в шлихах, так как опыт показал, что детальные шлиховые работы в районах развития гранитных пород почти всегда фиксируют наличие мелких и редких зерен касситерита, который, очевидно, имеет аксессуарный характер.

Б. МЕТОДЫ ПОИСКОВ

Поиски, в зависимости от поставленных задач и размера территории, намеченной к изучению за полевой сезон, отличаются степенью детальности работ.

В районах, где не было проведено геологических исследований и по которым не составлено геологической карты, поисковые работы по существу заключаются в геологическом картировании и шлиховом изучении. Очень часто подобные районы не имеют топографической основы необходимого масштаба. В этом случае поиски ведутся на глазомерной топографической основе составляемой попутно. По опыту целесообразно начинать с рекогносцировочного маршрутного обследования с составлением карты в масштабе 1 : 1 000 000. После выявления перспективных участков детальность поисковых работ увеличивается до 1 : 200 000. Поисковое обследование района в масштабе 1 : 50 000 требует предварительного составления геологической карты аналогичного или близкого масштаба на топографической инструментальной основе. При отсутствии

такой карты работы могут вестись параллельно, но обязательно двумя отрядами, которые должны объединяться общим руководством.

В районах, по которым имеются геологические съемки соответствующих масштабов, поисковые работы ведутся на их базе. Однако в процессе поискового изучения обязательно должны проводиться детализация и корректирование имеющихся геологических съемок.

По густоте сети маршрутов и среднему количеству изученных обнажений поиски в общем должны соответствовать геологическим съемкам соответствующих масштабов. Основное и принципиальное отличие их заключается в том, что не вся площадь поискового участка исследуется с одинаковой степенью детальности: на участках, заведомо мало перспективных, расстояние между маршрутами разрежается, а на площадях с благоприятным геологическим строением эта сеть соответственно сгущается, применяется прослеживание по простиранию, проводятся повторные маршруты и т. д.

Задача маршрутных поисков — выявление признаков месторождений олова и их оценка. Ниже мы вернемся к характеристике этих признаков и их значения.

Совершенно очевидно, что поисковые работы не могут быть плодотворны, если они не сопровождаются небольшими простейшими горными работами: проходкой закопшек, небольших шурфов для взятия лотковых шлиховых проб, расчисткой обнажений, взятием штуфных и борздовых проб. Только при выполнении определенного объема горных работ поиски будут успешными. Необходимо также учитывать, что при выявлении достаточно убедительных признаков оловянных месторождений перспективные участки должны подвергаться детальной глазомерной съемке, на основе которой составляется схема геологического строения участка в крупном масштабе — 1 : 2000 или 1 : 10 000.

Основой поисков месторождений олова является шлиховая съемка.

Как известно, до настоящего времени единственным промышленно-ценным минералом олова является касситерит. Большой удельный вес, значительная механическая прочность и, наконец, исключительная химическая стойкость этого минерала имеют крайне важное значение с точки зрения поисков.

Благодаря указанным свойствам касситерит, сохраняясь в наносах вблизи оловорудных проявлений, создает своеобразные ореолы рассеяния олова вокруг коренных месторождений. Эти же свойства позволяют ему концентрироваться в рыхлых отложениях с образованием промышленных россыпей и определяют целесообразность массового применения шлиховой съемки.

Физические свойства касситерита, его высокая твердость и несовершенная спайность благоприятствуют его переносу, а значительный удельный вес — 6.8—7.1 способствует накоплению в нижней, приплотиковой части рыхлых отложений. Однако хрупкость касситерита обуславливает то, что при переносе на значительное расстояние, он в результате раздробления, раскалывания и истирания превращается в очень тонкую пыль, рассеянную в массе рыхлых отложений и практически неуловимую обычными методами лотковой промывки.

В силу хрупкости касситерита расстояние его переноса много меньше, чем расстояние переноса золота. Если промышленные россыпные месторождения золота могут быть удалены на десятки километров от коренных источников золотоносности, то россыпи касситерита, как правило, располагаются вблизи коренных месторождений олова не далее 5—8 км от них.

Хорошим примером могут служить россыпи Шумиловского и Шерловогорского месторождений, где промышленные концентрации касситерита не встречаются более чем в 3—5 км от коренных источников, а «весовые» содержания касситерита распространяются вниз по долине на 10—12 км; на еще большем расстоянии в аллювии, при лотковой промывке песков устанавливаются только «знаки» касситерита.

Сохранность касситерита в толще рыхлых отложений, его способность перемещаться вместе с обломочными материалами на то или иное расстояние и способность накапливаться в аллювии в значительной степени зависят от размеров и характера его кристаллов в коренном месторождении.

«Деревянистое олово» — натечной формы скрыто и тонкокристаллический касситерит, имеющий радиально-концентрическую, зональную структуру, обладает наилучшей способностью сохраняться в рыхлых отложениях, даже при переносе на большое расстояние.

Крупные агрегаты «деревянистого олова» размером в 1—2 сантиметра в поперечнике, благодаря их большой вязкости и твердости, могут встречаться в десятках километров от коренного источника. Примером может быть широкое распространение «деревянистого» касситерита в системе Ивановской группы золотых приисков в хребте Малый Хинган. Здесь часто встречаются хорошо отполированные гальки «деревянистого олова», перенесенные на весьма значительное расстояние. Однако, несмотря на большую способность этой разновидности касситерита сохраняться при переносе, промышленные россыпи «деревянистого олова», вследствие его относительно небольшого распространения в коренном залегании, встречаются крайне редко.

Достаточно хорошо при переносе сохраняются и накапливаются в россыпях сростки мелкозернистого и тонкозернистого касситерита, свойственного многим турмалиново-касситеритовым и отчасти хлоритово-сульфидным месторождениям. Сростки такого касситерита иногда достигают нескольких сантиметров в поперечнике и при переносе, благодаря своей вязкости и твердости, долго не истираются. Богатые россыпи касситерита, где последний представлен главным образом сростками, встречаются довольно часто. Примером могут служить Шерловогорские россыпи, особенно россыпи Северо-восточной и Двурогой падей. Здесь широко распространены крупные сростки — валуны касситерита, отдельные экземпляры которых имели значительный вес.

Крупно- и среднекристаллический касситерит, свойственный пегматитовым и касситеритово-кварцевым месторождениям, также сравнительно хорошо сохраняется в россыпях. Однако, расстояние его переноса будет меньшим, чем в первых двух случаях, ибо наличие спайности и хрупкость обуславливают сравнительно быстрое раскалывание и истирание зерен касситерита и превращение их в практически неуловимую рудную пыль.

На Ималкинском месторождении верхняя часть россыпи быстро беднеет.

Размеры зерен также резко уменьшаются: если в верхней части россыпи в составе концентрата преобладает касситерит размером более 10 мм, то в нижней части подавляющее количество зерен касситерита меньше 0.5 мм.

Россыпи, образовавшиеся за счет крупно- и среднекристаллического касситерита пегматитовых и касситеритово-кварцевых месторождений, весьма широко распространены в Малайе, Нигерии, Бельгийском Конго, в СССР — в Калба-Нарымском районе и в Забайкалье.

Мелкокристаллический касситерит касситеритово-сульфидных месторождений является мало благоприятным материалом для образования россыпей, особенно россыпей аллювиальных, так как в процессе переноса он сравнительно быстро истирается. Примером может служить Хапчерангинское месторождение, где вследствие малых размеров зерен касситерита, в большинстве случаев менее 0.5 мм, промышленных аллювиальных россыпей не образовалось, несмотря на благоприятные геоморфологические условия.

Тонкокристаллический касситерит размером менее 0.1 мм, свойственный таким полиметаллическим оловоносным месторождениям как Синанчинское в Приморье, Смирновское в Забайкалье, месторождение Сулливан в Британской Колумбии (Канада), не образует даже элювиальных россыпных месторождений. Также совершенно не образуется россыпей при разрушении существенно станниновых месторождений, таких как Хотон-Хайское в Якутии, так как при разложении станнина обычно развивается очень тонкий пылевидный касситерит, который нельзя уловить при лотковой промывке рыхлых отложений.

Основной задачей шлихового обследования является выяснение оловоносности рыхлых отложений путем получения «естественных» шлихов, т. е. промывки на лотке или в ковше рыхлого материала и выделения из него тяжелой фракции, содержащей касситерит. Подчиненное значение имеет получение так называемых «искусственных» шлихов, т. е. выделение касситеритсодержащей тяжелой фракции путем промывки мелкоиздробленных руд или горных пород. Искусственные шлихи применяются, например, с целью выявления рассеянной оловоносности рудоносных интрузивов или при определении насыщенности касситеритом руд.

В настоящем разделе мы остановимся главным образом на методе естественных шлихов, роль которых при поисках неизмеримо более существенна.

Распределение касситерита в рыхлых отложениях по вертикали подчиняется в общем тем же закономерностям, что и распределение золота и других минералов, обладающих большим удельным весом; некоторым отличием, по сравнению с золотом, является большая расплывчатость очертаний обогащенных горизонтов — пластов оловоносных песков, обусловленная меньшим, чем в случае золота, различием удельных весов рудного компонента и остальной массы рыхлого материала.

Методика шлиховых поисков месторождений олова в основных чертах аналогична методике поисков месторождений золота, вольфрама и др. Первым этапом является рекогносцировочное шлиховое обследование того или иного участка, выделяемого в качестве поисковой площади.

Подобное предварительное обследование имеет своей целью осветить в самых грубых чертах оловоносность аллювиальных отложений района и осуществляется систематическим сбором шлихов по основной гидрографической сети. При этом степень охвата второстепенных и третьестепенных притоков и густота сети проб во многом зависят от того, какого типа оловорудные проявления вероятнее всего можно встретить на данной площади.

В районах развития оловянного оруденения сульфидного типа даже при предварительном обследовании, приходится брать пробы по сравнительно незначительным долинам и ключам, так как иначе, при относительно малых размерах ореола рассеяния касситерита, коренные месторождения могут быть пропущены. В районах

преобладающего развития месторождений других формаций сеть шлиховых проб может быть более редкой.

В случае обнаружения касситерита в аллювиальных отложениях той или иной долины дальнейшее оконтуривание площади коренного оруденения производится обычным образом путем последовательного сгущения сети шлихов по самой долине и взятия проб по ее притокам. В итоге более или менее точно оконтуривается участок, в пределах которого должно быть расположено коренное месторождение.

При проведении шлиховой съемки маршруты ведутся вверх по основной реке поискового района. Опробование аллювиальных отложений должно установить, откуда происходит привнос касситерита. Обычно касситерит в основную речную артерию района поступает из боковых притоков. Поэтому особенно тщательно нужно опробовать боковые притоки на участках, расположенных на 100—300 м выше их устья в зависимости от ширины притока. Расстояние между шлиховыми пробами вдоль русла обследуемой реки зависит в первую очередь от того, насколько часты боковые притоки. При общих поисках в масштабе 1 : 100 000 — 1 : 500 000 это расстояние не должно превышать 500 — 1000 м.

Шлиховые пробы необходимо брать в местах наибольшего скопления тяжелых минералов — на косах, углублениях русла рек, участках замедленного течения, в нижней части бортов реки и т. д.

При опробовании кос шлиховые пробы следует брать не только в головной части косы, но и на ее выпуклой стороне. Сравнительное изучение проб, взятых из различных частей кос, показало, что количество шлиха на выпуклой части косы нередко превышает содержание в головной части. Опробование приплотиковых бортов рек дает очень ценный материал, особенно для обнаружения россыпных месторождений олова. Значительное количество тяжелого шлиха очень часто концентрируется также в западинах плотика и в его щетках.

Всегда при поисках россыпей желательнее последнее опробование аллювиальных отложений, особенно их нижней части. Материал этого опробования дает возможность более уверенно решать вопрос о наличии или отсутствии россыпей. Для целей такого послыпного опробования необходимо проходить поисковые шурфы или в крайнем случае использовать все возможности опробования выкидов старых шурфов или старательских эксплуатационных ям на золото.

Шлиховое обследование протекает наиболее успешно, если обработка шлихов следует непосредственно за их взятием. Соблюдение этого условия нередко позволяет уже в начальный период обследования выделить участки, заслуживающие более полного освещения, и провести на них дополнительные поисковые работы, не допуская сколько-нибудь длительного разрыва между предварительным обследованием и детальными поисками.

Установление касситерита в шлихах и грубое определение его содержания не представляет никаких серьезных затруднений. Выделение касситеритсодержащей тяжелой фракции легко осуществляется, даже при отсутствии бромформа, осторожной отдувкой легкого материала. Далее при помощи простого магнита удаляются магнетит и другие магнитные минералы. Весь касситерит остается в немагнитной фракции, обычно сравнительно небольшой по объему. Определение в ней содержания касситерита производится, после обработки касситеритсодержащей части шлиха соляной кислотой и цинком для получения оловянного зеркала, отбором под лупой отдельных зерен. Задача еще более

упрощается при наличии электромагнита, позволяющего разделять немагнитную фракцию на электромагнитную, содержащую вольфрамит, ильменит и некоторые другие минералы, и неэлектромагнитную, содержащую касситерит. Следует лишь иметь в виду, что электромагнитную фракцию необходимо проверять на содержание касситерита, так как некоторые его разновидности обладают отчетливыми электромагнитными свойствами.

В общем полевой минералогический анализ дает достаточно надежные основания для предварительной оценки оловоносности опробованных рыхлых отложений; в задачу последующей камеральной обработки шлихов входит, в сущности, лишь уточнение данных о содержании касситерита и определение минералогического состава шлихов, не всегда осуществимое с достаточной полнотой в полевых условиях.

В. ПОЛЕВАЯ ОЦЕНКА РЕЗУЛЬТАТОВ ПОИСКОВ

Умение правильно оценить в полевой и камеральной обстановке данные, полученные в процессе поисков, является основным условием успешности работ. Только при правильной полевой оценке этих данных можно быстро выявить перспективные месторождения и тем самым обеспечить начало разведки. Оценка результатов поисков заключается в правильной интерпретации данных шлиховой съемки и выявленных поисковых признаков коренных оловорудных месторождений.

1. Интерпретация данных шлихового обследования

Положительная или отрицательная оценка оловоносности участка, охваченного шлиховым обследованием, определяется не только общей распространенностью касситерита в рыхлых отложениях, но и степенью его концентрации в отдельных пунктах. Широкое распространение касситерита в аллювии не всегда является достаточно надежным основанием для положительной оценки. Так, например, если в пределах гранитных полей и прилегающих экзоконтактных зон повсеместно в аллювии встречаются только «знаки» касситерита, то район скорее заслуживает отрицательной оценки, так как очень вероятно, что источником такой рассеянной оловоносности аллювия является аксессуарный касситерит.

В свою очередь обнаружение в шлихах «весовых» (тысячные доли процента и выше) содержаний касситерита может различно оцениваться в зависимости от количества взятых проб, типа пробы и характера обнаруженного касситерита.

При редкой сети шлихов единичные пробы с содержанием порядка нескольких десятитысячных процента касситерита заслуживают гораздо большего внимания, чем аналогичные по содержанию единичные шлихи, полученные при систематическом опробовании.

Зависимость оценки содержания от типа пробы также естественна, так как касситерит по мощности рыхлых отложений распределяется неравномерно. Следовательно, пробы различного типа (русловые, бортовые, щеточные и пр.) освещают горизонты, в различной мере обогащенные касситеритом.

В пробах, относящихся к поверхностным горизонтам аллювия — из русловых, косовых и других отложений, обычно наименее обогащенных касситеритом — содержания порядка 0.0002—0.0008%, как правило,

достаточны для сгущения сети шлиховых проб. При обнаружении же содержаний порядка 0.001% касситерита и выше проходка редкой сети шурфов, наряду с детализацией шлихового опробования, является не только вполне оправданной, но и совершенно обязательной.

Те же данные, полученные при бортовом опробовании, представляют меньшую ценность, так как они относятся к сравнительно обогащенным горизонтам рыхлых отложений. Тем не менее и в этом случае содержания порядка 0.0005—0.0008% и выше достаточны для детализации поисков, точно так же как содержания порядка 0.001% и выше оправдывают постановку поисково-разведочной шурфовки с целью открытия россыпи.

Гораздо меньшее значение имеет появление в шлихах знаков касситерита или содержания порядка 0.0005%, когда речь идет о щеточных пробах, отражающих содержание касситерита в рыхлом материале в небольших обогащенных участках — западинах плотика и т. д. Близкое положение занимают в этом отношении также пробы из отвалов старых шурфов, карьеров и т. д., особенно когда есть основание предполагать, что пробы взяты из рыхлого материала нижних, приплотиковых горизонтов.

Результаты шлиховой съемки иногда дают возможность судить о типе коренного оруденения. Очень темная, почти черная окраска касситерита, обнаруженного в шлихах, позволяет с большой долей уверенности утверждать, что коренное месторождение представлено оловоносными пегматитами. В случае преобладания более светло окрашенных разновидностей можно предполагать, что месторождения будут относиться к касситеритово-кварцевой или касситеритово-сульфидной формации. Присутствие в шлихах относительно крупных кристаллов говорит о том, что коренное месторождение скорее принадлежит к касситеритово-кварцевой, чем касситеритово-сульфидной формации, так как для последней размеры зерен касситерита обычно определяются первыми миллиметрами и десятками долями миллиметра. Призматический, столбчатый габитус кристаллов делает более вероятной принадлежность коренного месторождения к касситеритово-сульфидной формации. Обилие мелких кристаллов и их бипирамидальный облик свидетельствуют о происхождении касситерита из оловоносных грейзенов или некоторых типов кварцевых жил.

Используя перечисленные признаки, а также изучая минеральный состав шлихов и встречающиеся сростки минералов с касситеритом, можно довольно надежно определить по шлихам тип коренного оруденения, что в свою очередь помогает быстрее установить вероятное расположение коренного месторождения.

Наименее определенные данные о месторождении коренного источника оруденения получаются, когда подавляющая масса касситерита представлена так называемым «деревянистым оловом». Деревянистое олово встречается в улавливаемых лотком количествах, на очень большом удалении от коренного источника, иногда на расстоянии первых десятков километров, причем степень обогащения рыхлых отложений деревянистым оловом очень часто несоответственно высока по сравнению с масштабом коренного оруденения.

При обнаружении в шлихах касситерита, типичного для оловоносных пегматитов, предварительное определение по шлихам местоположения коренного месторождения нередко трудно осуществимо. Действительно, если в шлихах касситерит присутствует в виде небольших окатанных обломков или кристаллов с округленными гранями, то отыскание

коренного месторождения сильно осложняется: подобный касситерит может быть встречен на расстоянии многих километров от коренного месторождения (8—10 км).

Оловоносные пегматиты, благодаря большим размерам рудного поля, могут заметно обогащать рыхлые отложения касситеритом, даже в том случае, если его среднее содержание в рудных телах очень низкое. Содержания порядка десятитысячных и даже тысячных процента касситерита в русловых пробах еще не являются доказательством промышленного характера коренного оруденения. Эти данные имеют гораздо большее значение для обнаружения россыпей, так как оловоносные пегматиты при разрушении часто дают начало промышленным россыпям касситерита. Именно поэтому содержания в русловых пробах порядка первых тысячных процента являются очень серьезным доводом в пользу существования промышленной россыпи, и участки, на площади которых установлены подобные содержания, требуют обязательного освещения редкими линиями разведочных шурфов.

Наличие в шлихах касситерита из рудных тел касситеритово-кварцевой формации имеет почти то же значение, что и обнаружение пегматитового касситерита: и в этом случае появление окатанных зерен касситерита может наблюдаться в русловых пробах, взятых на расстоянии 8—10—12 км от коренного месторождения.

Однако предварительное определение местоположения коренного источника оруденения нередко облегчается тем, что рудные проявления касситеритово-кварцевой формации обычно приурочены либо к периферическим частям интрузивов, либо к сравнительно узким зонам экзоконтакта. Наложение данных шлихового обследования на геологическую карту позволяет уже в начале шлихового обследования выделить площадь вероятного сноса и тем самым оконтурить участок, подлежащий первоочередной детализации.

Оценка содержаний, полученных при шлиховом опробовании, также в общем более благоприятна, чем в случае «пегматитового» касситерита. Установление при русловом опробовании содержаний порядка нескольких десятитысячных процента уже вполне оправдывает детальные поиски коренных месторождений. Содержание же порядка тысячных долей процента в большинстве случаев позволяет благоприятно оценивать не только возможность открытия промышленных россыпей, но и вероятные перспективы коренного оруденения.

Наличие в русловых пробах касситерита, который, судя по морфологическим особенностям и составу сростков, является за счет разрушения рудных тел касситеритово-сульфидной формации, имеет с точки зрения поисков коренных месторождений особенно большое значение. В этом случае можно ожидать, что коренное месторождение находится поблизости, так как ореол рассеяния касситерита для сульфидных месторождений менее значителен, чем для месторождений других формаций. Вместе с тем низкое содержание касситерита в аллювии еще не свидетельствует о непромышленном характере коренного оруденения. Можно указать примеры, когда даже в непосредственной близости крупных месторождений касситеритово-сульфидной формации русловые пробы дают лишь знаки касситерита или же содержания, не превышающие 0.0001%. Таким образом, в данном случае обнаружение любых концентраций касситерита в аллювии требует сгущения сети русловых, бортовых и прочих проб. После предварительного оконтуривания площади сноса шлиховое опробование аллювия, даже если оно дало лишь десятитысячные доли процента, должно детализироваться.

2. Оценка выявленных признаков коренных месторождений

При ведении поисковых работ все встреченные признаки коренных месторождений, в виде выходов и свалов пегматитов, кварца, грейзенов, должны изучаться самым тщательным образом. Изучение этих материалов и их правильная оценка в сочетании с данными шлихового обследования дадут возможность сделать вполне определенный вывод о перспективности изученного участка и выявить промышленные месторождения олова.

1) Поисковые признаки месторождений пегматитовой формации. Предварительная оценка оловоносности пегматитовых полей во многом определяется, конечно, результатами предшествующего шлихового обследования. При последующих маршрутных поисках отрицательная или положительная оценка встреченного пегматитового поля зависит от того, какой тип пегматитов имеет преобладающее развитие. Так, исключительное развитие пегматитов, лишь в слабой степени затронутых пневматолитовыми и гидротермальными процессами, заставляет отрицательно оценивать исследуемое пегматитовое поле: практически промышленные концентрации касситерита встречаются, как известно, лишь в пегматитовых месторождениях натрового и натрово-литиевого типа. В свою очередь вероятность обнаружения в них промышленных скоплений касситерита определяется тем, насколько широкое развитие имели процессы альбитизации и грейзенизации, с которыми связано отложение преобладающей массы касситерита. Таким образом, только находки натровых и натрово-литиевых пегматитов, интенсивно альбитизированных и грейзенизированных, являются хорошим поисковым признаком оловорудных месторождений пегматитовой формации.

Чтобы обнаружить в подобных пегматитах видимый касситерит, необходимо просмотреть довольно большое количество образцов, так как при среднем убогом содержании касситерита и крайне неравномерном его распределении оруденелые обломки пегматита встречаются довольно редко.

Однако наличие в свалах единичных глыб с очень богатой вкрапленностью касситерита еще не говорит о промышленном характере как отдельных рудных тел, так, тем более, и всего месторождения в целом. Эта особенность иногда недостаточно учитывается при поисках месторождений пегматитовой формации, и поэтому оловоносные пегматиты в момент своего открытия часто получают незаслуженно высокую оценку. Мало благоприятные результаты предварительного шлихового обследования и массового просмотра свалов являются в большинстве случаев вполне достаточным основанием для прекращения дальнейших поисков коренных рудных тел.

2) Поисковые признаки месторождений касситеритово-кварцевой формации. Для месторождений данной формации локализация вблизи рудоносных интрузивов и в их периферических частях выражена обычно отчетливо. Это в особенности относится к рудным проявлениям грейзенового и касситеритово-топазового типа, которые в большинстве случаев располагаются в пределах узких зон эндо- и экзоконтакта, нередко тяготея непосредственно к контакту рудоносных интрузивов с вмещающими осадочными породами.

Поисковые признаки касситеритово-кварцевой формации более многообразны, так как эта формация объединяет рудные проявления, весьма различные по минерализации.

Для месторождений грейзенового типа наилучшим поисковым признаком является обнаружение свалов грейзенов и грейзенизированных гранитов или сильно измененных осадочных пород типа цвиттеров. Следует лишь помнить, что различные грейзены далеко не равноценны как носители оловянного оруденения.

Грубая оценка степени оловоносности встреченных оруденелых грейзенов обычно осуществляется визуально. Поэтому контроль путем взятия отдельных штучных проб для последующих протоколов или химического анализа обычно излишен. Он необходим лишь в случае обнаружения некоторых разновидностей турмалиновых и сидерофиллитовых грейзенов, в темной массе которых трудно оценить содержание мелких зерен темноокрашенного касситерита.

Значение грейзенов как поискового признака сохраняется и для топазово-кварцевых оловоносных жил, которые обычно сопровождаются мощными зонами околожилльных грейзенов, иногда интенсивно оруденелых. Однако при трудно поддающихся замещению боковых породах (плотные тонкозернистые песчаники и т. п.) околожилльные изменения макроскопически выражены слабо, и о присутствии рудных тел свидетельствуют только свалы жильной кварцево-топазовой породы. Находки подобных свалов, даже единичных, всегда заслуживают серьезного внимания, ибо этот тип жильных образований очень часто является оловоносным. Следует лишь оговориться, что в некоторых месторождениях касситеритово-топазового типа топаз имеет несколько необычный облик: молочно-белого цвета, непрозрачный; в массивных агрегатах он иногда сходен с полевым шпатом.

Важная роль жильных пород как поисковых признаков еще резче выступает для месторождений касситеритово-полевошпатового и касситеритово-топазового типа.

Кварцево-полевошпатовые оловоносные породы при беглом осмотре могут не привлечь достаточного внимания вследствие своего сходства с простыми пегматитами. Однако отсутствие типичных пегматитовых структур, частая смена в одном и том же штуче среднезернистых агрегатов мелкозернистыми, полное отсутствие следов грейзенизации — все это позволяет при более тщательном осмотре отличить их от неизмененных пегматитов. Вследствие своей сравнительно легкой разрушаемости кварцево-полевошпатовые породы дают относительно небольшое количество свалов в делювии и еще реже встречаются в виде галек в аллювиальных отложениях. Поэтому находки даже немногочисленных свалов и галек этих пород оправдывают детализацию маршрутных поисков. С точки зрения диагностики касситерита и грубого визуального определения его содержания в штучах оловоносные кварцево-полевошпатовые жилы близки к грейzenам, отличаясь только большей крупностью зерна касситерита.

Для кварцевых оловоносных жил основным поисковым признаком являются, естественно, находки в свалах кварца. Следует, однако, подчеркнуть, что крайне трудно дать какие-либо критерии для определения, что найденный в свалах или в гальках кварц является «рудным» и тем более «оловорудным». Можно лишь отметить, что крупнокристаллический, хрупкий, светло- или молочно-белый, массивный и иногда гребенчатый кварц чаще всего является носителем оловянного оруденения.

Маршрутные поиски касситеритово-кварцевых жил в значительной мере облегчаются тем, что существует ряд характерных минералов — спутников касситерита. Среди них наиболее важны турмалин и топаз, а из рудных минералов — вольфрамит.

Таким образом, массовый просмотр свалов в делювии и галек в русловых отложениях в сочетании со шлиховым обследованием дает достаточно оснований для оценки перспектив оловоносности обследованного участка.

3) Поисковые признаки месторождений касситеритово-сульфидной формации. Поисковые признаки месторождений, принадлежащих к различным типам касситеритово-сульфидной формации, во многом различны между собой. Вместе с тем они имеют особенно важное значение, поскольку, в отличие от месторождений других формаций, шлиховое обследование не всегда гарантирует от пропуска месторождений, иногда даже крупных, и дает достаточно надежные результаты лишь при большой детальности шлихового опробования, не всегда осуществимой на практике.

Для месторождений турмалиново-сульфидного типа характернейшим поисковым признаком является обнаружение своеобразных турмалиново-кварцевых пород, содержащих большее или меньшее количество сульфидов железа. Эти породы, являющиеся метасоматическими образованиями, представляют собой мелкозернистый, чрезвычайно плотный и вязкий агрегат тонкостолбчатых, игольчатых и даже волокнистых кристаллов темносинего (макроскопически) или буро-зеленого турмалина и мелкозернистого кварца. Величина зерен нередко столь мала, что макроскопически порода приобретает облик типичного контактового роговика, в однородной массе которого лишь при внимательном рассмотрении обнаруживаются отдельные кристаллы.

В подавляющем большинстве случаев кварцево-турмалиновые руды гораздо более стойки, чем наиболее распространенные вмещающие породы — граниты, гранодиориты, песчаники и сланцы. Поэтому обнаружение на склонах в делювиальном плаще большого количества свалов кварцево-турмалиновой породы еще не говорит о широком ее развитии в коренном залегании, так как делювий может быть в непропорционально высокой степени обогащен ее обломками.

В русловых отложениях гальки кварцево-турмалиновой породы нередко встречаются на значительном удалении от коренного месторождения.

Установление касситерита в турмалиновой породе в полевых условиях далеко не всегда представляет легко разрешимую задачу, так как мелкие (десятые доли миллиметра) темноокрашенные зерна касситерита теряются на фоне темной жильной массы. Визуальное определение касситерита дает недостаточно надежные результаты, и для решения вопроса о том, является ли найденная турмалиновая порода оловоносной или нет, приходится прибегать к промывке на лотке издробленного рудного материала.

Оценка содержания касситерита в массе породы, хотя бы грубо приближенная, является в этих условиях еще более сложной. Однако в этом случае можно руководствоваться тем, что самый факт визуального открытия касситерита, столь трудно различимого в турмалиновой породе, уже заставляет обратить серьезное внимание на основательную детализацию обследуемого участка. Первым этапом на этом пути является, помимо внимательного массового просмотра свалов, взятие ряда штучных проб и отдельных штучков с последующей тщательной промывкой издробленного материала. При этом следует иметь в виду, что протолочка вследствие малых размеров зерен касситерита дает обычно только очень грубое и притом, как правило, заниженное представление о его содержании. Поэтому нередко приходится прибегать

к дополнительным химическим анализам штуффов и штуфных проб, особенно когда протолочка дает содержание, стоящее на грани промышленного.

Переходя к месторождениям хлоритово-сульфидного типа, следует подчеркнуть, что во многих из них, как и в рудных проявлениях предыдущего типа, значительная доля жильного материала падает на сульфиды — пирротин, пирит, арсенопирит и другие, т. е. на сравнительно легко окисляющиеся минералы. Вследствие этого такие рудные тела на поверхности представлены почти типичными железными шляпами, зонами лимонитизации и т. п. По внешнему облику эти образования не отличаются от выходов на поверхность аналогичных по составу сульфидных рудных тел, не содержащих касситерита. Поэтому при поисках оловорудных месторождений необходим систематический просмотр всех встреченных лимонитовых образований. Иногда даже мелкие зоны лимонитизации могут привести к открытию крупного месторождения, поскольку они представляют выходы на поверхность отдельных оруденелых прожилков, входящих в состав штокверков или крупных сетчатых зон. Следует подчеркнуть, что тщательный просмотр подобных свалов тем более необходим, что вследствие малой устойчивости рудной массы количество обломочного оруденелого материала обычно невелико. Поэтому находки немногочисленных, даже единичных обломков оловоносных лимонитовых руд имеют подчас такое же значение, как и установление широкого развития свалов жильного кварца с касситеритом или же оловоносной турмалиновой породы.

Касситерит в лимонитовых массах трудно определим макроскопически, и сравнительно редкая вкрапленность мелких зерен касситерита при просмотре штуффов может быть легко пропущена. Поэтому систематическое применение протолочек приобретает неизмеримо более важное значение, чем при поисках месторождений других формаций. Но, интерпретируя их результаты, необходимо иметь в виду, что при самой тщательной промывке протолочка дает гораздо менее точные данные о содержании касситерита в окисленном лимонитовом материале, чем в случае многократной промывки издробленных кварцевых и кварцево-полевошпатовых руд, так как снос касситерита обычно очень велик. При пылевидном касситерите зоны окисления месторождений станнина промывка может не показать наличия касситерита в руде, несмотря на то, что действительное содержание олова в окисленной руде достигает 2—3%. Вследствие этого наряду с протолочками необходимо также широко применять и взятие штуфных проб для химического анализа.

Поиски месторождений этого типа несколько облегчаются тем, что типичные оловоносные сульфидные тела часто сопровождаются зонами интенсивного развития темнозеленого железистого хлорита. Подобные хлоритовые породы иногда сами являются оловоносными, приобретая таким образом самостоятельное значение. Однако они нередко пропускаются при поисках, тем более, что вследствие тонкозернистости касситерита макроскопически его очень трудно установить. Поэтому для выяснения оловоносности хлоритовых образцов приходится широко применять наряду с протолочками химический анализ штуфных проб.

Химический анализ штуфных проб в совокупности с детальным микроскопическим исследованием руд приобретает особенно большое значение при поисках оловорудных сульфидных свинцово-цинковых месторождений. В данном случае обычно размер зерен касситерита столь мал — сотые доли миллиметра, что обнаружить его макроскопически в сплошной рудной массе невозможно. Для примера можно указать,

что в богатых галенитовых, галенито-буланжеритовых и галенито-сфалеритовых рудах Смирновского месторождения (Забайкалье), содержащих, по данным химического анализа, небольшой процент олова, касситерит макроскопически совершенно не заметен. В Синанчинском месторождении (Приморье) лишь в качестве редчайшего исключения в особо богатых рудах удается макроскопически установить присутствие касситерита по бурой окраске его сплошных агрегатов. Протолочка, при крайней тонкозернистости касситерита и большом удельном весе остальной рудной массы, также дает очень ненадежные данные, и таким образом заключение о результатах поисков обычно получается только в итоге детальной обработки собранных материалов.

Последний вывод в значительной мере приложим и к поискам месторождений скарнового типа; в магнетитовых и в сульфидных оловоносных скарнах касситерит чаще присутствует в виде крайне мелкозернистой, неразличимой под лупой, вкрапленности, и значительно реже, как, например, в скарнах Питкаранты и в сульфидных скарнах Майхуры, развиты макроскопически легко определяемые кристаллы касситерита.

II. РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

В настоящем разделе мы остановимся только на некоторых особенностях разведки коренных и россыпных месторождений олова, не вдаваясь в описание техники разведочных работ.

Методы разведки россыпей касситерита мало отличаются от методов разведок россыпей золота. Поэтому основной интерес представляют особенности разведки коренных оловянных месторождений, весьма разнообразных по форме и условиям залегания.

А. МОРФОЛОГИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Различные генетические формации и типы оловорудных месторождений обычно имеют те или иные особенности в форме рудных тел, в элементах залегания и в характере распределения касситерита. Эти особенности не являются исключительно присущими данному типу, а представляют только черты, наиболее часто наблюдающиеся и преобладающие в рассматриваемом типе оловорудных месторождений.

Оловоносные пегматиты принадлежат к числу наиболее крупных рудных тел. Их мощность нередко измеряется многими метрами, а подчас и десятками метров, протяженность же по простиранию часто достигает многих сотен метров и даже одного-двух километров. Как по простиранию, так и по падению даек часто наблюдаются значительные раздувы, иногда с неравномерным выпячиванием одного бока, и столь же резкие пережимы. Многие пегматиты непропорционально быстро выклиниваются по падению, приобретая форму сильно вытянутых по простиранию линз или даже полого склоняющихся трубообразных тел.

Оловоносные пегматиты характеризуются крайне непостоянным оруденением. Наиболее ярким выражением неравномерного распределения касситерита является гнездовое оруденение. Оно характерно, например, для многих месторождений Манитобы, Нигерии, известно и в Забайкалье — Завитинское, Марианнинское и другие месторождения. При гнездовом оруденении касситерит локализуется в пределах небольших блоков (3—4 м в поперечнике), обладающих очень высокой концентрацией олова. Подобные гнезда имеют неправильную форму и небольшие

размеры; реже обогащенные блоки вырисовываются в виде вытянутых по простиранию полос, быстро исчезающих по падению. Количество рудной массы, заключенной в гнездах, составляет ничтожную часть остальной массы пегматита, которая практически безрудна. Содержание олова в гнездах часто определяется многими процентами, среднее же содержание олова в пересчете на всю массу пегматита, как правило, очень низко и обычно далеко не достигает минимального промышленного предела. Иногда удается подметить известную закономерность в расположении гнезд; так, например, в пегматитах Манитобы они обычно располагаются в местах седлообразных перегибов даек, вблизи лежащего бока. Однако чаще какой-либо закономерности не наблюдается и обнаружение обогащенных блоков при разведке и эксплуатации является делом удачи.

В некоторых случаях имеет место кустовое распределение касситерита, отличающееся от гнездового тем, что размеры обогащенных блоков более значительны (десятки метров), а содержание в них более низкое.

Кустовое оруденение чаще характеризует оловоносные пегматиты, которые сильно альбитизированы, в то время как гнездовое оруденение более типично для интенсивно грейзенизированных пегматитов. Обогащенные кусты часто имеют очертания сильно вытянутых линз, длина которых по простиранию в 5—10—15 раз превосходит протяженность по падению, так что ленточный характер оруденения вырисовывается вполне отчетливо.

В оловоносных пегматитах, которые на всем своем протяжении охвачены интенсивными процессами альбитизации, нередко наблюдается равномерное распределение касситерита, но при этом оруденение в среднем обычно остается довольно убогим; в качестве примера можно указать Бай-Мурзинское месторождение (Казахстан). Еще реже встречаются дайки оловоносных пегматитов, которые характеризуются относительно равномерным распределением касситерита и высоким его содержанием; таково, в частности, месторождение Луковой Горы (Забайкалье) с его небольшими, но интенсивно оруденелыми дайками альбитизированных пегматитов.

Для оловоносных пегматитов необходимо отметить, что сколько-нибудь существенного обогащения или разубоживания руды в поверхностной зоне не наблюдается.

Касситеритово-кварцевая формация может быть кратко определена как формация преобладающего распространения жильной формы рудных тел. Основным исключением являются месторождения оловоносных грейзенов, для которых наиболее характерны штокверки, представляющие совокупность различно ориентированных мелких зон грейзена, и обособленные зоны грейзена, приуроченные к более или менее выдержанным трещинам. Реже грейзеновые обособления имеют трубообразную форму или форму неправильных линзовидных тел.

Распределение касситерита в оловоносных грейзенах чаще неравномерное, но все же значительно более постоянное, чем в пегматитах с гнездовым оруденением. Резкие и частые колебания содержания характерны для штокверков, в пределах которых многочисленные мелкие зоны интенсивно оруденелых грейзенов разделяются участками грейзенизированных гранитов или мусковитовых грейзенов, содержащих сравнительно незначительную вкрапленность касситерита. В этих условиях отдельная выемка богатых и бедных руд теряет свое значение, если среднее содержание металла в пересчете на всю рудную массу — обычно более

высокое, чем в оловоносных пегматитах, — удовлетворяет промышленным требованиям.

Для оловоносных грейзенов характерно площадное развитие, особенно ярко выраженное в случае трубчатых тел и штокверков, нередко имеющих в плане почти изометричные очертания. Оруденение носит пятнистый характер, причем поля грейзенизации, т. е. участки наибольшей насыщенности грейзеновыми телами, располагаются без особой закономерности и часто на незначительном расстоянии одно от другого.

Для месторождений касситеритово-топазового типа наиболее характерны две морфологические разновидности рудных тел: обычные трещинные жилы заполнения, сопровождаемые более или менее значительными зонами измененных пород, иногда также оруденелых, и штокверки, которые по форме близки к штокверкам грейзенового типа. Жильные тела касситеритово-топазового типа в общем принадлежат к категории непостоянных жил, сравнительно быстро выклинивающихся по простиранию и по падению. Для них очень характерны многократные разветвления и появление многочисленных апофиз.

Рудные жилы, приуроченные к многочисленным сближенным трещинам разрыва, часто обособляются в виде более или менее выдержанных жильных свит, в пределах которых отдельные жилы располагаются кулисообразно, сменяя друг друга по простиранию и по падению. Иногда между сближенными рудными телами наблюдаются соединяющие их прожилки и апофизы, и они приобретают облик сложных сетчатых жил.

Распределение касситерита в рудных телах обычно неравномерное, и наряду с участками, содержащими лишь мелкую вкрапленность касситерита, наблюдаются значительные его скопления, расположенные по падению и по простиранию жил без видимой закономерности.

Рудные тела касситеритово-кварцевого и касситеритово-полевошпатового типов в морфологическом отношении весьма разнообразны, но главным образом среди них мы встречаем простые и сложные трещинные жилы, иногда объединяющиеся в четко выраженные жильные свиты, реже трубчатые тела и штокверки. По качеству руд они также крайне разнообразны, и среди огромного количества месторождений данного типа можно легко найти примеры как весьма постоянного, так и гнездового оруденения. Руды месторождений данного типа в большинстве случаев характеризуются неравномерным, в общем, распределением касситерита, однако содержания в двух смежных блоках обычно выражаются цифрами одного и того же порядка; среднее содержание олова в промышленных жилах чаще составляет от 0.4 до 1.0%. Более богатое содержание обычно наблюдается в жилах малой мощности и небольшой протяженности. Крайним выражением подобного обогащения касситеритом жильного материала являются рудные прожилки некоторых штокверков (Меглембу, Малайя), иногда почти нацело сложенные касситеритом.

Иногда отдельные кварцевые оловорудные жилы, входящие в состав жильных свит, представляют собой уплощенные, круто склоняющиеся столбы, протяженность которых по падению превосходит длину по простиранию.

Для месторождений рассматриваемых типов, так же как и почти для всех месторождений пегматитовой и касситеритово-кварцевой формации, вторичного обогащения оловом поверхностных выходов жил не наблюдается. Поэтому опробование поверхности дает достаточные данные для суждения о содержании олова на ближайшем горизонте подземных выработок.

Месторождения касситеритово-сульфидной формации в морфологическом отношении отличаются наибольшим разнообразием. Наряду с типичными трещинными жилами, штокверками, зонами сближенных прожилков и минерализованными зонами дробления, здесь встречаются также неправильные, трубчатые или линзообразные метасоматические залежи.

Остановимся раздельно на характеристике морфологических особенностей трех групп месторождений, охватывающих: 1) месторождения турмалиново- и хлоритово-сульфидного типов, 2) месторождения галенитово-сульфидного типа и 3) оловоносные скарны.

Месторождения первой группы весьма различны как по качественному минералогическому составу руд, так и по количественным соотношениям основных жильных и рудных компонентов. Для целей разведки вполне достаточно выделения рудных тел с преобладающей сульфидной массой и рудных тел с преобладающей жильной — турмалиновой, кварцевой или хлоритовой массой.

Месторождения первой группы обычно представлены жильными телами, приуроченными к выдержанным трещинам скалывания, часто сближенным и образующим в совокупности четко выраженные зоны дробления, длина которых иногда достигает 1—2 км. Степень минерализации зон дробления на всем их протяжении обычно не одинакова, и в их пределах наблюдается чередование сплошных массивных руд с оруденелой брекчий. Основные рудные тела нередко сопровождаются серией рудных прожилков, приуроченных к второстепенным трещинам. При большой частоте этих прожилков иногда возникают штокверки, отличающиеся от обычных штокверков режимом преобладанием одной определенной системы прожилков.

Среднее содержание касситерита в таких рудных телах часто выше, чем в месторождениях касситеритово-кварцевой формации. В отдельных случаях мощные рудные зоны характеризуются средним содержанием олова более 1%. Распределение касситерита в этих рудах относительно равномерное, что не исключает, конечно, появления отдельных обогащенных кустов и гнезд. При высоком содержании в рудах сульфидов поверхностные выходы представлены лимонитовыми образованиями, по расплывающимся контурам которых трудно определить конфигурацию рудных тел. Содержание касситерита в окисленных выходах также может сильно отличаться от истинного. Причины этого рассмотрены ранее в главе «Зона окисления оловорудных месторождений».

Месторождения с преобладающей турмалиновой или хлоритовой жильной массой по морфологическим особенностям близки к месторождениям существенно сульфидным, но в связи с характером жильной массы содержания олова на поверхностных выходах этих месторождений близки к содержаниям в зоне первичных руд.

Месторождения галенитово-сфалеритового типа представлены либо трещинными жилами, иногда весьма неправильными, либо, в присутствии известняков, весьма прихотливыми и сложными по форме метасоматическими образованиями, имеющими трубчатые, жилообразные или совершенно неправильные очертания. По морфологии и составу основной рудной и жильной массы они вполне аналогичны обычным свинцово-цинковым месторождениям, отличаясь от последних лишь более или менее значительным содержанием касситерита в рудах.

В месторождениях скарнового типа касситерит редко образует сколько-нибудь крупные самостоятельные скопления и не встречается в виде значительной вкрапленности в обычных силикатных скарнах.

Обычно он развивается в тесной ассоциации с другими рудными минералами — сульфидами или магнетитом, и рудными телами являются трубообразные или линзообразные залежи сульфидных или магнетитовых скарнов.

Б. ГРУППИРОВКА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО УСЛОВИЯМ РАЗВЕДКИ

Все месторождения полезных ископаемых, в зависимости от их размеров и формы, а также характера распределения полезного компонента в рудном теле, можно разделить, согласно В. М. Крейтеру, на пять групп по легкости освоения разведкой. Необходимость такой группировки была признана также Всесоюзной комиссией по запасам и положена в основу «Инструкции по применению классификаций запасов металлических руд».

Месторождения олова также можно и должно группировать по условиям разведки. Генетическая классификация оловорудных проявлений в значительной степени предопределяет положение различных формаций и типов месторождений в этой группировке.

В первую группу, к которой относятся месторождения простой формы и с равномерным распределением ценного компонента, в основном разведываемые до категории A_2 бурением, нельзя включать ни одно из известных месторождений олова.

Ко второй группе, объединяющей месторождения различной, иногда сложной формы, с относительно равномерным распределением полезного компонента, относятся некоторые наиболее выдержанные месторождения касситеритово-сульфидной формации. Разведку запасов категории A_2 на этих месторождениях буровыми работами, даже в сочетании их с горными выработками, осуществить нельзя. Запасы категории В могут быть разведаны сетью буровых скважин с расстоянием между скважинами не более 50—100 м по простиранию и падению рудного тела. Данные, полученные при проходке буровых скважин, должны быть подвергнуты контролю горными выработками.

Во вторую группу следует относить и некоторые месторождения пегматитовой формации, например Бай-Мурзинское, отличающееся хотя и убогим, но равномерным содержанием олова. Сюда же могут быть отнесены крупные штокверки типа оловоносных грейзенов месторождения Альтенберг в Рудных горах и Тарбальджейского касситеритово-сульфидного месторождения.

Разведка таких месторождений густой сетью скважин большого диаметра колонкового и особенно ударно-канатного бурения, при контроле результатов бурения горными выработками, позволит подсчитать запасы категории В.

Третья группа — группа месторождений различной формы с неравномерным распределением ценного компонента — включает подавляющее большинство оловянных месторождений касситеритово-сульфидной формации, например Халчерангинское и Лифудзинское жильные месторождения, Шерловгорское штокверковое рудное тело. В эту же группу частично попадают некоторые месторождения касситеритово-кварцевой формации, преимущественно полевошпатово-кварцевого и кварцевого типов.

Разведка месторождений до категории A_2 и В должна проводиться горными работами. Расстояние между выработками не должно превышать по падению нормальной высоты эксплуатационного этажа 40—60 м.

В отдельных случаях бурение, при благоприятных его результатах, в сочетании с горными разработками, может выявить некоторое количество запасов категории В.

Четвертая группа месторождений, представленная небольшими рудными телами с неравномерным распределением полезного компонента, охватывает подавляющее большинство оловорудных проявлений касситеритово-кварцевой формации, исключая тип оловоносных грейзенов.

Примерами оловянных месторождений, относимых к четвертой группе, являются Ленинское и Чудское в Казахстане, Ононское и Баджираевское в Забайкалье. Разведка бурением даже по самой густой сети не выявляет запасы категории В. Коложковое бурение может применяться при разведке этих месторождений только для определения общей глубины распространения минерализации. Разведка проводится горными выработками, и запасы категории В могут подсчитываться только на основании горных работ при небольшой высоте этажа (30—40 м).

В пятую группу, которая объединяет месторождения гнездового характера с крайне неравномерным распределением полезного компонента, относят большинство месторождений пегматитовой формации — оловоносные пегматиты Туркестанского хребта и Завитинского месторождения, грейзены Шерловой горы, большинство скарновых месторождений касситеритово-сульфидной формации.

На месторождениях этой группы разведочными и эксплуатационными подготовительными работами дается выявить только запасы категории С₁. Разведочные работы — проходка горных выработок, бурение с поверхности и подземное — имеют своей первой целью отыскание рудных тел. Промышленная ценность месторождений определяется опытной эксплуатацией.

В целях наглядности изложения группировка оловорудных месторождений различных генетических типов по условиям разведки сведена в табл. 1.

В. РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПОВЕРХНОСТИ

а) Станнометрия. На всех участках, где поисковые признаки указывают на возможность открытия оловорудных месторождений, должна быть проведена оловометрическая (станнометрическая) съемка, которая связывает воедино детальные поиски и предварительную разведку. Детальные поисково-разведочные работы вблизи известных месторождений олова или вблизи отдельных рудных тел также должны начинаться оловометрической съемкой.

Станнометрия имеет своей целью оконтуривание делювиальных и элювиальных ореолов рассеяния касситерита вокруг коренных оловорудных месторождений, установление участков с максимальным содержанием олова в делювии и элювии, наличие которых указывает на расположенный где-то поблизости выход на поверхность оловорудного тела. С помощью оловометрической съемки удается сравнительно быстро и с минимальными затратами наметить общие контуры рудного поля, выявить очаги повышенной оловоносности, рационально разместить магистральные и короткие поперечные каналы, вскрывающие выходы рудных тел на поверхности. Эта же съемка определяет контуры делювиальных и элювиальных россыпей, которые впоследствии разведываются шурфовкой.

Таблица 1

Группировка генетических типов коренных оловянных месторождений по условиям разведки

№ по пор.	Группы месторождений олова по условиям разведки и классификации запасов	Генетические формации и типы коренных месторождений олова	Примеры месторождений
1	Месторождения крупного масштаба, простой формы, с равномерным содержанием полезных компонентов	Ни одно из известных оловорудных месторождений к этой группе не относится	—
2	Месторождения крупного масштаба, различной, иногда сложной формы, со средней степенью равномерности содержания полезных компонентов	Некоторые наиболее мощные касситеритово-сульфидные месторождения и редко некоторые убогие, но равномерные пегматиты, крупные штокверковые рудные тела разных формаций	Альтенбергский, Тарбальджейский штокверки, Бай-Мурзинское месторождение
3	Месторождения различной формы с неравномерным распределением полезного компонента	Большинство месторождений касситеритово-сульфидной формации, исключая тип оловоносных скарнов. Некоторые месторождения касситеритово-кварцевой формации	Хапчерзинское, Синанчинское, Лифудзинское, Этыкинское, Зун-Ундурское
4	Месторождения, представленные рудными телами небольших размеров, с очень неравномерным распределением полезного компонента	Большинство месторождений касситеритово-кварцевой формации, исключая тип оловоносных грейзенов	Ононское, Чудское, Баджираевское, Ленинское и др.
5	Гнездовые месторождения с крайне неравномерным распределением полезных компонентов	Оловоносные скарны касситеритово-сульфидной формации, оловоносные грейзены касситеритово-кварцевой формации, подавляющее большинство месторождений пегматитовой формации	Питкарантское месторождение, Шерловгорские и Шумиловские грейзены

Станнометрическая съемка может быть применена при изучении коренных оловорудных месторождений всех формаций; некоторые особенности отдельных типов оловорудных месторождений обуславливают применение различных модификаций этого метода, которые будут указаны ниже.

Станнометрическая съемка складывается из: 1) взятия проб рыхлого материала делювия или элювия по заранее заданной сети закопшек или мелких шурфов, 2) нанесения результатов анализов этих проб на крупномасштабный (1 : 1000 — 1 : 5000) план поверхности и 3) составления на основе указанных анализов карты изостаннат, т. е. линий равного содержания касситерита или олова в рыхлых отложениях делювиального или элювиального плаща. Эта карта намечает участки с максимальным содержанием олова в наносах и примерно определяет место расположения выходов на поверхность оловорудных тел.

Пробы рыхлого делювиального материала берутся из неглубоких закопшек, снимающих обычно только растительный слой. Для проверки распределения касситерита по разрезу делювия на намеченном для проведения станнометрической съемки участке рекомендуется пройти несколько (5—10) шурфов, так как в некоторых случаях, особенно на крупных склонах, верхняя часть делювия содержит только очень небольшие количества равномерно распределенного касситерита. Если шурфовка покажет, что в делювии имеется отчетливо выраженный обогащенный касситеритом горизонт, то закопшки оловометрической съемки следует углублять до этого горизонта.

Станнометрические работы, проведенные на склонах Холодного ключа Лифудзинского месторождения, показали, что здесь наиболее богатый касситеритом слой располагается на глубине 0.5—1.0 м от поверхности. Изучение этого слоя позволило установить пункты максимального обогащения делювия касситеритом и вскрыть оловоносные жилы. Ранее проведенная станнометрическая съемка мелкими закопшками установила только ничтожные знаковые содержания касситерита в делювии и обусловила отрицательную оценку перспектив этого участка.

Размер проб рыхлого делювиального материала, взятого из закопшек и поступающего на промывку, должен быть постоянен.

Обычно в пробу берут около 0.01 м³, что соответствует вместимости одного большого лотка. Промывка материала должна быть весьма тщательной и многократной, с постоянным контролем хвостов.

При промывке и взятии проб необходимо внимательно изучить характер встречающихся обломков рудного материала и измененных боковых пород, а также сростки касситерита с жильными минералами, что особенно важно для полевошпатово-кварцевого и сульфидного типа жил, рудные тела которых легко разлагаются и не дают обломков в делювии.

Сеть оловометрических проб располагается следующим образом. В начальной стадии работ первые линии закопшек располагаются, соотносясь с условиями рельефа, поперек общего направления движения делювиального материала. Обычно первые одна-две линии закопшек размещаются параллельно долинам падей и ключей по нижней части склонов. Расстояние между линиями может достигать 100 м, а расстояние между закопшками 25—50 м. Когда участок, где можно ожидать наличия выходов на поверхность оловорудных проявлений, определен, сеть закопшек следует сгустить. Расстояние между линиями уменьшается до 30—50 м, а расстояние между закопшками — до 15—20 м. В отдельных случаях при изучении ореолов рассеяния касситерита, расположенных на пологих склонах, следует рекомендовать расположение закопшек по квадратной сети с расстоянием между ними в 20—25 м.

На крутых склонах делювий непосредственно над выходом оловорудного тела может и не содержать касситерита, что нужно иметь в виду при проведении вскрывающих месторождение канав.

Поскольку при помощи оловометрической съемки можно получить положительные результаты при детальных поисково-разведочных работах на всех типах оловорудных месторождений, успех ее зависит в первую очередь от правильности определения содержания касситерита или олова в пробах.

Определение содержания касситерита или олова в станнометрических пробах может проводиться двумя способами: 1) путем промывки рыхлого материала наносов на лотке, получения шлиха, его минералогического исследования и определения количества касситерита в шлихе и

2) путем спектрографического анализа издробленной пробы рыхлого материала.

Первый способ наиболее прост, и применение его не требует никакого специального оборудования. В случае пегматитовых, касситеритово-кварцевых и большей части касситеритово-сульфидных месторождений применение при оловометрической съемке шлихового метода приводит к положительным результатам. Даже в случае касситеритово-сульфидных месторождений при относительно малых размерах кристаллов касситерита можно получить благоприятные результаты, так как очень часто касситерит образует достаточно крупные сростки, остающиеся в лотке. Единичные кристаллы размером в 0.2 мм также при тщательной промывке будут сохраняться в шлихе. Достаточно напомнить, что при помощи шливовой оловометрии были выявлены касситеритово-сульфидные жилы Лифудзинского и Хрустального месторождений в Приморье, месторождение кварцево-турмалинового отрога на Шерловой горе.

Шливовой метод не применим только для тех касситеритово-сульфидных месторождений, руды которых отличаются крайне тонкой вкрапленностью зерен касситерита. Для этих месторождений оловометрия должна вестись путем спектрографического анализа проб на полевом спектрографе.

Спектрографический анализ оловометрических проб дает достаточно определенные результаты при разведке любых оловорудных месторождений. Пробы для спектроанализа берутся таким же способом, как и для получения шлиха. Материал пробы на месте дробится и путем постепенного квартования сокращается до 100 г, которые и направляются на анализ. Достоинством этого способа является быстрота анализа, позволяющая в одну смену производить до 50—60 определений олова. Положительной стороной метода является также то, что при спектроанализе устраняются неизбежные при промывке шлиха потери некоторого количества касситерита.

Оловометрическая съемка в районе оловоносных свинцово-цинковых месторождений может заменяться плумбиометрией, а на месторождениях олово-вольфрамовых сочетаться с вольфрамометрической съемкой.

б) **Канавные работы.** При положительных результатах станнометрической съемки следует переходить к разведке поверхности месторождений горными выработками. Для оконтуривания рудного поля проводятся магистральные каналы, обычно с интервалами в 200—300 м, а для прослеживания отдельных оловорудных тел — поперечные каналы, которые должны закладываться не реже чем через 20—25 м. Длина их определяется размером и характером станнометрического ореола.

При проходке канав, особенно магистральных, необходимо проводить систематическое лотковое или спектрографическое опробование вскрываемого делювия. Пробы рыхлого материала берутся по всему разрезу делювия, не реже чем через 10 м по длине канавы. Размер проб должен быть таким же, как и при проведении оловометрической съемки. Кроме того, целесообразно эпизодически проводить контрольное опробование нижней приплотиковой части делювия. Систематическое опробование делювия гарантирует от пропуска маломощных оловорудных тел сульфидного или полевошпатово-кварцевого типов, легко разлагающихся на поверхности и часто не дающих крупнообломочного делювиального материала.

Учитывая большую изменчивость формы рудных тел и особенно распределения касситерита, при разведке тонких (до 1 м мощности) оловорудных тел следует проходить продольные каналы, вскрывающие руд-

Пробы рыхлого делювиального материала берутся из неглубоких закопшек, снимающих обычно только растительный слой. Для проверки распределения касситерита по разрезу делювия на намеченном для проведения станнометрической съемки участке рекомендуется пройти несколько (5—10) шурфов, так как в некоторых случаях, особенно на крупных склонах, верхняя часть делювия содержит только очень небольшие количества равномерно распределенного касситерита. Если шурфовка покажет, что в делювии имеется отчетливо выраженный обогащенный касситеритом горизонт, то закопшки оловомерической съемки следует углублять до этого горизонта.

Станнометрические работы, проведенные на склонах Холодного ключа Лифудзинского месторождения, показали, что здесь наиболее богатый касситеритом слой располагается на глубине 0.5—1.0 м от поверхности. Изучение этого слоя позволило установить пункты максимального обогащения делювия касситеритом и вскрыть оловоносные жилы. Ранее проведенная станнометрическая съемка мелкими закопшками установила только ничтожные знаковые содержания касситерита в делювии и обусловила отрицательную оценку перспектив этого участка.

Размер проб рыхлого делювиального материала, взятого из закопшек и поступающего на промывку, должен быть постоянен.

Обычно в пробу берут около 0.01 м³, что соответствует вместимости одного большого лотка. Промывка материала должна быть весьма тщательной и многократной, с постоянным контролем хвостов.

При промывке и взятии проб необходимо внимательно изучить характер встречающихся обломков рудного материала и измененных боковых пород, а также сростки касситерита с жильными минералами, что особенно важно для полевошпатово-кварцевого и сульфидного типа жил, рудные тела которых легко разлагаются и не дают обломков в делювии.

Сеть оловомерических проб располагается следующим образом. В начальной стадии работ первые линии закопшек располагаются, соотносясь с условиями рельефа, поперек общего направления движения делювиального материала. Обычно первые одна-две линии закопшек размещаются параллельно долинам падей и ключей по нижней части склонов. Расстояние между линиями может достигать 100 м, а расстояние между закопшками 25—50 м. Когда участок, где можно ожидать наличия выходов на поверхность оловорудных проявлений, определен, сеть закопшек следует сгустить. Расстояние между линиями уменьшается до 30—50 м, а расстояние между закопшками — до 15—20 м. В отдельных случаях при изучении ореолов рассеяния касситерита, расположенных на пологих склонах, следует рекомендовать расположение закопшек по квадратной сети с расстоянием между ними в 20—25 м.

На крутых склонах делювий непосредственно над выходом оловорудного тела может и не содержать касситерита, что нужно иметь в виду при проведении вскрывающих месторождение канав.

Поскольку при помощи оловомерической съемки можно получить положительные результаты при детальных поисково-разведочных работах на всех типах оловорудных месторождений, успех ее зависит в первую очередь от правильности определения содержания касситерита или олова в пробах.

Определение содержания касситерита или олова в станнометрических пробах может проводиться двумя способами: 1) путем промывки рыхлого материала наносов на лотке, получения шлиха, его минералогического исследования и определения количества касситерита в шлихе и

2) путем спектрографического анализа издробленной пробы рыхлого материала.

Первый способ наиболее прост, и применение его не требует никакого специального оборудования. В случае пегматитовых, касситеритово-кварцевых и большей части касситеритово-сульфидных месторождений применение при оловометрической съемке шлихового метода приводит к положительным результатам. Даже в случае касситеритово-сульфидных месторождений при относительно малых размерах кристаллов касситерита можно получить благоприятные результаты, так как очень часто касситерит образует достаточно крупные сростки, остающиеся в лотке. Единичные кристаллы размером в 0.2 мм также при тщательной промывке будут сохраняться в шлихе. Достаточно напомнить, что при помощи шлиховой оловометрии были выявлены касситеритово-сульфидные жилы Лифудзинского и Хрустального месторождений в Приморье, месторождение кварцево-турмалинового отрога на Шерловой горе.

Шлиховой метод не применим только для тех касситеритово-сульфидных месторождений, руды которых отличаются крайне тонкой вкрапленностью зерен касситерита. Для этих месторождений оловометрия должна вестись путем спектрографического анализа проб на полевом спектрографе.

Спектрографический анализ оловометрических проб дает достаточно определенные результаты при разведке любых оловорудных месторождений. Пробы для спектроанализа берутся таким же способом, как и для получения шлиха. Материал пробы на месте дробится и путем постепенного квартования сокращается до 100 г, которые и направляются на анализ. Достоинством этого способа является быстрота анализа, позволяющая в одну смену производить до 50—60 определений олова. Положительной стороной метода является также то, что при спектроанализе устраняются неизбежные при промывке шлиха потери некоторого количества касситерита.

Оловометрическая съемка в районе оловоносных свинцово-цинковых месторождений может заменяться плюмбиметрией, а на месторождениях олово-вольфрамовых сочетаться с вольфрамометрической съемкой.

б) **Канавные работы.** При положительных результатах станнометрической съемки следует переходить к разведке поверхности месторождений горными выработками. Для оконтуривания рудного поля проводятся магистральные каналы, обычно с интервалами в 200—300 м, а для прослеживания отдельных оловорудных тел — поперечные каналы, которые должны закладываться не реже чем через 20—25 м. Длина их определяется размером и характером станнометрического ореола.

При проходке канав, особенно магистральных, необходимо проводить систематическое лотковое или спектрографическое опробование вскрываемого делювия. Пробы рыхлого материала берутся по всему разрезу делювия, не реже чем через 10 м по длине канавы. Размер проб должен быть таким же, как и при проведении оловометрической съемки. Кроме того, целесообразно эпизодически проводить контрольное опробование нижней приплотиковой части делювия. Систематическое опробование делювия гарантирует от пропуска маломощных оловорудных тел сульфидного или полевошпатово-кварцевого типов, легко разлагающихся на поверхности и часто не дающих крупнообломочного делювиального материала.

Учитывая большую изменчивость формы рудных тел и особенно распределения касситерита, при разведке тонких (до 1 м мощности) оловорудных тел следует проходить продольные каналы, вскрывающие руд-

ные тела по простиранию. Особенно важны эти выработки при прослеживании жил касситеритово-кварцевой формации и отдельных рудных гнезд пегматитовой формации. В некоторых случаях целесообразно вскрывать по простиранию всю пегматитовую дайку, имея в виду, что только таким путем можно выявить в ней оловяносные участки.

Тонкие жилы касситеритово-сульфидной формации также целесообразно вскрывать канавами по простиранию, хотя, в отличие от месторождений первых двух формаций, содержания, полученные на поверхности, нельзя при наличии в руде большого количества сульфидов экстраполировать на глубину. При разведке охристых выходов жил касситеритово-сульфидной формации совершенно необходимо углубляться небольшими (3—5 м глубиной) горными выработками по падению рудного тела для установления мощности последнего, ибо обычно на выходах жил, особенно расположенных на крутых склонах, мощности рудных тел бывают искажены — чаще уменьшены — в результате выщелачивания сульфидов. Одновременно происходит некоторое обогащение оловом этих выходов, главным образом за счет того же выщелачивания сульфидов.

В случае очень тонких прожилков, особенно в штокверках касситеритово-сульфидной формации, может наблюдаться некоторое обогащение касситеритом поверхностных выходов за счет механического осыпания касситерита по трещине. В этих условиях углубка канавы в коренные породы до 0,5—1 м дает обычно уже правильную картину распределения касситерита.

Канавные работы — это основной вид разведочных работ начального периода, когда главной целью являются оконтуривание рудного поля, выявление и прослеживание отдельных рудных тел и рудоносных зон и установление общих размеров и формы отдельных рудных тел и всего месторождения в целом. Так как большинство оловорудных месторождений представлено многочисленными жилами, распределенными на большой площади, канавные работы при разведке месторождений олова играют громадную роль. На отдельных крупных месторождениях объем канавных работ может определяться несколькими десятками тысяч, а иногда даже превышать сто тысяч кубических метров.

Недооценка канавных работ и, в частности, недостаточная углубка их в коренные породы приводят к пропуску крупных рудных тел. Примером может служить Хапчерангинское месторождение, где после 4 лет эксплуатации на поверхности рядом с отработанными жилами были вскрыты новые, не менее богатые рудные тела.

В заключение необходимо кратко остановиться на геофизических методах разведки, которые также находят достаточно широкое применение при изучении оловорудных месторождений.

Весьма положительные результаты дает точная магнитометрия при прослеживании касситеритово-сульфидных месторождений, в которых очень часто основным сульфидом является пирротин. Магнитометрические работы на Эгей-Хайском и Сталинском месторождениях легко проследили продолжение известных рудных тел под большими (свыше 10 м) наносами. Магнитометрические работы на Синанчинском месторождении, где наблюдается приуроченность рудных тел к дайкам порфириров и микродиоритов, облегчили разведку поверхности.

Различные методы электроразведки также могут находить применение в случае изучения касситеритово-сульфидных месторождений. Однако при интерпретации данных электроразведки всегда нужно учитывать сложность структуры оловорудных полей, наличие многочислен-

ных сопряженных рудных и безрудных трещин, часто обводненных, и главным образом малую мощность большинства рудных тел. Здесь следует также упомянуть, что электрокарротаж буровых скважин, пройденных на сульфидных оловорудных телах, может и должен найти широкое применение.

Г. РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ГЛУБИНУ

Горные работы — основной вид подземной разведки оловорудных месторождений. Целью этих работ являются детальное изучение строения и состава рудных тел или отдельных участков их и установление закономерностей распределения оруденения на глубине.

Значение горных работ для отдельных типов оловорудных месторождений было указано выше в разделе «Группировка оловорудных месторождений по условиям разведки»; здесь необходимо подчеркнуть только некоторые особенности их применения при изучении месторождений различных типов.

Для большинства пегматитовых месторождений выявление отдельных оловоносных гнезд трудно осуществить даже очень густой сетью горных работ. Поэтому задачей последних является установление коэффициента рудоносности пегматитов, после чего переходят к организации опытной эксплуатации. При разведке горными работами оловорудных участков в пегматитах следует учитывать, что они часто имеют ленточный характер. Это обстоятельство определяет необходимость более густой сети выработок по падению пегматитовых даек (гезенков, восстающих, шурфов) по сравнению с горизонтальными горными выработками.

Для месторождений касситеритово-кварцевой формации, особенно касситеритово-топазового типа, следует подчеркнуть необходимость проведения значительного количества поперечных горных выработок — квершлагов, орт и рассечек, которые должны иметь своей целью выявление и разведку часто встречающихся «слепых жил, апофиз и сопряженных прожилков.

Многие жильные месторождения касситеритово-сульфидной формации также сопровождаются многочисленными апофизами или сопряженными жилами, для разведки которых обязательна проходка квершлагов и орт.

Разведка глубоких горизонтов ряда коренных оловорудных месторождений может быть осуществлена с помощью проходки буровых, преимущественно колонковых скважин, обычно в сочетании с подземными горными работами.

Среди многих разведчиков распространено мнение, что на оловорудных месторождениях не следует проводить колонкового бурения, что практика буровых работ на Хапчерангинском, Шерловогорском, Ононском, Зун-Ундурском и других месторождениях доказала нецелесообразность их применения, что пробуренные на этих месторождениях скважины не дали достаточно определенных результатов. Неопределенные результаты бурения, повлекшие за собой огульное отрицание целесообразности буровых работ при разведке коренных оловорудных месторождений, обусловлены двумя причинами:

- 1) отсутствием правильных установок в отношении задач буровых работ, перед которыми ставились практически недостижимые цели, и
- 2) наличием технических дефектов в проведении операции бурения, при опробовании и документации скважин.

Совершенно очевидно, что организация систематического разбуривания таких месторождений, как Ононское, Зун-Ундурское и др., была нецелесообразна и что буровые работы не могли дать ожидаемых результатов в силу особенностей морфологии рудных тел. Бурение на этих месторождениях следовало ограничить проходкой нескольких скважин для определения общей возможной глубины промышленного оруденения, а отнюдь не для выявления запасов категории В и тем более А₂.

Сложность морфологии оловорудных месторождений, малая мощность рудных тел, наличие сопряженных прожилков и апофиз, склонность касситерита к избирательному истиранию при частом его расположении в зальбандах жил или по тонким трещинкам — вызывают необходимость особо внимательного отношения к технически правильному проведению операции бурения, опробованию и документации скважин. В практике разведки оловорудных месторождений буровые работы часто сопровождаются нарушением правил их проведения, в результате чего бурение не дает нужных результатов.

Между тем даже на весьма сложных по морфологии и распределению касситерита месторождениях олова могут быть получены надежные результаты бурения при условии строгого соблюдения правильного режима, обеспечивающего достаточно высокий выход керна, тщательное измерение искривления скважин как в вертикальной плоскости, так и азимутально, что вполне может быть осуществлено при помощи инклинометра Полякова, полный сбор шлама и мути, а также использование данных их опробования при выводе средних содержаний.

Оценивая применимость бурения при разведке оловорудных проявлений разных типов, можно сделать следующие выводы. Для оловянных месторождений пегматитовой формации проведение буровых скважин на глубину в подавляющем большинстве случаев нецелесообразно. Только в случае весьма равномерных пегматитов типа Бай-Мурзы имеет смысл бурение для определения нижнего контура пегматитового оруденения, однако и в этом случае бурение должно ограничиваться проходкой 2—3 скважин.

В случае жильных месторождений касситеритово-кварцевой формации бурение следует применять только для определения общего контура рудных тел, не преследуя цели установить среднее содержание на глубине, так как обычно оно весьма неравномерно. Однако, если результаты 3—4 скважин показали резкое уменьшение содержания олова или особенно отсутствие промышленного оруденения, данные бурения следует принимать во внимание при экстраполяции содержания олова на глубину.

При разведке крупных, выдержанных по форме рудных тел касситеритово-сульфидной формации, отличающихся относительно равномерным распределением касситерита, бурением в сочетании с горными работами можно получить запасы категории В. Проведение буровых скважин на касситеритово-сульфидных месторождениях сложной формы должно преследовать цель выяснить общую глубину распространения промышленного оруденения. Поэтому первые скважины, в числе не менее двух-трех, следует закладывать для определения максимальной глубины оруденения.

При разведке штокверковых рудных тел как касситеритово-кварцевой, так и касситеритово-сульфидной формации должно найти широкое применение ударно-механическое бурение скважин большого диаметра.

При проходке ударно-механических скважин на месторождениях олова необходимо очень тщательно проводить чистку скважин, применяя при опробовании поршневою желонку, так как при бурении может происходить некоторое обогащение касситеритом нижней части пробы у забоя.

Если при разведке штокверковых рудных тел применяется колонковое бурение, для получения достоверных результатов необходимо соблюдать следующие два условия:

- 1) рудное тело должно проходиться максимальным технически возможным диаметром, во всяком случае диаметр скважины не должен быть меньше 85 мм;
- 2) необходим полный сбор шлама и мути, данные анализа которых должны учитываться при выводе среднего содержания по скважине.

Д. ОПРОБОВАНИЕ

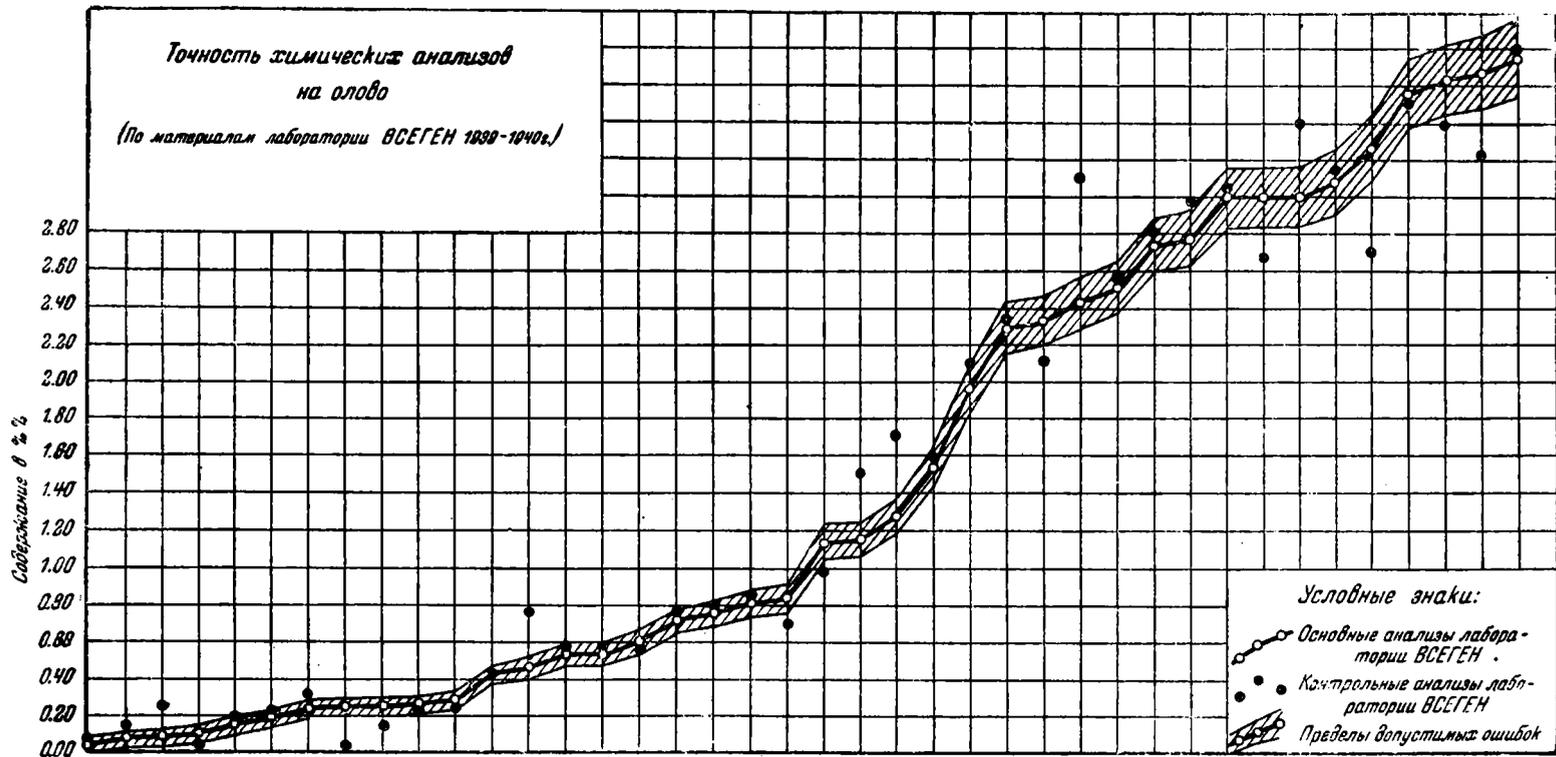
Общие методы опробования оловорудных проявлений не отличаются от способов опробования руд других цветных и редких металлов. Для коренных месторождений олова всех генетических типов и формаций вполне применимо бороздвое опробование. Наиболее часто и успешно применяется стандартный размер борозды — 10×5 см.

Практика разведки месторождений олова показала, что для коротких линз и гнезд пегматитовой формации, а также для большинства неравномерных по распределению олова рудных тел касситеритово-кварцевой формации расстояние между бороздами не должно превышать 1 м. Для касситеритово-сульфидной формации, в большинстве случаев отличающейся более равномерным распределением оруденения, расстояние между бороздами может быть принято равным 2 м. Штокверкообразные рудные тела целесообразно опробовать сплошной бороздой, идущей вкрест простираения основных структурных элементов штокверка. Сплошная борозда должна быть разделена на отдельные секции, длиной в 2 м.

Многочисленные опыты по выработке рационального способа сокращения проб различных оловорудных месторождений показали, что коэффициент k в случае применения формулы Ричарда-Чечета не должен превышать 1. Для месторождения сульфидно-касситеритовой формации сокращение проб может проводиться по еще более простой схеме, применяя формулу Демонда и Гельфердаля с коэффициентом $k = 0.18$ и степенью $d = 2.25$.

Ошибки при химическом анализе проб на олово довольно обычны. Применяющиеся в лабораториях методы определения олова недостаточно разработаны и точность определения содержания олова, особенно при малых его содержаниях в руде, оставляет желать много лучшего. В частности, точность определения олова в подавляющем большинстве лабораторий не удовлетворяет требованиям, предъявляемым инструкцией по подсчету запасов металлических месторождений. Даже анализы Центральной лаборатории ВСЕГЕИ, выполненные высококвалифицированными химиками, показали расхождения в анализе одних и тех же проб более высокие, чем это допускается упомянутой инструкцией. Изложенное хорошо иллюстрируется диаграммой (фиг. 1), составленной В. Г. Соловьевым.

Низкая степень точности химических анализов на олово требует, чтобы при выводе средних содержаний участвовало достаточно большое количество проб; при этом условии случайные ошибки не скажутся



Фиг. 1. Точность химических анализов на олово.

на выводе среднего содержания. С такой точки зрения часто рекомендуемое объединение в одну пробу нескольких борозд (2—3), взятых в смежных забоях, с нашей точки зрения нецелесообразно, не говоря уже о том, что самый процесс объединения требует тщательного выполнения.

Ошибки в оценке практического значения некоторых оловорудных проявлений из-за низкого качества анализов общеизвестны. Во избежание повторения подобных случаев совершенно необходим тщательный контроль работы химлаборатории путем анализа проб оловянных руд в центральных химических лабораториях. Кроме того, необходим текущий контроль путем повторных анализов одной и той же пробы, конечно зашифрованной соответствующим образом.

Е. РАЗВЕДКА ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ

Как уже указывалось, разведка россыпей оловянного камня весьма сходна с разведкой золотоносных россыпей.

Инструкция по подсчету запасов россыпей золота, олова и др. разделяет россыпи по условиям разведки и классификации запасов на три группы.

К первой группе относятся хорошо выдержанные россыпи, продуктивный горизонт которых резко выделяется по литологическому составу и характеризуется равномерным распределением полезного компонента и ровным плотиком. Россыпи подобного типа среди оловянных россыпей Советского Союза пока неизвестны. Из зарубежных месторождений, вероятно, к ним должен быть отнесен ряд дражных полигонов долины Кинга на Малаккском полуострове.

Вторая группа, представленная относительно выдержанными россыпями, продуктивный горизонт которых обычно выделяется на основании опробования, характерен переменным распределением полезного компонента и относительно постоянным соотношением песков к торфам. Зерна оловянного камня обычно мало окатаны, довольно часты его сростки с вмещающими породами. Плотик обычно неровен и отличается значительным уклоном. К этой группе должны быть отнесены россыпи рек Шумиловки, Увалистой в Западном Забайкалье, Заводской и Северо-Восточной падей на Шерловой горе, Ималкинская россыпь и др.

В третью группу, которая объединяет невыдержанные струйчатые россыпи, продуктивный пласт которых характеризуется неотсортированностью материала, малой шириной, частой прерывистостью, неокатанностью зерен касситерита и обилием сростков с жильными минералами, должна быть отнесена большая часть оловянных россыпей элювиального и делювиально-аллювиального характера, развивающихся в долинах небольших ключей и падей. К этой же группе приходится относить россыпи, испорченные старыми работами, как, например, Кызылская и Джеланашская в Восточном Казахстане, которые подвергались в древности разработке «чуждскими» племенами.

Разведка россыпей олова в подавляющем большинстве случаев осуществляется путем проходки шурфов и, реже, буровых скважин. Расстояния между шурфовочными или буровыми линиями и расстояния между шурфами и скважинами в каждой линии определяются в зависимости от группы, к которой относится данная россыпь, и от степени детальности разведки.

Расстояния между линиями, необходимые для отнесения к соответствующим категориям запасов, выражаются следующими цифрами:

Категория запасов	II группа	III группа
A	100 м	50 м
B	200 м	100 м
C ₁	400 м	200 м

Расстояние между шурфами или скважинами вдоль линии не должно превышать для II группы 20 м, а для третьей — 10 м.

Россыпи, разведанные бурением, должны контролироваться шурфовой. Количество шурфов, необходимых для контроля, определяется обычно в 10% числа пройденных скважин.

Буровая разведка россыпей в Малайе, проводимая при помощи бура Банка (Эмпайр), достигает высокой степени точности. По данным А. П. Фредерикс (опробование оловоносных россыпей в Голландской Индии, Mining Magazin, 1941, № 4, 5, 6), разработка драгами глинистых россыпей показала, что подсчитанные на основании буровой разведки запасы участка составляют 98—102% от количества добытого концентрата.

Такая большая точность разведки обусловлена тем, что бурение проводится по очень густой сети скважин, задаваемых по линиям, отстоящим друг от друга на 20 м, при расстоянии между скважинами по линиям в 10 м. Считается, что надежные результаты могут быть получены, если на одну буровую скважину приходится не более 135—200 м² россыпи.

Очень важно требование, чтобы при бурении ни в коем случае не производилось забивания труб. Трубы опускаются только вращением под нагрузкой.

Если породы очень плотные, то разрешается производить впереди башмака обсадных труб (но не более чем на 10 см) разрыхление пород при помощи эмеевика малого диаметра. Башмак обсадных труб всегда должен находиться на 10 см ниже забоя скважины. Только соблюдение этих условий позволяет получить надежные результаты.

Промывка проб всегда ведется с предварительным отмучиванием глинистых частиц и только опытными промывальщиками.

При разведке большой россыпи, оценка которой должна быть получена в короткие сроки, Фредерикс рекомендует разведывать ее не равномерной сетью скважин, а путем тщательной разведки двух-трех участков россыпи и экстраполяции полученных результатов на всю россыпь.

III. ОЦЕНКА ПРОМЫШЛЕННОГО ЗНАЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

При определении промышленной ценности того или иного месторождения олова разведчик-геолог сталкивается с целым комплексом вопросов геологического, экономического и технического характера, краткое рассмотрение которых является задачей данного раздела.

А. КРАТКИЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Ежегодная добыча¹ олова из недр в капиталистических странах за последнее довоенное пятилетие составляла от 149.0 до 211.0 тыс. т; в 1939 г. она равнялась 181.0 тыс. т. Хотя тоннаж мирового производства олова почти в 10 раз меньше тоннажа добычи из недр меди, свинца и цинка, однако в ценностном выражении стоимость мирового производства олова близка к стоимости производства свинца и цинка и только, примерно, в два раза меньше стоимости продукции меди. Таким образом, по своему экономическому значению этот металл в общем не уступает другим цветным металлам.

Мировое производство олова отличается исключительно неравномерным распределением его добычи, что хорошо иллюстрируется следующей таблицей (табл. 2).

Таблица 2

Размещение добычи олова в 1939 г.

Районы и страны	Добыча олова из недр в тыс. тонн	% в итоге
1. Юго-Восточная Азия	122.0	67.5
В том числе:		
Малаккский полуостров	57.0	31.5
Голландская Ост-Индия	32.0	17.5
Таи	17.0	9.5
Китай	11.0	6.0
2. Америка — Боливия	28.0	15.0
3. Африка (Нигерия и Бельгийское Конго)	17.0	9.5
4. Прочие страны	14.0	8.0
Всего	181.0	100.0

Из таблицы видно, что сравнительно небольшая территория Малаккского полуострова и островов Банка, Биллитон и Синкеп (Голландская Индия) дает около 60% мировой продукции олова; в то же время целые континенты, такие, как Северная Америка, не имеют промышленных месторождений олова.² В Европе добывается из недр также не более 2.5—3 тыс. т. Из них 2 тыс. т падают на долю Великобритании,

Финансовый и производственный контроль Великобритании распространялся до войны почти на 75—80% добычи олова из недр, так как почти все оловянные предприятия в Малайе, Таи и Бирме принадлежали английским компаниям и почти все боливийские концентраты переплавлялись в Англии. Контроль осуществляется международным оловянным картелем International Tin Committee, который ежеквартально устанавливает нормы экспорта оловянных концентратов для главных оловопроизводящих районов.

¹ Приводимые здесь данные за последние годы до начала второй мировой войны характерны для оценки месторождений олова в нормальных условиях.

² США в ряде районов проводили интенсивные поисковые и разведочные работы на олово. Журнал Metal Industry, июнь 1939 г., сообщает, что по данным Горного Бюро США на разведку и освоение только оловосодержащих пегматитов Южной Дакоты, начиная с 1884 г., было израсходовано более 7 млн. долл., добыто же олова только 160 тонн.

Цены на олово за последние годы стоят на высоком уровне. Средняя цена одной длинной тонны на Лондонской бирже в 1939 г. была 215—249 фунтов стерлингов. В конце первого квартала 1940 г. она поднялась до 250 фунтов. Интересно отметить, что цены на олово в течение последних 40 лет увеличились почти в 4 раза; по данным Нью-Йоркской биржи, цена одного английского фунта олова в 1897 г. была равна 13.67 цента, а в 1937 г. — 54.33 цента.

Стоимость одной тонны олова по довоенным международным ценам была эквивалентна стоимости 4.35 т меди, 9.5 т свинца, 10 т цинка, 2 т алюминия, 3.5 т сурьмы, 1.25 т никеля, 180 кг вольфрама, 160 кг молибдена, 75 кг серебра и 930 г золота.

Приведенные данные следует учитывать при оценке промышленной значимости оловорудных месторождений, не забывая, понятно, что указанные цены дают возможность капиталистическим предпринимателям получать колоссальные прибыли: дивиденды, выплачиваемые целым рядом малайских оловодобывающих компаний, достигли 50—80% и даже 100%.

Несомненно, что очень важным критерием оценки является также оборонное значение олова. Американский журнал *Metals* в декабрьском номере за 1939 г. отмечал, что в военное время потребность в олове сильно возрастает и что олово кроме производства жести для консервных банок, требующихся для обеспечения питания армии, расходуется на оловянные сплавы, необходимые при производстве танков, грузовиков, пушечных лафетов, пропеллерных валов, двигателей, минных аппаратов, наблюдательной аппаратуры, на дымообразующие вещества и для целого ряда других стратегических целей. В американском журнале *Mining and Metallurgy*, 1939, № 9, в статье «Олово и оборона США» указывается, что только для нужд обороны США должны располагать минимально 50 тыс. длинных тонн олова в год.

На оценку месторождений в серьезной мере влияет также ограниченность мировых запасов олова и их концентрация в немногих районах. Выявленные запасы оловянного сырья в недрах капиталистических стран по данным зарубежной периодической прессы оцениваются в 2—2.5 млн. т. Распределяются они следующим образом (в тыс. тонн металлического олова): Малаккский полуостров 600—1000, Голландская Индия (главным образом острова Банка, Биллитон и Синкеп) — 470, Таи — 65, Британская Индия — 30, Южный Китай — 160, Боливия — 520, Бельгийское Конго — 96, Нигерия — 100, Австралия — 50 и Европа — 30.

В Боливии, Европе и Австралии преимущественное значение в настоящее время имеют коренные месторождения. В Малайе, Голландской Индии, Британской Индии, Бельгийском Конго и Нигерии подавляющее большинство запасов заключено в россыпях. В мировой добыче оловоносные россыпи также играют главную роль: на их долю падает 65—70% общего количества олова, добываемого в капиталистических странах.

Б. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ОЦЕНКИ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ

Переходя к рассмотрению факторов, определяющих промышленную ценность россыпей, приведем следующие указания Мура (*Moog, Tin Mining*, 1928): 1) россыпь с содержанием в 600 г/м³ касситерита при разработке выгоднее жильных месторождений с содержанием в 20—30 раз более высоким и 2) россыпь в отличие от жильных месторождений легко, быстро и относительно точно может быть развездана.

Хозяйственный риск при освоении россыпей много ниже, чем при освоении коренных месторождений. Любое, даже очень маленькое россыпное месторождение касситерита может быть отработано. Освоение небольших месторождений обычно не требует почти никаких капиталовложений. Затраты на освоение крупных промышленных россыпных месторождений несравненно ниже, чем аналогичных по запасам коренных месторождений.

Запасы олова в промышленных россыпных месторождениях колеблются в весьма широких пределах. Встречаются месторождения с запасами в несколько тонн олова, наряду с запасами, выражающимися тысячами тонн.

Россыпи оловянного камня, в зависимости от их размеров, характера залегания и условий водоснабжения будущего прииска, могут разрабатываться при помощи драг, экскаваторов, гидромеханическим или гидравлическим методами и, наконец, при глубоком залегании песков — подземными горными работами.

Подробные данные о наиболее распространенных способах разработки россыпных месторождений олова имеются по Малайе. В журнале *Chemical Engineering a. Mining Review* (март 1940 г.) опубликована статья Фермора (Fermor) о результатах обследования добычи олова в Малайе. Фермор указывает, что в конце 1938 г. в Малайе было 762 действующих оловянных предприятия. В 1937 г. из общей добычи оловянных концентратов в 106.2 тыс. т было получено:

1. Дrajными работами	48.1%
2. Гидромеханическим способом при помощи песковых насосов	38.2%
3. Гидравлическим способом	4.3%
4. Открытыми разработками	5.6%
5. Из коренных месторождений подземным способом.	3.8%

В Голландской Индии бóльшая часть концентрата добывается дражным способом. Роль дражных работ в последние годы увеличилась в связи с вовлечением в эксплуатацию относительно бедных, но обширных россыпей в Малайе, Голландской Индии, Таи и Австралии. В Малайе в 1915 г. работало только 15, в 1925 г. — 40, а в 1938 г. — уже свыше 100 драг. Годовая производительность современных черпачковых драг достигает 3 млн. м³ песков в год. Глубина черпания до 40 м. Малайские россыпи обычно имеют мощность песков в пределах 6—20 м. Большие капиталовложения в современную мощную драгу требуют для ее строительства не менее десятилетнего амортизационного срока. Поэтому размеры дражных участков, разрабатываемых заграничными компаниями, довольно значительны и колеблются в пределах от 40 до 800 га. Содержание олова в россыпях, пригодных для драг, по данным малайских компаний, в настоящее время снизилось до 150 г касситерита на 1 м³ или около 0.005 % олова; содержание в 400 г считается хорошим и дает очень большие прибыли. Для иллюстрации приводим таблицу, характеризующую размеры и запасы дражных площадей, находящихся во владении некоторых малайских оловодобывающих компаний (табл. 3).

В ряде случаев при малых размерах дражных участков находят применение и драги малого размера — типа «Гном» и «Лилипут».

Участки, пригодные для дражных работ, наиболее часто встречаются среди россыпей аллювиального характера. Весьма удобны дражные участки, находящиеся в болотистых местах или там, где уровень грунтовых вод находится близко от поверхности. Россыпи, залегающие в руслах крупных рек, обычно также разрабатываются драгами.

Таблица

Характеристика дренажных площадей некоторых малайских компаний

Название компании	Неотработанная площадь россыпи, га	Мощность россыпи, м	Запасы касситерита, т	Содержание касситерита, г/м ³ горной массы	Количество драг, шт.	Выпуск 72 ⁹ / ₁₀ конц. в 1937 г., т
Ампат Тин Дреджинг . . .	600	—	18750	240—300	5	723
Ланджунг Тин Дреджинг . .	330	19	9500	153	2	1200
Малайан Тин Дреджинг . . .	370	15	—	300—350	6	2425
Ларут Тин Фильдс	400	8	8500	270	5	1347
Крамат Тин Дреджинг . . .	140	20	8250	300	1	1200

При оценке дражных полигонов особенное внимание должно быть обращено на характер плотика. Очень неровный плотик с большим количеством карманов и крупных валунов делает участок непригодным для дражных разработок. Важнейшим условием для дражных работ является возможность обеспечить драгу необходимым количеством воды. При отсутствии естественного водоема для драги, если порода плотика достаточно водонепроницаема, прибегают к созданию искусственного пруда.

Благодаря простоте и относительной дешевизне оборудования широкое применение при разработке оловянных россыпей нашел гидромеханический способ их отработки. Гидравлический способ применяется в тех случаях, когда для размыва россыпи можно получить напорную воду, не прибегая к насосам, а для подачи песков на промывку не приходится прибегать к землесосам. Наиболее удобными для разработки естественными гидравликами оказываются террасовые и увальные россыпи.

При решении вопроса о возможности отработки россыпи гидромеханическим путем и, следовательно, для определения промышленной ценности россыпи, особенно когда по содержанию она не пригодна для мускульных или экскаваторных работ, необходимо иметь данные о количестве воды в районе месторождения, уклоне плотика и месте возможного расположения отвальных хвостов.

Количество воды, потребное для гидравлических и гидромеханических работ, составляет 10—20 м³ на 1 м³ добываемой и промываемой породы. При гидромеханических работах совершенно необходимо знание гранулометрического состава россыпи. Разработка россыпи с помощью землесоса может оказаться невозможной при наличии в составе ее 10—15% валунов диаметром более 10 см.

Содержание олова на участках, пригодных для гидромеханических работ, приближается к содержанию его в дражных полигонах. В силу значительно меньших капиталовложений гидромеханическим и особенно гидравлическим способом могут обрабатываться относительно небольшие месторождения. Широкое применение гидромеханический способ разработки имеет в Малайе, где в 1939 г. находились в работе 700 землесосов и 1350 мониторов. Содержание касситерита в месторождениях Малайи, разрабатываемых гидромеханическим способом, колеблется в пределах 330—1500 г на 1 м³ горной массы. Некоторые крупные компании ежегодно таким способом перерабатывали 800—1500 тыс. м³ горной массы. Мощность песков варьирует в пределах 8—20 м.

При недостатке воды или при невозможности ее подать к месту добычи песков, а также, когда все богатство россыпи заключается только в пласте песков, а вышележащие рыхлые отложения (торфа) не оловоносны, применяются, в зависимости от размера россыпи, экскаваторные или мускульные работы. В этом случае необходимо учитывать соотношение торфов к пескам: обычно доступны для отработки этими способами россыпи с соотношением торфов к пескам до 3—5 : 1. Большое преимущество экскаваторных и мускульных работ по сравнению с дражным и гидромеханическим способами состоит в возможности раздельной добычи наиболее обогащенной части россыпи, т. е. пласта.

Экскаваторные работы широко распространены в Нигерии, где в промывку поступают очень богатые пески с содержанием касситерита 2—5 кг на 1 м³. Очевидно, что экскаваторные и мускульные работы требуют от россыпи более высокого содержания касситерита. Очевидно также, что эти работы могут успешно развиваться только на сухих или предварительно осушенных россыпях.

В случае глубоких погребенных россыпей при значительной мощности покрывающих безрудных пород и малой мощности песков применяется подземный способ их разработки. При мощности песков 1.5—2 м и при большом соотношении торфов к пескам подземный способ отработки обычно оказывается более рентабельным, чем открытые экскаваторные или мускульные работы.

Вне зависимости от способа разработки весьма важным фактором при оценке россыпи являются технологические свойства песков, в первую очередь размеры зерен касситерита и степень глинистости материала. При очень глинистых песках и мелком касситерите потери при промывке песков, иногда безвозвратные, достигают 50—60%, что сильно снижает качество даже богатой россыпи. Поэтому для любого россыпного месторождения олова кроме размеров россыпи, мощности песков и торфов, содержания олова, валунчатости и характера плотика необходимо знать степень глинистости — промывистость песков. Указанным свойством песков определяется не только устройство применяемых для промывки приборов, но и количество воды, необходимое для нормальной работы прииска.

Большим преимуществом оловянных концентратов россыпных месторождений является их высокое качество. Оловоплавильные заводы компании Стрейтс Трейдинг и Истерн Смелтинг в Малайе приобретали оловянные концентраты, содержащие 72% металла или 92—95% касситерита. Концентраты из россыпей Малайи и Голландской Индии обычно содержат более 72%, иногда даже до 75% олова.

Концентраты оловянных россыпей в подавляющем большинстве случаев лишены также вредных примесей, каковыми являются медь, свинец, сурьма, мышьяк, висмут, кобальт и сера. За наличие этих примесей свыше определенных пределов за границей при покупке концентратов металлургическими заводами взимается пеня, так как удаление их требует обжига или обработки концентратов кислотами перед плавкой.

Спутниками касситерита в россыпях, кроме легких минералов, чаще всего являются магнетит, ильменит, рутил, гранат, циркон, вольфрамит, шеелит, иногда танталониобаты (Бельгийское Конго, Австралия). В случае высокой концентрации в россыпи таких минералов как вольфрамит, колумбит, шеелит и золото ценность россыпи значительно повышается. Перечисленные спутники при промывке попадают в черновой концентрат.

Удаление большинства тяжелых минералов из оловянных концентратов производится электромагнитной сепарацией. Шеелит, который не электромагнитен, может быть удален с помощью электростатической сепарации и флотации.

При оценке россыпных месторождений олова приходится подробно и внимательно рассматривать все перечисленные факторы, недоучет которых может привести к крупным ошибкам в определении промышленной ценности отдельных месторождений.

В. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ОЦЕНКИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Разведка коренных оловорудных месторождений, в отличие от россыпей касситерита, как правило, не приводит к достаточно точному установлению размеров месторождения, особенно его протяженности по падению. Хозяйственный риск при освоении оловорудных месторождений, в связи с необходимостью производить относительно крупные капиталовложения в строительство рудников, обогатительных фабрик и энергетического хозяйства, несравненно выше, чем при освоении россыпных месторождений олова. Поэтому оценка коренных оловянных месторождений, слагающаяся из комплекса геологических, экономических и технических вопросов, должна производиться особенно тщательно. Роль геологического прогноза при оценке оловорудных месторождений весьма значительна, особенно в связи с отмеченными уже трудностями их разведки на глубину.

Общее представление о размерах и форме рудных тел оловянных месторождений различных генетических типов дано выше, при описании морфологических особенностей оловорудных проявлений. Здесь остается привести ряд данных о промышленных и эксплуатируемых месторождениях.

Промышленные оловорудные месторождения, как правило, представлены группами рудных тел различных размеров. Так, например, в Хапчерангинском месторождении из общего количества 25 жил свыше 10 имеют промышленное значение; в Ононском месторождении из 200 жил разрабатывалось свыше 30; в месторождениях районов Кэмборн и Редрут в Корнуолле общая протяженность жил достигает 250 км, причем в каждом сечении рудоносной полосы шириною в 4.5 км насчитывается от 20 до 29 промышленных жил; в месторождении Потози в Боливии разрабатывалось свыше 20 жил. Таким образом, при оценке оловорудных месторождений, особенно если они находятся в начальной стадии изучения, всегда нужно иметь в виду, что количество рудных тел в пределах оловоносной площади обычно бывает значительным.

Необходимо также учитывать, что иногда в пределах одного месторождения имеют развитие рудные тела разных форм. Наиболее часто сочетание оловоносных жил со штокверками или минерализованными зонами дробления, или даже трубообразными залежами. Примерами могут служить Хапчерангинское, Бургавлийское, Шерловогорское месторождения в СССР, месторождения Альтенберг в Рудных горах и Маунт Бишоф в Австралии.

Достаточно яркое представление о масштабах и характере отдельных месторождений дает объем горных работ на рудниках.

На руднике Клаппа (остров Биллитон, Голландская Индия), где ежегодно из линз касситеритово-сульфидной руды добывается около 3000 т олова, общая длина горных выработок достигает 60 км. На крупнейшем в мире оловянном руднике Лалагуа (Боливия), давшем в 1929 г. 21 тыс. т

олова, ежегодно проходится 21—25 км подземных подготовительных и разведочных выработок. На этом руднике в 1929 г. было добыто 986 тыс. т руды. Но все же большинство рудников на оловянных месторождениях являются относительно мелкими предприятиями с годовой производительностью в 10—20 тыс. т руды. Например, на руднике Эйберфойл в Тасмании за период с 1933 по 1938 г. было добыто и переработано на фабрике всего только 105 тыс. т руды. Размеры подготовленных запасов здесь равны, примерно, 50 тыс. т руды, а общие запасы определяются цифрой 140—150 тыс. т.

Для оловянных рудников типично развитие густой сети горных выработок, так как обычно на 1 пог. м выработок приходится сравнительно небольшой запас подготовленной руды, что обусловлено малой мощностью рудных тел: мощность промышленных жил обычно колеблется от 0.2 до 1 м.

Следует иметь в виду, что очень тонкие, но богатые оловом жилы могут быть вполне промышленными. Достаточно отметить, что прожилок касситерита мощностью около 5 мм обеспечивает однопроцентным содержанием олова добытую горную массу даже при ширине выемочного пространства в 1 м. При соответствующей сортировке или при специальных системах разработки содержание в руде, поступающей на обогатительную фабрику, будет в несколько раз выше.

В табл. 4 приведены данные о размерах некоторых заграничных месторождений олова.

При оценке оловорудных месторождений наиболее сложен вопрос о протяженности промышленного оруденения по падению. При отсутствии данных разведки глубоких горизонтов в большинстве случаев можно применять обычный принцип подсчета запасов на глубину, т. е. считать, что выявленные разведкой качества первичных руд сохраняются по падению на протяжении, равном половине длины промышленной части рудного тела (по правилу Гувера). Однако в ряде случаев с углублением рудников наблюдается сравнительно быстрое снижение содержания олова. В сущности для оловорудных месторождений известны только два примера, где промышленное оловянное оруденение сохраняется на 600—800 м вниз по падению (месторождения Потози и Оруро в Боливии). Поэтому при экстраполяции данных верхних горизонтов месторождения на глубину необходимо очень тщательно взвешивать геологическую обстановку и генетический тип рудопроявлений.

Промышленное содержание олова в рудах для разных месторождений и различных условий эксплуатации колеблется в широких пределах. Отдельные месторождения штокверкового характера разрабатываются при очень низких содержаниях, 0.2—0.3% олова в руде, а такое месторождение, как Блю Тайер, даже при содержании 0.14%. Однако в последнем случае добыча, несмотря на исключительно благоприятные горнотехнические условия разработки, ведется не систематически и зависит от конъюнктуры рынка олова. Большинство жильных месторождений разрабатывается при содержании 0.5—3.0% олова в руде.

За последние годы наблюдается непрерывное снижение среднего содержания олова в перерабатываемых на обогатительных фабриках рудах. Примером могут служить боливийские месторождения: компания Патиньо, разрабатывающая месторождение Лалагуа, в первый период своей деятельности добывала руды с содержанием 30% олова, позднее — 9%, а в настоящее время руды поступают на обогатительную фабрику с содержанием 2% олова, и вся «старая закладка» сейчас вновь является объектом добычи. На месторождении Потози за послед-

Характеристика некоторых зарубежных оловорудных месторождений

Таблица 4

№ пп.	Наименование месторождений	Генетический тип	Форма рудных жил	Длина по простиранию для жил, площадь для штольневых и труб	Максимальная протяженность промышленного оруденения по падению, м	Средняя мощность рудных тел, м	Содержание олова в добываемой руде, %	Добыто за время эксплуатации, тыс. т	Запасы олова в недрах, тыс. т	Примечание
1	Блю Тайер, Австралия	Пегматитовый	Шток-верк	Нет данных		—	0.14	5.4	Нет данных	Среднее содержание 1.26
2	Альтенберг, Рудные горы	Оловоносные грейзены	Шток-верк	0.4×0.5 км ²	230	—	0.3	130.0	—	
3	Эльсмор-Тингха, Австралия	Полевошпатово-кварцевый	Жилы	50 м в среднем	Быстро выклиниваются	0.26	Более 5	—	—	
4	Маунт Бишоф, Австралия	Грейзенизир. кварцевый порфир	Дайка	70 м	80	20	0.25	—	—	
5	» »	Оловоносный скарн	Труба	300 × 200 м ²	Нет данных	—	0.75	54.0	—	
6	» »	Кварцевый	Жилы	350	115	0.3—1.5	3.0	—	—	
7	Паханг, Малайя	Кварцевый	Жилы	300 — 600 м ²	360	0.3—0.6	1—1.5	—	—	
8	Лалагуа, Боливия	Турмалиново-сульфидный	Жилы	700—1300 м	—	0.2—0.7	3.3	350.0	106.0	
9	Кэмборн и Редрут, Корнуолл	Хлоритово-сульфидный	Жилы	до 11 км	400	0.3—2.0	0.7—0.8	750.0	3.0	
10	Беатрис-Майн, Малайя	Хлоритово-сульфидный	Труба	30 × 5 м ²	120	—	5.0	8.7	—	
11	Торрингтон, Австралия	Хлоритово-сульфидный	Жилы	600 м	Нет данных	0.6	3.0	—	—	
12	Потови и Оруро, Боливия	Галенитово-сфалеритовый	Жилы	1000 м	800—600	0.1—0.3	1.4—2.3	—	86.0	

ние годы содержание олова в добываемых рудах уменьшилось с 3 до 1.5%. На всех рудниках Боливии, находящихся в тяжелых экономических условиях, на высоте 3500—4000 м над уровнем моря, содержание с углублением рудников уменьшается и в настоящее время составляет в среднем 1.5—2.5%. Одновременно наблюдается и ухудшение технологических свойств этих руд.

Установление технологических свойств руд является одной из основных задач оценки оловорудных месторождений. Ряд месторождений остается непромышленным из-за невозможности извлекать в заводском масштабе из руды оловянные концентраты, несмотря на сравнительно высокое содержание в них олова. Примером являются Смирновское олово-полиметаллическое месторождение в Забайкалье, скарновое Мукуланское на Северном Кавказе и олово-полиметаллическое месторождение Конрад в Австралии.

Руды всех коренных месторождений олова подвергаются переработке на обогатительных фабриках с целью извлечения оловянных концентратов. Оловянные концентраты должны содержать не менее 40—50% олова. Расходы по плавке концентратов, в расчете на одну тонну чистого металла, резко возрастают с уменьшением содержания олова в концентрате. При плавке 60% концентратов они, по данным Mining Journal (№ 5324, 1937), составляют 15 фунтов стерлингов, при 50% — 25 ф. ст., 33% — 44 ф. ст., 20% — 70 ф. ст.

По многообразию минерального состава, текстур и структур наиболее сложными в технологическом отношении являются руды месторождений касситеритово-сульфидной формации. При переработке касситеритово-сульфидных руд приходится, кроме того, учитывать возможность наличия в них станнина, из которого олово не извлекается. Правда, обычно даже в касситеритово-сульфидных месторождениях количество олова в станнине незначительно и, как правило, не достигает $\frac{1}{10}$ его общего содержания в руде. Однако все же известны руды с большим содержанием «станнинового» олова: Спектральная на Хапчерагинском месторождении, жила Конрад в Австралии.

Основным фактором, определяющим успешность извлечения касситерита из руды, является размер его вкрапленности. Если большая часть зерен касситерита по своим размерам превышает 100—200 микронов, то удается обычно получить из руды селективный оловянный концентрат при удовлетворительном (60—70%) извлечении. При преобладании более тонкой вкрапленности извлечение касситерита обычными методами может оказаться невозможным. Поэтому промышленной оценке месторождений с тонкой вкрапленностью касситерита должно обязательно предшествовать проведение технологических испытаний руд. При отсутствии положительных результатов таких испытаний месторождения олова с тонкой вкрапленностью касситерита не могут признаваться промышленными.

Примеры получения оловянных или комплексных оловянно-свинцовых концентратов из очень тонко вкрапленных руд хотя и немногочисленны, но все же известны. Так, обогатительная фабрика Сулливан в Канаде выпускает селективные 65% оловянные концентраты за счет переработки полиметаллической руды, содержащей 0.065% касситерита, зерна которого имеют размеры 50—70 микронов. Хотя для извлечения олова здесь было сконструировано специальное оборудование, все же в оловянный концентрат переходит только 45% олова, содержавшегося в руде. Из руды Синанчинского месторождения, где наблюдается тесная связь очень тонкозернистого касситерита с галенитом, удается при обогащении получать комплексный оловянно-свинцовый концентрат.

Руды месторождений пегматитовой и касситеритово-кварцевой формации обычно обогащаются много лучше руд месторождений касситеритово-сульфидной формации. Их минеральный состав гораздо проще, разница в удельных весах между касситеритом и жильными минералами значительна, вкрапленность касситерита обычно много грубее — размер зерен касситерита почти всегда превышает 0.5—1 мм. Такой характер руды позволяет проводить ее обогащение на относительно простых фабриках, используя только методы гравитационного обогащения на столах или отсадочных машинах. Флотация, в отличие от руд месторождений касситеритово-сульфидной формации, почти не применяется. Таким образом, при оценке промышленного значения месторождений пегматитовой и касситеритово-кварцевой формации возможность обогащения руды и примерная технологическая схема могут быть определены по аналогии с рудами других месторождений.

Что касается определения горнотехнических условий эксплуатации оловорудных месторождений, выявления экономики района, возможности обеспечения будущего предприятия водой для технических и бытовых целей, электроэнергией и т. п., то эти вопросы являются составными элементами оценки промышленного значения любых месторождений и не требуют в данном случае специального рассмотрения. Может быть нелишне только подчеркнуть, что наличие или отсутствие воды в районе является одним из важнейших факторов оценки оловорудных месторождений, имея в виду, что для обогащения одной тонны оловянной руды расходуется не менее 1—2 м³ воды.

Г. ОЦЕНКА ОЛОВОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Характеристика морфологических особенностей различных генетических типов оловорудных месторождений дана выше. Здесь необходимо будет напомнить такие особенности их, которые определяют оценку месторождений олова, особенно при экстраполяции выявленных разведкой данных о содержании и форме рудных тел на глубину.

Для месторождений пегматитовой формации можно привести много примеров, когда мощные рудные тела, прослеженные с поверхности на многие сотни метров, непропорционально быстро выклиниваются с глубиной. Так, например, на Нижне-Еловском месторождении (Забайкалье) основное рудное тело, жила № 2, имеющее несколько сотен метров по простиранию при мощности 3—5 м, совершенно отчетливо начало выклиниваться уже на глубине 35—40 м. Иначе говоря, форма рудной дайки оказалась близкой к полого склоняющемуся уплощенному трубчатому телу. Нередко на глубине наблюдаются также резкие изменения угла падения, обусловленные переходом рудного тела из одной системы трещин в другую; подобные стулообразные перегибы обычно также сопровождаются серьезными изменениями мощности. Оловоносные пегматиты играют крайне скромную роль в добыче олова из коренных месторождений. Причины этого кроются в исключительно низком среднем содержании олова. Благоприятные горнотехнические условия нередко позволяют снижать минимальное промышленное содержание до 0.10—0.20% касситерита, однако даже это содержание, при пересчете на всю массу пегматита, встречается весьма редко, и обычно сплошная выемка руд не рентабельна. Таким образом, при оценке месторождений должна быть выяснена возможность проведения выборочной отработки отдельных обогащенных блоков, которые обычно распределяются в рудных

телах без четкой закономерности и, кроме того, имеют, как правило, гораздо меньшие размеры, чем разделяющие их безрудные участки. Задачей разведки и оценки должно быть получение коэффициента насыщенности пегматитовой массы качественными рудами, т. е. отношения промышленных руд ко всей массе пегматитового тела. Положительные результаты подобного подсчета в совокупности с благоприятными геологическими предпосылками позволяют приступить к опытной эксплуатации месторождения. Задачей последней в начальный период является, главным образом, проверка установленного коэффициента рудоносности. Только при положительных данных опытной эксплуатации можно говорить о крупном капиталовложении на разведку и промышленное строительство.

Все это вместе взятое показывает, что оловоносные пегматиты должны считаться наименее благонадежными месторождениями олова. Общая неблагоприятная оценка оловоносных пегматитов несколько смягчается лишь тем, что они иногда содержат наряду с касситеритом также другие промышленно-ценные минералы: тантал-колумбит, сподумен, литиевые слюды, присутствие которых резко повышает ценность описываемых рудных проявлений.

Касситеритово-кварцевая формация по сравнению с формацией оловоносных пегматитов вырисовывается в гораздо более благоприятном свете.

Из числа месторождений касситеритово-кварцевой формации следует в первую очередь остановиться на оловоносных грейзенах, которые при штокверковой форме рудных тел нередко имеют крупное промышленное значение.

Среди рудных проявлений грейзенового типа наибольшего внимания заслуживают, несомненно, штокверки. В отличие от изолированных грейзеновых зон, которые, как правило, характеризуются весьма непостоянным оруденением и быстро выклиниваются по простираанию и падению, грейзеновые штокверки часто заключают крупные запасы руд и принадлежат к категории сравнительно благоприятных рудных тел. При определении их запасов следует лишь иметь в виду, что размеры штокверков этого типа в горизонтальном сечении часто бывают непропорционально велики по сравнению с протяженностью промышленного оруденения на глубину. Это обусловлено тем, что наибольшее развитие процессов грейзенизации происходит в эндоконтактных зонах небольших гранитных интрузивов, являющихся своеобразными камерами накопления легколетучих компонентов. Иллюстрацию подобного развития грейзенизации дает нам штокверк Альтенберга, в котором уже на глубине 200 м оруденение почти исчезло одновременно с переходом грейзена в гораздо менее интенсивно измененный гранит.

В отношении распределения касситерита крупные штокверки могут рассматриваться как достаточно выдержанные рудные тела, так как, несмотря на присутствие многочисленных мелких обогащенных гнезд, соответствующих участкам сгущения рудных прожилков и зон интенсивно оруденелого грейзена, среднее содержание олова по блокам обычно более или менее постоянно. Для промышленных месторождений этого типа оно колеблется в пределах 0.2—0.4%.

В заключение следует подчеркнуть, что руды месторождений грейзенового типа в ряде случаев носят комплексный характер. В них часто присутствуют наряду с касситеритом вольфрамит и несколько реже молибденит и минералы висмута. Это обстоятельство, естественно, отражается и на интерпретации данных опробования с поверхности.

Опробование с поверхности дает достаточно надежные результаты в отношении касситерита, но в отношении содержания молибдена, вольфрама и висмута приходится учитывать, что на поверхности, в связи с окислением и выщелачиванием, оно нередко несколько занижено по сравнению с содержанием в первичных рудах.

Жильные тела касситеритово-топазового типа в большинстве случаев не постоянны как по простиранию, так и по падению, будучи приурочены к слабо выдержанным трещинам разрыва. Поэтому отдельные жилы обычно характеризуются весьма скромными запасами руд и принадлежат чаще к категории сравнительно мало благонадежных рудных тел. Перспективы этих месторождений более благоприятны в тех случаях, когда имеются не разобщенные жилы, а жильные свиты, т. е. серии сближенных жильных тел, сменяющих друг друга по простиранию и по падению и часто соединяющихся рядом ответвлений. Перспективная оценка жильных свит не должна сводиться к простому суммированию запасов отдельных рудных тел, обнаруженных в процессе разведки. Более того, даже вероятная протяженность по падению наиболее крупного жильного тела не ограничивает собой нижнего горизонта распространения оруденения. Существование на глубине слепых тел, сменяющих по падению жилы, выходящие на поверхность, столь вероятно, что при перспективной оценке масштаба месторождения можно базироваться на размерах не отдельных рудных тел, а всей жильной зоны в целом. При оценке в каждом отдельном случае необходимо детально рассмотреть особенности геологической структуры месторождения, учитывая, в частности, что для этих месторождений, также как и для грейзенов, характерно появление обогащенных рудных участков, расположенных в эндоконтактовых частях небольших интрузий непосредственно под кровлей вмещающих пород, особенно, если они представлены трудно проницаемыми для рудоносных растворов сланцами.

По среднему содержанию олова кварцево-топазовые руды обычно относятся к категории довольно богатых. Распределение касситерита не равномерное: практически почти всегда наблюдаются местные его скопления, прихотливо распределенные в жильных телах. Поэтому определение промышленной ценности как отдельных жил, так и жильных свит по немногочисленным пересечениям рискованно и может привести к совершенно ложным выводам. При достаточно полной разведке поверхности среднее содержание олова по отдельным рудным телам можно довольно уверенно распространять на глубину, так как при небольших глубинах подсчета первичная зональность большой роли не играет. Общие изменения минерализации приходится серьезно учитывать лишь при перспективной оценке жильных свит, когда подсчет охватывает более значительный интервал по падению. Введение поправочного коэффициента на ослабление интенсивности оруденения с глубиной является в этих условиях обязательным.

Суммарные запасы касситеритово-топазовых месторождений жильного типа чаще выражаются цифрами порядка сотен, реже первых тысяч тонн металла, но эти запасы обычно заключены, как указывалось, в рудах довольно высокого качества.

Месторождения касситеритово-полевошпатового типа по сравнению с рудными проявлениями предыдущего типа имеют более ограниченное распространение. Они представлены либо своеобразными трубами, протяженность которых по падению во много раз превосходит размеры в горизонтальном сечении, либо типичными трещинными жилами заполнения.

Трубчатые тела встречаются весьма редко и серьезного промышленного интереса не представляют. Оловоносные кварцево-полевошпатовые жилы также сравнительно редко достигают значительной длины по простиранию, будучи чаще приурочены, как и кварцево-топазовые жилы, к непостоянным трещинам разрыва. Однако даже в тех случаях, когда они выдержаны по простиранию, к оценке их вероятной протяженности на глубину следует подходить весьма осторожно, так как нередко они непропорционально быстро выклиниваются по падению, вырисовываясь в виде вытянутых по простиранию линзовидных тел.

Распределение касситерита не равномерное, и нередко оруденение имеет ярко выраженный гнездовый характер. Обогащенные блоки, представляющие собой почти мономинеральные обособления касситерита, иногда имеют форму узких, длинных полос, протягивающихся на значительное расстояние по простиранию и относительно быстро выклинивающихся по падению. Среднее содержание касситерита в промышленных рудах часто высокое, измеряемое иногда несколькими процентами. Это обстоятельство, наряду с простым минералогическим составом рудной массы, делает эти месторождения в промышленном отношении весьма интересными.

Месторождения касситеритово-кварцевого типа являются наиболее распространенными представителями оловянного оруденения, и многие из них имеют крупное промышленное значение. По добыче олова из коренных руд они уступают лишь касситеритово-сульфидным месторождениям.

Оценка этих месторождений не может быть дана в виде общих положений, приложимых ко всем представителям касситеритово-кварцевого типа, так как он объединяет рудные проявления хотя и близкие по минерализации, но во многом отличные по геологическим структурам рудных полей.

Месторождения, рудовмещающие трещины которых относятся к трещинам разрыва, наименее благонадежны в отношении протяженности рудных тел на глубину, и к ним часто вполне приложимо то, что было ранее сказано о рудных проявлениях касситеритово-топазового типа.

Особенно неблагоприятны многочисленные, но изолированные жилы, которые по горнотехническим условиям могут быть отработаны только раздельно. В этих случаях определение вероятного масштаба оруденения сводится к суммированию запасов отдельных рудных тел, максимальная же глубина подсчета по всему месторождению ограничивается предполагаемой протяженностью по падению наиболее выдержанных жил, так как открытие на глубине слепых жильных тел практически мало вероятно. Подсчет запасов отдельных жил вследствие их небольшой протяженности (первые сотни метров) вполне может быть произведен полотном на половину длины (для категории $C_1 + C_2$).

В отношении степени насыщенности касситеритом промышленные руды этих месторождений нередко принадлежат к категории довольно богатых. Иногда они содержат значительное количество вольфрамита и шеелита и носят комплексный характер. Распределение касситерита не равномерное, но гнездовой тип оруденения наблюдается лишь в виде исключения. По падению на небольших интервалах содержание касситерита обычно также не претерпевает существенных изменений. Таким образом, данные опробования рудных тел с поверхности могут быть с успехом распространены на глубину.

В том случае, когда жилы тесно сближены и месторождение может рассматриваться как штокверк или как четко выраженная жильная зона, перспективы более благоприятны. Непостоянство отдельных рудовмещающих трещин теряет свое значение, поскольку ценность месторождения определяется не размерами отдельных рудных прожилков и содержанием в них касситерита, а размером всего штокверка или жильной зоны в целом и средним содержанием олова на всю массу руды. При перспективной оценке жильных зон можно базироваться на глубине промышленного оруденения, которая значительно превышает размеры по простиранию отдельных жил. В этих случаях среднее содержание касситерита с глубиной обычно изменяется постепенно, без резких скачков, и смежные горизонты чаще характеризуются рудами примерно одинакового качества.

Месторождения, рудовмещающие трещины которых представлены трещинами скальвания, достаточно благонадежны с точки зрения общих размеров рудных тел. Оловоносные жилы, приуроченные к трещинам скальвания, нередко достигают 600—800 (и более) м длины, обладая на этом интервале более или менее постоянной мощностью. По падению они также являются довольно выдержанными, прослеживаясь без существенных изменений мощности иногда на сотни метров.

Распределение касситерита в рудных телах в общем более или менее равномерное, хотя это и не исключает появления местных скоплений, распределенных без особой закономерности. Среднее содержание олова по смежным блокам одного и того же горизонта и по смежным горизонтам обычно выражается цифрами одного порядка. Это дает возможность при оценке качества руд на глубине широко использовать данные опробования с поверхности, распространяя их на относительно большие интервалы по падению. Однако при определении общих запасов металла по категориям C_1 и C_2 , когда нередко речь идет о глубинах, измеряемых двумя-тремястами метров, данными поверхностного опробования следует пользоваться с большой осторожностью: в этих условиях постепенные изменения содержания касситерита, которые существенно не сказываются на интервале одного-двух горизонтов (60—80 м), приобретают уже серьезное значение. Существенное значение могут иметь и другие изменения минерализации, обусловленные явлениями вертикальной зональности.

Оценка месторождений, рудные жилы которых одинаково часто приурочены как к трещинам скальвания, так и к трещинам разрыва, несколько более сложна, поскольку такие жилы далеко не равноценны с точки зрения поведения их на глубине. Часто сопряжения и взаимные пересечения жил сказываются и на особенностях распределения касситерита, способствуя появлению в местах сочленения и пересечения обогащенных столбов. Наблюдаются также разветвления жил и развитие многочисленных апофиз, отходящих от основных жил по сопряженным второстепенным трещинам. Именно подобные апофизы и ответвления часто особенно обогащены касситеритом. Таким образом, наблюдается распыление рудного материала среди большого числа сравнительно мелких тел. Эти отрицательные особенности не имеют, однако, решающего значения и не изменяют того основного положения, что по количеству промышленных объектов и их масштабу эти месторождения не уступают месторождениям, рудные жилы которых приурочены к трещинам скальвания.

Касситеритово-сульфидная формация по добыче олова из коренных руд занимает первое место. При этом основное значение имеют

месторождения турмалиново-сульфидного и хлоритово-сульфидного типа; месторождения галенитово-сфалеритового типа играют подчиненную роль, так же как и оловоносные скарны.

Многие рудные тела турмалиново- и хлоритово-сульфидного типа по своим размерам превосходят наиболее выдержанные касситеритово-кварцевые жилы. Приуроченность рудных проявлений к четко выраженным крупным тектоническим зонам, представляющим сложные системы сближенных трещин скальвания, создает особо благоприятные условия для образования рудных тел большой протяженности как по простиранию, так и по падению. Нередко длина отдельных рудных тел и жильных рудных зон по простиранию достигает 1—2 км, а иногда даже 5 км, при протяженности по падению, измеряемой сотнями метров. То обстоятельство, что на этих интервалах мы обычно имеем дело с рудами различного облика и различных фаз оруденения, иногда осложняет ведение разведочных работ, но для перспективной оценки не имеет решающего значения, поскольку оруденение, изменяясь несколько по форме и характеру минерализации, остается все же непрерывным. Мощность подобных рудных зон иногда составляет 0.5—1.0, иногда даже несколько метров, причем основное рудное тело нередко сопровождается многочисленными параллельными рудными прожилками, образующими в совокупности еще более мощные зоны убогих руд. Эти участки, носящие название сетчатых зон, в сущности могут быть параллелизованы со штокверками, от которых они отличаются лишь преобладанием одной определенной системы рудных прожилков.

По среднему содержанию олова промышленные месторождения турмалиново-сульфидного и хлоритово-сульфидного типа нередко превосходят рудные проявления других формаций. Распределение касситерита, несмотря на существование обогащенных участков, в целом относительно равномерно. К отрицательным особенностям относится значительная сложность обогащения, обусловленная как присутствием сульфидов, так и мелкозернистостью касситерита.

В общем месторождения этих типов более благонадежны, чем представители других типов и формаций как в отношении суммарных запасов, так и насыщенности их касситеритом. Приуроченность рудных тел к отчетливым тектоническим зонам обычно позволяет весьма оптимистически оценивать перспективы продолжения оруденения на глубину. В частности, для отдельных жил вполне допустимо распространять подсчет по категориям $C_1 + C_2$ вплоть до половины длины, несмотря на то, что при этом охватывается подчас очень значительный интервал по падению. Но все же перспективная оценка запасов на глубины более 300—400 м ниже разведанных горизонтов требует тщательного разбора вопросов первичной зональности месторождения. Имеется ряд примеров, когда первичные изменения характера минерализации в близкоповерхностных месторождениях приводят к сравнительно быстрому падению содержания олова. Для штокверков оценка интенсивности оруденения на глубине может производиться гораздо смелее, чем, например, для штокверков грейзенового типа. Действительно, в данном случае мелкие трещины, которыми следуют рудные прожилки, обычно возникают в закономерной связи с крупными тектоническими нарушениями, и в результате протяженность штокверков по падению может превосходить их размеры в горизонтальном сечении.

Переходя к изменениям минерализации на глубине, следует в первую очередь остановиться на вторичных изменениях, обусловленных различием состава первичных и окисленных руд. Для турмалиновых

и хлоритовых руд, содержащих подчиненные количества сульфидов, содержание касситерита в выходах рудных тел на поверхность мало отличается от содержания в первичных рудах. Иная картина наблюдается в рудных телах, сложенных в основном сульфидами. В этом случае интенсивное окисление и выщелачивание сульфидной массы нередко приводит к относительному обогащению поверхностных выходов касситеритом. В результате опробования в зоне окисления не дает достаточно точного представления о качестве первичных руд. Поэтому в данные опробования приходится вводить поправочный коэффициент, исходя из того, что количество касситерита в единице объема рудного тела как на поверхности, так и в первичных рудах остается постоянным.

Первичные изменения в содержании касситерита на различных горизонтах имеют как местный, так и общий характер. В первом случае колебания в содержании касситерита могут быть, например, обусловлены чередованием участков нормального оруденения с обогащенными рудными столбами или обогащенными блоками. Подобные колебания существенно не отражаются на среднем содержании касситерита в рудах, относящихся к различным горизонтам. Для оценки перспектив оруденения на глубине более серьезное значение имеют те общие изменения качества руд, которые связаны с явлениями горизонтальной и вертикальной зональности. Хотя оловорудные месторождения с сульфидами железа в этом отношении сравнительно постоянны, однако роль подобных изменений должна всегда учитываться при определении возможных содержаний олова на глубине, особенно для месторождений, образовавшихся на небольшой глубине.

Оловоносные месторождения с сульфидами свинца и цинка представлены как типичными жилами, залегающими в осадочных породах и эффузивах на значительном удалении от рудоносных интрузивов, так и метасоматическими рудными телами. По степени выдержанности эти жилы приближаются к ранее описанным касситеритово-сульфидным месторождениям, но по качеству руд они гораздо менее благонадежны. Содержание олова нередко сравнительно быстро ослабевает с глубиной, подобно тому как это имеет место в некоторых близповерхностных месторождениях Боливии; кроме того, крайняя тонкозернистость касситерита затрудняет, а иногда и делает невозможным обогащение руд этих месторождений.

Метасоматические месторождения в известняках в морфологическом отношении обладают всеми характерными особенностями, присущими обычным метасоматическим свинцово-цинковым месторождениям. В рудных телах этой группы надежное определение среднего содержания олова оказывается возможным лишь при сравнительно высокой детальности опробования, т. е. для запасов высоких категорий. Перспективная же оценка масштаба суммарных запасов олова обычно может быть дана лишь приближенно, поскольку касситерит в рудах часто распределен крайне прихотливо и содержание его по различным горизонтам нередко изменяется не закономерно и не постепенно, а скачками.

Переходя к оценке оловоносных скарнов, следует в первую очередь подчеркнуть, что до настоящего времени месторождения этого типа играют ничтожно малую роль в суммарной добыче олова. В пределах Советского Союза известны небольшие промышленные месторождения этого типа — Питкаранта и Майхура. Сравнительно широкое распространение такие скарны имеют только в некоторых оловорудных райо-

нах Китая. Поэтому, говоря об оценке оловоносных скарнов как типа, следует иметь в виду, что их изучение донныне находится в начальной стадии и что все выводы о их малой распространенности и незначительной промышленной ценности базируются на сравнительно небольшом объеме поисковых и разведочных работ. Весьма вероятно, что многие скарны, заслуживающие внимания с точки зрения оловоносности, при поисках систематически пропускаются. В то же время несомненное генетическое родство сульфидных оловоносных скарнов и оловорудных месторождений с сульфидами железа дает реальное основание ожидать, что среди месторождений скарнового типа также будут в последующем открыты объекты, имеющие серьезное промышленное значение.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ¹

- Авока м-ние 119
Агдонь р. 422
Агиконди м-ние 329
Агинско-Ононский масс. 401, 405, 410
Аимка р. 422
Акенобе м-ние 167, 355, 356
Ак-Кезень м-ние 395, 396
Ак-су м-ние 70, 94
Актюз м-ние 391, 392
Алайский хр. 388, 389
Алдакачан м-ние 141, 400, 402
Алиада рудн. 55, 379
Аллагаз м-ние 45
Алтай 393—395, 450
Алтын-тау м-ние 70
Адыс-Хая м-ние 72, 160, 164, 266, 268, 428, 429
Альтенберг м-ние 118, 218, 222, 223, 232, 253, 254, 256, 270, 272, 306—310, 313, 475, 477, 492, 494, 497
Амазонка р. 368
Амгумский р-н 227, 240, 242, 424, 431, 432, 435
Амгунь р. 422
Амхерст уч. 349
Анадырский хр. 436
Анадырь р. 432
Ангервахт м-ние 327
Ангола 327
Анимас рудн. 45, 381, 382
Аннаберг м-ние 306
Антеквера г. 55
Антоново-Горское м-ние 402
Апачета, см. Вилла Апачета
Апдерсбеннинг ст. 89
Арандиз м-ние 18, 24, 39, 40, 43, 51, 84, 86, 157—159, 217, 252, 322, 327, 352
Арбуйское м-ние 402
Арга-ынных-Хая масс. 242, 426
Аргентина 249, 298, 370
Ардлетан м-ние 328
Арманьские м-ния 425
Артуго м-ние 381
Асу-Булак р. 297
Атасуйское м-ние 393
Атласские горы 315
Ауэ-Боккау м-ние 218, 232
Ауэргаммер м-ние 218
Ашаглейское м-ние 400
Баджираевское м-ние 400, 406, 407, 476, 477
Бай-Мурза м-ние 70, 75, 106, 112, 263, 279, 281, 395, 396, 472, 475, 477, 482
Балтийский щит 386
Балыгычанское м-ние 425
Банка о. 76, 130, 139, 140, 223, 250, 339, 343, 353, 487, 488
Барун-Килькинда м-ние 400, 404.
Баучи плато 317, 319
Беатрис-Майн м-ние 18, 21, 28, 157, 159, 271, 288, 345—347, 351, 494
Белая гора м-ние 153, 297, 438—440, 448
Бельгийское Конго 90—93, 217, 251, 277, 282, 315, 316, 320, 321, 328, 461, 487, 488, 491
Бельмонт россыпь 311
Бендиго м-ние 332
Бентонг м-ние 273

¹ Условные сокращения:

г. — город
гр. — группа
зал. — залив
масс. — массив
м-ние — месторождение
о. — остров

оз. — озеро
окр. — округ
пос. — поселок
п-ов — полуостров
пров. — провинция
р. — река

р-н — район
рудн. — рудник
ст. — станция
уч. — участок
хр. — хребет

- Береговой хр. 359
 Бергенский масс. 218, 219
 Берейнское м-ние 400
 Бессарабия м-ние (Африка) 321
 Бикин р. 422
 Биллитон о. 76, 139, 140, 223, 250, 293, 339, 342, 343, 353, 487, 488, 492
 Билягдон м-ние 75, 94, 387
 Биное Хэрбор м-ние 328
 Бирма 139, 141, 250, 251, 297, 340, 341, 349, 487
 Бирское м-ние 72
 Бичинское м-ние 421
 Блэк-Рендж хр. 363
 Блэк-Хилл м-ние 48, 191, 200, 216, 251, 358
 Блю Тайер м-ние 119, 334, 335, 493, 494
 Блявинское м-ние 386
 Богов утес масс. 402, 408, 409
 Бодмин Мур масс. 218, 220, 222, 301
 Бозмон м-ние 70
 Боливия 40—63, 74—76, 93, 149—151, 160, 161, 164, 171, 175—178, 197—199, 210, 215—219, 224, 228, 237, 240, 244, 246, 249, 269—271, 297, 298, 369—383, 487, 488, 492—494
 Боливия Северная 29, 51, 200, 250, 254, 374
 Боливия Южная 28, 29, 36, 50, 51, 250, 255, 278, 291, 373, 449, 455—457
 Большая Синанча, см. Синанчинское м-ние
 Большая сопка м-ние 132, 163, 263—265, 410
 Большевик м-ние 94, 396
 Бора Майн м-ние 333
 Боршевичный хр. 216, 401—403
 Бочий м-ние 70, 75, 431
 Бразилия 251, 368, 369
 Бретань 312
 Британская Колумбия, см. Колумбия
 Брокен Хилл 315
 Броккен 244
 Бротен м-ние 328
 Брук м-ние 18, 88, 89, 361
 Букука м-ние 98
 Букуру-Шер масс. 319
 Бургавия м-ние 72, 82, 136, 137, 430, 492
 Бургачанский масс. 242
 Бурейнский р-н 298, 385, 420
 Буробайское м-ние 396
 Буронское м-ние 388
 Бурра масс. 319
 Бутугычаг м-ние 70, 136, 137, 424
 Буурду м-ние 392, 452
 Буядинское м-ние 70, 424
 Былыра р. 405
 Былыринское м-ние 400
 Бырца м-ние 400, 410
 Бьютте м-ние 40, 63, 65, 66
 Вай-Вай пик 317
 Валунистое м-ние 424
 Валькумейский р-н 433, 434
 Ванчин м-ние 153, 439—441, 448
 Вашингтон штат 359
 Велла Круз масс. 370
 Венецуэла 368
 Верхне-Баймурзинское м-ние 70, 106, 112, 263
 Верхне-Иманское м-ние 439, 440
 Верхне-Иппатинское м-ние 422
 Верхне-Колымский р-н 160, 385, 432
 Верхне-Раздольненское м-ние 396
 Верхне-Черновское м-ние 396
 Верхняя Этыка р. 294
 Верхоянье 171, 250, 266—268
 Верхоянье Западное 426, 431
 Вест-Колюза рудн. 63
 Вета Ангелас 50
 Вета дель Куандро рудн. 58
 Вета Дескубридора жила 50, 379
 Ветиллас рудн. 58—60
 Виктория пров. 328—331, 338
 Вилла Апачета м-ние 47—50
 Видла Рок 48
 Вильсон Даунфолл м-ние 328, 332
 Вильцшгау 232
 Вирджиния штат 98
 Витватерсранд россыпи 315
 Владимирский масс. 438
 Водопадное м-ние 440
 Восточное м-ние 396
 Восточно-Калбинское м-ние 70, 94, 396
 Восточно-Чукотский р-н 431, 436
 Вуджина м-ние 328—331
 Газимуро-Заводский р-н 400
 Газимуро-Ононский р-н 400, 401
 Галлофа жила 45, 379
 Гарц 244
 Гвадалказар россыпи 366
 Гваделупа 45
 Геьер м-ние 118, 222, 232, 253, 256, 306, 310
 Генерал-Саввинское м-ние 420
 Гербертон м-ние 167, 169, 328, 333
 Гиссарский хр. 390
 Глян Айнес м-ние 328
 Глян Уэлс м-ние 328

- Голландская Ост-Индия 223, 232, 234, 235, 250, 277, 297, 487—491
 Гопенг м-ние 347
 Горбушинское м-ние 440
 Горняцкое м-ние 396
 Горьковское м-ние 396
 Граупен м-ние 68, 218, 223, 306, 310
 Гривуд жида 78
 Гринбушес м-ние 328—331
 Гудгева м-ние 328
 Гумеровское м-ние 386
 Гунонг-Бакау м-ние 122, 123, 344
- Дайзен м-ние 356
 Дакота, см. Южная Дакота
 Дальний Восток 45, 70, 76, 385, 420
 Дарпирское м-ние 425
 Дартмур масс. 218, 220, 222, 301
 Даурский хр. 401—403, 409
 Девил Пик м-ние 327
 Джальнджинский масс. 240, 242
 Джаман-Джезике м-ние 396
 Желанашская россыпь 485
 Джемаа м-ние 317
 Джохор р. 347
 Джохор рудн. 344
 Диндингс о. 348
 Днепровское м-ние 425
 Добо р. 295
 Довгалевское м-ние 440
 Долкот рудн. 303, 304
 Дублин Голч р. 362
 Дукенек м-ние 94, 102, 390
 Дусе-Алинь хр. 421, 422
- Еловское м-ние 405, 440
 Ембудо м-ние 45
 Енашиминское м-ние 398
 Енисейский кряж 398
 Еруда р. 398
- Заайплаатс м-ние 324
 Забайкалье 48, 51, 70, 75, 76, 93—98, 101, 105, 108, 109, 115—121, 126, 127, 130—143, 150, 160, 163, 166—178, 251—258, 261, 263—266, 274, 279—285, 289—293, 385, 398—420, 450—452, 456—462, 472, 476, 495, 496
 Забайкалье Восточное 216—219, 224, 228, 239—241, 247, 268, 398—402
 Забайкалье Западное 103, 485
 Завитинский р-н 255
- Завитинское м-ние 70, 75, 263, 282, 340, 400, 403—405, 471, 476
 Западная Колюза м-ние 65
 Западная Сибирь 72, 296, 368, 398
 Западная Тасмания, см. Тасмания
 Западно-Верхоянский хр., см. Верхоянье
 Западное м-ние 396
 Зариа пров. 317
 Зейско-Майская ветвь 385
 Зеравшанский хр. 390
 Зеренское м-ние 70, 80, 400
 Зея р. 421
 Зирабулак-Зиадинские горы 391
 Золотой Берег 327
 Зун-Килькинда м-ние 400, 404
 Зун-Угжигье м-ние 400
 Зун-Ундур м-ние 70, 75, 225, 245, 253, 266, 400, 408, 409, 477, 481, 482
- Иберийский горст 311, 313, 314
 Ивановская гр. 463
 Измайловское м-ние 396
 Икуно м-ние 355
 Иллимани 218
 Иллорин округ 315, 317
 Ималкинское м-ние 67, 70, 136, 137, 225, 245, 290, 400, 406, 407, 461, 485
 Иман р. 421, 422
 Иманский р-н 439
 Имтанджа м-ние 72, 76, 82, 150, 385, 431
 Индигирка р. 424, 425
 Индигиро-Колымский р-н 250, 424, 425
 Индия 98
 Индия Британская 488
 Индо-Китай 349, 353
 Иоркский п-ов 332, 333
 Иппатинское м-ние 70
 Ир гора 89, 361
 Испания 311, 312
 Ист-Пуль рудн. 245, 267, 300
 Италия 312
 Иультинский масс. 227, 243
 Иультинское м-ние 67, 70, 80, 436
 Ичуколла м-ние 199
 Ишим р. 393
- Кавказ 70, 75, 94, 96, 150, 153, 386—388, 449, 452, 495
 Казахстан 70, 75, 106, 112, 118, 252, 264
 Казахстан Центральный 392, 398
 Казахстан Восточный 456, 485
 Каз-Калан м-ние 264, 393
 Каиндинское м-ние 396

- Кака-Ака масс. 218, 370
 Калабар 317
 Калаи-Топкан м-ние 396
 Калба-Нарымский р-н 29, 75, 76, 93, 94, 96, 98, 101, 105, 108, 109, 216—219, 251, 252, 255, 263, 272, 393—397, 461
 Калба-Восточный 94, 224, 238—241, 251, 252
 Калбинский хр. 258, 395
 Калгурли м-ние 329
 Калима м-ние 321
 Калифорния 98, 359, 363
 Каменный ключ 439
 Камерун 316
 Ками м-ние 374
 Кампиглия Маритима м-ние 215, 217, 312, 313
 Канагез м-ние 355, 356
 Канада 75, 216, 251, 280, 281, 357, 462, 495
 Кангинское м-ние 400, 404
 Кангру м-ние 333
 Кандычанское м-ние 425
 Кано округ 315, 316, 319
 Каньон м-ние 424
 Капская колония 323, 327
 Караваш м-ние 153, 389, 392, 440
 Кара-Гоин м-ние 70, 395—397
 Караколес м-ние 30, 372—374
 Кара-Мазар р-н 389
 Кара-Опа м-ние 393
 Кара-су м-ние 70, 75, 108, 109, 396
 Кара-тау хр. 389, 392
 Карашское м-ние 396
 Каргуиколло м-ние 53—55, 199, 375, 382
 Карнобское м-ние 391
 Каролина Сев. и Юж. 217
 Карское м-ние 45, 436
 Касситерит-Крик м-ние 270, 274
 Катанга 41, 91, 315
 Кацерас м-ние 142
 Каынваам р. 434
 Квангси пров. 250, 350, 351
 Квантунг пров. 350, 351
 Квимса-Круц масс. 218, 370, 374
 Квинсленд пров. 29, 169, 217, 328, 329, 332, 333, 339
 Кедах рудн. р-н 344
 Кейстон 358
 Кёстёр м-ние 426
 Кзыл-Чилик м-ние 396
 Киангси пров. 350, 352
 Кизыл-тас горы 393
 Кимберли м-ние 329
 Кинг-Саунд м-ние 328, 329
 Кинжал м-ние 160, 425
 Кинта р-н 256—258, 294, 342, 345, 346, 352, 353, 485
 Кинцухе м-ние 440
 Киргизский хр. 392
 Киргиллях м-ние 70, 75, 80, 431
 Кирилловское м-ние 440
 Кирхбергский масс. 218
 Киссинское м-ние 170, 439
 Китай 28, 76, 156, 159, 161, 217, 219, 234—236, 271, 277, 297, 458, 487
 Китай Южный 157, 174, 250, 251, 350—354, 452, 488
 Клаппа Кампит м-ние 343, 492
 Кледанг хр. 345
 Климовское м-ние 424
 Клозоберг 119
 Койвенмытагенваам р. 434
 Колорадо 45, 48, 65
 Колумбия Британская 359, 362, 363, 368, 462
 Кольквечака м-ние 45, 50, 59, 62, 63, 375, 379
 Кольквири м-ние 50, 373, 374
 Кольванское м-ние 296, 398
 Колыма, Колымский край 51, 70, 76, 93, 118, 125, 136, 150, 161, 170, 250, 298, 385, 425, 450
 Кольмо-Индигирский р-н 250, 424
 Колюза рудн. 63, 65
 Комсомольское м-ние 396
 Конрад м-ние 495
 Контактто жила 59
 Корарфвет м-ние 89
 Кордильеры Северо-Америк. 359—363, 368
 Корнуолл 29, 30, 40, 51, 74, 76, 85, 116—121, 123, 127, 137—143, 150, 160, 161, 163, 164, 166—170, 188, 203, 216—222, 224, 229, 231, 241, 251, 253, 258—261, 266—268, 271, 285, 299—305, 313, 314, 333, 455, 456, 492
 Костречихинское м-ние 400, 406, 407
 Котентон 220
 Кочиу окр. 349—353
 Краицберг м-ние 315, 322
 Красная гора 65
 Красный Кордон м-ние 397
 Креста залив 436
 Крильбо 90
 Куала Селангор, см. Селангор
 Куйвиемский р-н 432, 434
 Куктаун м-ние 328, 333
 Кукульбейский масс. 138, 253, 402, 405, 410
 Кулиндинское м-ние 225, 245, 400, 402, 404

- Кунушский масс. 397
 Курган м-ние 50, 392, 452
 Курдум р. 320
 Курултей м-ние 456
 Курултей р. 289
 Кутинский р-н 431
 Куту м-ние 396
 Кутузиха россыпь 292
 Кызыльская россыпь 485
 Кырк-Чукур м-ние 396
 Кэмборн р-н 300—305, 492, 494
 Кэнгэру Хилл м-ние 328
 Кэрн Менеллис масс. 218
- Ла Вилледер м-ние 312
 Лазо м-ние 160, 425
 Лайбулакское м-ние 396
 Лалагуа м-ние 40, 59, 149, 151, 165, 176, 179, 184, 185, 197, 204, 269, 370, 374—379, 382, 492—494
 Лангезундфиорд 86
 Лаос р-н 349
 Ла-Пац 45, 48, 228
 Лаунистон р-н 301
 Лаутер 218
 Лээнштейн 218
 Левая Берея р. 291
 Лендс-энд масс. 218, 301
 Ленинское м-ние 70, 75, 396, 397, 476, 477
 Леонард рудн. 65
 Липец-Хуайко рудн. 55
 Липурт м-ние 325, 326
 Лируен Майн м-ние 320
 Лифудзин м-ние 166, 285, 439—445, 475, 477—479
 Лос-Анджелос р-н 359, 363
 Луковая гора, Луковогорское м-ние 94, 281, 400, 404, 472
 Люксембургское м-ние 396
 Ляйляк р-н 94
 Лянгар м-ние 390
- Мада масс. 319
 Мадагаскар о. 98
 Майминоновское м-ние 440
 Майхура м-ние 390, 452, 471, 502
 Мак-Квестон р. 362
 Малайя Британская 18, 21, 28, 93, 115—119, 122, 125, 130, 138—141, 156, 157, 161, 188, 216—219, 223, 224, 228, 232—235, 241, 250—254, 256, 258, 263, 269—274, 277, 282, 286—288, 291, 295—297, 339—349, 353—355, 452, 455, 456, 458, 461, 473, 485—490, 494
 Малаккский п-ов 75, 76, 250, 339—341, 348, 485—488
 Мало окр. 362
 Мало-Каиндинское м-ние 396
 Мало-Соктуйское м-ние 258
 Мало-Хинганский р-н 353, 420, 450, 458, 461
 Манитоба р-н 75, 93, 98, 105, 108, 216, 251, 281, 357, 471, 472
 Маноно м-ние 91, 321
 Марианнинское м-ние 400, 471
 Мариенберг м-ние 306
 Мартабан зал. 349
 Мария Тереза рудн. 42, 43
 Мария Франциска рудн. 59, 62, 63
 Маунт-Бишоф м-ние 162, 163, 217, 264, 328, 329, 334—338, 492, 494
 Маун-Лайель м-ние 334
 Маунт-Уэльс м-ние 328
 Маунтэйн Вью рудн. 65
 Маучи 349
 Меглембу м-ние 266, 473
 Меймак 312
 Мексика 210, 211, 249, 271, 274, 359, 364—368, 452
 Мензинская гр. 96, 103
 Мензинский р-н 255, 403, 404
 Мергуи р-н 349
 Мерекское м-ние 422
 Микояновское м-ние 421
 Миллуни рудн. 374
 Митта-Митта м-ние 328, 332
 Млюлю-Веем р. 436
 Молодежное м-ние 265, 400
 Монголо-Охотский пояс 250
 Монсеррат м-ние 54, 55, 59, 60, 120
 Монтана р-н 65
 Монте-Бланко м-ние 372, 374
 Мукулан м-ние 153, 388, 440, 452, 495
 Мулиэлла м-ние 328, 329
 Мурзинка 98
 Мутуе Файдс м-ние 269, 325
 Мынчукур м-ние 396
 Мысовское м-ние 404
 Мэррэнбой м-ние 328, 331
 Мякит пос. 425
- Нанлинг хр. 350—353
 Нарымский р-н 397, см. Калба-Нарымский р-н
 Нассаавра округ 315, 316
 Наталь пров. 323, 326
 Нгель долина 320

- Невада 210, 211, 249, 359, 363—365
 Невада Сев. 211
 Нигерия 93, 98, 217, 251, 255, 262, 277, 282, 295, 296, 315—320, 328, 461, 471, 487, 491
 Нигерия Сев. 103
 Негри Сембилан рудн. р-н 344
 Нижне-Амурский р-н 421
 Нижне-Еловское м-ние 263, 400, 404, 196
 Нижняя Еруда м-ние 72
 Никольба м-ние 70
 Ниман р. 422
 Новая Зеландия 122, 264, 329
 Новая Мексика 210, 359, 363, 364
 Ново-Дурулгуевское м-ние 70, 78
 Новый Южный Уэльс 29, 136, 137, 169, 217, 235, 236, 258, 328—333
 Норберг 90
 Норвегия Южная 86
 Нукорушкина падь 290
 Нумия м-ние 321
 Нуэва Виргиния м-ние 62, 63
 Нью-Мексико 210, 359, 363, 364
 Ньязиланд 327
- Обершлем 218
 Обь р. 399
 Октябрьское м-ние 396
 Окури м-ние 55
 Ольгинский р-н 438
 Омсукчанские м-ния 425
 Ононское м-ние 51, 70, 75, 140, 225, 245, 265, 291, 385, 400, 402, 406, 408, 409, 451, 476, 477, 481, 482, 492
 Онтарио пров. 216
 Оплока рудн. 381, 382
 Оро о. 86
 Оруро м-ние 40—43, 48, 59, 60, 375, 493
 Осолонинское м-ние 424
 Осетия Северная 75
 Охотское море 385
- Парайба 369
 Парана р. 368
 Паханг м-ние 496
 Певекский п-ов 81
 Перак р-н 344, 353
 Перу 249
 Петропавловская гора м-ние 420
 Пиа-Уак р-н 349, 350
 Пиниок м-ние 153, 349
 Пионерское м-ние 396
- Пиренейский п-ов 29, 98, 115, 116, 119, 138, 140, 142, 218, 223, 232, 251, 311—313, 455
 Пирлес-Майн м-ние 48, 191—196
 Питкаранта м-ние 149, 153—156, 216, 217, 228, 240, 251, 252, 270, 274, 386, 471, 477, 502
 Плач-Гора 108, 109
 Полоусный р-н 225, 424
 Полоусный хр. 431
 Поопо м-ние 53, 59, 62
 Порвенир рудн. 58, 59, 62, 63
 Португалия 232, 233, 311, 312
 Потерянная река, м-ние 361
 Потози м-ние 45, 48, 54, 151, 228, 375, 379—382, 492—494
 Прейсельберг 120
 Приваловское м-ние 409
 Приискатель м-ние 424
 Прииртышский масс. 238, 394, 395
 Приколымский р-н 431, 432
 Приморье Советское 29, 36, 51, 55, 56, 150, 153, 154, 169—173, 175—179, 210, 217, 219, 227, 244, 246, 250, 254, 271, 284, 285, 355—357, 370, 382, 385, 436—452, 459, 462, 471, 479
 Пролетарское м-ние 396
 Пыркайский р-н 433, 435
- Раздольное м-ние 94, 396
 Рама м-ние 70
 Редметовское м-ние 396
 Редрут р-н (Корнуолл) 300—305, 492, 494
 Ред-Руф м-ние (Южная Дакота) 358
 Рио-Гранде-до-Норте р. 369
 Ришуа масс. 319
 Роговиковый ручей 243
 Родезия, см. Южная Родезия
 Роджер м-ние 267, 268
 Рокк-вилла 48
 Роскоммен Клиф м-ние 85
 Руанда пров. 315, 316, 320, 321
 Рудные горы, 6, 28, 50, 51, 75, 115—121, 125, 126, 130, 140, 183, 185, 200, 216—223, 231, 232, 241, 244—246, 251, 253—256, 292, 304—313, 458, 492, 494
- Сабинское м-ние 396
 Саксония 45, 50, 183
 Салаирские м-ния 399
 Сан-Антонио м-ние 192, 366, 367
 Сан-Альфредо рудн. 55

- Сант-Аустел 120, 127, 218, 220—222, 258, 259, 301, 303
 Санта-Роза 54
 Санта-Фе рудн. 58, 60, 373, 374
 Сан-Хозе м-ние 48, 376, 377
 Сан-Хуан рудн. 49
 Сатсума пров. 215
 Саус Крофти м-ние 163, 164, 168, 267, 300
 Свазиленд пров. 251, 315, 323, 326
 Светлое м-ние 436
 Северное м-ние 436
 Северный масс. 226, 227, 243
 Северо-Восточная рудн. пров. 181, 187
 Селангор (Улу-Селангор) 223, 258, 344, 353
 Селангор Южный 272, 273
 Селемджа р. 421, 422
 Серано м-ние 376, 377
 Сергиевское м-ние 396
 Сердце Камень м-ние 432, 436
 Серке-Булакское м-ние 396
 Сиерра-Невада, см. Невада
 Сильвер Майн м-ние 125, 126
 Синанчинское м-ние 55, 76, 150, 176—179, 203, 284, 382, 439, 440, 446—449, 462, 477, 480, 495
 Сингапур о. 347, 348
 Синкел-о. 250, 295, 343, 487, 488
 Ситангоу м-ние 440
 Сихоте-Алинь хр. 422, 437, 439
 Скалистое м-ние 396
 Скалистые горы 359
 Скиддоу масс. 119
 Слоновый Берег 327
 Слюдянка м-ние 70, 282
 Смирновское м-ние 150, 174, 274, 280, 284, 285, 400, 419, 420, 452, 462, 471, 495
 Советское Приморье, см. Приморье
 Солнечное м-ние 436
 Соломон Темпл м-ние 324
 Сората масс. 218, 370, 373
 Сосновское м-ние 408, 409
 Сохондинское м-ние 70, 81, 175, 254, 291, 400, 410, 417—419
 Спокойный рудн. 404, 405
 Средне-Иппатинское м-ние 421
 Средне-Каиндинское м-ние 396
 Средняя Азия 150, 157, 252, 385, 386, 389, 449, 452
 Сталинское м-ние 45, 51, 55, 56, 166, 169—173, 203, 273, 280, 430, 439—444, 447, 480
 Станхоп м-ние 328, 337
 Ст. Отель масс. (см. Сант-Аустел) 218, 220—222
 Стасинское м-ние (Калба) 396
 Стипельман рудн. 43, 84
 Стрипозен м-ние 41, 90
 Стюарт о. 122, 123, 263—265
 Судан 327
 Сузияма м-ние 215
 Суксуканское м-ние 425
 Сулливан рудн. 280, 359, 362, 368, 462
 Султан Узиздаг хр. 98
 Сунгей Бизи р-н 270
 Сусамырский масс. 392
 Сушаниха уч. 48
 Сьюордский п-ов 88, 89, 158, 249, 256, 270, 271, 274, 353, 359—362
 Тависток р-н 301
 Тавой р-н 349
 Танганьика 320, 321
 Таи 139, 153, 250, 251, 277, 297, 341, 348, 349, 353, 487, 488
 Тайпинг м-ние 344
 Таквези масс. 218, 370
 Такели м-ние 389
 Такхек пров. 349
 Такфонское м-ние 72, 76, 82, 157, 158, 390, 391, 452
 Таламинское м-ние 422
 Талангуй р. 294
 Таласский хр. 389, 392
 Талах пос. 425
 Тамнеквунь р. 435
 Тамынген м-ние 70, 75, 108, 291, 390
 Танджонг-Тоаланг рудн. 287, 346
 Танненберг м-ние 310
 Тарбальджей м-ние 70, 166—169, 257, 265, 274, 280, 287, 400, 410, 414—416, 475, 477
 Тасмания 60, 93, 149, 160, 162, 204, 217, 218, 235, 236, 264, 297, 328, 329, 334—339, 493
 Тасмания Западная 29, 338, 339
 Тасмания Северо-Восточная 119
 Тасна м-ние 50, 373, 374
 Тас-Тюбе м-ние 396
 * Тас-Хаяхтахский р-н 225
 Тас-Хаяхтахский хр. 423, 425
 Темескал м-ние 359, 363
 Теплиц 218, 306
 Тетюхинская гр. 440
 Тикус-Майн м-ние 343
 Тринакрия рудн. 58, 60—63

- Тингха м-ние 328, 332, 333
 Тинтон р-н 358
 То Кири м-ние 346
 Токичанское м-ние 425
 Тонкин 349, 350, 353
 Тонкогорский масс. 242
 Торрингтон м-ние 169, 285, 332, 333, 494
 Тортбала м-ние 396
 Тоскана 217
 Трансвааль 217, 251, 263, 269, 315, 316, 323—327
 Презевин м-ние 143, 163, 168, 267, 268
 Тро р-н 94
 Тролэк р-н 223
 Трэмвей рудн. 65, 66
 Туркестанский хр. 22, 70, 75, 93—96, 98, 101, 102, 105, 108, 109, 112, 113, 251, 252, 262, 291, 389, 390, 451, 476
 Тутхадгуйское м-ние 266
 Тыринский рудн. 413
 Тырны-Ауз м-ние 388
 Тыхряхский масс. 242
 Тыкэвзанканьев р. 243
 Тэтон уч. 349
 Тютю-су м-ние 388, 452
 Тянь-Шань 389
- Узаинское м-ние 424
 Уайт-Фейс залежь 337
 Убинское м-ние 396
 Увалистая р. 292, 293, 485
 Уваровское м-ние 396
 Уганда 316, 320, 321
 Уильсон м-ние 329
 Уланах-Эгелях м-ние 181, 431
 Улу-Петап м-ние 344, 345
 Улурийское м-ние 400, 404, 405
 Улу-Селангор, см. Селангор
 Улутау россыпь 393
 Улюргуйское м-ние 400
 Унгур-Сай м-ние 395
 Урал 386
 Урал Средний 98
 Урунхай м-ние 70, 75, 395, 396
 Ушмунское м-ние 400, 405, 409
- Фабулоза м-ние 30, 48—51, 93, 200, 372, 373
 Фельмаутс масс. 222
 Фенгмушянг масс. 235
 Фермин м-ние 377
 Форастера жила 59, 377
 Франц. Индо-Китай 223, 232, 234, 235
 Франция 98, 120, 142, 312, 314
- Фрейберг 54, 306
 Фурмановское м-ние 396
- Хазендаль м-ние 327
 Халзанский р-н 403, 404
 Халзанское (Марианнинское) м-ние 400, 471
 Хангилайский масс. 253
 Хан-Тенгри пик 386, 392
 Халчерангинское м-ние 51, 63, 70, 76, 82, 150, 166, 169, 170, 173, 201, 205, 206, 225, 268, 280, 285, 385, 400, 411—414, 430, 456, 462, 475, 477, 480, 481, 492, 495
 Харатуй м-ние 280, 400, 410, 456
 Хатакчанский масс. 240, 242
 Хатгынахское м-ние 424, 431
 Хениканджинское м-ние 424
 Хета м-ние 170, 425
 Химмельфюрст м-ние 45
 Хоилки м-ние 372, 373
 Холодный ключ 478
 Хоогекрааль м-ние 327
 Хоролк м-ние 375
 Хотон-Хая м-ние 181, 194—196, 431, 462
 Хрустальное м-ние 439—441, 446, 479
 Хуануни рудн. 58, 59, 62, 63, 373, 374
 Хунань пров. 159, 219, 350—353
- Цаган-Олуевский масс. 402
 Церилос рудн. 55
 Церро Потози м-ние 48
 Церро м-ние 370
 Циннвальд м-ние 48, 50, 67, 81, 137, 218, 222, 223, 253, 256, 269, 306, 310, 313
 Цнигринское м-ние 396
- Чалбынские м-ния 70, 75, 426, 428
 Чалбынский масс. 242
 Чал-Куйрюк 390
 Чаллинский масс. 242
 Чальче м-ние 396
 Чангаллы м-ние 391
 Чапаевское м-ние 424
 Чаткал р. 389
 Чауно-Чукотская зона 424, 431—437
 Чаунский р-н 150, 161, 169, 226, 240, 242, 250, 298, 385, 424, 431—435
 Чегем м-ние 70, 75
 Чегем р. 387
 Ченкэл Айленд масс. 220
 Чердожское м-ние 67, 70, 75, 80, 395, 397
 Чикой р. 399, 401, 405
 Чикойский р-н 401—404, 406, 409
 Чикокон р. 405

- Чикоконское м-ние 400
 Чикоте м-ние 374
 Чиллагое м-ние 328
 Чичиканская группа 406, 409
 Чичиканское м-ние 400
 Чокайа м-ние 45, 48, 59, 375, 381, 382
 Чудское м-ние 395—397, 476, 477
 Чукотский п-ов 70, 76, 160, 298, 359, 385,
 423, 431, 432, 436, 450
 Чукотско-Сьюордская глыба 432
- Ша масс. 319
 Шантелуб м-ние 312
 Шаронайское м-ние 225, 245
 Шварценберг м-ние 50, 153, 218, 306, 310,
 313, 314
 Швеция 90
 Шеллерхау масс. 218, 232, 244, 245
 Шерлова Гора м-ние 70, 75, 118, 125,, 127,
 132, 134, 160—163, 254, 256, 279, 280,
 285, 400, 404, 410, 411, 461, 475—481,
 485, 492
 Шерловгорский масс. 253
 Шидка р. 292, 406
 Шилкинская зона 405
 Шилкинское м-ние 400
 Шлягенвальд м-ние 67
 Шнееберг м-ние 306
 Шу-Ко-Чанг м-ние 351
 Шумяловское м-ние 67, 70, 118—121, 126,
 265, 279, 288—291, 294, 400, 406, 451,
 461, 477, 485
- Ынних-Хайский масс., см. Арга-ынных
 Ыттыр-Халанское м-ние 426
 Эге-Хайское м-ние 51, 72, 166, 168, 190,
 203, 266—268, 273, 426, 429—430, 480
- Эзоп хр. 422
 Эйбеншток масс. 218, 222, 223, 244, 245,
 253, 306, 310
 Эйберфойль м-ние 334, 335, 493
 Эльдорадо м-ние 440
 Эльсмор-Тингха м-ние (см. Тингха) 494
 Эль-Сальвадор м-ние 55
 Эммавилль м-ние 269, 328, 332
 Эппрехштейн масс. 244
 Эренфридерсдорф м-ние 68, 183, 306, 310
 Эри оз. 317
 Эронго масс. 322, 323
 Эсутайская зона 406
 Этта-Майн м-ние 191—196, 358
 Этыка м-ние 51, 130, 133, 134, 256, 268,
 274, 290, 294, 400, 402, 404—407, 451,
 477
- Южная Дакота 48, 75, 93, 96, 98, 105, 191,
 358, 365, 487
 Южная Родезия 93, 251, 315, 323
 Южно-Африканский Союз 323
 Южно-Даурский р-н 179, 451, 452
 Юкон р. 362
 Юннань пров. 250, 349, 350, 353, 354
- Ява о. 348
 Яна р. 298, 385
 Яна-Адычанский р-н 29, 51, 150, 160, 161,
 164, 168, 171, 176, 196, 215, 218, 219,
 225—228, 240, 242, 246, 250, 251, 254,
 267, 273, 424—431, 451, 457
 Яна-Колымская зона 423
 Янский р-н 424—431, 450
 Япония 76, 150, 167, 170, 215, 217, 298,
 355—357

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
В. В. Щербина. Геохимия олова	
Введение	5
I. Олово как составная часть земной коры	5
II. Важнейшие химические особенности олова	7
III. Кристаллохимия олова	11
IV. Миграционная способность олова и формы его нахождения в природе	15
V. История олова в геохимических процессах земной коры	18
Литература	25
О. Д. Левицкий. Генетическая классификация оловорудных месторождений	
I. Общая часть	27
II. Классификация оловорудных месторождений	30
1. Формация оловоносных пегматитов	30
2. Формация касситеритово-кварцевая	32
3. Формация касситеритово-сульфидная	34
Я. Д. Готман, Т. Н. Шадлун. Минералы олова	
Введение	39
1. Герценбергит	41
2. Аргиродит-канфилдит	43
3. Станнин	46
4. Тиллит	52
5. Франкеит	57
6. Цилиндрит	60
7. Колюзит	63
8. Касситерит	66
9. Арандизит	78
10. Стокезит	84
11. Норденшильдит	85
12. Гулсит	86
13. Пэйджеит	87
14. Хельмит	89
15. Торолит	90
Литература	91
М. Ф. Стрелкин. Формация оловоносных пегматитов	
I. Общая характеристика и классификация оловоносных пегматитов	93
II. Описание основных типов оловоносных пегматитов	100
1. Кварцево-микроклиновый тип	100
1а). Альбитово-мусковитовый подтип	101
1б). Альбитово-топазово-мусковитовый (фтористый) подтип	103
2. Кварцево-микроклиново-сподуменовый тип	103
2а). Альбитово-турмалиновый (бористый) подтип	104
2б). Альбитово-мусковитовый подтип	105
III. Оловоносные пегматиты и кварцево-полевошпатовые жилы	106

IV. Основные черты процессов альбитизации и грейзенизации	107
1. Альбитизация оловоносных пегматитов	107
1а. Альбитизация в форме клевеландита	108
1б. Альбитизация в форме сахаровидного альбита	109
2. Грейзенизация оловоносных пегматитов	110
V. Распределение оловянного оруденения в оловоносных пегматитах	111
VI. Закономерности распространения оловоносных пегматитов и их поисковые признаки	113
Литература	114
О. Д. Левицкий. Месторождения касситеритово-кварцевой формации	
Введение	115
I. Общая характеристика месторождений касситеритово-кварцевой формации	115
II. Описание отдельных типов оловорудных месторождений	118
A. Тип оловоносных грейзенов	118
1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов	118
2. Морфология рудных тел	120
3. Характер минерализации	122
а) Интрузивные грейзены	122
б) Грейзены замещения	123
4. Генезис	127
Б. Касситеритово-топазовый тип	130
1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов	130
2. Морфология рудных тел	131
3. Характер минерализации	132
4. Генезис	135
В. Касситеритово-полевошпатовый тип	136
1. Морфология рудных тел	136
2. Характер минерализации	136
3. Генезис	138
Г. Касситеритово-кварцевый тип	138
1. Состав и условия формирования оловоносных интрузивов	138
2. Морфология рудных тел	139
3. Характер минерализации	140
4. Генезис	143
Заключение	144
Литература	147
Е. А. Радкевич. Месторождения касситеритово-сульфидной формации	
Введение	149
1. Общая характеристика касситеритово-сульфидных месторождений	150
2. Описание отдельных типов касситеритово-сульфидных месторождений	152
Тип I. Скарновые месторождения	152
A. Магнетитовый подтип скарновых месторождений	153
1. Общая характеристика	153
2. Характер рудоносных интрузивов	153
3. Морфология рудных тел	154
4. Минералогический состав	154
5. Генезис	155
Б. Сульфидный подтип скарновых месторождений	157
1. Общая характеристика	157

2. Характер рудоносных интрузий	157
3. Морфология рудных тел	158
4. Минералогический состав	158
5. Генезис	159
Тип II. Турмалиново-сульфидные месторождения	160
1. Общая характеристика	160
2. Особенности состава рудоносных интрузий	160
3. Морфология рудных тел	161
4. Минералогический состав	161
5. Особенности генезиса	165
Тип III. Хлоритово-сульфидные месторождения	165
1. Общая характеристика	165
2. Морфология рудных тел	166
3. Минералогический состав	167
Тип IV. Галениново-сфалеритовые месторождения	173
Подтип А. Галениново-сфалеритовые месторождения в известняках	174
Подтип Б. Близповерхностные галениново-сфалеритовые месторождения	174
1. Общая характеристика	174
2. Характер рудоносных интрузий	175
3. Морфология рудных тел	175
4. Минералогический состав	175
3. Особенности генезиса касситеритово-сульфидных месторождений	177
Литература	179

С. С. Смирнов Зона окисления оловорудных месторождений

Введение	181
1. Изменения минералов олова в условиях зоны окисления	182
А. Характер изменений касситерита в условиях зоны окисления	182
Б. Характер изменений станнина в условиях зоны окисления	189
В. Характер изменения других сульфостаннатов (помимо станнина) в условиях зоны окисления	198
2. Зона окисления касситеритово-пегматитовых и касситеритово-кварцевых месторождений	199
3. Зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений	200
А. Зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений, бедных сульфостаннатами	200
Б. Зона окисления касситеритово-сульфидных месторождений, богатых сульфостаннатами	206
4. Некоторые замечания о деревянистом олове	210
Заключение	211
Литература	213

Я. Д. Готман. Интрузии оловорудных провинций

I. Обзор предыдущих исследований	215
II. Общие геологические сведения об оловоносных интрузиях	216
А. Возраст оловоносных интрузий	216
Б. Положение оловоносных гранитоидов в складчатых структурах	218
В. Минералогический состав оловоносных гранитоидов	219
Г. Химический состав оловоносных гранитоидов	228
Заключение	245
Литература	247

О. Д. Левицкий. Пространственное расположение оловорудных месторождений

I. Расположение главнейших оловоносных провинций	249
II. Положение оловоносных интрузивов в складчатых геологических структурах	252
III. Расположение месторождений относительно рудоносных интрузивов	255
IV. Геологические структуры оловорудных месторождений	260
А. Геологические структуры оловорудных месторождений негматитовой формации	262
Б. Геологические структуры оловорудных месторождений касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формаций	263
V. Влияние состава и физических свойств вмещающих пород на структурные особенности месторождений	271
Литература	275

О. Д. Левицкий. Некоторые особенности образования оловоносных россыпей

Введение	277
I. Условия образования оловоносных россыпей	278
II. Особенности образования оловоносных россыпей в зависимости от типа коренного оруденения	279
III. Основные типы оловоносных россыпей	285
А. Современные россыпи касситерита	286
1. Элювиальные россыпи касситерита	286
2. Делювиальные россыпи касситерита	288
3. Аллювиальные россыпи касситерита	289
4. Прибрежные россыпи	295
Б. Древние россыпи касситерита	295
Литература	296

Е. А. Радкевич. Оловорудные районы зарубежных стран

Введение	297
I. Общая характеристика оловорудных провинций	297
II. Европа	298
А. Общая характеристика	298
Б. Геологическое строение	299
В. Описание оловорудных районов	299
1. Корнуолл	299
2. Рудные горы	305
а) Основные черты геологического строения и металлогении	305
б) Описание оловорудных месторождений	306
3. Пиренейский полуостров (Испания и Португалия)	311
4. Франция	312
5. Италия	312
Г. Генетические особенности оловорудных месторождений Европы	312
III. Африка	314
А. Общая характеристика	314
Б. Геологическое строение Африки и основные черты металлогении	314
В. Описание оловорудных районов	317
1. Нигерия	317
2. Оловоносный район Бельгийского Конго, Уганды, Руанеры и Танганьики	320
3. Юго-западная Африка	321
4. Родезия	323
5. Южно-Африканский союз	323

Г. Генетические особенности оловорудных месторождений Африки . . .	327
IV. Австралия	328
А. Общая характеристика	328
Б. Основные черты геологического строения	328
В. Описание оловорудных районов	328
1. Область докембрийской складчатости (Западная и Северная Австралия)	328
2. Зона каледонской складчатости	331
3. Зона варисской складчатости	332
4. Тасмания	334
а) Восточный район	334
б) Западный район	335
Г. Генетические особенности оловорудных месторождений Австралийской провинции	338
V. Азия	339
Va. Мезозойская оловоносная провинция Юго-восточной Азии	339
А. Общая характеристика	339
Б. Основные черты геологического строения и металлогении	339
В. Описание оловорудных районов	343
1. Острова Зондского Архипелага (Голландская Индия)	343
2. Британская Малайя	343
а) Оловоносные пегматиты	345
б) Оловоносные аплиты	346
в) Месторождения касситеритово-кварцевые	346
г) Месторождения касситеритово-сульфидные	346
д) Россыпи	347
3. Таи	348
4. Бирма	349
5. Индо-Китай	349
6. Южный Китай	350
Г. Некоторые генетические особенности месторождений оловорудной провинции Юго-восточной Азии	353
Vб. Третичная оловоносная провинция Восточной Азии. Япония	355
VI. Америка	357
VIa. Северная Америка	357
А. Общая характеристика	357
Б. Описание оловорудных районов	357
1. Оловорудные проявления на площади Канадского щита	357
а) Манитоба	357
б) Блэк Хиллс (Южная Дакота)	358
2. Мезо-кайнозойская зона (Аляска, Кордильеры)	359
а) Сьюардский полуостров (Аляска).	359
б) Горный округ Мало, Юкон	362
в) Британская Колумбия	362
г) Западная часть Соединенных Штатов (Калифорния, Невада, Новая Мексика)	363
д) Мексика	364
В. Закономерности распределения различных типов оловорудных месторождений Северной Америки	367
VIб. Южная Америка	368
Оловорудные проявления на площади Бразильского щита	369
Боливийская оловорудная провинция	369
А. Основные черты геологического строения и металлогении	370
Б. Описание оловорудных месторождений	372

1. Месторождения «нормального» ряда	372
а) Оловоносные пегматиты и месторождения касситеритово-кварцевой формации	373
б) Месторождения касситеритово-сульфидные	373
2. Близповерхностные месторождения	375
а) Тип Лалагуа	375
б) Тип Кольквечака	379
в) Тип Потози	379
г) Тип Каргуаиколло	382
В. Генетические особенности месторождений Боливии	382
Литература	383

Е. А. Радкевич. Оловорудные месторождения СССР

Введение	385
I. Балтийский щит	386
II. Урал	386
III. Кавказ	386
1. Месторождения, связанные с древними интрузиями	387
2. Месторождения, связанные с неинтрузиями	387
IV. Средняя Азия	388
А. Основные черты металлогении	388
Б. Оловорудные проявления южной зоны (южные дуги Тянь-Шаня)	389
1. Оловоносные пегматиты	389
2. Оловоносные скарны	390
3. Касситеритово-кварцевые месторождения	391
В. Оловорудные проявления северной зоны	391
1. Оловоносные скарны (Каравашское месторождение)	391
2. Галенитово-сфалеритовые месторождения	392
V. Центральный Казахстан	392
VI. Калба-Нарым и Алтай	393
А. Основные черты геологического строения и металлогении	393
Б. Описание оловорудных месторождений Калба-Нарыма	394
1. Калбинский район	395
2. Нарымский район	397
VII. Западная Сибирь	398
VIII. Енисейский край	398
IX. Забайкалье	398
А. Основные черты геологического строения и металлогении	398
Б. Описание оловорудных месторождений	403
1. Оловоносные пегматиты	403
2. Месторождения касситеритово-кварцевой формации	405
а) Оловоносные грейзены	406
б) Касситеритово-топазовые жилы	407
в) Полевшпатово-кварцевые жилы	407
г) Кварцевые жилы	408
3. Месторождения касситеритово-сульфидной формации	409
а) Месторождения турмалиново-сульфидные	410
б) Месторождения хлоритово-сульфидные	411
в) Месторождения галенитово-сфалеритовые	418
X. Дальний Восток (зона мезозойской складчатости)	420
XI. Северо-Восток Азии	422
А. Колымо-Индибирский район	424

Б. Янский район	425
а) Месторождения касситеритово-кварцевой формации	426
б) Месторождения касситеритово-сульфидной формации	428
В. Чауно-Чукотская зона	431
1. Чаунский рудный район	432
2. Амгумский рудный район	435
3. Восточно-Чукотский рудный район	436
XII. Приморская альпийская зона	436
А. Основные черты геологического строения Приморья	437
Б. Рудные проявления Приморья	439
В. Описание оловорудных месторождений	440
1. Месторождения касситеритово-кварцевы	440
2. Оловоносные скарны	440
а) Магнетитовые скарны — Белая гора	440
б) Сульфидно-магнетитовые скарны — Ванчинское месторождение	441
3. Месторождения хлоритово-сульфидные — Сталинское, Лифудзинское, Хрустальное	441
4. Месторождения галенитово-сфалеритовые — Синанча	446
XIII. Некоторые замечания о закономерностях пространственного расположения оловорудных месторождений на территории СССР	449
Б. М. К о с о в. Поиски, разведка и оценка месторождений олова	455
Введение	455
I. Поиски месторождений олова	455
А. Выбор поисковых районов	455
Б. Методы поисков	459
В. Полевая оценка результатов поисков	464
1. Интерпретация данных шлихового обследования	464
2. Оценка выявленных признаков коренных месторождений	467
II. Разведка месторождений олова	471
А. Морфология оловорудных месторождений	471
Б. Группировка оловорудных месторождений по условиям разведки	475
В. Разведка месторождений с поверхности	476
Г. Разведка месторождений на глубину	481
Д. Опробование	483
Е. Разведка оловоносных россыпей	485
III. Оценка промышленного значения месторождений олова	486
А. Краткие экономические сведения	487
Б. Основные факторы оценки оловоносных россыпей	488
В. Основные факторы оценки коренных месторождений	492
Г. Оценка оловорудных проявлений различных генетических типов	496
Географический указатель	505

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

*

РИСО АН СССР № 2252. А — 05447
Тип. заказ № 809. Подп. к печ 13/V 1947 г.
Формат бум. 70 X 108 ¹/₁₆. Печ. л. 32¹/₂.
+4 вклейки. Уч.-изд. 46,5, Тираж 1500

1-л тип. Издательства Академии Наук СССР
Ленинград, В. О. 9 линия, д. 12.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
112	13 снизу	данным опробования колеблется в весьма широких пределах	гнезда показывают содержание олова в десятки процентов.
186	22 сверху	Таблица 9	Таблица 3
298—299	Подп. к фиг. I, 5 снизу	эти	Еще