

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 54. МИН.-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 12). 1941

Ю. А. Арапов. О НЕКОТОРЫХ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТАХ.
А. М. Болдырева. ЗАВИСИМОСТЬ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ, ФИЗИЧЕСКИХ
И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КАССИТЕРИТА ОТ ЕГО ГЕНЕЗИСА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Ю. А. АРАПОВ

О НЕКОТОРЫХ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТАХ

ВВЕДЕНИЕ

Оловорудные проявления пегматитового типа имеют широкое развитие в ряде районов Советского Союза.

Наиболее изученными в настоящее время являются олово-литиевые пегматиты р. Завитой в Забайкалье и Туркестанского хребта в Средней Азии и оловоносные пегматиты горы Алтын-тау в Кызыл-кумах и Калбинского хребта в Казахстане.

При изучении этих рудных проявлений был собран значительный материал, характеризующий их наиболее важные особенности и позволяющий объединять оловоносные пегматиты в одну группу месторождений, близких по генезису. Проведенное автором сопоставление оловоносных пегматитов Советского Союза с некоторыми иностранными месторождениями олова и лития данного типа показало, что последние также обладают многими чертами, характерными для месторождений СССР. В самом деле, сходство минералогического состава, структурных и текстурных особенностей олово-литиевых пегматитов р. Завитой, Туркестанского хребта, Ю. Дакоты в США и Манитобы в Канаде настолько велико, что при сравнении нередко кажется, что все эти дайки принадлежат к единому пегматитовому полю, а не находятся в далеко друг от друга отстоящих частях земного шара.

В настоящей статье, не претендующей на исчерпывающую полноту, рассматриваются лишь наиболее известные иностранные и отечественные месторождения, сравнение которых позволяет сделать ряд общих выводов о генезисе оловоносных пегматитов и оптимальных условиях выделения в них касситерита разных генераций.

В статье мы приводим также соображения об экономическом значении месторождений описываемого типа и методах их эксплуатации, основываясь, главным образом, на данных, полученных при разработке иностранных месторождений. К сожалению, полученные из литературных источников сведения по последнему вопросу чрезвычайно скудны, и поэтому экономические данные являются далеко не полными.

В основу деления описываемых гранитных пегматитов автором принята классификация, предложенная впервые D. R. Derry (1931) и затем хорошо разработанная К. К. Landes (1934) в его сводной работе по классификации пегматитов.

Согласно этой классификации пегматиты подразделяются на две основные группы:

1. Простые пегматиты, содержащие почти исключительно породообразующие минералы и образованные преимущественно в магматическую стадию.

Простые пегматиты распространены в значительно большем количестве, чем сложные, но так как они обычно не содержат ценных минералов, то часто не упоминаются во многих работах.

2. Сложные пегматиты, претерпевшие в процессе своего формирования разнообразные превращения с наложением ряда более низкотемпературных фаз. Во многих случаях сложные пегматиты возникают на месте простых в результате широко развитых процессов замещения минералов простых пегматитов в пневматолитовый и гидротермальный этапы жизни пегматитовой дайки.

Сложные пегматиты содержат ряд ценных минералов, представляющих большой промышленный интерес, и поэтому изучены более полно. Более дробные подразделения этой группы блестяще выполнены А. Е. Ферсманом (1932) в его монографии о гранитовых пегматитах, а также в упомянутой работе Ландеса.

Описываемые оловоносные пегматиты представляют собой лишь небольшую часть группы сложных пегматитов, и поэтому необходимо учитывать, что некоторые выводы, приводимые нами на основании изучения оловоносных пегматитов, далеко не всегда могут быть распространяемы на все сложные пегматиты.

Оловоносные пегматиты являются одним из наиболее высокотемпературных типов месторождений этого металла. На это указывает как расположение этих пегматитовых жил относительно родоначальных интрузий, так и сопоставление минеральных парагенезисов в оловоносных пегматитах с парагенезисом минералов в пневматолитовых кварцевых жилах и сульфидных гидротермальных месторождениях. Следует лишь отметить, что различие в парагенезисе между оловоносными пегматитами и пневматолитовыми кварцевыми жилами обусловлено, возможно, не только различием в температурных условиях отложения касситерита в обоих случаях, но и разным составом остаточного пегматитового расплава и пневматолита, разобщенных в более ранние этапы застывания гранитной магмы.

ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Пегматиты Манитобы в Канаде

Эта группа пегматитов подробно описана D. R. Derry (1931).

Район месторождений сложен осадочными и эффузивными породами докембрийского возраста, прорванными сложной интрузивной серией. Осадочная свита представлена кварцитами, граувакками, конгломератами и сланцами, а эффузивные породы — андезитами, дацитами и трахитами. В интрузивный комплекс входят как основные, так и средние и кислые породы, причем последовательность интрузий идет от основных к кислым.

С наиболее поздними интрузиями кислых гранитов генетически связаны аплиты и пегматиты, внедрившиеся в виде пластовых и секущих даек в эффузивно-осадочную кровлю и в краевые части гранитных и гранодиоритовых батолитов. С пегматитами тесно связаны небольшие рудные жилы с пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом. В тех случаях, когда дайки состоят из одного аплитового или одного пегматитового материала, отчетливо видно, что пегматиты образовались позднее аплитов, так как они секут последние.

Многие дайки, однако, на ряду с аплитовым материалом имеют участки с пегматитовым строением, но и в этих случаях внимательное изучение текстур и структур даек показывает, что пегматиты являются более поздним образованием, чем аплиты.

В районе р. Виннипега на ряду с обычными простыми пегматитами, широко развитыми в Восточной Манитобе, были встречены сложные

пегматиты, содержащие минералы олова, лития, бериллия и других редких элементов.

Для простых пегматитов Манитобы характерны следующие минералы: кварц, ортоклаз, микроклин, апатит, биотит, мусковит, черный турмалин (шерл) и гранат. В сложных пегматитах наряду с этими минералами были установлены альбит, кварц II,¹ касситерит, танталит, берилл, сподумен, лепидолит, амблигонит, полихромные турмалины, мусковит II, мусковит III, монацит, топаз и уранинит.

Дерри, подробно разбирая парагенетические соотношения минералов, структурные и текстурные особенности даек сложных пегматитов, доказывает, что сложные пегматиты Манитобы возникли на месте простых, преимущественно вследствие замещения ранее образованных минералов в последних.

Дерри отмечает следующие характерные структурные и текстурные особенности в дайках сложных пегматитов:

1. Пегматиты, содержащие минералы с редкими элементами, чаще всего имеют форму горизонтально лежащих пластовых инъекций, хотя встречаются также неправильные штоки, линзы и трубообразные дайки.

2. Эти горизонтально лежащие дайки нередко образуют пологие седлообразные складки, и в таких случаях минералы с редкими элементами обычно наблюдаются в сводах складок и исчезают по направлению к краям складок.

3. По направлению к краям седлообразных горизонтальных даек нередко наблюдается переход сложного пегматита в простой.

4. Для района Манитобы характерно, что пегматиты, содержащие много касситерита, не содержат литиевых минералов, и, наоборот, литиевые пегматиты обычно бедны касситеритом.

5. Для всех сложных пегматитов особенно характерен процесс альбитизации калиевого полевого шпата, а иногда грейзенизации пегматита.

Все встреченные пегматиты можно подразделить на четыре основные группы:

1) Пегматиты, содержащие касситерит. Чаще всего это уже упомянутые седлообразные горизонтальные пластовые дайки. Касситерит в них приурочен к висячему боку дайки, где нередко образует довольно крупные скопления. По направлению к крыльям складок количество касситерита убывает, и он исчезает. Обычная ассоциация минералов — альбит, кварц, зеленый мусковит, берилл, апатит и, реже, сподумен.

2) Альбит-аплиты с касситеритом. Эта порода, состоящая из тонкозернистого белого альбита и подчиненного кварца, содержит касситерит в виде мелких рассеянных кристаллов. Некоторые дайки целиком состоят из этого материала, но довольно часто лишь часть дайки пегматита состоит из аплит-альбита.

3) Пегматиты с литиевыми минералами. В этих дайках встречены в большом количестве такие минералы как сподумен, лепидолит и, реже, амблигонит. Наблюдались следующие интересные структурные соотношения:

а) пластообразная дайка; верхняя часть состоит из кварц-альбитовой породы, а нижняя — из микроклина, замещаемого альбитом; между этими горизонтами расположена зона, содержащая много литиевых минералов в кварце и альбите;

б) трубообразная дайка, обладающая зонарным строением; внешняя зона аплитовидная и состоит из альбита, кварца и небольшого количества граната; следующая зона представляет собой зернистый пегматит, состоящий из микроклина, замещаемого альбитом, кварца, мусковита и лепидолита; следующая внутренняя зона состоит из крупных кристаллов

¹ II — второй генерации и т. д.

сподумена, белого альбита, розового лепидолита и, наконец, центральное ядро — из почти чистого лепидолита.

4) Пегматит с бериллом. Довольно редкие дайки альбитизированного пегматита, содержащие много берилла, а также танталит, монацит и уранинит.

Дерри на ряде примеров доказывает, что новые минералы в сложных пегматитах возникли за счет минералов простых пегматитов путем их замещения. Нередко также наблюдаются случаи, когда более ранние минералы сложных пегматитов замещаются минералами, образующимися в более поздние фазы пегматитового процесса. При этом касситерит в большинстве случаев замещает альбит, но наблюдались и такие случаи, когда касситерит замещался более поздним альбитом. Отсюда мы можем сделать вывод, что он отлагался непосредственно после выделения главной массы альбита.

Дерри дает следующую картину генезиса пегматитов. В конце застывания гранитной магмы образовался остаточный расплав, имеющий состав простого пегматита, но с небольшим количеством Na, летучих веществ и некоторых редких элементов. Эта магма, когда часть минералов в ней уже кристаллизовалась, была отжата и разделилась на две части. Одна дала начало аплитам, а другая, более богатая водой и летучими соединениями, дала начало пегматитам. Во время застывания последний Na вместе с соединениями редких элементов концентрировался в остаточной жидкой части, содержащей много воды. Эти подвижные, богатые водой растворы мигрировали вверх, в дайки простого пегматита, вероятно, еще до того, как они полностью застыли, и замещали ранее образованные минералы.

В первую стадию происходило преимущественно замещение калиевого полевого шпата альбитом, а далее вновь образованный альбит и минералы простого пегматита замещались сподуменом, лепидолитом, касситеритом, танталитом и другими минералами.

Касситерит, вероятно, выносился в виде летучих соединений и поэтому отложился преимущественно в верхней части даек.

К сожалению, сведений о запасах и процентном содержании олова в пегматитовых дайках у нас не имеется. Обычно наиболее богатые участки представляют собой разобщенные гнезда. Широкие поисковые и разведочные работы в период с 1927 по 1929 г. показали, что в условиях экономики Канады эти месторождения как оловянные нерентабельны. Вместе с тем разведочные работы доказали, что пегматиты обладают громадными запасами литиевых минералов, выдвигающих Манитобу по этому сырью на одно из первых мест в мире.

H. V. Ellsworth (1932) в своей сводной работе о минералах редких элементов в Канаде указывает на следующие полезные ископаемые в пегматитах Манитобы: лепидолит, сподумен, амблигонит, касситерит, колумбо-танталит, различные минералы редких земель и урановые минералы, берилл, топаз и поллуцит. Ведущими полезными ископаемыми являются литиевые минералы, но другие ценные составные части, несомненно, будут извлекаться попутно.

2. Пегматиты Ю. Дакоты в США

В настоящем разделе описываются лишь следующие месторождения Ю. Дакоты: Etta, Hugo, Peerless, Ingersoll и Tin Mountain, являющиеся наиболее интересными по своим минералам. Все они расположены в южной части горной цепи Black Hills на высоте 1300—1500 м.

Многочисленные пегматитовые дайки Ю. Дакоты залегают в докембрийских кристаллических сланцах, представляющих собой сохранившуюся часть кровли гранитового батолита, прорываемую рядом мелких интрузий и даек гранитов. Наиболее крупный выход интрузивных пород —

граниты вершины Harney Peak — расположен в нескольких километрах от описываемых даек.

Характерно, что сами граниты во многих случаях имеют пегматоидный облик и содержат обильные включения ксенолитов сланцевой кровли. Это указывает на то, что эрозия вскрыла здесь лишь верхние апикальные части гранитового батолита. Обычными минералами гранитов являются полевые шпаты, кварц и мусковит, на ряду с ними часто присутствует также розовый кварц и черный турмалин. Характерна альбитизация гранитов, повышенная кислотность пород и наличие минералов, указывающих на активную деятельность минерализаторов.

Кристаллические сланцы представлены филлитами, слюдистыми, ставролитовыми, турмалиновыми, актинолитовыми, гранатовыми, графитовыми сланцами, слюдистыми гнейсами, амфиболитами и кварцитами. По направлению к интрузиям степень метаморфизма сланцев возрастает; вокруг даек пегматитов также наблюдается контактовая оторочка, состоящая из биотитового гнейса, содержащего турмалин.

Многочисленные дайки пегматитов, интродуцировавшие в описываемую толщу сланцев, расположены вокруг гранитов вершины Harney Peak и, несомненно, генетически с ними связаны. На ряду с описываемыми ниже олово-литиевыми пегматитами здесь наблюдаются другие типы пегматитов, преимущественно шерл-мусковитовые пегматиты, кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом и кварцевые жилы с полиметаллами и золотом.

Пегматиты Ю. Дакоты изучены довольно подробно и описаны в ряде работ. Для нас наибольший интерес представляют работы К. К. Landes (1925), G. M. Schwartz (1925, 1930) и F. L. Hess (1933).

1. Из всех месторождений Ю. Дакоты наиболее известна дайка Etta Mine. Месторождение представляет собой вертикальную дайку овальной формы с диаметрами 60—75 м. В настоящее время вся верхняя часть дайки до глубина 45 м вынута при эксплуатации. На горизонте 37 м дайка подсечена откаточной штольней; на глубине 30 м ниже уровня штольни дайка прослежена с помощью буровых скважин. Полезными ископаемыми месторождения являются литий (сподумен, амблигонит и липидолит), вольфрамит, слюда, розовый кварц, полевой шпат, берилл, касситерит (раньше) и немного танталита и колумбита.

По Hess (1909) и Blake (1883—1884), в верхней части дайка имела концентрическое строение и состояла из четырех зон:

- 1) наружная зона мусковита и биотита;
- 2) зона, состоящая из кристаллов сподумена и грейзена с касситеритом;
- 3) зона грейзена с касситеритом;
- 4) центральное ядро, состоящее из кварца с подчиненным полевым шпатом и сподуменом.

Во вскрытых в настоящее время более глубоких горизонтах дайка имеет следующее строение:

- 1) внешняя узкая зона, состоящая в основном из мусковита, кварца и полевого шпата;
- 2) внутренняя крупнозернистая часть, состоящая из кварца, полевого шпата, сподумена с меньшим количеством мусковита, лепидолита, берилла, колумбита, литиофиллита и других минералов.

Интересно отметить, что количество касситерита в дайке с глубиной заметно убывает, и в настоящее время он на глубине 45 м является сравнительно редким минералом.

Для месторождения характерно гигантнокристаллическое строение. Размер кристаллов сподумена колеблется от 0.3 до 8—11 м. Наиболее крупный вынутый кристалл сподумена размером $12 \times 1 \times 2$ м весил 47 т.

Отдельные скопления танталита достигали по весу 600 кг, а касситерита 20—24 кг.

Главные минералы дайки — сподумен, кварц, полевой шпат (альбит, микроклин, олигоклаз) и мусковит. Реже встречаются колумбит, танталит, лепидолит, апатит, берилл, литиофиллит, касситерит, вольфрамит, трифилин и опал; еще реже — стрюверит, купро-касситерит, станнын, малахит, пурпурит, скородит, гетеролит, тапиолит, амблигонит, биотит, лейкокуприт, турмалин, триплит и некоторые другие.

2. Пегматитовая дайка Нуго представляет собой таблитчатое тело, круто падающее на север, и прослеживается по простиранию на расстоянии свыше 60 м. В строении дайки заметна зонарная текстура по направлению от лежачего к висячему боку.

Лежачий бок дайки состоит преимущественно из мусковита и берилла. Эта зона сменяется средней мощной зоной, состоящей из кварца, амблигонита, апатита, колумбита, касситерита и других минералов. В контакте этой зоны с верхней наблюдается особенно много касситерита. Верхняя зона состоит преимущественно из микроклина и кварца, и минералы средней зоны отчетливо развиваются за счет ее минералов.

Изменение в распределении минералов наблюдается в дайке также и по направлению простирания. Здесь основной пегматит по направлению к восточному контакту сменяется сначала зоной мусковита, далее грубозернистой породой, состоящей из черного турмалина с подчиненным кварцем и полевым шпатом и, наконец, мелкозернистым пегматитом с гранитовой структурой.

Наиболее распространенные минералы в дайке — кварц и микроклин. Характерно обильное развитие амблигонита, играющего в месторождении Etta подчиненную роль.

В средней зоне были встречены крупные скопления амблигонита. Сподумен присутствует в крупных, но не гигантских кристаллах. Лепидолит рассеян в средней зоне. Месторождение разрабатывается на литиевые минералы.

3. Пегматитовая дайка Peerless имеет размер 75×45 м и в одну сторону заканчивается широким «конским хвостом». В дайке по направлению от лежачего к висячему боку также намечается грубая зонарность.

Зона лежачего бока состоит из мусковита, кварца и микроклина. Средний горизонт содержит наряду с обычными минералами ряд минералов редких элементов. В кровле развита зона кварца и полевого шпата.

Дайка содержит много амблигонита, встречающегося в виде крупных скоплений.

4. Три пегматитовые дайки месторождения Ingersoll. Первая дайка содержит серебристую и зеленую слюду, альбит (клевеландит), кварц, черный турмалин, сподумен и крупные кристаллы белого берилла до 10 см в диаметре. Вторая дайка небольшого размера и содержит кварц, белый берилл, амблигонит, микроклин, альбит и белую и желтую слюду. Третья дайка имеет почти квадратную форму с сечением около 26 м. Во многих местах в дайке у контактов наблюдается мелкозернистая гранитовая порода и крупные пачки мусковита. В средней части она состоит из неправильно распределенных скоплений кристаллов лепидолита, клевеландита, кварца, амблигонита, микроклина, колумбита и других минералов. В одном месте в дайке было встречено скопление колумбита весом около 1 т.

5. Пегматитовая дайка Tin Mountain расположена к западу от гранитов вершины Hagney Peak, в то время как остальные описываемые месторождения расположены к востоку. Кроме того, она находится на значительном большом удалении от гранитов.

Дайка образует линзообразное тело, падающее на северо-запад. Характерна контактовая оторочка, богатая мусковитом, окружающая

основное тело пегматита. Главная масса пегматита состоит из микроклина, кварца, сподумена, мусковита II, амблигонита, лепидолита, поллуцита, берилла, альбита, биотита, литиофиллита и колумбита. Сподумен нередко образует крупные кристаллы. Характерным минералом месторождения является поллуцит, не встреченный в других месторождениях Ю. Дакоты. Размер выделений этого минерала достигает 35 см в поперечном сечении. Большой интерес представляет также цезиевый биотит, содержащий около 3.5% Cs_2O .

Ландес подробно описывает пегматиты Ю. Дакоты и считает, что они в процессе своего формирования претерпели ряд сложных превращений. Вначале происходило образование главной части пегматитового тела, с кристаллизацией таких минералов, как кварц I, микроклин, черный турмалин, мусковит I, трифилин, Мп-апатит и берилл I. Минерализаторы и редкие элементы не играли серьезной роли в эту первую стадию образования пегматита.

При последующем охлаждении пегматитового расплава минерализаторы и соединения редких элементов поднимались вверх и замещали ранее возникшие минералы дайки, образуя сложные пегматиты. Ландес намечает две фазы в процессе образования этих минералов. Первая — промежуточная, в которой происходило образование таких минералов, как берилл II, сподумен, амблигонит и, вероятно, поллуцит. Вторая — более низко температурная, в которой происходило отложение полихромного турмалина, лепидолита, мусковита II, альбита, касситерита, танталонобатов и других минералов.

Минералы этих более поздних фаз часто распределены в дайке неравномерно, так как их положение в значительной степени определялось наличием трещин и других проводящих путей в теле дайки.

С геохимической точки зрения для первого магматического этапа характерно богатство K и подчиненная роль Na, при известном отложении B и Be. Для промежуточной фазы характерно богатство Li и некоторый вынос Be. Для третьей стадии характерно богатство Na. Значительное количество Li еще сохраняется, в то время как K играет небольшую роль.

Наблюдения за парагенезисом касситерита показывают, что в пегматитовых месторождениях Ю. Дакоты его обычными спутниками являются клевеландит, кварц II, лепидолит и зеленый мусковит. Размер кристаллов касситерита колеблется от довольно крупных зерен 2.5—4 см поперечного сечения до очень мелких.

Касситерит был впервые обнаружен в районе Black Hill в золотосносных россыпях в 1876 г. В коренном залегании касситерит был обнаружен в месторождении Etta в 1883 г. при разведочных работах на мусковит.

В следующее десятилетие (1884—1894 гг.) компания The Harney Peak Tin Mining Millino and Manufacturing Company с английскими и американскими капиталами развила широкую деятельность по поискам, разведке и пробной эксплуатации оловоносных пегматитов месторождений Ю. Дакоты. Компанией, стремившейся захватить монополию, были скуплены многочисленные заявки и разведки. Значительные суммы были вложены на постройку рабочих поселков и размолочных установок. В течение десятилетия был разведан ряд месторождений, но в 1894 г., вследствие банкротства компании, работы были законсервированы, и с тех пор изучению оловянных месторождений Ю. Дакоты уделялось незначительное внимание.

В 1898 г. рудник Etta стал привлекать внимание как месторождение сподумена и других литиевых минералов. По данным Lincoln, за период с 1898 по 1927 г. из пегматитов Ю. Дакоты было добыто около 17 000 т литиевых минералов (из них 13 000 т сподумена в месторождении Etta). Никаких сведений о добыче касситерита во время этих работ нет.

В результате разведок 1894 г. в районе было установлено несколько сотен пегматитовых даек и кварцевых жил с касситеритом. Из них более серьезного внимания заслуживают лишь 20. Почти все оловоносные дайки, за исключением некоторых (в частности описываемых здесь даек Etta и др.), характеризуются небольшой мощностью, колеблющейся в пределах 0.3—2.2 м. Оловоносные кварцевые жилы имеют еще меньшую мощность.

Разведки показали, что участки с касситеритом расположены в жилах большей частью столбами, причем эти столбы (гнезда) с промышленным содержанием касситерита в большинстве случаев имеют небольшое поперечное сечение и продолжаются в глубину на небольшое расстояние. Такой характер распределения полезного ископаемого затрудняет разработку месторождения сплошными выработками, и поэтому Hess считает наиболее целесообразным производить выборочную выемку руды.

Сведения о содержании металла в грейзенах довольно разноречивы, что вполне естественно при гнездовых месторождениях.

Размол 5000 т породы из разных месторождений дал в 1898 г. среднее содержание Sn в 0.25%.

Подсчеты некоторых других исследователей, произведенные на основании отдельных проб, дают значительно более высокие цифры среднего содержания Sn в месторождениях:

По Blake	1.6 ‰
» Bayley	6 ‰
» Hottman	1.77 ‰
» Vincent	1 ‰
» Thomas	1.2 ‰
» Mineral Industry (1904 г.) .	1.2 ‰

Из приведенных данных (отбрасывая заведомо высокие содержания в отдельных гнездах) можно считать, что среднее содержание в более богатых дайках соответствует 1% Sn, а среднее содержание в более бедных месторождениях не превышает 0.4% Sn.

Изучение россыпей в районе месторождений Ю. Дакоты показало, что промышленного количества касситерита они не содержат.

Из приведенных экономических сведений видно, что пегматиты Ю. Дакоты являются в основном литиевыми месторождениями. До настоящего времени этот район является основным источником литиевого сырья. В месторождении Tin Mountain большой интерес представляет поллуцит, содержащий около 36% Cs_2O . Касситерит и тантало-колумбитовые минералы могут извлекаться лишь как попутные продукты при извлечении литиевых и цезиевых минералов.

Полезными ископаемыми в месторождениях Ю. Дакоты являются сподумен, амблигонит, лепидолит, поллуцит, мусковит, турмалин, касситерит, тантало-колумбит, розовый кварц, полевой шпат.

Многие из этих минералов можно извлекать из месторождений с выгодой лишь при комплексном использовании полезных ископаемых.

3. Пегматиты р. Завитой в Забайкалье

Пегматитовые дайки р. Завитой залегают в слабо метаморфизованной сланцево-песчаной толще триаса, представленной углистыми и частично слюдистыми сланцами, граувакковыми песчаниками и линзами конгломератов. Весь этот комплекс пород прорывается небольшими интрузиями гранитов, гранит-аплитов, двуслюдистых гранитов и пегматоидных гранитов. Наиболее поздними интрузивными образованиями являются дайки пегматитов, генетически связанные с описываемыми гранитами.

Месторождения р. Завитой были впервые описаны Б. Н. Артемьевым (1930), а затем довольно подробно Г. С. Левиным (рукопись), специально занимавшимся изучением этих месторождений.

Пегматитовые дайки приурочены к породам триасовой толщи, причем в зоне контакта сланцев с гранитами расположены лишь простые пегматиты, а пегматиты с касситеритом и литиевыми минералами находятся всегда на некотором расстоянии от гранитов. Для даек простых пегматитов также характерно отсутствие полихромных турмалинов, при наличии черного шерла, и очень слабое проявление процессов грайзенизации.

По Г. С. Левину, из описанных в районе 108 даек лишь 42 содержат сподумен. Эти дайки принадлежат к натро-литиевому типу.

Контактовое воздействие пегматитов на окружающие породы слабое и выражается лишь в образовании узкой контактовой оторочки, содержащей более перекристаллизованную породу со слюдой, графитом, кварцем и шерлом.

Простираение даек $300\text{--}320^\circ$, падение $15\text{--}85^\circ$. Мощность колеблется в пределах от 0.30 до 15 м, причем по простираению нередко наблюдается смена линзовидных раздувов прежимами. Длина даек от 100 до 500 м.

По текстуре дайки сложного пегматита с редкими минералами можно разбить, согласно Левину, на три типа: 1) симметричные, 2) асимметричные, 3) неправильно-ксенолитовые.

1. Для симметричных даек характерно следующее строение:

1) аплитовая оторочка в зальбандах, состоящая из кварца, ортоклаза, кислого плагиоклаза, небольшого количества мусковита и альмандина; все минералы часто замещаются сахаровидным альбитом; мощность зоны от 0.02 до 0.5—1.0 м;

2) зона пегматита без сподумена; состоит из серого кварца, микроклина, светлого мусковита;

3) центральная часть дайки; состоит из сподумена (от 5 до 20%), полупрозрачного кварца, микроклина, микропертита, черного и полихромного турмалина, сахаровидного и пластинчатого альбита.

2. Асимметричные дайки обладают следующим строением:

1) висячий бок — аплит; мощность 0.02—0.5 м;

2) периферическая пегматитовая зона без сподумена;

3) сподумен-пегматитовая зона; сначала среднезернистая, потом гигантокристаллическая, а затем снова среднезернистая;

4) лежащий бок; вмещающая порода ничем не отделяется от пегматит-сподуменовой зоны.

3. Для неправильно ксенолитовой текстуры характерно отсутствие какой-либо закономерности в строении. Присутствуют быстро выклинивающиеся линзы и прожилки сподуменовой пегматита, «глыбы» аплита и бессподуменовой пегматита, участки микроклина. Такое строение наводит на мысль, что в процессе формирования дайки имело место раздробление с выполнением более поздним сподуменным материалом.

Часто различные типы описанных текстур присутствуют в одной и той же дайке и сменяют друг друга по простираению. Преобладают дайки с симметричной структурой, а асимметричные и неправильно-ксенолитовые текстуры наблюдаются лишь в наиболее мощных дайках.

Кроме описанных текстур в отдельных дайках наблюдаются полосчатые текстуры замещения, связанные с развитием сахаровидного альбита и, реже, кварц-мусковитового грейзена с касситеритом, замещающих ранее образованные минералы пегматита.

Грейзенизированные участки с касситеритом расположены в теле дайки кустообразно, и их мощность обычно не превышает 0.10—0.20 м.

Г. С. Левин дает следующий список минералов, обнаруженных в пегматитах р. Завитой:

1) кварц пяти генераций (в аплитовых зальбандах светлосерый; в периферической пегматитовой зоне светлосерый до полупрозрачного; в спо-

думеновом пегматите светлосерый до молочно-белого; розовый; короткостолбчатый в друзах);

2) микроклин — разъедается всеми позже выделившимися минералами;

3) альбит двух генераций (сахаровидный, ассоциируется со спессартином, короткостолбчатым шерлом, а пластинчатый, более поздний, клевеландит ассоциируется с полихромным турмалином и лепидолитом);

4) турмалин шести генераций: радиальнолучистый шерл — около заландов; черный шерл — кристаллы до 0.3—0.4 м длиной; переходные разности с черной серединой и зеленой периферией; короткопризматический черный шерл; зеленый полихромный турмалин; зеленый, переходящий в розовый;

5) мусковит пяти генераций: светлый мусковит в аплите; белый мусковит в пегматите; зеленоватый; светлозеленый до яблочно-зеленого, ассоциирующийся с касситеритом; бледнозеленый до желто-зеленого в сподуменовом пегматите;

6) лепидолит;

7) жильбертит;

8) кукеит (?);

9) берилл трех генераций: зеленый в пегматите; светло-зеленый и белый;

10) альмандин — в аплите;

11) спессартин — связан с альбитизацией;

12) колумбит — танталит;

13) касситерит двух генераций: в грейзене и в сподумене с клевеландитом;

14) бледнозеленый апатит.

Из описанного Г. С. Левиным парагенетического соотношения минералов видно, что многие минералы замещают ранее образованные и отчетливо развиваются на их месте. Повидимому, раньше всего в магматическую стадию образовались такие минералы, как кварц, микроклин, часть черного турмалина, часть слюды, часть берилла и альмандин. Все остальные минералы образовались в более поздние стадии застывания пегматита и в значительной степени в результате замещения ранее образованных минералов.

Симметричные текстуры в дайках сложных пегматитов возникли, повидимому, в тех случаях, когда средняя полость дайки не была полностью выполнена в магматическую стадию. В других же случаях или в случае тектонических подвижек в полости дайки возникли асимметричные и неправильно-ксенолитовые текстуры.

Касситерит чаще всего наблюдается в парагенезисе со светлосерым кварцем и зеленоватым мусковитом или же (II генерация) со сподуменом и клевеландитом.

Г. С. Левин дает следующую картину истории формирования сложных пегматитов р. Завитой:

I этап. Образование аплита, 800—750°. Альмандин, лучистый шерл, частично микроклин, кварц I.

II этап. Главная кристаллизация — образование крупнозернистого пегматита, 750—550°, микроклин, кварц II, белый мусковит, крупный шерл, редкий зеленый берилл, возможно танталит. Характерна ведущая роль K и подчиненная Na.

III этап. Интервал 550—450° — альбитизация пегматита, кварц III, сподумен, сахаровидный альбит, зеленый турмалин, зеленоватый мусковит, бледнозеленый берилл, колумбо-танталит, касситерит I, апатит, спессартин и короткостолбчатый шерл. Роль K сводится к нулю. Характерна ведущая роль Na и Li и подчиненная Sn, Mn, N и Ta.

IV этап. Приближение гидротермального этапа 450—400°. Клевеландит, лепидолит, касситерит II, кварц IV и V.

У этап. Гидролиз при 400—100°. Развитие жильбертита и кукеита. Характерен процесс разрушения сподумена с образованием на его месте неизученных слюдистых минералов.

Разведочные работы, проведенные в месторождениях р. Завитой, показали, что пегматиты обладают крупными запасами литиевых минералов (преимущественно сподумена), благодаря чему это месторождение можно рассматривать как один из крупнейших мировых источников литиевого сырья.

Касситерит, как уже отмечалось, рассеян в виде небольших кристаллов в теле даек крайне неравномерно и приурочен к отдельным гнездам. Работы последних лет показали, что запасы касситерита в дайках незначительны, и он может с выгодой извлекаться лишь как побочный продукт при разработке месторождений на сподумен.

Для тантало-ниобатов мы имеем ту же картину, что и для касситерита. Эти минералы представляют собой рентабельное сырье лишь в том случае, если они будут добываться как побочный продукт при извлечении литиевых минералов.

4. Пегматиты Туркестанского хребта в Средней Азии

Эта группа месторождений была открыта лишь в 1933 г. и в настоящее время изучена еще недостаточно подробно. Ежегодно открываются новые минералы, роль которых в месторождениях часто еще не ясна. Описание отдельных месторождений для настоящего очерка взято из отчетов Ю. А. Арапова и др.

Месторождения приурочены к контактово-измененным сланцам верхнего силура, прорываемым интрузиями порфировидных и мелкозернистых гранитов.

В связи с контактовым воздействием интрузий филлитовидные сланцы верхнего силура превращены в гнейсы и андалузитовые, силлиманитовые, кордиеритовые, слюдистые и другие сланцы.

С гранитами генетически связаны многочисленные пегматитовые дайки, наблюдавшиеся как в самих гранитах, так и в приконтактной зоне окружающих интрузий сланцев, шириной 1.5—2 км. Незначительный размер обнажающихся интрузий гранитов, порфировидный облик интрузий, часто встречающиеся в гранитах ксенолиты сланцев и наличие в самих гранитах пегматитовых даек указывают на то, что в настоящее время эрозией вскрыта лишь верхняя часть гранитного интрузива.

Пегматитовые дайки нередко образуют отдельные пегматитовые поля, появляясь в них пачками. Наиболее часто встречаются биотит-шерл-полевошпатовые дайки, по своему характеру близко стоящие к простым пегматитам. Некоторые из этих даек подвергаются последующей переработке, в связи с которой в них возникает ряд новых минералов. В одних случаях происходит альбитизация при одновременном развитии мусковита и более позднего кварца (иногда в виде мелкозернистого грейзена). В других случаях одновременно с альбитизацией в дайке образуются литиевые минералы. Наконец, нередко образование литиевых минералов происходит одновременно с процессом грейзенизации.

В настоящее время для пегматитов Туркестанского хребта можно дать следующий общий список минералов: 1) микроклин; 2) кварц нескольких генераций (серый, прозрачный, белый, розовый); 3) известково-натровый плагиоклаз; 4) биотит; 5) турмалин нескольких генераций (черный шерл, бурый, черный, переходящий в зеленый, синий, полихромный, розовый); 6) апатит; 7) гранат; 8) мусковит нескольких генераций (белый, серебристый, темнозеленоватый); 9) хлорит; 10) альбит двух генераций (сахаровидный и клевеландит); 11) лепидолит; 12) берилл нескольких генераций (зеленый, бурый, белый); 13) сподумен; 14) касситерит нескольких генераций (черный, коричневый, зелено-черный); 15) колумбит двух генераций (толстопластинчатый и тонкопластинчатый); 16) амбли-

гонит; 17) трифилин; 18) литиофиллит; 19) цефаровичит; 20) псевдовавеллит; 21) ландезит; 22) гордонит; 23) сульфиды (пирит, висмутовый блеск, пирротин, сфалерит); 24) топаз; 25) низкотемпературные слюдистые водные минералы.

Из этих минералов в состав простых пегматитов входят обычно следующие: плагиоклаз, микроклин, ортоклаз, биотит, гранат, черный турмалин, апатит, частично мусковит, кварц. Остальные минералы возникают уже в процессе образования сложных пегматитов в пневматолито-гидротермальные этапы, причем минералы более поздних фаз нередко замещают минералы, возникшие в более ранние фазы.

В оловоносной полосе Туркестанского хребта, прослеживающейся с запада на восток на 50 км и приуроченной к осевой части хребта (высота от 3500 и до 5000 м), можно выделить следующие пегматитовые поля, представляющие собой обособленные рудные участки:

1) Тамынгенское месторождение — грейзенизированные и натролитиевые пегматиты;

2) ледник Рама — грейзенизированные пегматиты;

3) месторождения Джау-Пая — оловоносные пегматитовые грейзенизированные дайки и небольшой выход оловоносного грейзенизированного гранита;

4) Ак-Су Исфаринское — дайки грейзенизированного пегматита;

5) Кара-Су Исфаринское — оловоносные дайки грейзенизированного и натролитиевого пегматита;

6) Дукенек — дайки оловоносного пегматита с более равномерным, чем обычно, распределением мелких зерен касситерита; литиевых минералов (лепидолита) мало;

7) Ак-Су Ляйлякское — альбит-лепидолитовая дайка с касситеритом;

8) ледник Тро — альбит-литиевые пегматиты с касситеритом;

9) Кара-Су Ляйлякское — грейзенизированный пегматит с касситеритом;

10) Кырк-Булак — альбит-литиевый пегматит с касситеритом и мусковит-берилловые пегматиты.

В распределении пегматитовых даек относительно родоначальных интрузий наблюдается известная закономерность, которая, однако, нередко нарушается в отдельных случаях. Ближе всего к гранитам расположены обычно биотит-шерловые пегматиты. Далее следуют мусковит-шерловые, берилловые пегматиты и грейзенизированные пегматиты. Наиболее отдалены обычно натролитиевые пегматиты.

Географическое положение оловоносных пегматитов на высоте 3500—4500 м в осевой части Туркестанского хребта делает их труднодоступными и трудноосвояемыми. По количеству оловоносных жил они принадлежат к группе богатых оловом пегматитовых полей, но вследствие неравномерного распределения рудных гнезд эксплуатация их чрезвычайно затруднена. В случае, если дальнейшие исследования покажут, что пегматиты обладают достаточным количеством литиевого сырья, берилла, тантало-колумбита и других ценных минералов, возможно, что они станут рентабельными при условии комплексного их использования.

5. Пегматиты Вуджины в Северо-западной Австралии

К сожалению, в распоряжении автора имелся очень незначительный материал о пегматитовых месторождениях Северо-западной Австралии, который заимствован из статьи Simpson (1928).

Район сложен в основном архейскими гранитами, перекрытыми в некоторых частях зеленокаменной толщей архейского возраста, переходящей в верхних горизонтах в яшмовые породы. Зеленокаменная толща и граниты вблизи нее прорезаны дайками пегматитов, являющихся источником касситерита и танталита в россыпях.

В пегматитах были установлены следующие минералы: кварц, магнетит, касситерит, макинтошит, торогумит, пильбарит, гидротрит, альбит, микроклин, спессартин, мусковит, сподумен, берилл, гельвин, топаз, гадолинит, шерл, синий турмалин, биотит, лепидолит, микролит, кальциотанталит, ферро- и мангано-танталит, ферро- и мангано-колумбит, тапиолит, иксионолит, тантэвксенит, монацит, литиофиллит, пурпурит, апатит.

К сожалению, интересный парагенезис минералов в этих пегматитах нигде подробно не описан. По всей вероятности, они близки к описываемым литиевым пегматитам, хотя Симпсон отмечает, что он нигде не наблюдал отчетливых случаев замещения микроклина альбитом.

Для пегматитов характерна подчиненная роль кварца. На ряду с кварцем в пегматитах часто встречается халцедон, замещающий микроклин.

Главным минералом пегматитовых жил с касситеритом является альбит с подчиненным микроклином и кварцем и небольшим количеством спессартина, мусковита и других минералов. Сподумен, так же как и танталит, является обычным минералом оловоносных пегматитов Вуджины.

Месторождение Вуджина представляет важный источник танталовых минералов. Танталит добывается преимущественно из аллювиальных россыпей, нередко при этом попутно извлекаются золото и касситерит.

В некоторых пегматитовых дайках танталит извлекался также и в коренном залегании, причем попутно извлекались также и литиевые минералы. В районе по некоторым подсчетам добыто около 100 т танталита.

6. Прочие литиевые пегматиты

Очень близко к описанным нами олово-литиевым пегматитам стоят некоторые другие литиевые пегматиты, содержащие мало касситерита или совсем его не содержащие.

Пегматиты штата Мэн представляют собой классический пример сложных пегматитов с образованием минералов в несколько последовательных фаз. Эти пегматиты хорошо описаны в работах E. S. Bastin (1911) и K. K. Landes (1925).

Характерной чертой пегматитов штата Мэн является наличие большого количества пустот, размеры которых иногда достигают значительной величины ($6 \times 3 \times 2$ м).

Ландес с большой убедительностью доказывает, что их возникновение связано с последующим растворением пегматита в более поздние гидротермальные фазы.

По Ландесу, в пегматитах штата Мэн можно выделить четыре первичных перехода минерализации, причем первый из них был магматический, а три последние гидротермальными.

Главными минералами первой стадии являются микроклин, кварц, мусковит, биотит, черный турмалин, обычные берилл и гранат. Вторая (гидротермальная — высокотемпературная, по Ландесу) фаза минерализации дала кварц в идиоморфных кристаллах, клевеландит, лепидолит, литиевый турмалин, колумбит, касситерит, поллуцит, сподумен и берилл. Амблигонит и редкие фосфаты были отложены в течение второй гидротермальной фазы, а третья дала кукент, кварц и слабо окрашенный апатит.

Литиевые пегматиты графства San Diego в Калифорнии подробно описаны W. Schaller (1925). На примере этих пегматитов он доказывал, что многие минералы пегматитов и, в частности, их литиевые минералы возникли в результате замещения обычных минералов простого пегматита.

Для месторождения характерен следующий парагенезис минералов: висмут, кварц, гялит, шпинель, ортоклаз-пертит, микроклин-пертит, альбит, сподумен, берилл (воробьевит золотистый и аквамарин), гранат,

турмалин, десмин, гейландит, ломонит, мусковит, лепидолит, кукцит, колумбит (редко), амблигонит (очень редко), апатит.

Довольно близко к описываемому типу стоят также некоторые пегматиты Мадагаскара, Юго-западной Африки, Франции и Чехословакии.

7. Пегматиты горы Алтын-тау в Кызыл-кумах

Минералогия этих пегматитов довольно подробно описана С. С. Курбатовым (1935).

Месторождение расположено в небольшом горном плато Алтын-тау, возвышающемся на 180—200 м над окружающей степью. Геологическое строение района довольно просто. Осадочная толща среднего палеозоя представлена преимущественно кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными углистыми, графитовыми и слюдястыми сланцами и представляется крупным гранитным батолитом, занимающим площадь 100 км².

Граниты представлены нормальными биотитовыми, аляскитовыми и мелкозернистыми разностями, являющимися нормальными продуктами дифференциации одной и той же гранитной магмы. Сланцы вблизи интрузии ороговикованы, причем по мере приближения к контактам степень метаморфизма возрастает.

Пегматитовые дайки наблюдаются в большом количестве как в самих гранитах, так и в окружающих сланцах. Они обладают довольно постоянной мощностью, по простиранию колеблющейся в разных случаях от нескольких сантиметров до нескольких метров, а по длине достигают 200 м. Многие из даек представляют собой крупнозернистые граниты, лишь в некоторых частях которых обособились небольшие пегматитовые выделения.

Преобладающее число даек не содержит рудных минералов, состоит из кварца, микроклина, плагиоклаза, мусковита, биотита, граната и представляет собой типичные простые пегматиты. Лишь в некоторых пегматитовых дайках были установлены касситерит и колумбит, причем подавляющее количество рудоносных жил приурочено к сланцам контактовой зоны.

В этих дайках наряду с минералами простых пегматитов присутствуют минералы, образованные в связи с более поздними процессами замещения. Процессы замещения в различных дайках проявлялись неодинаково интенсивно, и нередко в отдельных телах некоторые этапы выпадают.

Согласно С. С. Курбатову, образование простых пегматитов протекало замкнуто, без приноса новых веществ и без потери первичного материала остаточного расплава. В процессе формирования этих даек намечается два этапа. В первый этап происходила кристаллизация минералов из остаточного расплава и образование основного тела дайки, сложенного плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом и андалузитом (мало). Во втором этапе застывания простых пегматитов, проявившимся лишь в некоторых дайках, в центральных их частях имело место отложение пневматолито-гидротермальных минералов. К этому периоду относится образование таких минералов, как берилл, топаз, колумбит, зеленый турмалин, гранат, зеленый апатит, мусковит и кварц. Минералы этого этапа во многом сходны с минералами сложных пегматитов, возникших в аналогичных физико-химических условиях.

В сложных пегматитах района горы Алтын-тау, как уже упоминалось, мы наблюдаем образование новых минералов, возникших за счет ранее образованных минералов простых пегматитов. Образование сложных пегматитов обусловлено, по С. С. Курбатову, выносом новых порций, богатых водой и летучими компонентами. Проникновение этих растворов происходило по линии контакта даек со сланцами или по линиям наименьшего сопротивления в центральной части дайки.

Мощность процессов последующего замещения в значительной степени зависела от легкости проникновения горячих растворов, и в тех случаях, когда трещина была заполнена, вовсе не происходило процессов преобразования простых пегматитов.

В сложных пегматитах дополнительно возникают следующие минералы: топаз, касситерит, бесцветный апатит, флюорит, силлиманит, синий турмалин, светлая слюда, кварц, альбит, леонгардит, кальцит, бертрандит. Обычными парагенетическими спутниками касситерита в дайках являются кварц-слюдяной грейзен или же кварц-альбит-слюдяная порода.

С геохимической точки зрения стадия формирования простых пегматитов характеризуется отложением минералов, содержащих Si, Al, K и подчиненное количество Ca и Na. Небольшое значение имеют также Fe, Mg, K и В. В последнем этапе образования простого пегматита в ничтожном количестве образовались соединения В, F, Be, Nb, Ta и Р.

Для процессов гидротермального замещения характерен вынос и отложение соединений Si, F, Sn, H и отчасти В и Р в первый этап, Na — во второй этап и Ca и С — в третий этап (холодные термы — превращение альбита в леонгардит и одновременное отложение кальцита).

Вследствие того, что касситерит и колумбит были встречены в немногих дайках и обычно в небольшом количестве, чаще всего в гнездах месторождения горы Алтын-тау, не представляют промышленного интереса.

8. Пегматиты района *Entreprise* в Ю. Родезии

Оловоносные пегматиты этого района довольно подробно описаны В. А. Мауфе (1935).

Район сложен кристаллическими сланцами, представленными зеленокаменными эффузивными породами с подчиненными пропластками осадочных магнетитовых кварцитов, серых филлитов и известняков. Эти породы прорываются гранитами, с которыми связаны аплиты и пегматиты, распространенные преимущественно в области контакта гранитов и сланцев, и золотоносные кварцевые жилы и импреньяции с сульфидами в сланцах.

Аплиты состоят из тонкозернистого кварца и полевого шпата с небольшим количеством биотита и светлой слюды. Обычно они наблюдаются в виде тонких даек в гранитах.

Пегматиты пересекают дайки аплитов, являются более поздними образованиями и наблюдаются в области контакта как в сланцах, так и в самих гранитах. Встречаются как простые пегматиты, так и сложные, грейзенизированные пегматиты с касситеритом.

По мощности они колеблются от тонких прослоек до линзовидных раздувов в несколько метров мощности. По падению они меняются от вертикальных до полого падающих.

Простые дайки состоят из грубозернистого микроклина, олигоклаза, обычно проросших кварцем в пегматитовом сростании, и небольшого количества биотита, бесцветной слюды, граната и редких сульфидов.

В грейзенизированных пегматитах наряду с этими минералами присутствуют касситерит, розовая, фиолетовая или светлозеленая литиевая слюда, флюорит и топаз. Характерно отсутствие турмалина, хотя этот минерал и присутствует в окружающих сланцах. Можно проследить различные стадии превращения простого пегматита в грейзенизированный. При этом процессе происходит замещение полевого шпата кварц-лепидолитовым грейзеном с касситеритом.

В более грубозернистых участках грейзена касситерит распределен крайне неравномерно в виде довольно крупных, до 2,5 см поперечного сечения, зерен, в более тонкозернистых участках дайки он рассеян равномерно в виде очень мелких зерен.

Моуф дает следующую картину генезиса пегматитов. Пегматиты генетически связаны с гранитами и внедрились после их затвердения. Их грубокристаллическое строение было обусловлено наличием в остаточном расплаве большого количества воды и летучих соединений. Последние, отделяясь в процессе кристаллизации расплава, вступили в реакцию с уже затвердевшими минералами верхних частей даек и обуславливали их замещение новыми минералами. В связи с этим процессом калиевый полевой шпат замещается кварц-слюдяным грейзеном с касситеритом.

В виду того, что возможность образования грейзена в значительной степени зависит от наличия путей, подводящих горячие эманации, распределение участков с грейзеном определялось, главным образом, наличием ослабленных зон и трещин в теле простого пегматита.

Месторождение было открыто в 1911 г. Разведочные и оценочные работы 1911—1917 гг. показали, что в районе имеется около 20 даек с касситеритом. Касситерит распределен в этих дайках небольшими гнездами, и вопрос о рентабельности упирается в вероятность нахождения частых отдельных гнезд. В настоящее время месторождение не разрабатывают, так как они не содержат достаточного количества касситерита.

9. Пегматиты Калбинского хребта в Казахстане

Оловорудные месторождения этой группы довольно подробно описаны в работах В. Н. Ерофеева и Н. К. Морозенко (1936), В. Н. Ерофеева (рукопись) и К. Пожарицкого и М. П. Русакова (1936).

Местность имеет сложное геологическое строение. Породы района в основном представлены комплексом разнообразных изверженных пород гранитового ряда, среди которых зажаты отдельные пачки осадочных отложений.

Преобладающая часть оловянных и олово-вольфрамовых месторождений относится не к пегматитовым образованиям, а к кварцевым и кварц-полевошпатовым жилам.

Мы здесь остановимся лишь на пегматитах, представляющих собой наиболее высокотемпературный тип месторождений олова в районе. Дайки пегматитов были встречены как в гранитах, так и в сланцах.

Дайки пегматитов в гранитах представляют собой небольшие трубообразные тела и короткие линзы со слабо выраженным зональным строением.

Преобладающими минералами являются полевые шпаты и сероватый кварц. В небольшом количестве встречаются также турмалин различной окраски, мусковит, касситерит, жильбертит, флюорит, зеленый апатит, желтоватый берилл, розовый гранат и лепидолит и очень редко арсенопирит и тантало-ниобаты. Образование таких минералов, как более поздние слюды, цветные турмалины, кварц II в виде прожилков, процессы грейзенизации и другие признаки говорят о том, что оловянное оруденение связано с процессом более поздней пневматолито-гидротермальной переработки первоначально затвердевшего простого пегматита. Касситерит встречается в небольшом количестве в виде сравнительно крупных прожилков и приурочен преимущественно к мелкозернистому грейзену.

Пегматитовые дайки в сланцах наблюдаются обычно близ контакта с гранитами. Далеко не все дайки оловоносны. В этих дайках наблюдается слабо выраженное поясовое строение. В отдельных участках в дайках можно наблюдать в зальбандах аплит. Кое-где ближе к центру наблюдается письменный гранит, но главная масса дайки сложена крупнозернистой массой кварца, полевого шпата и пластинками мусковита.

В оловоносных дайках почти всегда обнаруживается интенсивная

альбитизация и отложение зеленоватой слюды, обычно в центральной части описанных простых пегматитов. Турмалинизация наблюдается в сланцах у контакта с дайками, но в самих дайках турмалина мало.

Касситерит встречается в виде редко вкрапленных кристаллов, но очень мелких, до 1 см в диаметре, или в виде агрегатов зерен и тонких прожилков и цепочек зерен. Он приурочен к полосам альбитизации и развития мелкой желтоватой слюды (жильбертит), пересеченных жилками дымчатого и темносерого кварца. Подобный парагенезис указывает, что касситерит связан с процессом более поздней пневматолитической и гидротермальной переработки простых пегматитов. Процессы этой более поздней переработки даек простых пегматитов проявлены, однако, слабо, и в соответствии с этим и содержание олова в дайках незначительно.

Все же в Восточной Калбе, по М. П. Русакову, этот тип оруденения является в промышленном отношении одним из наиболее интересных, так как он характеризуется большой мощностью рудных тел, и существует надежда, что будут встречены дайки с более интенсивным насыщением оловянным камнем.¹

10. Пегматиты Silver Hill в Вашингтоне, США

Эти пегматиты, подробно описанные А. Л. Anderson (1918), представляют собой исключительный пример образования касситерита в магматическую стадию. В них касситерит находится в парагенезисе с такими богатыми алюминием минералами, как андалузит и силлиманит.

Район сложен сильно метаморфизованными докембрийскими осадочными породами, представленными слюдисто-кварцевыми сланцами, кварцитами, гнейсами, графитовыми и турмалиновыми сланцами. В эти породы внедрилась интрузия гранитовой магмы, давшая в процессе своего остывания ряд дифференциатов, представленных кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, гранитами, крупными дайками пегматитовидных гранитов и дайками керсантитов, аплитов, турмалиновых и оловоносных пегматитов и кварцевыми жилами с вольфрамитом и галенитом. Последовательность образования всех этих пород соответствует порядку их перечисления.

Оловоносные пегматиты отличаются необычайным парагенезисом касситерита с обильными андалузитом и силлиманитом.

Дайки андалузитовых пегматитов были установлены лишь на небольшой площади в графитовых и кварц-слюдистых сланцах с андалузитом, причем значительные скопления касситерита были установлены лишь в трех или четырех дайках. Наибольшая дайка имела в длину около 10 м при максимальной мощности около 7 м; все остальные обладают значительно меньшими размерами.

Изучение текстуры даек позволяет наметить две фазы в процессе их формирования. В первую фазу происходило образование собственно пегматита, приуроченного к лежащему боку и содержащего силлиманит, андалузит, ортоклаз, касситерит и другие минералы. Во вторую фазу происходило образование кварцевой зоны, приуроченной к висящему боку и содержащей зерна вольфрамита и шеелита в сплошном кварце. Отложение касситерита приурочено исключительно к пегматитовой фазе. Андерсен считает, что подобное разделение свидетельствует о гравитационной дифференциации (?) в процессе формирования пегматита. Он

¹ В настоящее время в пределах Калбинского хребта известно крупное и весьма интересное по минерализации Верхне-Баймурзинское месторождение, детально описанное М. Ф. Стрелкиным (1941). Верхне-Баймурзинское месторождение принадлежит к типу олово-литиевых пегматитов и характеризуется крайне интенсивным развитием процессов альбитизации. Касситерит, тесно ассоциирующийся с альбитом, присутствует в виде мелкой, но исключительно равномерной вкрапленности. — *Ред.*

пишет, что кварцевая зона образовалась отчетливо позже пегматитовой, на что, в частности, указывают также довольно частые прожилки кварца в пегматите.

В пегматитах были установлены следующие минералы: силлиманит, кварц, андалузит, ортоклаз, мусковит, касситерит и акцессорный графит.

Пегматит представляет собой мелкозернистую серо-белую массу, на фоне которой выступают более крупные кристаллы андалузита и почти черные кристаллы касситерита. Размер выделений кристаллов последнего колеблется от долей до нескольких сантиметров в диаметре. Зерна не имеют определенных кристаллических очертаний и приурочены обычно к средней части дайки.

Изучение соотношения минералов в пегматитах показывает, что наряду с обычной кристаллизацией имели место процессы замещения ранее образованных минералов более поздними. Последовательность выделения главных минералов пегматитов следующая; андалузит, касситерит, мусковит I, ортоклаз, силлиманит, мусковит II и кварц.

Наблюдались отчетливые случаи замещения андалузита ортоклазом и, реже, силлиманитом и мусковитом. Трещинки в касситерите нередко выполнены ортоклазом, кварцем, силлиманитом и мусковитом.

Ортоклаз, являющийся единственным полевым шпатом в этих пегматитах, отчетливо замещается силлиманитом и кварцем II (кварцевая фаза).

Кварц кварцевой фазы в пегматитовых дайках не отличим от кварца кварцевых жил в окружающем районе, также несущих вольфрамит и шеелит. Кроме того, оловоносные пегматиты, несомненно, генетически родственны с высокотемпературными кварцевыми жилами, содержащими бурый турмалин и серебристый галенит.

Андерсен дает следующую картину генезиса оловоносных пегматитов Silver Hill. В пегматитовом расплаве, необычайно богатом алюминием, сперва выделяется андалузит, который почти заполнил полость дайки и поддерживал опускание кристаллов касситерита, начавшего выделяться несколько позже. Затем этот пегматит подвергся воздействию горячих растворов, содержавших много калия, что обусловило реакцию с андалузитом с образованием на его месте ортоклаза. В тех местах, где калия было недостаточно, на месте андалузита возникал мусковит I. Вслед затем, вероятно в результате изменения физико-химических условий, алюминий снова наблюдается в растворах в избытке, и к концу кристаллизации ортоклаза начинает выделяться силлиманит, частично проникающий в ортоклаз. В дальнейшем вследствие наличия в растворе небольшого количества калия снова происходит выделение мусковита II. Наконец, весь процесс формирования дайки завершается отложением кварца, содержащего вольфрамит и шеелит.

Описанные пегматиты представляют также большой интерес по количеству содержащегося в них касситерита, так как являются одним из самых богатых месторождений олова этого типа. По Андерсену, среднее содержание в дайке SnO_2 2%, а некоторые части дайки содержат до 10% SnO_2 .

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ГЕНЕЗИСЕ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ОПТИМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ОТЛОЖЕНИЯ КАССИТЕРИТА

Приведенное описание оловоносных пегматитов позволяет нам сделать некоторые обобщающие выводы об их генезисе.

Автором в дальнейшем для обозначения богатых водой, летучими компонентами и соединениями редких элементов эманаций будет применен термин растворы, причем под этим термином будут подразумеваться как флюиды, так и пневматолиты и подлинные гидротермальные растворы.

Из приведенных примеров видно, что все оловоносные пегматиты генетически связаны с последними фазами интрузивной деятельности гранитной магмы и часто с наиболее кислыми дериватами последней. Более поздними интрузивными образованиями, следующими за границами и предшествующими внедрению пегматитов, являются лишь близкие к ним аплиты и иногда небольшие лампрофировые дайки.

Изучение многих пегматитовых полей показывает, что преобладающими в них являются дайки простых пегматитов, не носящих следов последующей переработки растворами. Лишь некоторые дайки в таких полях носят следы интенсивной переработки пневматолито-гидротермальными растворами и представляют собой сложные пегматиты, по терминологии Ландеса.

Образование простых пегматитов, содержащих в основном такие минералы, как калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кварц, биотит, черный турмалин, часть мусковита и некоторые другие, происходит в связи с магматическим процессом кристаллизации пегматитового расплава.

Лишь крупнокристаллическое строение этих пегматитов и наличие некоторых минералов, содержащих летучие компоненты, воду и соединения редких элементов, характерные для более поздней пневматолито-гидротермальной деятельности, показывают, что растворы играли уже известную роль в формировании простых пегматитов.

В основном, однако, интенсивная деятельность растворов проявилась позже, когда формирование простых пегматитов уже закончилось. Эти растворы приносят значительное количество воды, летучих компонентов и соединений редких элементов, и в связи с новыми физико-химическими условиями происходит замещение ранее отложенных минералов новыми, часто содержащими в своем составе летучие и редкие элементы. В различных пегматитах это замещение протекает с различными особенностями. В некоторых оно имеет характер длительного по времени процесса, в течение которого меняется не только температура, но и состав растворов. В связи с этим процесс может быть разбит на несколько фаз, причем нередко возникшие в более ранние фазы минералы становятся затем неустойчивыми и сменяются новыми.

Можно наметить следующую общую схему застывания пегматитового расплава.

Пегматитовый расплав в процессе своей кристаллизации расщепляется на начавший уже кристаллизоваться и отжатый вверх собственно пегматитовый расплав, сравнительно бедный летучими соединениями, и на еще более богатую водой и летучими остающуюся внизу жидкую часть. Отжатая вверх часть дает простые пегматиты. После их застывания остающиеся внизу растворы начинают поступать вверх и, вынося новые соединения, перерабатывают ранее образованные минералы. В этом случае источником перерабатывающих растворов являются более глубокие и обогащенные летучими, еще не застывшие части того же пегматитового тела, хотя вполне возможно, что в некоторых случаях источником растворов служат сами родоначальные интрузии.

Необходимым условием для образования сложных пегматитов является наличие подводящих каналов, по которым могли бы подниматься растворы. В тех случаях, когда подводящие пути были закрыты или же растворы нашли себе пути, ведущие мимо даек простых пегматитов, мы не наблюдали явлений образования сложных пегматитов на месте простых.

В процессе формирования сложных пегматитов возникают такие минералы, как альбит, слюды группы мусковита, литиевые слюды, сподумен, турмалин различной окраски, кварц, апатит, амблигонит, поллучит, берилл, топаз, касситерит, танталит, колумбит, некоторые сульфиды и ряд других, более редких.

Согласно принятой А. Е. Ферсманом температурной шкале формирование простого пегматита протекает в основном в температурных интервалах 800—500°, а дальнейшее преобразование простого пегматита в сложный — при температурах 550—100°.

Описанные нами минеральные парагенезисы в оловоносных пегматитах позволяют разбить их на три основные группы:

1. Стоящие особняком оловоносные пегматиты Silver Hill, обладающие совершенно особым парагенезисом, в которых касситерит выделился, вероятно, в магматическую стадию. Эти пегматиты представляют очень интересный и специфический тип месторождений олова, аналогов которого пока еще не найдено; они не рассматриваются нами в тех обобщениях, которые мы делаем относительно остальных оловоносных пегматитов.

2. Довольно богатые олово-натро-литиевые пегматиты отнесены А. Е. Ферсманом к 5-й группе. Эти пегматиты, представляющие наибольший промышленный интерес, были нами рассмотрены на примерах Манитобы, Ю. Дакоты, Завитой, Туркестанского хребта, Вуджины и Ю. Родезии.

3. Грейзенизированные пегматиты с оловом. Примеры этих оловоносных пегматитов были нами рассмотрены на месторождениях горы Алтын-тау и Калбинского хребта. Очень часто грейзенизированные пегматиты наблюдаются одновременно с натро-литиевыми пегматитами, так как во многих литиевых пегматитах широко развиты процессы грейзенизации. Лишь в некоторых случаях, как это отмечал Дерри, процесс образования литиевых минералов и отложение касситерита проявляют известный антагонизм, часто же этого явления не наблюдается.

Переходя к вопросу об оптимальных условиях отложения касситерита в пегматитах, необходимо отметить следующее:

1. Первое необходимое условие — оловоносность самих интрузий, так как многие пегматитовые районы со сложными пегматитами, содержащими литиевые минералы и грейзенизированные участки, не содержат касситерита или содержат его очень мало, повидимому, вследствие бедности самой магмы этим металлом.

2. Вторым необходимым условием являются благоприятные геолого-тектонические условия. Образование оловоносных пегматитов, несомненно, возможно лишь в тех случаях, когда существует достаточное внешнее давление, способствующее накоплению летучих и соединений редких элементов в остаточном расплаве.

3. Отбрасывая пример месторождения Silver Hill, являющийся исключением, мы должны признать, что до настоящего времени неизвестно ни одного достоверного случая оловоносного пегматита, содержащего касситерит, отложенный в магматическую стадию. Отсюда следует вывод, что касситерит нужно искать в обычных случаях лишь в сложных пегматитах, имеющих отчетливые следы последующей переработки растворами. На примере нескольких месторождений мы можем сделать пока еще ориентировочный вывод, что чем более интенсивно выразилась переработка дайки в пневматолито-гидротермальную стадию, тем больше надежда на повышенную концентрацию в ней касситерита.

4. Наиболее благоприятными в отношении касситерита являются олово-литиевые пегматиты и грейзенизированные пегматиты. Однако в некоторых месторождениях обильное развитие литиевых минералов является противопоказателем касситерита.

5. Изучение ближайших парагенетических спутников касситерита показывает, что он по времени своего отложения идет обычно в конце процессов альбитизации и часто одновременно с грейзенизацией пегматита, причем в некоторых случаях такие грейзены содержат не калиевые, а литиевые слюды.

6. Во многих месторождениях касситерит наблюдается в нескольких

генерациях, причем между периодами его отложения происходит образование других минералов сложного пегматита.

7. Довольно часто проявляется тенденция касситерита отлагаться преимущественно в верхних частях пегматитовых даек. Это наглядно видно на примере некоторых даек Манитобы и Ю. Dakoty.

ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ПРИНЦИПЫ ИХ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Оловоносные пегматиты никогда не являлись крупным источником олова в мировой промышленности.

Почти во всех случаях касситерит в пегматитах распределен крайне неравномерно, отдельными гнездами и столбами, обычно небольшого размера. Пространство между этими столбами занято не содержащей касситерит породой, и поэтому сплошная выемка оловоносных пегматитов затруднительна и нерентабельна. С другой стороны, обогащенные оловом гнезда распределены крайне неравномерно, без ясной закономерности, и нахождение этих гнезд на более глубоких горизонтах требует почти таких же затрат, как и сплошная выемка пегматита. В случаях, когда касситерит распределен в теле дайки более равномерно, его содержание обычно не превышает десятых долей процента, и себестоимость продукта не выдерживает конкуренции с оловом, добытым из других типов месторождений. Более благоприятными промышленными объектами являются оловоносные россыпи, образующиеся при разрушении коренных рудных тел.

Вопрос освоения коренных месторождений принимает несколько другое освещение, если мы подойдем к нему с точки зрения принципа комплексного использования пегматитов. Особый промышленный интерес пегматитовых месторождений заключается в том, что они часто содержат несколько минералов, представляющих соединения редких элементов, а также ряд ценных и драгоценных минералов. Наиболее интересны с точки зрения комплексного использования описанные нами олово-литиевые пегматиты. Ценными продуктами в этих месторождениях являются следующие минералы: сподумен, лепидолит, амблигонит, поллуцит — основные источники добычи лития, рубидия и цезия, дающие, по А. Е. Ферсману, сырье на сотни тысяч рублей в год; берилл — один из основных источников для получения металла, бериллия; танталит и колумбит — основные источники получения тантала; касситерит — один из незначительных источников получения олова; мусковит — один из крупных источников слюдяной промышленности; полевошпат добывается во многих олово-литиевых месторождениях; наконец, некоторые драгоценные разновидности берилла, сподумена, цветных турмалинов и других минералов добываются в значительном количестве в некоторых месторождениях этого типа.

Основным ведущим сырьем являются в этом типе месторождений литиевые минералы, разработка которых сама по себе оправдывает необходимые затраты. Попутное извлечение других ценных минералов, однако, также дает сырье на довольно значительную сумму и тем самым удешевляет себестоимость всего добытого материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов Ю. А. Геология и петрография оловоносных пегматитов верховьев р. Ляйляк. Тр. Таджикск.-Памирск. эксп. 1934, вып. 51, изд. Таджикск.-Памирск. эксп., Л. 1936.
- Артемьев Б. Н. Материалы к познанию оловянных месторождений Восточного Забайкалья. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 7.
- Ерофеев Б. Н. Минерогения вольфрамо-оловянных месторождений Восточной Калбы. Л., фонды ЦНИГРИ (рукопись).
- Ерофеев Б. Н. и Морозенко Н. К. Вольфрамовые и оловянные месторождения Калбы и Нарыма. Сб. «Большой Алтай», т. 2, изд. Акад. Наук СССР, М. 1936.

- Курбатов С. С. Материалы к минералогии пегматитовых жил Алтын-тау. Тр. Таджикск.-Памирск. эксп. 1933 г., вып. 41, изд. Акад. Наук СССР, М. 1935.
- Ландес К. К. Происхождение и классификация пегматитов. Перевод Ю. А. Арапова. Переводы по геол. и полезн. ископ., 1934, № 18.
- Левин Г. С. Отчет о разведочных работах в 1933—1934 г. по Завитинскому месторождению лития, ниобия и тантала. М., фонды Союзредметразведка, рукопись.
- Пожарицкий К. и Русаков М. П. Геолого-промышленные контуры оловорудных районов Восточной Калбы и Нарыма. Сб. «Большой Алтай», т. 2, изд. Акад. Наук СССР, М. 1936.
- Стрелкин М. Ф. К минералогии Чердожского и Верхне-Баймурзинского месторождений (Калба-Нарымский плутон), Тр. ИГЕН, 1941, вып. 5, мин.-геохим. сер., № 11.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, I, 1932.
- Anderson A. L. Genesis of the Silver Hill tin deposits. *Journ. Geol.*, 1928, **36**, № 7.
- Bastin E. S. Geology of the Pegmatites and Associated Rocks of Maine. *U. S. Geol. Surv.*, 1911, Bull. 445.
- Blake W. P. Tin ore in the Black Hills of S. Dakota. *Min. resources U. S.*, 1883—1884.
- Bragg W. L. a. Derbyschire J. A. The structure of thin films of certain metallic oxides. *Trans. Faraday Soc. London*, 1932, **28**, 522—529.
- Davey W. P. *Phys. Rev.*, 1924, **23**, 763—764.
- Derry D. R. The genetic relationships of pegmatites, aplites and tin veins. *Geol. Mag.*, 1931, **48**, № 808.
- Ellsworth H. V. Rare-element Minerals of Canada. *Econ. Geol.*, ser. Canada dep. Mines, 1932, № 11.
- Goldschmidt V. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. *Skrift Norsk. vindsensk. akad. Oslo*, 1926, **8**. Atlas der Kristallformen, B. 9, 1932.
- Heilmairer Jolante. Ueber Zinnerz. *N. Jb.*, 1930, B. 61, 403—468.
- Hess F. L. Tin, Tungsten and Tantalum deposits of S. Dakota *U. S. Geol. Surv.*, 1909, Bull. 380.
- Hess F. L. The Natural History of the Pegmatites. *Eng. a. Min. Journ. Press.*, 1925, August.
- Hess F. L. The Pegmatites of the western States. *Ore deposits of the western States*, 1933.
- Landes K. K. The paragenesis at the granite pegmatites of central Maine. *Amer. Min.*, 1925, **10**, № 11.
- Lincoln F. C. The Etta mine. *Eng. a. Min. Journ.* 1927, August.
- Maufe B. A. The geology of the Enterprise mineral belt. *Geol. Surv. Bull. South Rodesia*, 1935.
- Schaller W. T. The Genesis of Lithium Pegmatites. *Amer. Journ. Sci.*, 1925, **10**.
- Schwartz G. M. Geology of the Etta Spodumene Mine, Black Hills, S. Dakota. *Econ. Geol.*, 1925, **20**.
- Schwartz G. M. The Tin Mountain Spodumene Mine, Black Hills, S. Dakota, *Econ. Geol.*, 1930, **25**.
- Simpson E. S. Famous mineral localities: Wodjine northeast Australia. *Amer. Min.* 1928, **12**.
- Vegard L. Results of crystal Analysis. *Phil. Mag.*, 1916, **32**, 65—96.
- Williams C. M. X-Ray Analysis of the Crystal-structure of rutile and cassiterite. *Proc. Royal Soc. London*, 1917, **93**, 418—427.

G. A. ARAPOV

ON SOME TIN-BEARING PEGMATIT

Summary

The paper describes the most important tin-bearing pegmatites both in this country and abroad, as observed by the author and on the basis of literary data. According to the classification given by the author, the granite pegmatites are divided into two main groups: simple and complex.

The former were formed chiefly at the magmatic stage and contain almost exclusively such rock-forming minerals as potash feldspar, plagioclase, quartz, biotite, black tourmaline and some others. The complex pegmatites, to which almost all of the stanniferous pegmatites known are referable, represent more complex formations. They usually originate at the place of occurrence of simple pegmatites following the action of later solutions, the latter carrying out a number of volatile components and rare elements compounds and causing the replacement of the previously deposited minerals by new ones, which frequently contain compounds of these rare elements. Thus, the complex tin-bearing and tin-lithium pegmatites

were formed in place of simple ones as the result of replacement processes at the pneumatolytic and hydrothermal stage of the dyke life. In the process of formation of complex pegmatites there originate such minerals as albite, micas of the muscovite group, lithium micas, spodumene, tourmalines of different colours, quartz, apatite, amblygonite, pollucite, beryl, topaz, cassiterite, tantalite, columbite and some other minerals.

The above — mentioned mode of formation of the tin-bearing pegmatites in which tin was deposited in connection with the action of solutions is well illustrated by descriptions of pegmatites from the deposits of Manitoba, South Dakota, Zavitaia, Turkestan ridge of Altin-Tau, Vugina and other deposits. It is only in the Silver Hill deposit, that the cassiterite was formed in pegmatite, possibly at the magmatic stage.

As warranted by the material studied, most of the complex stanniferous pegmatites known may be divided into two main groups. Tin-soda-lithium pegmatites, close to the V group of A. E. Fersman's classifications, and greisenized pegmatites which have many features in common with those of the pneumatolytic greisen deposits of tin.

In addition to the presence of tin in the parent intrusions a favourable indication for search of tin-bearing pegmatites, is the presence in the region of complex pegmatites formed out of simple ones during the pneumatolytic-hydrothermal phase. The deposition of cassiterite in them occurs most frequently in connection with processes of albitization and greisenization, which not infrequently give rise to not only potash, but also lithium micas.

The economic importance of tin-bearing pegmatites as primary deposits of tin is not great, and it is not infrequent that their working is profitable provided extraction of other valuable materials contained therein is undertaken; the most important raw materials occurring in them are lithium minerals, beryl, tantalite and columbite, muscovite, minerals of cesium, and some others.

Of greater economic importance are placers formed due to destruction of primary deposits of tin-bearing pegmatites.

А. М. БОЛДЫРЕВА

**ЗАВИСИМОСТЬ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ, ФИЗИЧЕСКИХ
И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КАССИТЕРИТА ОТ ЕГО ГЕНЕЗИСА****1. ВВЕДЕНИЕ**

В настоящей статье изложены результаты работы, являющейся по существу продолжением тех исследований о связи морфологических, физических и химических свойств касситерита с его генезисом, которые проводились мною раньше. Продолжение указанных исследований было вызвано необходимостью проверить на более обширном материале наметившиеся выводы и, если это окажется возможным, уточнить и углубить их. В результате работ прошлого года выяснилось, что связь между свойствами касситерита и его генезисом, несомненно, существует, но дать простые правила для однозначного решения этого вопроса, по имевшемуся в моем распоряжении материалу, не представилось возможным. Для успешного разрешения поставленной задачи мною в текущем году был всесторонне исследован еще ряд образцов касситерита, полученных от Горного музея, Восточно-Сибирского отделения Союзникель-оловоразведки, Центрального музея имени Ф. Н. Чернышева и геологов Б. Н. Ерофеева, Г. Л. Падалки, М. И. Рохлина, М. П. Русакова, А. П. Сармина, С. И. Талдыкина и В. К. Флерова.

**2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИЗ КОТОРЫХ
ИССЛЕДОВАЛСЯ КАССИТЕРИТ, И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО ГРУППАМ**

При разделении оловорудных месторождений на генетические типы, принятом мною в прошлом году, нередко у касситеритов различных генетических групп наблюдалось перекрытие признаков. Поэтому, полагая, что причиной вышеуказанной нечеткости может являться спорность самих генетических классификационных групп, я попыталась в текущем году подойти к разрешению этого вопроса с другой точки зрения и приняла в настоящей работе деление оловорудных месторождений, предложенное С. С. Смирновым (1937). С. С. Смирнов полагает, что все промышленные месторождения олова можно разбить на три следующие, достаточно четко охарактеризованные группы формаций:

1. Пегматитовые и пегматоидные формации, заключающие касситерит, выделившийся в различные стадии пегматитового процесса от почти магматогенных до эндогидатогенных включительно.

2. Кварц-касситеритовые с топазом, бериллом, слюдой, и другими пневматогенными минералами и скудными сульфидами. Эта группа включает касситерит, выделившийся в различные стадии рудоотложения, от пневматогенных до эндогидатогенных включительно. Преобладают первые.

3. Сульфидно-касситеритовые, главную часть которых составляют чисто эндогидатогенные образования, хотя в нее могут входить и пневматогенные месторождения (скарновые и т. п.). Характернейшими спут-

никами касситерита в этих формациях являются сульфиды железа, мышьяка, меди, свинца, цинка и т. д.

Сообразно такому делению, все месторождения, из которых исследовался касситерит, были сгруппированы мною в табл. 1—3.

3. МОРФОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЗУЧАВШИХСЯ КАССИТЕРИТОВ

А. Месторождения пегматитовой формации. Касситерит грейзенизированных участков рудных тел пегматитовой формации наблюдается обычно в виде зерен неправильной формы от 1 мм до 2—3 см в поперечнике, неравномерно вкрапленных в породу. Хорошо ограненные кристаллы встречаются крайне редко. Они всегда имеют дипирамидальный габитус и в одних месторождениях развиты почти изометрически (Тамынген), в других же в большей или меньшей степени вытянуты по ребру 101 (Н.-Еловское, Завитая). Грани у большинства изученных кристаллов матовые, слегка покрытые мелкими углублениями, появившимися в результате позднейшего разъедания их какими-то растворителями; только у нижееловских они хорошей сохранности и обладают прекрасным алмазным блеском. Касситериты месторождений пегматитовой формации макроскопически непрозрачны, железно-черного (Тамынген, Рама и др.) или коричнево-черного (Н.-Еловское) цвета; удельный вес их колеблется от 6.86 до 7 (табл. 5). Цвет порошков всегда шоколадно-коричневый с красноватым оттенком, обусловленным наличием в их составе MnO в количестве сотых долей процента.

В. Месторождения кварц-касситеритовой формации. При описании морфологии и физических свойств касситеритов из месторождений кварц-касситеритовой формации нам придется разбить их на две группы. В первую войдут пневматогенные месторождения Буянда, Онон, Циннвальд и Шлагенвальд, касситерит которых в моем материале был представлен sdвойникованными кристаллами черного и коричнево-черного (Онон) цвета. Кристаллы эти обладают прекрасным алмазным блеском и макроскопически совершенно непрозрачны; только у ононского двойничка на гранях призмы изредка наблюдаются внутренние янтарно-желтые рефлексy. Величина измеренных двойников составляет:

Ононское месторождение,	длина	1.2 — 1.8 см,	ширина	0.8 — 1.0 см
Циннвальдское	»	0.8 — 1	»	0.9 — 1.2
Шлагенвальдское	»	0.4 — 0.8	»	1 — 1.2

Небезинтересно отметить, что кристаллы ононского касситерита всегда на гранях призмы несут штриховку, параллельную четверной оси; у шлагенвальдских же и циннвальдских двойников наблюдается ступенчатость по (101) и (111). Эти явления зафиксированы мною на чертежах.

Цвет порошка у каждого из вышеуказанных касситеритов имеет свои особенности, обусловленные их химическим составом. Так, у ононского касситерита, в анализе которого (табл. 6) сравнительно много $(Ta + Nb)_2O_5$, значительно меньше Fe_2O_3 и 0.02% MnO , он такого же шоколадно-коричневого с красноватым оттенком цвета, как и у пегматитовых касситеритов, только тон его несколько светлее, в виду того, что указанные хромофоры в ононском касситерите, как мы видим из табл. 5 и 6, присутствуют в меньшем количестве, чем у пегматитовых. Циннвальдский касситерит, содержащий в качестве главных примесей те же Fe_2O_3 и $(Ta + Nb)_2O_5$, но уже в обратных соотношениях: Fe_2O_3 примерно в полтора раза больше, чем $(Ta + Nb)_2O_5$, и MnO 0.01%, имеет порошок темного коричнево-серого цвета. У касситерита же из Шлагенвальда, у которого единственным красителем, наблюдающимся в более или менее значительном количестве, является Fe_2O_3 ,¹ цвет порошка темный,

¹ $(Ta + Nb)_2O_5$ совсем нет. MnO — следы.

Таблица 1

Оловорудные месторождения пегматитовой формации

Месторождения		Вмещающие породы	Характер рудных тел	Минералогический состав рудных тел	Генетический тип	Место взятия исследованных кристаллов
Тамынген (Сармин, рукопись)	Туркестанский хребет	Метаморфические сланцы	Пегматитовые жилы. Касситерит в виде гнездовых скоплений приурочен к грейзенизированным и альбитизированным участкам	Q, Mm, Ab, sn, sp, tr, gr (i, ap и фосфаты) ¹	Пневмато-генный	Грейзен
Ак-Су (Соловьев и Кандыбаев, рукопись)		То же	Пегматитовые жилы. Касситерит приурочен к грейзенизированным участкам	Q, Mm, sn и др.	»	»
Рама (Заплеталов и Крыгина, рукопись)		»	Пегматитовые жилы. Касситерит приурочен в виде гнездовых скоплений к боковым участкам жил, грейзенизированным или альбитизированным	Q, Ab, Mm, sn, sr, sp, co, (gr, fl, ap, to)	»	»
Нижне-Еловское (Косов и Ульянов, рукопись)		»	Пегматитовые жилы вблизи контакта метаморфических сланцев с гранитами. Касситерит распределен неравномерно и приурочен к грейзенизированным участкам	Q, Fp, Me, sn, tr, fl (ap) и др.	»	»
Завитая (Косов и Ульянов, рукопись)	Забайкалье	Слабо метаморфизованная песчанико-сланцевая толща	Пегматитовые дайки. Касситерит приурочен к грейзенизированным участкам	Q, Fp, Mm, sn, tr, gr, be, sp и др.	»	»
Биллягидон (Талдыкин, рукопись)	Кавказ	Метаморфические сланцы	Дайки пегматита и гранит-аплита. В пегматитовых дайках, из которых исследовался касситерит, последний приурочен к грейзенизированным зонам	Q, Mm, sn (py, cp)	»	»

¹ Условные обозначения, принятые в таблицах:

Q — кварц	ar — арсенопирит	sn — станнин	tr — турмалин	mo — молибденит	ap — апатит
fp — полевопшпат	fl — флюорит	py — пирит	to — топаз	c — карбонаты	gr — гранат
ab — альбит	sn — касситерит	mm — мусковит	w — вольфрамит	msr — серицит	ao — адуляры
pr — пирротин	sf — сфалерит	zi — циннвальдит	sw — шеелит	sp — сподумен	
cp — халькопирит	gl — галенит	ch — хлорит	be — берилл	co — колумбит	

Минералы, являющиеся в жилах главными, написаны с прописной буквы; подчиненные — со строчной; редкие — взяты в скобки.

Оловорудные месторождения кварц-касситеритовой формации

Месторождения	Вмещающие породы	Характер рудных тел	Минералогический состав рудных тел	Генетический тип	Место взятия исследованных кристаллов
Ононское, жила «Гитара» (Забайкалье) (Косов и Ульянов, рукопись)	Углистые филлиты, кварциты, слюдистые и кремнисто-глинистые сланцы	Кварцевые жилы с зальбандами светлой слюды. Касситерит приурочен больше к зальбандам и распределен гнездами	Q, Sn, be, zi, fp, to, w, fl (tr, py, ar, cp, sf)	Пневмато-генный	Из сланцевых зальбандов
Циннвальд (Богемия) (Обзор иностранных месторождений олова, рукопись)	Граниты и кварцевые порфиры	Кварцевые жилы со слюдяными зальбандами. Касситерит приурочен к слюдяным зальбандам или же расположен между ними и кварцем, выполняющим центр жилы	Q, zi, to, sn, w, fl, sw, fp (ar, sf, cp, gl, stn) и др.	»	Из слюдистых зальбандов
Шлагенвальд (Богемия)	Граниты и гнейсы	Кварцевые жилы	Q, sn, fl, zi, ap mo и др.	»	Из друзы касситерита с кварцем, флюоритом, молибденитом в гнейсе
Буяндинское (Кольма) (Падалка, рукопись)	Гранит	Кварцевые жилы с топазом, касситеритом и редкими сульфидами	Q, to, sn, ar и другие сульфиды	»	—
Ималкинское — коренное (Забайкалье) (Косов и Ульянов, рукопись)	Песчанико-сланцевая толща	Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы. Касситерит распределен гнездами	Q, fp, sn (ар, слюды бесцветные и цветные)	Пневмато-эндогидатогенный	—

Иультинское ¹ (Чукотка)	Роговики и роговиковые сланцы	Кварцевые жилы с крупнокристаллическим касситеритом, вкрапленным неравномерно, иногда совместно с вольфрамитом	Q, sn, w, be, sf, mm (ar, sw)	То же	Из гнезда касситерита в кварце
Чердоак (Калба-Нарымский р-н)	Гранодиориты	Кварцевые жилы. Касситерит в виде гнездовых скоплений приурочен преимущественно к грейзенизированным и турмалинизированным зальбандам, но встречается и в кварце	Q, sn, tr, mm, графит, sw, be, fl, fp (py, ar)	»	1) Из кварц-турмалиновой жилы с графитом 2) Из кварцевой жилы с шеелитом
Нилькоба (Колыма) (Падалка, рукопись)	Граниты	Прожилки	Q, Ab, sn и др.	»	—
Бутыгычаг (Колыма) (Падалка, рукопись)	»	Штокверки и прожилки	Q, Ab, Ad, sn, fl и др.	»	Штуф с адуляром и кварцем
Второй гранитный распадок ¹ и Жила Поперечная ² (Певекский п-ов, Чукотка)	Граниты и гранодиориты	Кварц-турмалиновые жилы с резкими зальбандами. Околожилные изменения выражены турмалинизацией и грейзенизацией. Касситерит в виде гнездовых скоплений распределен по всему телу жилы	Q, Tr, sn (ar, msr, cp)	»	Из россыпи, образовавшейся за счет разрушения кварц-турмалиновых жил

¹ По Б. Н. Ерофееву.

² По М. И. Рохлину.

Оловорудные месторождения сульфидно-касситеритовой формации

Месторождения	Вмещающие породы	Характеристика рудных тел	Минералогический состав рудных тел	Генетический тип	Место взятия исследованных кристаллов
Тарбальджейское, распадок Центральный. Забайкалье (Косов и Ульянов, рукопись)	Филлиты	Штокверки и прожилки	Q, ar, слюдка, fl, sn, w, be, py, pr	Пневмато-эндогидатогенный	Штуф филлита, покрытого корочкой флюорита, в которую вкраплены отдельные кристаллики касситерита
Прибрежное ¹ (Певекский п-ов)	Роговики	Жилы и выполнения зон брекчирования. Околожилные изменения выразились интенсивной турмалинизацией, серицитизацией и окварцеванием	Q, Tr, Ar, sn (ar, mar и каолинит)	То же	Из материала, подвергавшегося дроблению для анализа
Алыс-Хая (С.-в. Якутия) (Падалка, 1939)	Сланцы и песчаники	Зоны дробления	Q, Tr, Ar, sn (py)	»	
Бургавли (С.-в. Якутия) (Падалка, 1939)	Песчаники	Прожилки	Q, Pr, ar, sn, sf, cp, gl, msr, c, (tr, stn)	Эндогидатогенный	1) Из россыпи, образовавшейся за счет разрушения кварц-касситеритовых прожилков 2) Штуф, состоящий из кварца и касситерита
Эге-Хая (С.-в. Якутия) (Смирнов и Падалка, рукопись)	Сланцы и песчаники	Зоны дробления	Q, Pr, Ch, ar, sn, gl, sf, cp, msr, c, to (tr, stn, sn)	»	Из материала, раздробленного для анализа
Питкаранта (Финляндия) (Обзор иностранных месторождений олова, вып. I, рукопись)	Скарнированные известняки	Жилы	Скарновые минералы, C, sn, q, fl, pa, ar, cp, py и др.	»	Из скарна, пронизанного иглами красного касситерита

¹ По М. И. Рохлину

буровато-серый. Наконец, цвет порошка у касситерита из Буянды, в составе которого все упоминавшиеся выше красители наблюдаются лишь в ничтожных количествах, — серый.

Во вторую группу пневмато-эндогидатогенных месторождений войдут Ималкинское, Иультинское, Чердоjak и Нилькоба, Бутыгычаг и месторождения Певекского п-ва: Второй гранитный распадок и Жила Поперечная. Касситерит первых четырех месторождений в моем материале был представлен крупными (от 1—2.5 см в поперечнике) монокристаллами, несущими небольшое число косых граней и варьирующими в смысле вытянутости по четверной оси от короткопризматических (Ималкинское, Иультинское, Чердоjak из кварцевой жилы с шеелитом) до вытянутых (Нилькоба и Чердоjak из кварцевой жилы с турмалином и графитом). Кристаллы эти макроскопически непрозрачны, коричнево-бурого (Иультинское, Ималкинское), серовато-розовато-бурого (Нилькоба) и желтовато-бурого (Чердоjak) цвета; блеск у одних матовый (Ималкинское), у других алмазный.

Цвет порошка светлосерый с чуть розоватым оттенком. Столь светлая окраска порошков легко объяснима незначительным содержанием $(Ta + Nb)_2O_5$ и Fe_2O_3 при почти полном отсутствии MnO в анализах рассматриваемых касситеритов (табл. 6).

Наконец, касситериты последних трех месторождений в виду резкого различия габитусов их кристаллов, цвета и других свойств придется описать каждый отдельно.

Касситерит из месторождения Бутыгычаг наблюдается обычно в виде тройников, сложенных призматическими кристаллами, немного сплюснутыми по четверной оси; грани призматического пояса всегда несколько изогнуты, благодаря наличию вициналей. Длина тройников 16—18 см, ширина 17—18 мм. Цвет их черный; макроскопически они непрозрачны и обладают прекрасным алмазным блеском. Цвет порошка светлый коричнево-бурый, благодаря большому содержанию Fe_2O_3 в составе касситерита, при $(Ta + Nb)_2O_5$ 0.06% и следах MnO .

Касситерит из месторождений Певекского п-ова, Второй гранитный распадок и Жила Поперечная, наблюдается обычно в виде мелких призматических или смешанного габитуса кристалликов, сильно вытянутых по G_4 ; длина кристаллов равна 3—4 мм при ширине в 1—1.5 мм. Цвет их темнокоричневый. Под лупой ясно видна пятнистая окраска: на темно-коричневом фоне наблюдаются медово-желтые просвечивающие участки. Иногда просвечивание наблюдается и у ребер. Блеск кристаллов алмазный. Цвет порошка коричнево-серый из-за большого содержания Fe_2O_3 при полном или почти полном отсутствии $(Ta + Nb)_2O_5$ и следах MnO .

Удельные веса всех только что описанных касситеритов из месторождений кварц-касситеритовой формации приведены в табл. 6. Они, как мы видим, колеблются от 6.41 до 7.19.

С. Касситериты месторождений сульфидно-касситеритовой формации. Оловорудные месторождения сульфидно-касситеритовой формации были представлены в моем материале двумя генетическими группами: пневмато-эндогидатогенной (месторождения Тарбальджей, Прибрежное, Алыс-Хая и Бургавли) и эндогидатогенной (месторождения Эге-Хая и Питкаранта).

Касситерит из Центрального распада месторождения Тарбальджей наблюдался в виде мелких сростков плохо ограненных кристаллов коричнево-черного цвета, макроскопически непрозрачных, но обладающих прекрасным алмазным блеском. Из имеющегося в моем распоряжении материала удалось выделить только один двойник, пригодный для гониометрических измерений. Он был сложен короткопризматическими индивидами, срощившимися по (101), и имел в длину 2 мм и в ширину 1 мм. Цвет порошка у тарбальджейского касситерита коричнево-серый, обу-

словленный большим содержанием Fe_2O_3 при весьма небольшом количестве $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ и следах MnO .

Касситерит из россыпи месторождения Бургавли по габитусу и величине своих кристаллов почти тождественен касситериту из Второго гранитного распада (см. стр. 31). Материал по данному месторождению был настолько разнообразен, что удалось подобрать всю гамму переходов от кристаллов призматического габитуса, с рядовой формой (111), до кристаллов смешанного габитуса с рядовой формой (231). Особенного внимания заслуживает индивид (фиг. 32), в котором мы наблюдаем совмещение этих двух типов. Последнее обстоятельство указывает на возможность одновременного развития при одинаковых физико-химических условиях призматических и смешанного габитуса кристаллов, сильно вытянутых по G_4 . Кристаллы касситерита из россыпи обладают алмазным блеском и имеют пятнистую окраску: на коричневом фоне под лупой ясно видны серовато-желтые, янтарно-желтые, а иногда почти совершенно бесцветные участки. Мелкие кристаллы почти прозрачны; в крупных же наблюдается просвечивание только у ребер. Кроме материала из россыпи, из месторождения Бургавли имелся еще штуф,¹ сложенный кварцем и касситеритом. Кристаллы касситерита из штуфа также сильно вытянуты по G_4 , но несут в качестве косых граней только (111). Они серовато-черного цвета, имеют алмазный блеск и просвечивают слабо лишь у ребер. Цвет порошка у касситерита из штуфа, в составе которого наблюдается 0.71% Fe_2O_3 , темный буровато-серый, у касситерита же из россыпи, в анализе которого Fe_2O_3 присутствует лишь в количестве 0.18%, он серый с едва уловимым буроватым оттенком. Количество $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ в обоих касситеритах невелико и выражается сотыми долями процента, MnO наблюдается лишь в виде следов.

Касситерит из остальных двух пневмато-эндогидатогенных месторождений, Алыс-Хая и Прибрежное, в моем материалае был представлен столь мелкозернистой разностью, что изучить его в штуфах невооруженным глазом было совершенно невозможно.

Переходим к описанию свойств касситеритов из эндогидатогенных месторождений.

В якутском месторождении Эге-Хая наблюдаются две разновидности касситерита. Первая представлена короткопризматическими, часто двухконечными кристаллами² темнокоричневого цвета. Кристаллы эти имеют в поперечнике 1.5—3 мм, несут небольшое число косых форм, обладают прекрасным алмазным блеском и макроскопически почти непрозрачны: только иногда у ребер слабо просвечивают.

Вторую разновидность мне удалось наблюдать лишь в иммерсионных препаратах из дробленого материала, приготовленного для химического и других видов анализа. Это мелкие светлые медово-желтые кристаллики призматического габитуса, почти всегда двухконечные, несущие, поскольку это можно было установить под микроскопом, только формы (110) и (111). Длина этих кристалликов колеблется от 0.28 до 0.40 мм, а ширина — от 0.08 до 0.10 мм. Они совершенно прозрачны и обладают прекрасным алмазным блеском. Того и другого материала было так мало, что установить цвет порошка у каждой разновидности отдельно не удалось.

Наконец, касситерит из месторождения Питкаранта был представлен мелкими красными³ кристаллами, сильно вытянутыми по четверной оси (длина 1.5—3 мм, ширина 0.6—1.0 мм). Кристаллы эти окрашены большей частью совершенно равномерно, и только иногда под лупой у них ясно видна хорошо выраженная зональность: красные зоны идут чередуясь со светложелтыми (почти бесцветными), то параллельно четверной оси (фиг. 1), то перпендикулярно к ней (фиг. 2), изредка же удаётся

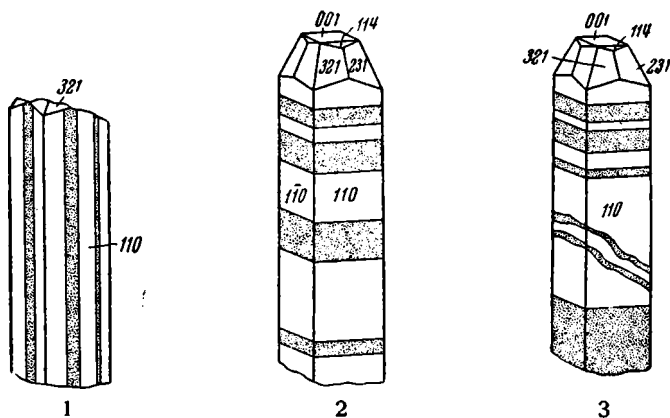
¹ Штуф взят из глыбы, находившейся не в коренном залегании.

² Получены от С. С. Смирнова.

³ В 1937 г. из этого же месторождения изучался черный касситерит.

наблюдать весьма любопытное явление: неровные волнистые слои темно-красного цвета идут в светло окрашенном кристалле, чередуясь с поперечной зональностью (фиг. 3). Присутствие зон, параллельных или перпендикулярных G_4 , легко объяснить изменением характера растворов, из которых происходила кристаллизация касситерита; чем вызвано появления «волнистой» зональности, сейчас сказать затруднительно.

Кристаллы красного касситерита имеют прекрасный алмазный блеск, часто почти совершенно прозрачны и всегда несут большое число косых граней. Цвет порошка у них светлый серовато-желтоватый, тогда как у черного касситерита, изучавшегося нами в прошлом году, он темный серовато-розовато-буроватый. Столь заметная разница в окраске этих порошков объясняется составами интересующих нас касситеритов (табл. 7): более темная окраска порошка наблюдается у того касситерита, в составе которого Fe_2O_3 присутствует в значительно большем количестве (1.11%), чем у касситерита со светлым порошком (0.45%).



Фиг. 1—3. Зональная окраска у кристаллов красного касситерита из Питкананты.

Удельные веса всех только что описанных касситеритов приведены в табл. 7; они, как мы видим, колеблются от 6.30 до 7.02.

Заканчивая на этом раздел о морфологии и физических свойствах касситеритов из месторождений различных формаций, привожу выводы, к которым я пришла в результате моих наблюдений.

1. Указываемое в литературе понижение удельных весов касситеритов по мере перехода от пегматитовых месторождений к кварц-касситеритовым и сульфидно-касситеритовым на моем материале не выдерживается (табл. 5—7).

2. Алмазный блеск присущ преимущественно касситеритам из месторождений кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций, но изредка наблюдается и у пегматитовых (Н.-Еловское месторождение), а потому не является четким диагностическим признаком.

3. Степень прозрачности кристаллов касситерита зависит как от их химического состава, так и от величины.

4. Цвет порошка касситерита (а значит и самого минерала) — суммарный и зависит от тех соотношений между главными его хромофорами: Fe_2O_3 , MnO и $(Ta + Nb)_2O_5$, какие наблюдаются в составе данного индивида.

В общем, у пегматитовых касситеритов, наиболее богатых указанными выше хромофорами, он темный шоколадно-коричневый с красноватым оттенком. У порошков из месторождений кварц-касситеритовой формации он светлее. Здесь наблюдается уже целая гамма тонов от светлого шоколадно-коричневого до бурого. Причина такой смены от-

тенков объяснена выше (стр. 26). Сравнивая только что рассмотренные цвета порошков с окраской таковых у касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций, отметим, что резкой границы между ними провести нельзя, что вполне понятно в виду близости химических составов самих касситеритов.

Несколько особняком стоят только касситериты месторождений: Алыс-Хая, Эге-Хая и Прибрежное, дающие порошки темносерого цвета, очень близкие по окраске к порошку деревянистого олова из Боливии, изучавшегося мною в 1937 г.

Чем вызваны эти темносерые тона, сейчас сказать затруднительно. Возможно, что здесь некоторое влияние оказывает и Mo , обнаруженный при помощи спектролиза¹ в этих образцах в большем количестве, чем во всех остальных, а может быть сказывается и вообще не очень чистый отбор материала, подвергавшегося исследованию.²

В этой попытке увязать цвета порошков касситеритов с их химическими составами есть еще много неясностей, вызванных трудностями затронутого вопроса.³ Вполне сознавая это, я все же считала полезным поделиться теми наблюдениями, какие мне удалось сделать на своем материале, для того чтобы побудить других исследователей идти в этом же направлении, так как попытка связать изменение окраски касситеритов различных генетических групп с изменением параметров их элементарной ячейки a и c не удалась ни мне, ни Я. Д. Готману, проводившему в ВИМС работу, аналогичную моей.

Расхождения в параметрах OL и C для касситеритов пегматитовых и наиболее далеко отстоящих по условиям образования сульфидно-касситеритовых формаций не входят (как у меня, так и у Я. Д. Готмана) за пределы ошибок, допускаемых методом Дебая-Шеррера-Холля и электронографическим. Поэтому в настоящий момент нет данных для того чтобы судить, существуют ли такие расхождения вообще, и если они существуют, то можно ли их уловить, применяя какой-либо более чувствительный метод, чем два указанных выше. Это тема самостоятельной научно-исследовательской работы.

4. ГОНИОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ КАССИТЕРИТА

В текущем году мною было измерено на теодолитном гониометре Федорова еще 50 кристаллов касситерита из 15 месторождений, не охваченных исследованиями 1937 г. Месторождения эти принадлежат к различным оловорудным формациям. В их число входят также вновь открытые месторождения Якутии, Колымы, Чукотки и Забайкалья, для которых измерение кристаллов касситерита производится впервые.

Результаты указанных исследований⁴ приведены в табл. 4, в которую включены также и данные предыдущих измерений (Болдырева, 1932).

Из этой таблицы мы видим следующее:

1. Все кристаллы касситерита, взятые из грейзенизированных участков месторождений пегматитовой формации, имеют всегда дипирамидальный габитус и либо развиты совершенно изометрически (фиг. 4), либо вытянуты в большей или меньшей степени по ребру (101) (фиг. 5—7). Главной формой у них является (111). Двойники встречаются крайне редко (фиг. 8).

¹ По техническим причинам Mo ни в одном из исследовавшихся нами образцов касситерита определен не был.

² Материал для всех видов анализов был отобран у этих образцов при помощи механического анализа с последующим делением фракции 0.25—0.05 жидкостью Рорбаха. Такой отбор всегда дает не вполне мономинеральный порошок.

³ Большое количество как самих хромофоров, так и комбинаций (числовых), в которых они наблюдаются в составах различных касситеритов, очень затрудняет исследование.

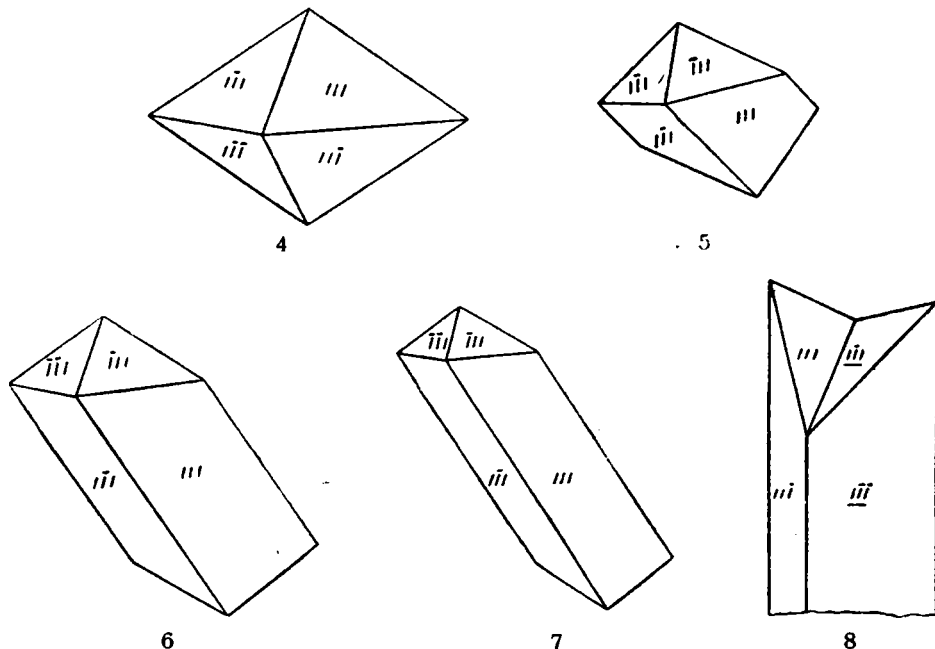
⁴ Методика исследования применялась та же, что и в 1937 г.

2. В месторождениях кварц-касситеритовой формации, представленных в моем материале пневматогенной и пневмато-эндогидатогенной группами, такой выдержанности форм у кристаллов касситерита уже не наблюдается.

В пневматогенных месторождениях присутствуют (фиг. 9—15):

а) двойники (от 1 до 2.5 см в поперечнике), сложенные призматически дипирамидальными кристаллами с главными формами (габитусной и рядовой): (111) и (110) и подчиненными (101), (100), (230) и (231);

б) двойники, сложенные призматическими, несколько сплюснутыми по четверной оси индивидами, у которых главными гранями являются (100) или (110) и (101), или (111), а подчиненными (010), (210), (230), (430) и др.;



Фиг. 4—8. Кристаллы касситерита из месторождений пегматитовых формаций: фиг. 4 — Тамынген; фиг. 5 — Ак-Су; фиг. 6 — Н.-Еловское; фиг. 7 и 8 — Завитинское.

в) монокристаллы призматически дипирамидального габитуса, с главными формами (111) и (110) и подчиненными (101) и (231);

г) монокристаллы короткопризматического габитуса, у которых главными формами являются (110), (111) и (101), подчиненными же (100).

В пневмато-эндогидатогенных месторождениях картина еще пестрее. Здесь наблюдаются следующие разновидности (фиг. 16—27):

а) крупные монокристаллы (до 1.5 до 3 см в поперечнике) призматического габитуса, варьирующие в смысле вытянутости по четверной оси от короткопризматических до вытянутых, с главными формами (110) и (111) и подчиненными (101), (100), (230), (340) и др.

б) крупные монокристаллы (до 1.5 см в поперечнике) смешанного габитуса с главными формами (230) и (231);

в) тройники, сложенные призматическими индивидами, несколько сплюснутыми по C_4 , с главной гранью (110) и подчиненными (100) и (340);

г) мелкие ($d = 1-2$ мм) кристаллики призматического габитуса, сильно вытянутые по четверной оси, с главными формами (110) и (111) и подчиненными (101), (231), (100), (230), (120) и редко (313);

Габитус и комбинации форм, наблюдавшиеся у измеренных кристаллов касситерита из месторождений различных формаций

Формация	Генетический тип	Месторождение	Тип кристалла	Габитус кристалла	Габитусная грань	Рядовая грань	Подчиненные грани	Величина кристаллов	Вид кристаллов
Пегматитовая Кварц-касситеритовая	Пневматогенный	Тамынген	Изогетрический	Дипирамидальный	(111)	—	—	дл. 7—16 мм ш. 9—14 »	Фиг. 4
		Ак-Су	Несколько вытянутый по ребру (101)	»	(111)	—	—		Фиг. 5
		Нижне-Еловское	Сильно вытянутый по ребру (101)	»	(111)	—	—	дл. 7—9 мм ш. 6—8 »	Фиг. 6
	Пневматогенный	Завитинское	То же	»	(111)	—	—	—	Фиг. 7 и 8 ¹
		Онон	Двойник, сложенный индивидами, несколько сплюснутыми по G_4	Призматический-дипирамидальный у каждого индивида	(111)	(110)	(101), (100), (230), (231)	дл. 10 мм—9.5 см ш. 12 мм—13 см	Фиг. 9 и 10
		Шлагенвальд	Изогетрический	1) Призматический-дипирамидальный 2) Призматический у каждого индивида	(111)	(110)	(231)	—	Фиг. 11 ²
			Двойник, сложенный индивидами, несколько сплюснутыми по G_4		(100)	(101)	(110), (010), (210), (320)	дл. 8—10 мм ш. 9—12 мм	Фиг. 12
			Немного вытянутый по G_4	3) Призматический	(110)	(101), (111)	(100)	—	Фиг. 13 ³
		Циннвальд	Изогетрический	1) Призматический-дипирамидальный 2) Призматический-дипирамидальный у каждого индивида	(111)	(110)	(101)	—	Фиг. 14 ⁴
			Двойник		(111)	(110)	(100)	дл. 7—8 мм ш. 9—10 мм	Фиг. 15
		St. Agnes	Двойник, сложенный индивидами, несколько сплюснутыми по G_4	Призматический	(110)	(111)	(120), (101)	дл. 0.6—1.2 мм ш. 0.3—0.8 мм	См. работу 1937 г. (1939)
		Чалбы	То же	»	(110)	—	(430), (320), (321), (552)	дл. 1.2—2.4 см ш. 0.8—2.1 см	То же

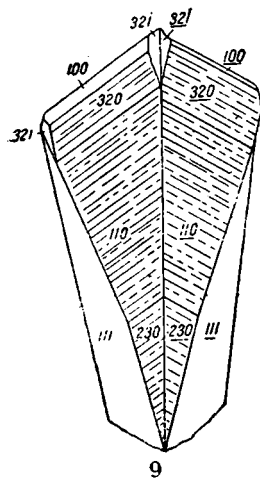
Кварц-касситеритовая	Пневмато-эндогидатогенный	Ималкинское	Несколько сплюснутый по G_4	Призматический	(100)	(101)	(110), (111)	дл. 22 мм ш. 25 »	Фиг. 13, 16
		Иультинское	От почти изометрического до вытянутого по G_4	»	(110)	(111)	(100), (230), (210), (011)	дл. 0.9—1.5 мм ш. 0.5—1 »	Фиг. 17 и 18
		Вост. Калбинское Чердолак	Чуть вытянутый по G_4	»	(110)	(111)	(101)	дл. 1.5—1.8 см ш. 0.7—1.0 »	См. работу 1937 г. (1939)
			1) Вытянутый по G_4 без конечных граней	»	(110)?	(100)?	—	дл. 7 см ш. 3 »	То же
			2) Чуть вытянутый по G_4	»	(110)	(111)	(340), (100)	дл. 1—3 см ш. 0.3—1.8 »	Фиг. 19
		Никольба	Вытянутый по G_4 без конечных граней	»	(110)?	—	—	дл. 8 см ш. 1.5—0.5 см	
		Бутыгчаг	Тройник, сложенный индивидами, несколько сплюснутыми по G_4	»	(110)	(340)	(100)	дл. 16—17 мм ш. 16—17 »	Фиг. 20—21
		Сохондо	Вытянутый по G_4	Смешанный	(230)	(231)	(13. 17. 6), (26. 32. 11), (10. 52. 15)	дл. 2—3 см ш. 1—1.5 »	См. работу 1937 г. (1939)
		Второй гранитный распадок	Сильно вытянутый по G_4 То же	»	(110)	(231)	(111) (120)	дл. 3.5—4 мм ш. 1—2 »	Фиг. 22 и 23
		Первый гранитный распадок	Несколько вытянутый по G_4	Призматический	(110)	(111)	(231) (123)	То же	Фиг. 24 и 25
Сульфидно-касситеритовая	Пневмато-эндогидатогенный	Жила Поперечная	То же	»	(110)	(111)	(231), (313), (123) (101) (111)	дл. 2 мм ш. 1 »	Фиг. 26
				»	(110)	(111)	(231), (120)	дл. 3 мм ш. 2 »	Фиг. 27
		Тарбальджейское	Двойничок, сложенный индивидами, несколько сплюснутыми по G_4	Призматический у каждого индивида	(110)	—	(320), (100), (111)	дл. 2 мм ш. 1 »	Фиг. 28
		Прибрежное	Вытянутый по G_4	Призматический	(110)	(111)	—	дл. 0.3 мм ш. 1—1.5 мм	Фиг. 29
		Бочий	Несколько вытянутый по G_4	»	(110)	(111)	(231), (011), (230), (552)	дл. 2—3 мм ш. 1—1.5 »	См. работу 1937 г. (1939)

Формация	Гене- тический тип	Месторождение	Тип кристалла	Габитус кристалла	Габитусная грань	Рядовая грань	Подчинен- ные грани	Величина кристаллов	Вид кристаллов
Сульфидно- кассите- ритовая	Пневмато- эндогидато- генный	Бургавли (россыпь)	Сильно вытяну- тый вдоль оси G_4	Призматический	(110)	(111)	(100), (320), (231), (011), (552)	дл. 3—5 мм ш. 1.5—3	Фиг. 30
				Смешанный »	(110) (320)	(231) (111), (231)	(111), (101) (110), (011)	То же »	Фиг. 32, 33 Фиг. 31
	Эндогида- тогенный	Бургавли (шгиф)	Сильно вытяну- тый по G_4	Призматический	(110)	(111)	—	дл. 8—10 мм ш. 2—3 » т. 2—1 »	Фиг. 34. 35
		Такфон	Вытянутый	Смешанный	(110)	(231)	(111), (001), (101), (100), (230) и др.		См. работу 1937 г. (1939)
		Эге-Хая	Несколько вытя- нутый по G_4	Призматический	(110)	(111)	(100), (011)	дл. 0.22—6 мм ш. 0.14—3 »	Фиг. 36
					(110)	(111)		дл. 0.3—0.4 см ш. 0.08—0.1 »	Фиг. 37
		Имтанджа	От изометриче- ского до вытяну- того	»	(110)	(111)	(321), (122), (100), (120), (430)	дл. 2—3 мм ш. 1.5—2 »	См. работу 1937 г. (1939)
		Хапчеранга	То же	»	(110)	(111)	(101), (321), (210)	дл. 2—3 мм ш. 1.5—2 »	То же
		Питкаранта (черный касситерит)	Вытянутый по G_4	»	(110)	(001)	(111), (101), (321), (320), (101), (13, 12)	дл. 2—4 мм ш. 1—2 »	»
					(320)	(101), (111)	(001), (321), (13, 12) (10)	То же	»
					(110)	(111)	и (100) (430), (321), (101) (133)	»	»
		Питкаранта (красный касситерит)	Сильно вытяну- тый по G_4		(340)	(001)	(110), (091), (114)	дл. 1—3 мм ш. 0.5—1.5 »	Фиг. 38
					(110)	(111)	(340), (010), (321), (552), (114)	То же	Фиг. 39

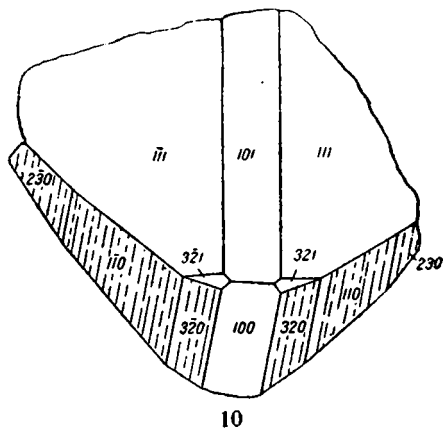
¹ Измерения Н. Ю. Икорниковой (Икорникова и Севрюгина, 1934).
⁴ Измерения Heilmayer (1930).

² Измерения Presl (Goldschmidt, 1932).

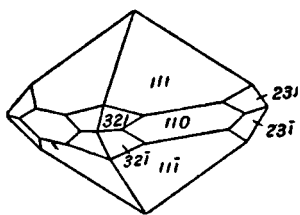
³ Измерения Levi (Gold-



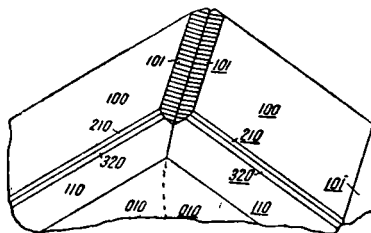
9



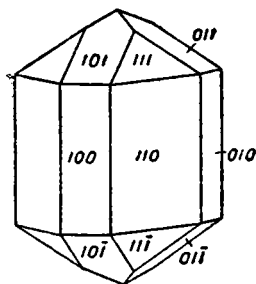
10



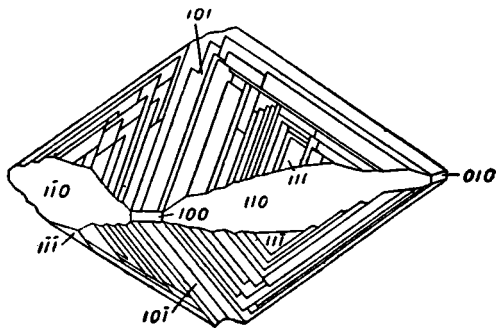
11



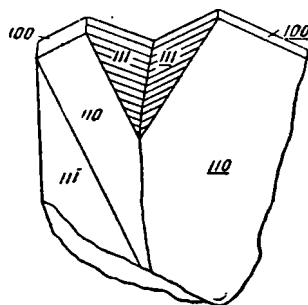
12



13

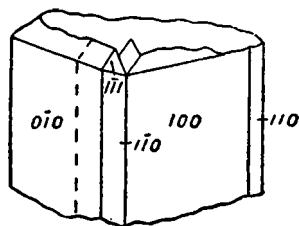


14

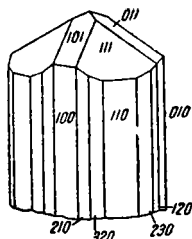


15

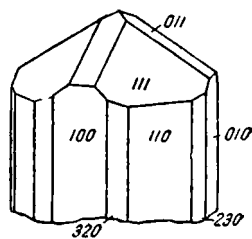
Фиг. 9—15. Кристаллы касситерита из пневматогенных месторождений кварц-касситеритовых формаций: фиг. 9 и 10 — Оюн; фиг. 11, 12 и 13 — Шлагенвальд; фиг. 14 и 15 — Циннвальд.



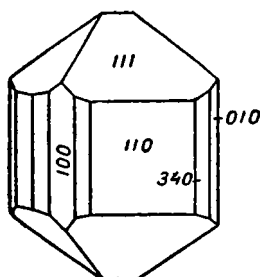
16



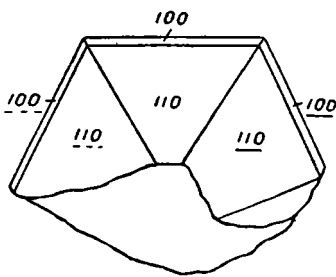
17



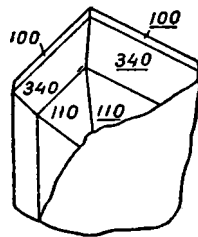
18



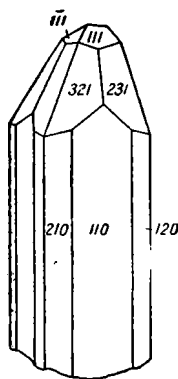
19



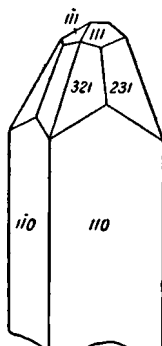
20



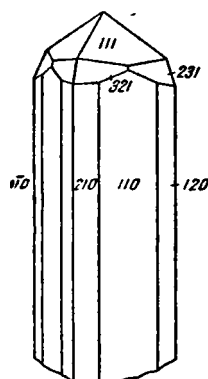
21



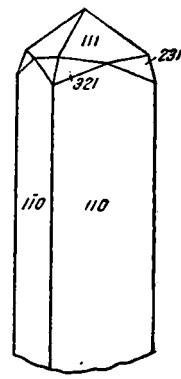
22



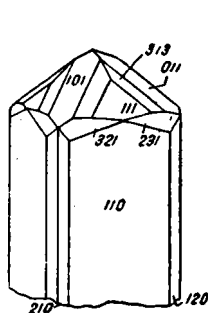
23



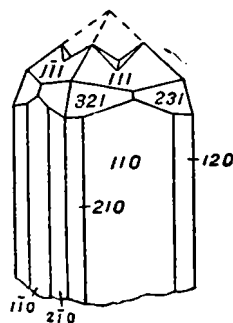
24



25



26



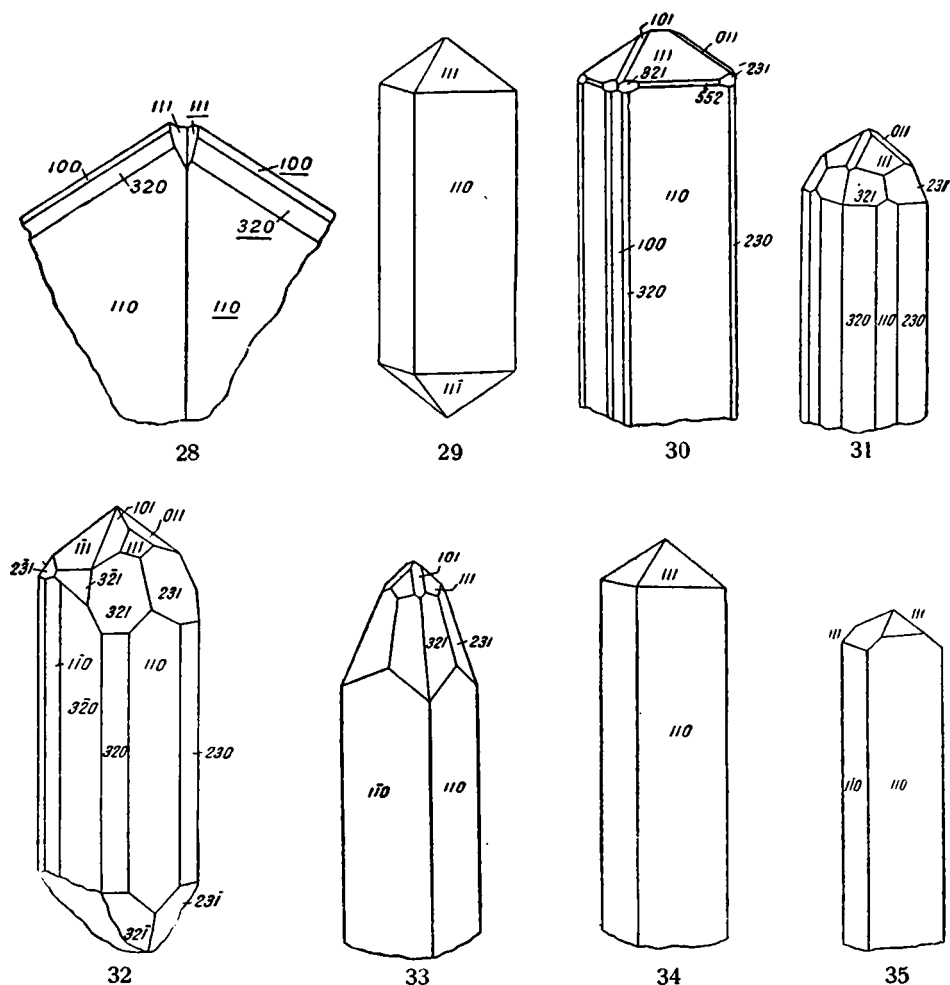
27

Фиг. 16—27. Кристаллы касситерита из пневмато-эндогидатогенных месторождений кварц-касситеритовых формаций: фиг. 16—Ималкинское; фиг. 17 и 18—Иультинское; фиг. 19—Чердолак; фиг. 20 и 21—Бутыгач; фиг. 22, 23, 24 и 25—Второй гранитный распадок; фиг. 27—Жила Поперечная.

д) мелкие ($d=1-2$ мм) кристаллы смешанного габитуса, у которых главными формами являются (110) и (231), а подчиненными (111) и (120).

3. Среди месторождений сульфидно-касситеритовой формации, из которых исследовался мною касситерит, присутствуют как пневмато-эндогидатогенные, так и эндогидатогенные.

В пневмато-эндогидатогенных месторождениях этой формации наблюдаются следующие типы кристаллов касситерита (фиг. 28—35):



Фиг. 28—35. Кристаллы касситерита из пневмато-эндогидатогенных месторождений сульфидно-касситеритовых формаций: фиг. 28 — Тарбагатайское; фиг. 29 — Прибрежное; фиг. 30, 31, 32, 33 — Бургавли (россыпь); фиг. 34 и 35 — Бургавли (шлуф).

а) двойнички с диаметром в 1 мм, сложенные короткопризматическими индивидами с главной формой (110) и подчиненными (320), (100) и (111);

б) мелкие ($d=1-3$ мм) кристаллы призматического габитуса, варьирующие в смысле вытянутости по G от призматических до вытянутых и несущие большое число косых граней; кристаллы эти имеют в качестве главных форм (110), (111) и подчиненных (011), (231), (552), (230), (100);

в) мелкие кристаллы ($d=1-3$ мм) смешанного габитуса с главными формами (110) и (231) и подчиненными (111), (101), (230) и др.

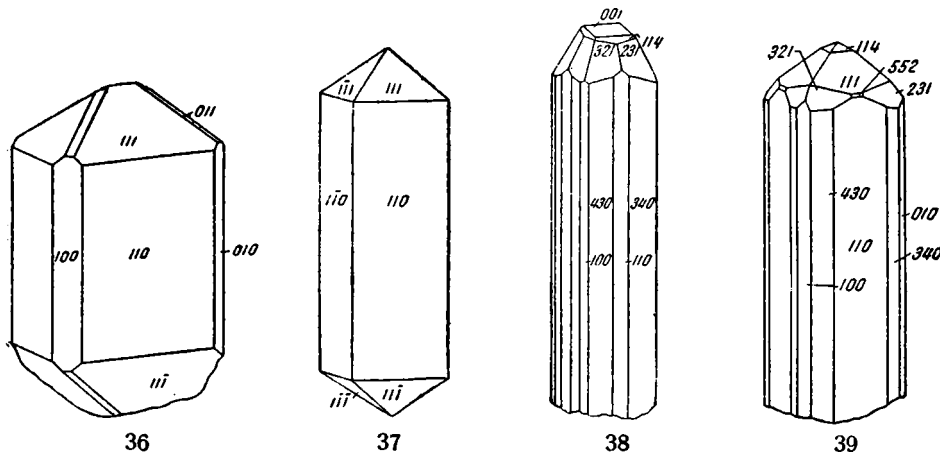
В месторождениях эндогидатогенной группы присутствуют следующие разновидности кристаллов (фиг. 36—39):

а) мелкие ($d = 0.5-3$ мм) короткопризматические, часто двухконечны кристаллы с главными формами (110) и (111) и подчиненными (100), (011), (321), (122), (120) и (430);

б) мелкие кристаллы ($d = 1-2$ мм) призматического габитуса, обычно сильно вытянутые по четверной оси; главными гранями у них являются (110) или (320), (111) или (001) и (101), а подчиненными (321), (320), (100), (010), (13. 12), (430), (133), (114) и др.

Таким образом в результате гониометрических измерений мы приходим к заключению, что по габитусу своих кристаллов хорошо выделяются только касситериты из месторождений пегматитовых формаций.

Четкое же разграничение между габитусами кристаллов касситерита из месторождений кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций не всегда возможно. В самом деле, разновидности «г» и «д» из пневмато-эндогидатогенных месторождений кварц-касситеритовой



Фиг. 36—39. Кристаллы касситерита из эндогидатогенных месторождений сульфидно-касситеритовых формаций: фиг. 36 и 37 — Эге-Хая; фиг. 38 и 39 — Питкаранта.

формации почти совершенно тождественны разновидностям «б» и «в» из таковых же месторождений сульфидно-касситеритовой. Подмеченное явление может зависеть от двух причин:

1. Генезис месторождения Второй гранитный распадок, в котором наблюдались кристаллы указанного типа, определен не совсем правильно и нет серьезных препятствий для отнесения его в сульфидно-касситеритовую группу, в месторождениях которой (Бургавли и Такфон) наблюдаются подобные кристаллы.

2. В природе существует такой постепенный переход от месторождений одной из указанных выше формаций к месторождениям другой, что появление одинаковых по габитусу кристаллов в месторождениях Второй гранитный распадок, Бургавли и Такфон вполне законно и приурочено к месторождениям, которые по своему характеру могут быть выделены в особую подгруппу, стоящую как раз на границе между пневмато-эндогидатогенными месторождениями кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций.

О том, какая из двух вышеприведенных причин является наиболее вероятной, могут судить лишь геологи, изучавшие указанные выше месторождения.

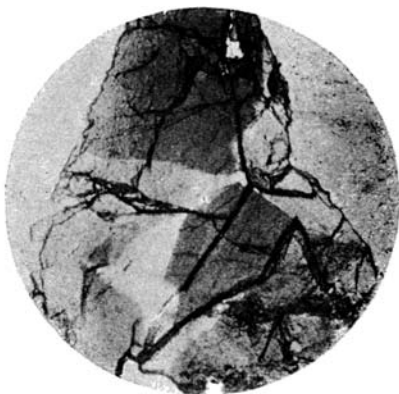
Считаю полезным отметить, что на вышеприведенном разделении кристаллов на группы и по типам месторождений, в которых они наблюдались, я остановилась после того, как испробовала еще две группировки их: 1) по примесям Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 и $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$, наблюдавшимся



Фиг. 40. Спайность у пегматитовых касситеритов из месторождения Биллягидон. $\times 24$.
Николи +.



Фиг. 41. Зональная окраска у пегматитовых касситеритов из месторождения Н.-Еловское. $\times 24$.
Николи +.



Фиг. 42. Пятнистая окраска у пегматитовых касситеритов из месторождения Тамынген. $\times 24$.
Без анализатора.



Фиг. 43. Пятнистая и зональная окраска у касситерита из месторождения Бутыгычаг (кварц-касситеритовой формации). $\times 24$. Без анализатора.



Фиг. 44. Зональная окраска у цинновальдского касситерита. $\times 24$.
Без анализатора.



Фиг. 45. Зональная окраска у ононского касситерита. $\times 24$. Без анализатора.



Фиг. 46. Спайность по двум направлениям 100 и 110, наблюдавшаяся у некоторых пневмато-эндогидатогенных касситеритов из месторождения Иультинское. $\times 24$. Без анализатора.



Фиг. 47. «Микроклиновая решетка», наблюдавшаяся иногда у пневмато-эндогидатогенных касситеритов из месторождения Ималкинское. $\times 24$. Николи +.



Фиг. 48. Зональная окраска у тарбальджейского касситерита. $\times 24$. Без анализатора.



Фиг. 49. Спайность у касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций; месторождение Бургавли. $\times 24$. Без анализатора.

в их химических составах; 2) по типам минеральных ассоциаций, из которых изучавшиеся кристаллы касситерита были взяты. Но последние две группировки, после сравнения полученных результатов, были отвергнуты мною, как менее, на мой взгляд, удачные.

5. ИССЛЕДОВАНИЕ КАССИТЕРИТОВ ПОД МИКРОСКОПОМ

При исследовании шлифов под микроскопом у касситеритов из месторождений различных формаций наметились следующие особенности.

Касситерит в шлифах из месторождений пегматитовых формаций всегда наблюдается в виде неправильно ограненных зерен, обладающих сильным плеохроизмом — красно-бурым по Ng и желтовато-сероватым или бесцветным по Np; часто хорошей спайностью по (100) (фиг. 40); иногда зональной (фиг. 41) или пятнистой окраской (фиг. 42); обычно оптически он одноосный, но изредка у отдельных зерен удается наблюдать и ясно выраженную аномальную двуосность (месторождения Рама и Кара-Су). Двойники встречаются сравнительно редко и притом исключительно простые; плоскостью сростания у них служит (101).

В месторождениях кварц-касситеритовой формации касситерит наблюдается как в неправильно ограненных, так и в идиоморфно развитых зернах (Второй гранитный распадок). В шлифах он обычно сероватого цвета с коричнево-бурыми, желто-бурыми и светложелтыми пятнами (фиг. 43.). Кроме пятнистой окраски в некоторых месторождениях (Циннвальд, фиг. 44; Онон, фиг. 45; Бутыгычаг и др.) часто видна и хорошо выраженная зональная. Серые участки зерен обычно не плеохроируют, в окрашенных же наблюдается слабый плеохроизм коричнево-бурый и серовато-коричневый по Ng и серый, желтовато-серый и бесцветный по Np. Только три пневматогенных касситерита этой группы: ононский, циннвальдский и черный из месторождения St. Agnes, имеющие в своем составе (табл. 6) MnO в таких же почти количествах, как и пегматитовые, обладают столь же интенсивным плеохроизмом, как и последние.

Спайность у касситеритов рассматриваемой группы обычно очень хорошая, изредка даже по двум направлениям — (100) и (110) (фиг. 46). Двойники по (101) довольно часты, как простые, так и полисинтетические. В некоторых же месторождениях: Иналкинском, В. Калбинском и Иультинском, у отдельных зерен касситерита нам удалось наблюдать и «микроклиновую решетку» (фиг. 47). Аномальная двуосность установлена только у касситерита из Второго гранитного распадка.

В шлифах из месторождений сульфидно-касситеритовой формации касситерит присутствует обычно в виде мелких, преимущественно идиоморфно развитых зерен от 0.02 до 0.7 мм в поперечнике. В одних месторождениях он совершенно бесцветный (Бургавли, штуф), в других же несет ясно выраженную пятнистую (Алыс-Хая, Имтанджа и др.) или зональную окраску (Тарбальджей, Бургавли, фиг. 48). Бесцветные участки, как правило, не плеохроируют, в окрашенных же наблюдается едва заметный плеохроизм: серовато-буроватый по Ng и светложелтый или бесцветный по Np. Спайность обычно очень хорошая (фиг. 49); простые двойники по (101) наблюдаются сравнительно часто. Четко выраженная аномальная двуосность наблюдалась только у некоторых зерен касситерита из месторождений Эге-Хая и Бургавли.

6. ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ КАССИТЕРИТОВ

Приводимые в этой главе химические анализы 20 исследовавшихся мною касситеритов были выполнены в Центральной лаборатории геохимической группы ЦНИГРИ старшими химиками Ю. Н. Книпович, М. М. Стукаловой и М. Н. Смирновым.

Материал для анализов всех видов из 14 крупнозернистых образцов

отбирался под бинокулярной лупой и затем обрабатывался слабой HCl в течение часа (при легком подогревании) для освобождения его от возможных мелких включений и пленок лимонита. Для получения же более или менее мономинерального порошка из образцов мелкозернистого касситерита¹ нам пришлось раздробить их до 0.25 мм, затем выделить фракцию 0.25—0.05 мм и разделить ее жидкостью Рорбаха на тяжелую и легкую.

Полученную таким способом тяжелую фракцию мы затем обработали для освобождения от окислов железа и сульфидов 10% HCl и слабой (1 : 3) HNO₃ при легком подогревании.² В результате указанных операций были получены более или менее мономинеральные порошки касситеритов, которые затем и были подвергнуты анализу.³ Результаты химических исследований всех касситеритов, бывших в моем распоряжении, на ряду с анализами, собранными по литературным источникам, приведены в табл. 5—7 (стр. 46—49). Сравнивая их между собой, мы приходим к следующим выводам:

1. Касситериты из месторождений пегматитовых формаций содержат $(Ta + Nb)_2O_5$ в количествах, почти всегда превышающих 1%. В самом деле, из 12 анализов, приведенных в табл. 5, только один образец мелкозернистого касситерита (*d* зерен 1—2 мм) из месторождения Тамынген содержит этот окисел в количестве 0.77%; анализ же второго тамынгенского образца с дипирамидальными кристаллами касситерита дает 2.54% $(Ta + Nb)_2O_5$. Можно думать, что мелкозернистый касситерит отложился в более позднюю стадию минералообразования, чем дипирамидальный, и потому содержит столь небольшое количество указанного окисла, но объективных данных для подтверждения этого нет, так как: 1) минералогический состав штуфа грейзена, из которого выделен мелкозернистый касситерит, совершенно аналогичен таковому же штуфу с дипирамидальными кристаллами этого минерала и 2) точное положение интересующих нас образцов в рудном теле, к сожалению, не было зафиксировано.

2. Из рассмотрения анализов касситеритов месторождений кварц-касситеритовой формации мы видим, что содержание $(Ta + Nb)_2O_5$ в них значительно меньше, чем у пегматитовых, и выражается обычно десятками и реже сотыми долями процента. В двух образцах (из месторождений Шлагенвальд и Второй гранитный распадок) этот окисел отсутствует совершенно. Что же касается месторождений Чердоаяк и Урунхай, то в них наблюдаются, повидимому, две генерации касситеритов, из которых одна вполне подчиняется подмеченной нами закономерности относительно возможных содержаний $(Ta + Nb)_2O_5$ в касситеритах этой группы, а вторая, повидимому, более ранняя, резко нарушает ее.

Мне думается, что о более высокотемпературном характере чердоаякских кварцевых жил, включающих крупные кристаллы касситерита с 1.28% $(Ta + Nb)_2O_5$ свидетельствует присутствие относительно больших количеств турмалина и графита, не наблюдающихся в жилах, несущих вторую разновидность касситерита⁴ и содержащих в качестве акцессорного минерала лишь шеелит.

Данных о месте взятия анализировавшихся образцов из Урунхайского

¹ Из месторождений Эге-Хая, Алыс-Хая, Прибрежное, Тарбальджей, Бургавли (штуф) и Жила Поперечная, Тамынген (мелкокристаллический).

² Образец из месторождений Эге-Хая обрабатывался сначала HCl в течение суток, а затем в течение такого же времени HNO₃. Образец из месторождения Алыс-Хая обрабатывался HCl только в течение 4 час. и HNO₃ в течение суток. Наконец, образцы из месторождений Бургавли (штуф), Прибрежное и Жила Поперечная обрабатывались только HCl в течение часа. Характер обработки образца зависел от его минералогического состава.

³ Считаю полезным отметить, что первый способ отбора материала дает значительно лучшие результаты (более чистые от посторонних примесей анализы), чем второй.

⁴ В более мелких кристаллах, содержащих только 0.03% $(Ta + Nb)_2O_5$.

месторождения, к сожалению, не имеется, и судить об условиях нахождения по каждому из них в отдельности не представляется возможным.

3. Большинство бывших в моем распоряжении касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций содержит $(Ta + Nb)_2O_5$ лишь в виде сотых долей процента; в четырех образцах этой группы указанный окисел совсем не обнаружен. Только в двух образцах, из месторождений Бочий и Имтанджа, содержание $(Ta + Nb)_2O_5$ доходит до тех же количеств (десятых долей процента), в которых он наблюдается и в касситеритах месторождений кварц-касситеритовой формации, причем анализы других образцов этого минерала из тех же самых месторождений (табл. 7) обнаружили полное отсутствие в них $(Ta + Nb)_2O_5$. Таким образом приходится констатировать наличие в указанных месторождениях двух генераций касситерита. Из них одна вполне подчиняется подмеченной нами закономерности относительно возможных содержаний $(Ta + Nb)_2O_5$ в касситеритах данной группы, другая же, повидимому более высокотемпературная, нарушает ее и приближается по своим свойствам к касситериту из месторождений кварц-касситеритовой формации.

4. Если мы обратимся затем к другому окислу — MnO , то увидим, что в анализах пегматитовых касситеритов он всегда присутствует в относительно больших (для данного окисла) количествах, варьирующих от 0.02 до 0.30%.

В месторождениях же кварц-касситеритовых формаций MnO в виде сотых долей процента (0.008—0.02%) содержится только в наиболее высокотемпературных касситеритах — пневматогенных, в остальных же присутствует только в виде следов.

Аналогично и в большинство образцов касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций мы встречаем только следы MnO . Лишь касситериты трех месторождений этой группы: Такфон, Эге-Хая и Питкаранта, содержат указанный окисел в больших количествах, выражающихся сотыми долями процента.

5. Постоянное содержание Fe_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 в всех образцах (даже крупнозернистых)¹ исследовавшихся касситеритов позволяет нам высказать предположение, что кроме возможной механической примеси в виде кварца, лимонита и анатаза (Второй гранитный распадок) некоторое количество их, несомненно, входит в касситерит как изоморфные примеси.

6. Переменные количества Al_2O_3 , CaO , MgO и WO_3 , определявшихся притом не во всех образцах, не позволяют подметить какой-либо связи между содержанием этих окислов и генезисом изучаемого нами минерала.

7. Таким образом, в результате химического исследования большого количества образцов касситерита из месторождений различных формаций мы приходим к заключению, что из всех наблюдавшихся примесей самой интересной для характеристики их является $(Ta + Nb)_2O_5$.

Содержание этого окисла, несомненно, убывает в касситеритах по мере перехода от месторождений пегматитовых формаций к кварц-касситеритовым и сульфидно-касситеритовым. Но убывание это идет весьма постепенно, а наличие нескольких генераций касситерита, нередко наблюдающихся в одном и том же месторождении, настолько сближает между собой каждые две соседние группы,² что резкой границы между ними по этому признаку провести нельзя. Однако, учитывая наибольшую частоту того или иного содержания $(Ta + Nb)_2O_5$ в касситеритах из

¹ Т. е. допускавших особенно чистый отбор минерала.

² Пегматитовую с кварц-касситеритовой и кварц-касситеритовую, в свою очередь, с сульфидно-касситеритовой.

Химические анализы и удельные веса касситеритов из месторождений пегматитовой формации

	Тамынген ¹			Завитая		Ак-Су ¹	Билля-гидон ¹	Рама ¹		Н.-Елов-ское	Чегем ²	Кара-Су ²
		С дипи-рамид-кристал-лами	Мелко-кристал-лич.	Падь-Слюдян-ка	Жила-Главная							
	М. Н. Смирнов	Ю. Н. Книпо-вич	М. М. Стука-лова	Р. О. Бомштейн		П. Н. Мамон-тов	М. А. Поне-мунская	П. Н. Мамон-тов	Ю. Н. Книпо-вич	Ю. Н. Книпо-вич	М. А. Панемун-ская	О. А. Медве-дева
SnO ₂	94.74	95.50	97.65	95.33	96.44	95.61	95.88	97.03	96.37	96.80	93.11	96.06
SiO ₂	0.84	0.61	0.28	0.17	0.14	0.65	0.51	0.66	0.71	0.29	1.16	0.26
TiO ₂	0.06	0.13	0.24	0.07	0.05	0.07	0.08	0.87	0.09	0.61	0.10	0.17
ZrO ₂	—	—	—	0.00	0.01	0.01	0.00	—	—	—	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	—	Не обн.	0.10	0.14	0.10	Следы	0.38	—	0.10	Нет	0.53	0.19
Fe ₂ O ₃	0.50	1.01	0.65	0.42	0.38	0.49	0.71	0.35	0.47	0.61	1.11	0.63
MnO	—	0.02	0.05	0.30	0.21	0.02	0.045	—	0.04	0.02	0.22	0.04
CaO	—	0.09	0.36	0.02	0.02	—	0.25	0.05	0.17	0.14	0.31	0.02
MgO	—	0.03	0.08	0.00	0.00	—	0.00	—	0.09	0.05	0.00	0.00
(Ta + Mb) ₂ O ₅	3.60	2.54	0.77	3.46	3.14	3.25	2.26	1.19	1.90	1.62	2.78	2.47
Σ TR	—	Следы	Не обн.	—	—	—	—	—	Нет	Нет	—	—
Пот. при прок.	—	—	—	0.06	0.06	—	0.51	—	—	—	0.86	0.10
Σ	99.74	99.93	100.18	99.97	100.55	100.10	100.62	100.15	99.94	100.14	100.18	100.00
Уд. вес	6.95	6.86	6.75	6.94	6.96	7.00	6.95	7.00	6.89	6.99	6.94	6.96

¹ Ю. А. Арапов (рукопись).² Я. Д. Готман (1938).

Таблица 6

Химические анализы и удельные веса касситеритов из месторождений кварц-касситеритовой формации

	Пневматогенные										Пневмато-эндогидатогенные									
	Онон	Цинн-вальд	Шлаген-вальд	St. Agnes		Буянда	Чалбы ¹	Ималкинское	Иультинское	Вост.-Калбинское	Чердоаяк		Урунхай ³		Нилькоба	Бутыгычаг	Со-хондо	Второй гранит. распадок	Жила Поперечная	
				черный	янт.-бур.															
	Ю. Н. Книпович	Ю. Н. Книпович		М. Н. Смирнов		Ю. Н. Книпович	М. Н. Смирнов	М. Н. Медведева	М. Н. Смирнов		М. Н. Смирнов	Ю. Н. Книпович	О. А. Медведева		Ю. Н. Книпович	М. Н. Смирнов	М. Н. Смирнов	Ю. Н. Книпович	М. Н. Смирнов	
SnO ₂	98.24	97.64	98.41	98.65	98.74	98.25	98.82	99.23	98.98	97.80	96.76	98.72	97.55	98.12	98.88	98.80	98.86	97.86	95.30	
SiO ₂	0.25	0.38	0.35	0.22	0.06	0.31	0.26	0.19	0.14	0.98	0.74	0.13	0.70	0.75	0.26	0.14	0.22	0.32	2.45	
TiO ₂	0.15	Следы	0.13	0.16	0.60	0.44	0.45	0.36	0.27	0.20	0.32	0.59	0.28	0.33	0.34	0.07	0.38	0.18	0.70	
Al ₂ O ₃	0.07	0.02	0.02	0.24	0.33	He	0.09	0.00	0.17	—	0.06	0.14	0.00	0.26	0.04	0.05	0.07	He	0.58	
Fe ₂ O ₃	0.32	0.92	0.51	0.38	0.22	0.61	0.12	0.07	0.18	0.38	0.12	0.04	0.35	0.17	0.16	0.60	0.20	1.01	0.90	
MnO	0.02	0.01	Следы	0.008	Следы	0.01	Следы	0.00	Следы	Нет	Нет	Следы	0.02	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	
CaO	0.01	0.23	0.14	0.14	0.12	0.09	0.02	0.06	0.05	—	0.18	0.11	0.07	—	0.14	0.08	0.10	0.26	0.13	
MgO	0.03	0.07	0.06	Следы	Следы	0.05	He	0.00	0.04	—	He	0.05	0.00	—	0.02	0.08	He	0.06	0.04	
(Ta + Nb) ₂ O ₅ .	0.74	0.60	Нет	0.35	0.12	0.10	0.01	0.11	0.02	0.80	1.28	0.03	1.44	0.49	0.17	0.06	0.01	He	0.04	
Σ TR	Нет	Нет	Нет	He	He	Нет	He	—	He	—	He	Следы	—	—	Нет	He	He	обн. Нет	He	
Пот. при прок.	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	0.42	—	0.08	—	—	—	—	—	—	
Σ	99.83	99.87	99.62	100.15	100.19	99.86	99.77	100.05	99.85	100.16	99.88	99.81	100.49	100.12	100.01	99.88	99.84	99.69	100.14	
Уд. вес	6.97	6.96	6.95	6.88	6.91	6.97	6.96	6.96	6.87	6.81	7.19	6.96	6.90	—	7.00	7.18	6.81	6.94	6.41	

¹ А. М. Болдырева (1939).² Я. Д. Готман (1938).³ Б. Н. Ерофеев, М. П. Русаков, Безлюдный (рукопись).

	Пневмато-эндогидатогенные						
	Тарбаль- джей- ское, распадок Цен- тральный	При- брежное	Бочий		Бургав- ли (штуф)	Бургав- ли (россыпь)	Такфон
	М. М. Стука- лова	М. Н. Смирнов	М. Н. Смирнов		М. М. Стука- лова	М. Н. Смирнов	П. Н. Мимон- тов
			(А. М. Болды- рева, 1939)	(Я. Д. Готман, 1938)			(Ю. А. Аралов, рукопись)
SnO ₂	97.28	92.40	95.70	98.28	98.77	98.70	98.70
SiO ₂	0.38	3.65	1.05	0.40	0.22	0.16	0.37
TiO ₂	0.84	0.14	0.08	0.37	Следы	0.42	0.76
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0.01
Al ₂ O ₃	Не обн.	1.88	0.57	0.38	0.11	0.20	Следы
Fe ₂ O ₃	0.92	1.20	1.81	0.26	0.71	0.18	0.16
MnO	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0.02
CaO	0.28	0.13	0.09	0.04	0.30	0.10	—
MgO	0.07	0.48	0.20	—	Следы	0.06	—
(Ta + Nb) ₂ O ₅	0.05	0.02	0.20	0.00	0.08	0.04	Нет
ΣTR	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—
WO ₃	—	—	—	0.12	—	—	—
Na ₂ O + K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
As ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—
Пот. при прок.	—	—	—	0.12	—	—	Нет
Σ	99.82	99.90	99.70	99.97	100.19	99.86	100.02
Уд. вес	6.89	6.30	6.81	6.84	6.99	7.03	6.32

Примечание. Фамилии в верхней строке относятся к аналитикам, в нижней — к авторам.

месторождений различных формаций, мы можем с уверенностью констатировать, что:

1) касситериты пегматитовых формаций, как правило, содержат (Ta + Nb)₂O₅ в количествах, превышающих 1%;

2) содержание этого окисла в касситеритах из месторождений кварц-касситеритовых формаций в большинстве случаев (в 11 из 19) выражается десятными долями процента;

3) наконец, в большинстве касситеритов из сульфидно-касситеритовых месторождений этот окисел либо наблюдается в виде сотых долей процента, либо совсем не обнаруживается обычными методами химического анализа.

месторождений сульфидно-касситеритовой формации

Алыс-Хая	Эге-Хая	Эндогидатогенные							
		Имтанджа			Хапчеранга			Питкаранта	
		канава № 1, жила В	штольня № 1, жила В		темный кассит. окисленной зоны	темный кассит. из Лесной	светлый кассит. из жилы Войнова	черный кассит.	красный кассит.
М. М. Стукалова	Ю. Н. Книпович	М. Н. Смирнов			М. Н. Смирнов	Р. О. Бомштейн	М. А. Понемунская	М. Н. Смирнов	Ю. Н. Книпович
		(С. С. Смирнов, рукопись)	(Я. Д. Готман, 1938)	(Я. Д. Готман, 1938)				(А. М. Болдырева, 1939)	
98.05 2.06 0.34 — 0.65 0.91 Следы 0.29 0.50 0.02 Не обн.	97.42 1.51 0.13 — 0.46 0.33 Нет 0.02 0.03 Не обн. Нет 0.03 — — — — 0.02 —	95.93 1.85 0.10 — — 1.32 Нет — 0.65 — — — — — — — —	99.15 0.16 0.25 — 0.13 0.23 0.00 0.04 0.00 0.08 0.18 0.00 — 0.04 —	95.83 3.13 0.34 — 0.21 0.39 0.00 0.06 0.00 0.16 0.18 0.16 — — — — —	98.60 0.45 0.03 — 0.14 0.43 Следы 0.10 0.01 Следы Не обн.	97.63 1.07 0.12 0.003 0.18 0.64 Следы 0.05 0.003 0.02 — 0.09 0.069 0.007 0.007 — 0.12	98.12 0.52 0.07 0.02 0.16 0.62 Следы 0.38 0.007 0.00 0.06 0.02 0.14 0.006 — 0.24	95.65 1.25 0.28 — 0.35 1.11 0.03 0.48 0.19 0.05 Не обн.	98.06 0.66 0.10 — 0.15 0.45 0.02 0.32 0.05 0.17 Нет — — — — — — —
99.82 6.50	99.95 6.79	99.88 6.79	100.08 6.86	100.30 —	99.88 6.99	100.10 6.93	100.02 6.95	99.80 6.74	99.96 7.02

7. ИССЛЕДОВАНИЕ КАССИТЕРИТОВ ПРИ ПОМОЩИ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Приводимые в этой главе результаты качественного спектрального анализа были получены М. М. Клером в Лаборатории геохимической группы ЦНИГРИ. Условия съемки спектрограмм уже описаны мною в работе 1939 г. Поэтому ограничиваюсь здесь указанием, что элементы W, Bi, Be, Te, Sb, As, Zn, Y, Ni, Pb, Cd, Zr, Ga, Co, Mo, Pt, V определялись непосредственно из порошка исследуемого касситерита, Ta, Nb, B, Ge, Sr, In и Cr — из нерастворимого остатка, получившегося в результате растворения металлического олова¹ в HCl, а Ca, Al, Fe, Ti, Mn

¹ Металлическое олово выделялось из порошка исследовавшегося касситерита путем восстановления его в струе водорода при температуре красного каления.

и Mg — из раствора. Результаты расшифровки спектрограмм приведены в табл. 8 (стр. 52—53).

Из табл. 8 мы видим, во-первых, что спектральный анализ позволил установить в наших касситеритах наличие ряда примесей, не улавливаемых обычными методами химического анализа. Во-вторых, что касситериты пегматитовых формаций отличаются от таковых остальных двух групп, кроме повышенного содержания Ta, Nb и Mn, еще и повышенным содержанием Zr. В-третьих, вольфрам, присутствующий постоянно в большем или меньшем количестве во всех образцах из месторождений кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых формаций, в пегматитовых наблюдается сравнительно редко. Наконец, в-четвертых, мы должны констатировать, что наметившееся в результате работ прошлого года резкое отличие пегматитовых касситеритов от касситеритов из месторождений остальных двух формаций по содержанию в них V и Y на материалах этого года не подтверждается.

В самом деле, из табл. 8 видно, что изучавшиеся в прошлом году¹ касситериты из месторождений кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых формаций всегда содержали V, чем и отличались от пегматитовых, в которых этот элемент, за редкими исключениями, совершенно отсутствовал.

По результатам же спектрального анализа образцов этого года V отсутствует как в пегматитовых касситеритах — тамынгенском и нижнееловском, так и в двух образцах — иультинском и циннвальдском — из месторождений кварц-касситеритовой формации. Иттрий же, наблюдавшийся во всех прошлогодних образцах пегматитовых касситеритов и отсутствовавший в касситеритах остальных двух формаций, как мы видим, отсутствует также и в трех пегматитовых касситеритах этого года. Сказать, чем вызваны обнаружившиеся расхождения, сейчас затруднительно. Особенно трудно объяснить это явление для образцов тамынгенского касситерита, среди которых один дает Y,² другие же обнаруживают³ полное отсутствие этого элемента. Должна отметить, что М. М. Клер, по моей просьбе, дважды проверял все заинтересовавшие меня образцы на присутствие в них V и Y и оба раза получил совершенно тождественные результаты, приведенные в табл. 8.

Из остальных элементов, перечисленных в этой таблице, ни один не является характерным для какой-либо группы месторождений.⁴

В заключение укажем на расхождения, которые иногда наблюдались между данными спектрального анализа и результатами химических исследований того же материала, например, для MnO у ононского касситерита или $(Ta + Nb)_2O_5$ у касситерита из Буянды и т. д. (ср. табл. 6 и 8). В этой работе, из-за недостатка времени на специальные исследования, приходится только констатировать указанный факт. Следует иметь в виду, что для образцов, у которых наблюдалось расхождение между данными спектрального и химического анализов, в таблице помещены результаты только после повторной проверки их по каждому интересовавшему нас элементу, как химиками, так и М. М. Клером.

8. РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАССИТЕРИТА

Рентгенометрическому исследованию подвергалось всего шесть образцов касситерита: по два из месторождений Тамынген и Чердоук и по

¹ Отмечены в табл. 8 цифрами 2 и 3.

² Исследовал Ю. М. Толмачев.

³ Исследовал М. М. Клер.

⁴ Повышенное содержание В, наблюдавшееся в некоторых мелкозернистых образцах касситерита из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций, обусловлено наличием в них турмалина, который не удалось начисто удалить из материала, подвергнувшегося исследованию.

одному из месторождений Шлагенвальд и Второй гранитный распадок. Мы остановились именно на этих образцах по следующим причинам.

1. Изучавшиеся нами касситериты из месторождения Тамынген (а также и Чердожак) резко отличаются друг от друга по содержанию в них $(Ta + Nb)_2O_5$. Чтобы выяснить, чем вызваны столь значительные колебания в содержании указанного окисла в двух образцах из одного и того же месторождения, мы решили подвергнуть их рентгеноанализу. Мы хотели проверить, не появляются ли на порошкограммах образцов, богатых танталом и ниобием, добавочные (не индицирующие) линии, говорящие о том, что в их составе в виде механической примеси есть какие-то тантало-ниобаты, за счет которых и можно отнести повышенные в них содержания указанного окисла.

2. Так как касситериты из Шлагенвальда и Второго гранитного распадака совершенно не содержат $(Ta + Nb)_2O_5$, то казалось, что сравнение их порошкограммы с таковой тамынгенского касситерита, содержащего указанный окисел в количестве 2.54%, скорее, всего укажет на разницу в характере их кристаллических решеток, если они меняются с изменением состава касситерита.

3. На $(Ta + Nb)_2O_5$ мы остановились потому, что остальные примеси входят в состав изучавшихся нами касситеритов в значительно меньших количествах и колебания их в отдельных образцах не столь значительны, как это наблюдается для указанного выше окисла.

Все порошкограммы, упоминаемые в этом разделе, были получены Е. Ф. Алексеевой¹ по методу Дебая-Шеррера при следующих условиях. Цилиндрический столбик исследуемого касситерита, истертого до состояния пудры, был выдавлен из стеклянного капилляра и помещен в центре камеры с диаметром 57.28 мм для одних образцов и диаметром 57.38 мм для других. Источником рентгеновых лучей служит трубка Ходдинга с железным антикатодом. Высокое напряжение в 40 кВ получалось от трансформатора. Сила тока, проходившего через трубку, равнялась 20 мА. Экспозиция продолжалась 10 час. Съемка производилась без фильтра. Поправки к углам отблеска вводились по NaCl. Индицирование для линий, имевших сравнительно большие $\frac{s}{n}$, производилось по кривым Холля, для остальных же индексы находились путем подбора по известной формуле:

$$\left(\frac{1}{d}\right)^2 = \frac{h^2 + k^2}{a^2} + \frac{l^2}{c^2},$$

где a и c — размеры элементарной ячейки касситерита, предварительно установленные из линий индицированных по кривым Холля, а h, k, l — индексы плоских сеток, дающих отражения.

Результаты исследований сведены в табл. 9, в которой даны значения величин межплоскостных расстояний $\frac{d}{n} \alpha$, интенсивности линий,² наблюдавшихся на порошкограммах, и индексы отражающих плоских сеток.

Из табл. 9 (стр. 56) мы видим, что порошкограммы изучавшихся образцов имеют некоторые, правда весьма незначительные, отличия:

1) не все полученные нами порошкограммы несут одинаковое число интерференционных линий;

2) замечается некоторое отличие в интенсивности соответственных линий на порошкограммах разных образцов;

¹ Рентгенолаборатория ЦНИГРИ.

² Определены визуально.

Месторождение	Be	B	Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
Ак-Су ²	++	++	+	+		+			+++	+				
Рама ²	+		++	++	++	++	-	+	++	++		+	-	-
	++			++	++	++	-	++	++	++		+	++	-
Кара-Су ²			++						++					
	+	+	+	+		+			+	+				
	++	++	++	++	++	++	-	++	++	++		-	-	
Алтын-Тау ³	+		+	+		+			+	+				
	++	-	++	++		++	+	+	++	++	-	++		
Тамынген ²			+	+		+			++	+				
	++		++	++	++	++	-	++	++	++		+	++	-
Тамынген (в дипирамидальн. кристаллах) . . .	-	-	++	++	+	++	-	-	++	++	-	-		-
Тамынген (мелкозернистый)	-	++	++	++	++	+		-	+	+	-	-		-
Нижне-Еловское	-	-	++	++	++	++	-	-	++	++	-	-		-
	-	-	++	++	++	++	-	-	++	++	-	-		-
Оюн						+								
Циннвальд	-	-	++	+	++	++	+	-	-	++	-	-		-
	-	-	++	++	++	++		-	-	+	-	-		-
Шлагенвальд	-	++	++	+	++	++	++	-	-	+	-	-		-
Буянда	+				+		+				-	-		-
	++	++	++	++	++	++	++	-	-	++	-	-		-
St. Agnes (черный) ³ . . .	-	+	++	++		++	+	-	++	++	-	+		-
St. Agnes (янт.-бур.) ³ . .	-	++	++	++		++	+	-	++	++	-	++		-
	-	++	++	++		++	+		+		-	++		-
Чалбы ³	-	+	+	++		++	+	-	+	-	-	++		-
	-	+	+	++		++	+	-	+	-	-	++		-
Иультинское	-	-	++	++	+	++	-	-	-	+	-	-		-
Ленинское ³	-	+	+	++		++	++	-	+	++	-	-		-
Вост. Калбинское ³	-	+	++	++		++	++	+	+	++	-	+		-
Кара-Гоинское ³	-	+	+	+		++	+	-	++	++	-	-		-
Чердоак (крупный кристалл)	-	++	++	++		++	++	-	-	++	-	-		-
Чердоак (мелкие кристаллы)	-	-	++	+	+	++	++	-	-	++	-	-		-
Нилькоба	+		+		+	++	+				-	-		-
	++	-	++	++	++	++	++	-	-	++	-	-		-
Бутыгычаг	++	-	++	+	++	++	+	-	-	++	-	-		-
Сохондо ³						++	+				-	-		-
	-	+	+	++	+	++	++	-	+	++	-	++		-
Второй гранитный распадок	-	++	++	++	++	++	+	-	-	++	-	-		-

[illegible]

Пневмато-эндогидатогенные

Касситериты из месторождений кварц-касситеритовых формаций

Пневматогенные

Касситериты из месторождений кварц-касситеритовых формаций

Касситериты из месторождений пегматитовых формаций

Месторождение	Be	B	Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
Тарбальджей	+		+		++	++				+				
	++	++	++	++	++	++	++	-	+	++	-	-		-
Бочий ³		++	+	++						+		+		
	+	++	++	++		++	+	-	++	++	++	++		-
Алыс-Хая		++	+	+		+	++							
	+	++	++	++	++	++	++	+	-	++	-	-		-
Бургавли					+	++	++			+				
	+	-	++	++	++	++	++	-	-	++	-	-		-
Такфон ³														
	-		+	+		++	++			++				
Эге-хая		+	++	++	++	++	++	+	++	++		++	++	-
Имтанджа ³	-	++	++	++	++	++	++	-	-	++	-	-		-
Питкаранта ³	-	+	++	++		++	++	-	++	++	-	++		-
	++	++	++	++		+	+	-	++	++	-	++		-

¹ При рассмотрении данных табл. 8 необходимо помнить, что степень шкале: самой сильной на сравниваемых спектрограммах линии данного элемента незначительным, количество плюсов снижалось до четырех, а в единичных случаях даже знаков + можно сравнивать лишь внутри одного и того же вертикального столбца и ни

Знак ? ставился в том случае, когда линия рассматриваемого элемента на о наличии или отсутствии его в исследуемом образце.

Знак — указывает, что данный элемент в образце обнаружить не удалось. элемент не производилось.

² Ю. А. Арапов (рукопись),

³ А. М. Болдырева (1939).

3) у разных касситеритов имеются очень ничтожные расхождения в величинах $\frac{d}{n} \lambda$.

Рассмотрим каждый из приведенных пунктов отдельно.

1. Число наблюдавшихся на порошкограммах интерференционных линий варьирует от 34 до 26.

Двадцать четыре наиболее сильные по интенсивности линии с индексами: 110 β , 110, 101 β , 101, 200, 211 β , 211, 220 β , 220, 002, 301, 310, 112, 301 β , 321, 222 β , 222, 330, 312, 411, 420, 331 и 113, присутствуют на всех без исключения порошкограммах. Остальные же линии (см. табл. 9), отсутствующие на некоторых порошкограммах, также хорошо индицируются при a и c , найденных из наиболее интенсивных линий, и, несомненно, принадлежат касситериту, но, имея весьма слабую интенсивность (0.5 и 1), не появились на отдельных снимках исключительно за счет качества последних. Таким образом никаких посторонних линий на порошкограммах не обнаружено, и, значит, особенности, о которых мы говорим на стр. 55, присущи самим касситеритам.

2. При построчном сравнении интенсивностей соответственных линий у отдельных образцов мы видим, что интенсивности эти колеблются в пределах, не превышающих 2 балла, откуда и заключаем, что заметных

Ga	Ge	Ar	Sr	Y	Zr	Nb	Ta	Mo	In	Sb	W	Pb	Bi	Pt	Cl	Te	
—	—	—	—	—	++	—	++	—	++	—	++	++	—	—	—	—	Пнемато- эндогидатогенные Касситериты из месторождений сульфидно- касситеритовых формаций
?	+	+	—	—	+	++	++	—	+	—	++	++	—	—	—	—	
—	++	—	—	—	—	++	++	—	++	—	+	++	—	—	—	—	
—	—	?	—	—	—	—	+	—	—	—	++	—	—	—	—	—	
—	—	++	++	—	++	+	+	—	—	—	++	—	—	—	—	—	
—	—	++	++	—	—	—	+	—	++	—	++	—	—	—	—	—	
?	—	+	?	—	—	—	+	—	++	—	++	—	—	—	—	—	
—	++	++	—	—	+	++	++	—	+	—	++	++	—	—	—	—	
—	—	++	—	—	—	++	+	++	—	—	+	+	—	—	—	—	
—	—	++	—	—	—	++	+	++	—	—	+	+	—	—	—	—	

интенсивности линий отдельных элементов определялась визуально по пятибалльной шкале, придавался обычно значок $++$ и только в тех случаях, когда почернение ее было до двух плюсов. Самая слабая линия всегда обозначалась знаком $+$. Поэтому количество в коем случае из разных спектрограмм была настолько неясной, что с достоверностью по ней нельзя было судить

Наконец, отсутствие всякого знака указывает на то, что исследование на данный

расхождений в оценке интенсивностей линий для разных касситеритов не наблюдается.¹

3. Расхождения в величинах $\frac{d}{n} \alpha$ для всех линий порошкограмм ничтожны, носят совершенно случайный характер и не превышают 1% измеряемой величины.

Таким образом, даже при сравнении величин $\frac{d}{n} \alpha$ видно, что различия в порошкограммах отдельных образцов чрезвычайно малы. Но для того, чтобы устранить влияние отдельных ошибок при установлении различия порошкограмм сравниваемых образцов, нам следует сравнивать, конечно, не сами величины $\frac{d}{n}$, а вычисленные по ним средние значения размеров элементарной ячейки касситеритов. Значения эти приведены в табл. 10 (стр. 57).

Из этой таблицы мы видим, во-первых, что расхождения a и c в исследованных образцах вообще весьма не велики и не выходят за пределы ошибок, допускаемых методом, и, во-вторых, что тамынгенский кассите-

¹ При проведении этой операции надо помнить, что мы сравниваем интенсивности линий, находящихся на разных снимках.

**Сравнение межплоскостных расстояний и относительных интенсивностей
для исследовавшихся касситеритов**

№ по порядку	Индексы от- раж. плос- ских сеток	Тамынген, дипирамид. кристаллы		Тамынген, мелко- зернистый		Чердожк, из графитизи- рованной и турмалини- зированной зоны		Чердожк, из кварцевой жилы с шеелитом		Шлаген- вальд		Второй гранит- ный распадок	
		<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$	<i>I</i>	$\frac{d}{n} \alpha$
1	110 β	1	β	2	β	1	β	1	β	1	β	1	β
2	110	5	3.330	5	3.330	4	3.330	5	3.330	4	3.330	4	3.330
3	101 β	1	β	2	β	1	β	1	β	1	β	1	β
4	101	5	2.632	5	2.632	4	2.632	5	2.632	4	2.632	4	2.632
5	200	4	2.357	4	2.357	3	2.357	3	2.357	2	0.357	2	2.357
6	111	1	2.294	1	2.294	1	2.294						
7	210					0.5	2.105	0.5	2.105				
8	211 β	3	β	4	β	3	β	3	β	2	β	2	β
9	201					0.5	1.892						
10	220 β	1	β	3	β	1	β	1 p	β	1	β	2	β
11	211	5	1.754	5	1.754	5	1.755	5	1.755	5	1.755	5	1.754
12	220	5	1.667	4	1.667	4	1.667	4	1.667	2	1.667	3	1.667
13	310 β	1	β	1	β	1	β			0.5	β		
14	002	3	1.584	3	1.584	3	1.584	3	1.584	2	1.584	1	1.584
15	301 β	2	β	2	β	2	β	0.5	β	1	β	1	β
16	310	5	1.490	5	1.490	4	1.490	4	1.490	3	1.490	3	1.490
17	112	4	1.432	4	1.432	4	1.432	3	1.432	3	1.432	3	1.432
18	301	5	1.406	5	1.406	4	1.407	4	1.407	3	1.407	3	1.406
19	321 β	2	β	2	β	2	β	0.5	β	0.5	β	1	β
20	202	3	1.316	4	1.316	3	1.314	2	1.314	2	1.314	2	1.316
21	320	0.5	1.299	0.5	1.299								
22	222 β	2	β	1	β	0.5	β	1	β	1	β	1	β
23	330 β	0.5	β	0.5	β	0.5	β	1	β				
24	321	4 p ¹	1.209	5	1.209	4	1.209	4 p	1.209	3	1.209	3	1.209
25	312 β	1	β	0.5									
26	400	1	1.183			1	1.183	2 p	1.183	1	1.183		
27	411	2	β	3 p	β	1	β					2 p	
28	420 β	1	β	1	β	0.5	β						
29	222	4 p	1.149	4 p	1.149	1	1.149	4 p	1.149	3	1.149	3	1.149
30	410	0.5	1.137	0.5	1.137			1 p	1.136	0.5	1.136		
31	330	3 p	1.112	4 p	1.112	4	1.113	3 p	1.113	2	1.113	2	1.112
32	312	4 p	1.086	4 p	1.086	4 p	1.086	4 p	1.086	3	1.086	3	1.086
33	411	4 p	1.076	4 p	1.076	4 p	1.076	4 p	1.076	3	1.076	3	1.076
34	420	3 p	1.055	3 p	1.055	4 p	1.055	3 p	1.055	3	1.055	3	1.055
35	331	2 p	1.039	2	1.039	3 p	1.043	2 p	1.043	2	1.043	2	1.039
36	113	3 p	1.033	3 p	1.033	4 p	1.032	3 p	1.032	3	1.032	2	1.033

рит, содержащий $(Ta + Nb)_2O_5$ в количестве 2.54%, имеет точно такие же *a* и *c*, как и касситерит из Второго гранитного распада, в составе которого указанный окисел не обнаружен даже при помощи спектрального анализа. Таким образом мы приходим к заключению, что отсутствие или наличие указанного окисла в количестве 2.54% в касситерите не оказывает сколько-нибудь заметного влияния на размеры его элементарной ячейки. Да этого и следовало ожидать, учитывая близость ионных радиусов Ta и Nb,² которые, вероятно, замещают четырехвалентное олово.

¹ Буква «р» у цифры, показывающей интенсивность линии на порошкограмме, говорит о размытости данной линии.

² Так же, как и у Fe⁺⁺⁺ и Ti.

Размеры элементарной ячейки у изучавшихся касситеритов

№ п.п.	Формация	Месторождение	Размеры элементарной ячейки в Å	
			a	c
1	Пегматитовая	Тамынген, дипирамид. кристаллы .	$4.71_{4\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$
2		Тамынген, мелкозернистый	$4.71_{4\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$
3	Кварц-касситеритовая	Чердожк, из графитизированной зоны	$4.71_{6\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$
4		Чердожк, из кварцевой жилы с шелитом	$4.71_{6\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$
5		Шлагенвальд	$4.71_{6\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$
6		Второй гранитный распадок	$4.71_{4\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$
		Отношение $a : c = 1.488$		

Остальные окислы¹ присутствуют в касситеритах обычно в ничтожных количествах и потому не могут изменить размеры элементарной ячейки.

В заключение приведу для сравнения значения a и c , ранее найденные для касситерита другими исследователями (табл. 11).

Таблица 11

Размеры элементарной ячейки касситерита по различным авторам

ab Å	cb Å	Исследователь	Год исследования
4.67	3.14	L. Vegard	1916
4.975	3.18	C. M. Williams	1917
4.718	3.131	V. P. Davey	1924
4.72	3.17	W. L. Bragg & I. A. Derbyshire	
$4.7_{5\pm2}$	$3.1_{9\pm2}$	V. M. Goldschmidt	1926
$4.73_{2\pm5}$	$3.17_{8\pm4}$	В. И. Михеев	1937
$4.71_{4\pm3}$	$3.16_{8\pm3}$	Е. Ф. Алексеева	1938

Поскольку для первых трех определений a и c не указаны значения возможных ошибок, они не являются достаточно надежными. Данные

¹ SiO_2 и Al_2O_3 , наблюдающиеся в довольно больших количествах в анализах мелкозернистых касситеритов, должны быть отнесены за счет кварца, полевого шпата, турмалина, а иногда и топаза, которые при отборе материала при помощи механического анализа, с последующим делением жидкостью Рорбаха, не удалось начисто удалить из тяжелых фракций.

Брагга и Дербишера получены методами электронографического исследования. Данные Гольдшмидта определены с точностью до двух единиц второго десятичного знака. Данные же В. И. Михеева и Е. Ф. Алексеева близки между собой.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Двухлетние работы над довольно большим материалом¹ из оловянных месторождений различных формаций привели меня к следующим выводам.

1. В природе существует столь постепенный переход от касситеритов пегматитовых формаций к касситеритам кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций, что резкой границы между ними провести нельзя. Однако, учитывая частоту появления тех или иных признаков у касситеритов различных групп, мы все же можем выделить из них наиболее характерные для типичных представителей каждой из упоминаемых выше формаций.

2. Особенности пегматитовых касситеритов. Пегматитовые касситериты наблюдаются обычно в виде зерен неправильной формы от 1 до 3 см в поперечнике, неравномерно вкрапленных в породу. Хорошо образованные кристаллы у них встречаются крайне редко и всегда имеют дипирамидальный габитус. Макроскопически они непрозрачны, блеск имеют большей частью матовый, в изломах металловидный и только в отдельных случаях алмазный. Цвет темный, варьирующий от железо-черного до коричнево-черного. Цвет порошка шоколадно-коричневый разных оттенков. В шлифах касситериты этой группы обладают весьма интенсивным плеохроизмом, обусловленным наличием в их составе MnO в виде сотых долей процента. Двойники у них наблюдаются сравнительно редко и притом только простые. В химических анализах пегматитовых касситеритов $(Ta + Nb)_2O_5$ содержится всегда в количествах, превышающих 1%, а MnO , как мы говорили выше, обычно в сотых и реже десятых долях процента.

3. Особенности касситеритов из месторождений кварц-касситеритовых формаций. В месторождения кварц-касситеритовых формаций касситерит в виде отдельных кристаллов или скоплений их приурочен преимущественно к зальбандам и реже к самому телу жилы.

В пневматогенных месторождениях этой группы кристаллы касситерита обычно sdвойникованы и сложены призматически дипирамидальными или короткопризматическими индивидами. Величина двойников колеблется от 1 до 1.5 см. в поперечнике.

Реже в этих месторождениях можно наблюдать и монокристаллы, у которых на ряду с хорошо развитой дипирамидой (111) начинают появляться и небольшие грани призмы (110), а в некоторых случаях (Шлагенвальд) можно встретить еще и короткопризматические индивиды, аналогичные тем, какие мы наблюдаем в наиболее высокотемпературных пневмато-эндогидатогенных месторождениях этой группы.

Кристаллы же из пневмато-эндогидатогенных месторождений этой формации можно разделить на следующие три разновидности: а) крупные монокристаллы ($d = 1 - 2.5$ см) призматического габитуса, несущие небольшое число косых граней, б) тройники и в) мелкие кристаллики ($d = 1 - 2$ мм) призматического или смешанного габитуса, обычно вытянутые по G_4 и несущие большое число косых граней (подобны III типу Алфельда). Цвет у касситеритов этой группы варьирует от черного до коричнево-бурого и серовато-бурого. Блеск преимущественно

¹ Мною изучены касситериты из 37 месторождений Союза и из 5 иностранных.

алмазный. Крупные кристаллы макроскопически непрозрачны; мелкие частично просвечивают. В шлифах под микроскопом мы наблюдаем как идиоморфно развитые, так и неправильно ограниченные зерна касситерита сероватого цвета, с пятнистой и часто зональной окраской. Серые участки, как правило, не плеохроируют, в окрашенных же наблюдается слабый плеохроизм. Только три касситерита этой формации (из месторождений Онон, Циннвальд и St. Agnes), имеющие в своем составе MnO в таких же почти количествах, как и пегматитовые касситериты, обладают и столь же интенсивным плеохроизмом, как последние. Двойники по (101) довольно чисты, как простые, так и полисинтетические, изредка же удается наблюдать и «микроклиновую» решетку. В химических анализах большинства касситеритов этой группы $(Ta + Nb)_2O_5$ присутствует в виде десятых долей процента, а MnO в виде следов.

4. Особенности касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций. Касситериты из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций наблюдаются в виде мелких зерен или отдельных кристалликов от 0.5 до 2 мм в поперечнике, неравномерно вкрапленных в породу. Кристаллики имеют призматический или смешанный габитус, варьируют в смысле вытянутости по четверной оси от короткопризматических до вытянутых (дл.: ш. = 3 : 1) и несут обычно большое число косых граней (аналогичны III типу Алфельда).

В единичных случаях наблюдаются и двойники, сложенные призматическими кристаллами, несколько сплюснутыми по четверной оси. Цвет у касситеритов этой группы коричнево-черный, коричнево-бурый, серовато-черный, а в единичных случаях медово-желтый и красный; блеск всегда алмазный; макроскопически наиболее мелкие кристаллики часто прозрачны. В шлифах под микроскопом мы видим обычно идиоморфно развитые зерна касситерита от 0.2 до 0.7 мм в поперечнике, то совершенно бесцветные, то несущие зональную или пятнистую окраску. Бесцветные участки, как правило, не плеохроируют, в окрашенных наблюдается едва заметный плеохроизм; простые двойники по (101) встречаются сравнительно часто. В химических анализах большинства касситеритов этой группы $(Ta + Nb)_2O_5$ содержится в виде сотых долей процента или же совершенно отсутствует, MnO — в виде следов.

5. Таким образом четко по габитусу своих кристаллов выделяются только пегматитовые касситериты. Менее четко, но все же достаточно ясно обособляются в отдельную группу кристаллы касситеритов из пневматогенных месторождений кварц-касситеритовых формаций. Что касается касситеритов из пневмато-эндогидатогенных месторождений этой группы и касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций, то их по этому признаку различить не всегда возможно.

6. Алмазный блеск присущ преимущественно касситеритам из месторождений кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых формаций, но изредка наблюдается и у пегматитовых (Н.-Еловское), а потому не является четким диагностическим признаком.

7. Степень прозрачности кристаллов зависит как от химического состава, так и от величины их.

8. Указываемое в литературе понижение удельных весов касситеритов по мере перехода от пегматитовых месторождений к месторождениям кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых формаций не подтверждается.¹

9. Цвет порошка касситерита (а значит и самого минерала) суммарный и зависит от тех соотношений между главными его красителями Fe_2O_3 , MnO $(Ta + Nb)_2O_5$ и TiO_2 , какие наблюдаются в составе данного индивида.

¹ Удельные веса исследовавшихся касситеритов определялись при помощи пикнометра.

10. Зональность и пятнистая окраска, хорошая спайность и аномальная двусность оптического эллипсоида не являются характерными для касситеритов какой-либо одной группы месторождений.

11. Указываемое в литературе понижение содержания $(Ta + Nb)_2O_5$ в касситеритах по мере перехода от пегматитовых к сульфидно-касситеритовым месторождениям полностью подтверждается. В пегматитовых касситеритах этот окисел содержится всегда в количествах, превышающих 1%, содержание $(Ta + Nb)_2O_5$ в большинстве касситеритов из месторождений кварц-касситеритовых формаций равно десятым долям процента, и, наконец, в большинстве касситеритов из месторождений сульфидно-касситеритовых формаций указанный окисел либо наблюдается в виде сотых долей процента, либо совсем не улавливается обычными методами химического анализа.

12. Рентгенометрическое исследование касситеритов показало, что особых линий, характерных для касситеритов из месторождений различных формаций, на порошкограммах обнаружить не удается.

13. Расхождения в размерах элементарной ячейки a и c у образцов касситерита из месторождений пегматитовых, кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых формаций весьма ничтожны и не выходят за пределы ошибок, допускаемых методом.

Заканчивая на этом свою статью, я хочу указать, что в результате проделанной работы наиболее четко выделились по своим свойствам пегматитовые касситериты, имеющие для промышленности сравнительно небольшое значение. Что же касается касситеритов остальных двух групп, наиболее интересующих промышленность, то здесь такую четкость получить не всегда удастся, повидимому из-за наличия нескольких генераций касситерита, нередко наблюдающихся в одном и том же месторождении и чрезвычайно сближающихся по своим свойствам касситериты этих двух групп. Мне кажется, что можно было бы попытаться внести большую ясность в этот вопрос, идя следующим путем:

1. Изучавшийся мною материал носит несколько случайный характер и был взят из месторождений, минералогия и генезис которых большей частью изучены еще с недостаточной для проводимой мною работы полнотой. Нужно бы подвергнуть исследованию материал, собранный на хорошо изученных месторождениях — представителях интересующих нас формаций, в которых генезис каждой жилы установлен вполне однозначно, и на этом уже материале, изучая как касситериты, так и их парагенетические спутники, попытаться провести более четкое разделение между касситеритами этих двух групп.

2. Желательно наладить получение в лаборатории кристаллов искусственного касситерита, чтобы, меняя постепенно один фактор за другим (сначала хотя бы температуру, при которой идет кристаллизация, затем характер растворов и т. д.), проследить, как эти изменения будут влиять на габитус получаемых кристаллов. Накопив же достаточно фактов, говорящих нам о влиянии тех или других условий роста на габитус получаемых кристаллов, попытаться при их помощи расшифровать и те особенности, какие мы наблюдаем у природных касситеритов из месторождений различных формаций.

В заключение считаю своим долгом выразить признательность как отдельным геологам, так и учреждениям, указанным в начале статьи, любезно предоставившим мне образцы касситеритов и литературный материал, без которых мне трудно было бы провести свою работу.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов Ю. А. К минералогии касситеритов из месторождений Средней Азии. Фонды Геол. инст. Акад. Наук СССР, рукопись.
Арапов Ю. А. и Боровская Т. Б. Очерк минералогии, геохимии и структуры

- Такфонского месторождения, как особого типа месторождений олова в известняках. Фонды Геол. инст. Акад. Наук СССР, рукопись.
- Болдырева А. М. К вопросу о зависимости морфологических физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Зап. Мин. общ., 1939, 68, № 3.
- Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., отд. геол., 1938, 16, вып. 2.
- Ерофеев Б. Н., Русаков М. П. и Безлюдный. Калба-Нарымский рудный район восточного Казахстана и его оловянные месторождения. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Заплеталов Н. М. и Крыгина Н. Е. Оловорудные пегматиты верховьев р. Зеравшана в Туркестанском хребте. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Икорникова Н. Ю. и Севрюгина Е. А. Пирамидальные, но призматического габитуса кристаллы оловянного камня из Восточного Забайкалья. Зап. Ленингр. горн. инст., 1934, 8.
- Косов и Ульянов. Оловорудные месторождения Забайкалья. Обзор оловянных месторождений СССР, т. I. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 21.
- Никольский А. П. и Рабкин М. И. Материалы по оловоносности Чукотского края. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Обзор иностранных месторождений олова, вып. I. Западная Европа. Д. В. Никитина. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Падалка Г. Л. О геологическом строении и металлоносности Северо-Восточной Якутии. Изв. Акад. Наук СССР, геол. сер., 1939, № 5 и 6.
- Падалка Г. Л. Общие выводы по стратиграфии, тектонике и оруденению Северо-восточной Якутии. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Сармин А. П. Материалы по геологии и минералогии пегматитов Тамынгенского месторождения касситерита. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. Акад. Наук СССР, геол. сер., 1937, № 5.
- Смирнов С. С. Материалы к металлогенезису Верхоянского хребта. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Смирнов С. С. и Падалка Г. Л. Заключение по Эге-Хайскому месторождению. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Соловьев С. П. и Кандыбаев Т. Т. Оловоносные пегматиты Туркестанского хребта. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.
- Талдыкин С. И. Оловоносность Кавказа. Обзор оловянных месторождений СССР, т. I. Фонды Всесоюз. геол. инст., рукопись.

A. M. BOLDYREVA

THE DEPENDENCE OF MORPHOLOGICAL, PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES OF CASSITERITE UPON THE MODE OF ITS GENESIS

Summary

As the result of the two years' studies of a rather voluminous material¹ from the tin-ore deposits of different formations, the author has arrived at the following conclusions:

1. In nature there exists so gradual a passage from the pegmatite formations to the quartz- and sulphide-cassiterite ones that no distinct demarcation line can be drawn between them. However, taking into consideration the frequency of occurrence of certain features in cassiterites of different groups it is still possible to distinguish within them the features that are most characteristic of typical representatives of each of the above-mentioned formations.

2. Peculiarities of the Pegmatite Cassiterites.

The pegmatite cassiterites are usually observed in the shape of grains of irregular outline, from 1 to 3 cm in diameter, disseminated non-uniformly in rock. Well-developed crystals occur exceedingly seldom and always have a dipyrarnidal habit. Macroscopically they are opaque, their lustre being mostly dull, metal-like in fractures, and adamantine in few cases only. The colour is dark, varying from iron- to brownish-black. When pulverized its colour is chocolate-brown of various shades. In thin sections the cassiterites of this groups possess a very strong pleochroism caused by the presence of MnO constituting hundredths fractions of

¹ The author studied cassiterites from 37 deposits of the Soviet Union and from 5 of foreign countries.

a per cent. Twins are comparatively rare and only simple. In chemical analyses of the pegmatite cassiterites $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ is always present in amounts exceeding 1 per cent, and MnO , as stated above, usually in hundredths and, less frequently, in decimal fractions of a per cent.

3. Peculiarities of Cassiterites from the Quartz-Cassiterite Formations.

In deposits of quartz-cassiterite formations, cassiterite in the form of detached crystals or accumulations there of is confined mainly to the vein walls and, less frequently, to the vein body itself.

In pneumatogene deposits of this group the cassiterite crystals are commonly twinned and composed of prismatically dipyramidal or short pyramidal specimens. The size of twins varies from 1 to 1.5 cm in diameter.

Less frequently monocrystals may also be observed in these deposits in which along with a well — formed dipyramid (III) small prism faces make their appearance (110), and in some cases (Schlagenwald) likewise short prismatic individuals may be encountered, analogous to those observed in most high-temperature pneumato-endohydatogenous deposits of this group.

The crystals from the pneumato-endohydatogenous deposits of this formation may be subdivided into the following three varieties: (a) Large monocrystals (with $d = 1 - 2.5$ cm) of prismatic habit, carrying a small number of oblique faces, (b) trillings, and (c) small crystals ($d = 1 - 2$ mm) of prismatic or mixed habit, usually elongated along G_4 and carrying a large number of oblique faces (similar to the type III of Ahlfeld). The colour of cassiterites of this type varies from black to chestnut-brown and greyish-brown. The lustre is chiefly adamantine. Large crystals are macroscopically opaque; the small ones are partly translucent. In thin sections under magnification both idiomorphically developed cassiterite grains, and those with irregular faces of a greyish colour with a spotted and often zonal colouration may be observed. The grey spots, as a rule, are not pleochroic, while the coloured ones are faintly so. Only three cassiterites of this formation (from the deposits Onon, Zinnwald and St. Agnes), having in their composition MnO in nearly the same quantities as in the pegmatite cassiterites, are as strongly pleochroic as the latter. Twins (101) are rather frequent, being both simple and polysynthetic; also rarely the „microcline“ lattice is observed. In the chemical analyses of most cassiterites of this group $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ is present in decimal fractions of a per cent., MnO , being but vestigial.

4. Peculiarities of Cassiterites from the Sulphide-cassiterite Formations.

The cassiterites from deposits of the sulphide-cassiterite formations occur in the shape of small grain or separate crystals from 0.5 to 2 mm in diameter, non-uniformly disseminated in the rock. The crystals have a prismatic or mixed habit, varying with respect to elongation along the fourth axis from short-prismatic to elongated ones (length to width = 1:3) and usually carry a large number of oblique faces (analogous to the type III of Ahlfeld).

In single cases twins are encountered composed of prismatic crystals, somewhat flattened along the fourth axis. The colour of cassiterites of this group is brown-black, chestnut-brown, greyish-black, and occasionally brass-yellow and red; the lustre is always adamantine; macroscopically the most minute crystals are frequently transparent. In thin sections under microscopic examination idiomorphically developed grains of cassiterite from 0.2 to 0.7 mm in diameter are discernible which are either quite colourless, or have a zonal or spotted colouration. The colourless spots, are as a rule, not pleochroic while the coloured ones are slightly so; simple twins along (101) are fairly frequent. In the chemical analyses of most cassiterites of this group $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ is either present in hundredth fractions of a per cent, or is entirely absent, MnO being vestigial.

5. Thus, according to the habit of their crystals only the pegmatite-cassiterite are clearly distinguishable. The crystals of cassiterites from the pneumatogene deposits of quartz-cassiterite formation constitute a much less distinct group. As to the cassiterites from pneumato-endohydatogenous deposits of this group and the cassiterites from the deposits of sulphide-cassiterite formations, it is not always possible to distinguish them according to this feature.

6. The adamantine lustre is inherent chiefly to the cassiterite from deposits of quartz- and sulphide-cassiterite formations, but is occasionally observed also in pegmatite cassiterites (N.-Elovskoye) and is not, therefore, of a great diagnostic value.

7. The decrease of the specific gravity of cassiterites which, as stated in literature, occurs in passing of pegmatite deposits into deposits of the quartz- and sulphide-cassiterite formations, has not been confirmed.¹

8. The colour of the cassiterite powder (and hence of the mineral itself) is composite one, and depends on those relations between its chief colouring agents — Fe_2O_3 , $\text{MnO}(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$, and TiO_2 , which exist in the composition of a given individual.

9. The zonal and spotted colouration, good cleavage and abnormal biaxiality of the optic ellipsoid are not characteristic of cassiterites derived from one particular group of deposits.

10. A decrease in the $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ content in cassiterites, recorded in literature and observed in passing from the pegmatite to the sulphide-cassiterite deposits, is fully confirmed (In the pegmatite cassiterites this oxide is always contained in amounts exceeding 1 per cent; the $(\text{Ta} + \text{Nb})_2\text{O}_5$ content in most cassiterites from the deposits of quartz-cassiterite formations is equal to decimal fractions of a per cent, and finally, in most cassiterites from the deposits of sulphide-cassiterite formations the above oxide is observed either in hundredths fractions of a per cent, or is not detectable by the usual methods of chemical analyses).

11. The X-ray study of cassiterites showed that the powder diagrams exhibit no special lines characteristic of cassiterites from deposits of different formations.

12. The discrepancies in the dimensions of the unit cell *a* and *c* in specimens of cassiterite derived from deposits of the pegmatite, quartz- and sulphide-cassiterite formations are quite negligible, and are within the limits of allowances admissible in the method.

In conclusion, the author wishes to point out that as a result of the work accomplished most distinct, in so far as their properties are concerned, have proved to be the pegmatite-cassiterites which are of a comparatively small importance for the industry. As to the cassiterites of the two other groups, which are of the greatest economic importance, here it is not always possible to secure such a clear distinction probably due to the existence of several generations of cassiterites occurring not infrequently within one and the same deposit and making cassiterites of these two groups very closely related to each other in their properties. It seems to the author that an attempt could be made to elucidate further this problem in the following way:

1. The material studied by the author is of a somewhat casual nature and has been derived from deposits, the mineralogy and genesis of which have been in most cases insufficiently studied for the scope of the present work. A study should be made of the material collected from well-studied deposits representing the formation of interest to us in which the origin of every vein should be quite definitely established. It is on the basis of such a material that a study might be made of both cassiterites and their paragenetic associated minerals, and a more clear-cut differentiation of the cassiterites of these two groups could be attempted at.

2. It would be desirable to prepare in the laboratory crystals of artificial cassiterites so that by a gradual change of one factor after another (at first the temperature, at which the crystallization proceeds, then the nature of the solutions, etc.) one would be enabled to follow the effect of these changes upon the habit of the crystals formed. After a sufficient number of facts, indicating an effect of certain conditions of growth upon the habit of the crystals produced, have been collected an attempt could be made to interpret those phenomena (peculiarities) which we observe in natural cassiterites from deposits of different formations.

¹ The specific gravities of the cassiterite studied were determined by means of a pycnometer.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Ю. А. Арапов. О некоторых оловоносных пегматитах	1
А. М. Болдырева. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса	25

Отв. редактор *О. Левицкий*.

Подписано к печати 30-IV-1941 г.

Рисо № 1567—720. А 38627. Объем 4 печ. л. + 1/4 п. л. вкл. Кол. тип. зн. в 1 печ. л. 61360.

6,75 уч.-изд. л. Тираж 600 экз. Цена книги 5 руб. 40 коп.

Типо-литография Издательства Акад. Наук СССР. Ленинград, В. О., 9 лин., д. 12. Заказ № 188.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Мин.-геохимическая серия

Вып. 9 (№ 1). 1939. Стр. 60. Ц. 3 р.

Г. Т. Кравченко. Турмалин 269 квартала Нижне-Исетской дачи на Урале.

Вып. 10 (№ 2). 1940. Стр. 58. Ц. 2 р. 60 к.

Ф. В. Чухров. К минералогии фитоморфоз и дископаемых костей. Ф. В. Чухров. О значении полупроницаемых мембран для минерального морфогенеза. Ф. И. Рукавишников. Айдырлинские вольфрамовые месторождения на Южном Урале. Л. Л. Шилин. Рутил из Алтын-тау в Центральных Кызыл-кумах. Н. И. Хитаров и Е. П. Муликовская. Некоторые данные о генезисе ярозита.

Вып. 11 (№ 3). 1940. Стр. 59. Ц. 4 р. 20 к.

О. М. Шубникова. Новые минеральные виды и новые названия минералов. Н. Е. Ефремов. Новый минерал абхазит. Ф. В. Чухров. Натроярозит из Аджала. В. К. Здравомыслов. Минералы, впервые указываемые для СССР в литературе 1935—1937 гг.

Вып. 17 (№ 4). 1940. Стр. 53. Ц. 6 р.

Н. И. Влодавец. Материалы по аналитической химии галлия. Р. П. Барсанов и С. А. Боровик. О редких элементах в рудах Малого Кавказа. А. Ф. Фиолетова. Тантало-ниобаты северного склона Туркестанского хребта.

Вып. 18 (№ 5). 1939. Стр. 45. Ц. 2 р.

В. И. Герасимовский. Пегматиты Ловозерского щелочного массива.

Вып. 31 (№ 6). 1940. Стр. 67. Ц. 4 р. 60 к.

О. М. Шубникова. Новые минералы, открытые в СССР (1918—1938 гг.). В. И. Герасимовский. Новый минерал из Ловозерских тундр — ловозерит. В. И. Герасимовский. Мангано-ильменит из Ловозерского массива. Е. И. Кутукова. Титано-ловенит Ловозерских тундр. О. М. Шубникова. Новые минеральные виды и разновидности, открытые в 1938 г. М. Н. Шкабара. Новые данные по цеолитам Крыма. В. К. Здравомыслов. Минералы, впервые указываемые для СССР в литературе 1936—1938 гг.

Вып. 38 (№ 7). 1940. Стр. 47. Ц. 4 р.

С. Д. Попов и А. А. Тимофеев. О полезных ископаемых верхнего течения реки Урюмкана (Восточное Забайкалье).

Вып. 39 (№ 8). 1940. Стр. 58. Ц. 4 р.

К. А. Власов и Е. Кутукова. Баженовское месторождение марганца (родонита) на Урале. Н. А. Смольянинов. Особенности минералогии Джигдинского месторождения (Бур.-Монг. АССР). В. В. Щербина. Парагенезис гипергенных минералов в зависимости от степени окисленности. А. А. Сауков и Н. Х. Айдинян. Об окислении киновари. Е. Е. Костылева. Материалы по геохимии гафния в СССР. В. И. Герасимовский. К проблеме ниобия и тантала в СССР.

Вып. 46 (№ 9). 1941. Стр. 95. Ц. 7 р.

С. С. Смирнов. Минералогический очерк Яна-Адачанского района. Я. Д. Готман. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений Союза.

Вып. 49 (№ 10). (В печати).

Ф. И. Рукавишников и И. А. Рукавишникова. Притобольские гранитные массивы и их металлогения.

Вып. 51 (№ 11). (В печати).

М. Ф. Стрелкин. К минералогии Чердожского и Верхне-Баймурзинского оловянных месторождений (Калба-Нарымский плутон). И. Г. Ченцов. Ималкинское месторождение касситерита (Восточное Забайкалье).

Вып. 65 (№ 13). (В печати).

В. Г. Мелков. Минералогия и геохимия урана в зоне окисления Табошарского (Сарын-Сахалинского) месторождения.