

АТЛАС минералов и руд редких элементов



АТЛАС МИНЕРАЛОВ И РУД РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Атлас содержит краткое описание большинства минералов лития, цезия, бериллия, ниобия и тантала. Приведена краткая характеристика почти всех типов редкометальных руд, как известных ранее (редкометальные пегматиты, изумрудоносные слюдиты и др.), так и новых (флюорит-берtrandит-фенакитовые, флюорит-лейкофановые, пироклоровые и др.).

Цветные фотографии передают естественный облик минералов в их характерных природных ассоциациях. Наряду с весьма редкими минералами, такими как согдианит, родицит, симпсонит, широко представлены и более распространенные, но не всегда легко диагностируемые - фенакит, сподумен, хризоберилл, берилл (в том числе и их ювелирные разновидности).



АТЛАС

минералов и руд
редких элементов





МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (ВИМС)

АТЛАС

минералов и руд
редких элементов

ПОД РЕДАКЦИЕЙ А. И. ГИНЗБУРГА

МОСКВА «НЕДРА» 1977



Атлас минералов и руд редких элементов. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., «Недра», 1977, 264 с., с ил. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минер. сырья). Авт.: Т. Б. Здорик, С. А. Горжевская, И. И. Куприянова и др.

Атлас предназначен для облегчения визуального определения минералов и руд важнейших редких металлов — лития, цезия, бериллия, тантала, ниобия. Приведена краткая характеристика всех известных типов редкометалльных руд и минералов редких элементов. Цветные фотографии дают наглядное представление о внешнем облике руд и минералов.

Книга предназначена для специалистов-минералогов, а также для преподавателей и студентов. Она будет интересна и всем любителям камня.

Табл. 3, ил. 42+263 цветные фотографии, список лит. — 40 назв.

А В Т О Р Ы : Т. Б. ЗДОРИК, С. А. ГОРЖЕВСКАЯ, И. И. КУПРИЯНОВА,
М. И. НОВИКОВА, Л. Г. ФЕЛЬДМАН, В. Т. ШАЦКАЯ.

ФОТОГРАФИИ ВЫПОЛНЕНЫ М. В. МЕЗЕНЦЕВЫМ.

Ускоренные темпы научно-технического прогресса невозможны без широкого применения новых материалов, отличающихся особыми свойствами. Эти материалы используются в таких важнейших отраслях современной техники, как атомная энергетика, радиоэлектроника, телемеханика, кибернетика, ракетостроение, строительство космических кораблей и др.

К таким новым материалам принадлежат элементы, применение которых в промышленности до последнего времени было крайне ограниченным. Они получили название редких; особый интерес приобретают литий, цезий, бериллий, тантал и ниобий. Масштабы производства их во всех промышленно развитых странах с каждым годом непрерывно возрастают, что стимулировало во всем мире резкое усиление поисковых, разведочных и научно-исследовательских работ в области расширения редкометальной сырьевой базы, а это, в свою очередь, привело к коренному пересмотру существовавших представлений об условиях концентрации редких элементов в ведущих промышленных типах их месторождений. При ограниченном применении этих металлов в технике потребность в них вполне удовлетворялась за счет переработки концентратов, получаемых путем ручной рудоразборки из гранитных пегматитов. Для гранитных пегматитов характерно наличие крупных, а иногда и гигантских кристаллов (например, таких минералов, как берилл, сподумен, петалит, поллуцит, колумбит-танталит), являющихся рудами бериллия, лития, цезия, ниобия и тантала. Поэтому до недавнего времени было принято считать гранитные пегматиты основным промышленным типом месторождений этих элементов. Соответственно и знания о минералах и рудах этих элементов ограничивались в основном данными, полученными при изучении пегматитов.

В последние годы произошли коренные изменения в минерально-сырьевой базе редких элементов. Выявлены многочисленные новые типы месторождений (например, карбонатиты, редкометальные граниты, стратифицированные агпайтовые нефелиновые сиениты, приразломные метасоматиты, гидротермальные флюоритовые метасоматиты и многие другие), нередко значительно более богатые и крупные по масштабу оруденения, чем пегматиты. Руды этих месторождений представлены мелкой вкрапленностью ряда минералов, считавшихся ранее весьма редкими и мало знакомых большинству геологов. Так, например, вместо берилла (основного рудного минерала бериллия в пегматитах) в новых типах бериллиевых месторождений ведущее значение приобретают такие минералы, как фенакит, бертрандит, гентгельвин, а в новых типах ниобиевых и танталовых руд часто вместо колумбита и танталита — пироклор,

гатчеттолит, микролит, лопарит, воджинит и др. Однако эти минералы упоминаются лишь в самых полных учебниках минералогии, а их образцов обычно нет не только в учебных коллекциях, но и во многих музеях страны.

Как же искать новые типы редкометалльных руд, если мало кто знает новые рудные минералы и даже большинство геологов-съемщиков и поисковиков плохо представляют себе, как они выглядят? Настоящий атлас и должен служить пособием, облегчающим решение этой задачи. В нем описаны и показаны минералы и руды важнейших редких металлов; кроме того, в нем представлены минералы, еще не получившие практического применения, но играющие роль в качестве концентраторов редких элементов, либо имеющие существенное значение как второстепенные компоненты редкометалльных руд или как минералы-индикаторы оруденения.

А. Е. Ферсман еще в начале 40-х годов писал: «В большом опыте поисковых работ в Средней Азии и на Кольском полуострове мы убедились, что достаточно кому-либо одному в одном районе найти новый минерал, как этот минерал открывается другими партиями в целом ряде других областей, после того как они ознакомились с его внешним видом. Мелкие находки влекут за собой открытие более крупных месторождений... Редко случается, чтобы исследователи сразу открыли какое-либо крупное месторождение. Всегда начинается с небольших находок чисто минералогического характера, которые постепенно, по мере вдумчивого отношения к этой находке, разрастаются в настоящие месторождения...» («Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых», Изд-во АН СССР. Л., 1940, с. 13—14).

Авторы надеются, что атлас, в котором собраны фотографии наиболее характерных образцов минералов и руд редких элементов из самых различных генетических типов месторождений, ярко передающие типоморфные особенности минералов, свойственные каждому из этих типов, окажет большую помощь всем геологам-поисковикам, минералагам и геохимикам и будет способствовать открытию новых месторождений. Эта книга несомненно привлечет внимание и всех любителей камня, тем более, что в подборке цветных снимков, помещенных в атласе, широко представлены и великолепные кристаллы ювелирных разновидностей берилла, сподумена и других минералов редких элементов.

Д-р геол.-минерал. наук А. И. Гинзбург

ПРЕДИСЛОВИЕ

Авторы предлагаемого читателю «Атласа минералов и руд редких элементов» поставили задачу: показать большинство известных минералов бериллия, лития, цезия, тантала и ниобия, передать характерный облик редкометалльных руд как классических (пегматиты и грейзены), так и основных новых типов (в том числе флюорит-фенакит-берtrandитовых, флюорит-фенакит-берилловых руд, танталоносных силикатных метасоматитов и карбонатитов, цезиеносных слюдитов и др.). Атлас содержит 263 цветные фотографии кристаллов и минеральных агрегатов, передающие характерный облик минералов в естественных природных ассоциациях.

При подборе коллекционного материала большую помощь оказали исполнителям проф. А. И. Гинзбург, а также директор Московского минералогического музея АН СССР им. А. Е. Ферсмана проф. Г. П. Барсанов и ученый секретарь музея доктор геол.-минерал. наук Ю. Л. Орлов, зав. кафедрой минералогии Ленинградского горного института проф. Д. П. Григорьев и зав. Музеем Ленинградского горного института В. Д. Коломенский, зав. кафедрой Московского геологоразведочного института П. В. Калинин, предоставившие в распоряжение авторов великолепные коллекции минералогических музеев страны. В трудоемкой работе по подбору образцов участвовали сотрудники музеев: М. А. Смирнова, Г. А. Анненкова, И. В. Волкова (Музей АН СССР), А. В. Литвиненко и В. Г. Кузнецова (Музей Горного института), М. Г. Спиридонова (музей МГРИ). Ряд прекрасных образцов минералов редких элементов был предоставлен зав. музеем ИМГРЭ В. И. Степановым, сотрудником ИГЕМ В. В. Дистлером и др. Все виды фоторабот выполнялись М. В. Мезенцевым при непосредственном участии Т. Б. Здорик.

При составлении атласа была учтена естественная распространенность минералов, а также такие факторы, как наличие или отсутствие разновидностей, степень проявления типоморфизма, характер вторичных изменений и др. Так, малораспространенные минералы представлены одним-двумя снимками. Более распространенные, имеющие в различных эндогенных процессах различный габитус (например, фенакит, гельвин, пирохлор) или достаточно характерные продукты замещения (сподумен), — шестью-девятью снимками. Вместе с тем, некоторые минералы редких элементов, такие, как, например, эвкристит, бикитаит, авогадрит, авторам, к сожалению, не удалось найти в приемлемых для фотографирования образцах. Мы не смогли также достаточно выразительно сфотографировать и такой классический, но «малофотогеничный» тип ниобиевых руд, как лопаритовые малиньиты.

В текстовой части атласа авторы основное внимание сосредоточили на описании внешнего облика минералов и руд; в кратких очерках, предпосланных каждому из трех разделов, приведены новые данные по минералогии и типам руд (месторождений) соответствующих элементов, взятые в основном из материалов исследований авторов. Более подробно эти вопросы освещены в статьях и монографиях, список которых помещен в конце атласа.

Работа по составлению текста была распределена между авторами следующим образом: введение и раздел «Минералы и руды редких щелочей лития и цезия» составлены Т. Б. Здорик с использованием материалов А. И. Гинзбурга, раздел «Минералы и руды бериллия» — И. И. Куприяновой, М. И. Новиковой, В. Т. Шацкой и Т. Б. Здорик, также с привлечением материалов А. И. Гинзбурга. Раздел «Минералы и руды ниобия и тантала» — С. А. Горжевской, Л. Г. Фельдманом, отчасти, Т. Б. Здорик и А. М. Портновым. Описания отдельных минералов составлены Т. Н. Шуригой, И. Т. Александровой, Н. И. Борисовой, цезиеносные слюдиты описаны по данным Г. П. Луговского и Б. К. Суркова. Авторы выражают искреннюю признательность и благодарность всем лицам, чье добровольное содействие и личное участие помогли в составлении настоящей работы.

МИНЕРАЛЫ И РУДЫ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ — ЛИТИЯ И ЦЕЗИЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Литий. Атомный номер 3, кларк в земной коре (в вес. %) 2×10^{-3} , валентность в природных соединениях +1, главные рудные минералы — сподумен, петалит, литиевые слюды, амблигонит-монтебразит.

Цезий. Атомный номер 55, кларк в земной коре (в вес. %) 3×10^{-4} , валентность в природных соединениях +1, главные рудные минералы — поллуцит, цезиевый биотит.

Литий — литофильный элемент, типоморфный для гранитных магм. Накапливаясь в постмагматических образованиях, он концентрируется в минералах поздних стадий пегматитового и пневматолитового процессов. Геохимически литий ближе всего к петрогенному щелочному натрию — литиевая минерализация бывает всегда приурочена к альбитизированным пегматитам (натро-литиевого типа по А. Е. Ферсману). Однако кристаллохимически (по размеру радиуса иона) литий заметно отличается от натрия и чрезвычайно близок к магнию и железу, что и определяет самую характерную черту минералогии лития — самые распространенные минералы лития являются аналогами магнезиально-железистых силикатов: сподумен — литиевый пироксен; голыквистит — литиевый амфибол; протолитионит, циннвальдит, лепидолит, тайниолит — литиевые слюды; эфесит, битиит — литийсодержащие хрупкие слюды; кукцит — литиевый хлорит.

Литиевые разновидности встречены среди турмалинов (эльбаит). Собственно аналога среди магнезиально-железистых минералов не имеет лишь один из более или менее распространенных минералов лития — петалит $\text{LiAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$: с некоторой натяжкой он может быть сопоставлен со щелочным полевым шпатом, содержащим избыточную, против обычной формулы, молекулу кремнекислоты.

Кроме силикатов, в натро-литиевых пегматитах широко распространены фосфаты лития: эндогенные — трифилин-литιοфилит, амблигонит-монтебразит, таворит и др. и гипергенный фосфат-сиклерит. Этими двумя классами представлены практически все минералы лития. Помимо силикатов и фосфатов, известен лишь один чрезвычайно редкий минерал лития — криолитионит — галоид (алюмофторид).

Представления о геохимии и минералогии лития несколько расширились за последнее время. Так, если раньше считалось, что литий концентрируется почти исключительно в высокотемпературных образованиях (пегматитах, литионитовых или амблигонитовых гранитах и грейзенах), то в настоящее время установлено широкое развитие литиевых хлоритов (донбассит) и слюдок в гидротермально измененных породах низкотемпературных телетермальных месторождений (сурьяно-ртутных, серебряно-полиметаллических, урановых и др.). Повышенные концентрации лития установлены не только в гранитах, но и в щелочных эгириновых пегматитах, где он даже образует самостоятельный минерал — титаноцирконосилкат согдианит. Кроме того, литиевые слюдки — полилитионит и тайниолит — встречены в агпайтовых нефелиновых сиенитах.

МИНЕРАЛЫ ЛИТИЯ И ЦЕЗИЯ

Сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — литиевый пироксен по кристаллической структуре близок к диопсиду и клиноэнстатиту. В природных сподуменах содержание Li_2O 7,5% (количество, рассчитанное по формуле — 8,1%). Сподумен составляет основу промышленного получения лития.

Сподумен (рис. 1, 2), относящийся к призматическому моноклинной сингонии, имеет весьма характерный облик: крупные (обычно десятки сантиметров), сильно вытянутые и уплощенные призматические кристаллы (лейсты) отличаются развитием пинакоидальных граней и, как правило, отсутствием концевых. Агрегат сподуменовых лейст в породе несколько напоминает древесную щепу. Это сходство усугубляется характерной особенностью лейст сподумена слегка сужаться к одному концу, а также многочисленными, главным образом продольными, трещинами и ступеньками скалывания, разбивающими зеркало пинакоидальной грани. Они обусловлены совершенной спайностью сподумена по призме (110) и отдельностью по пинакоидам (100) и (010). Концевые призматические грани встречаются исключительно редко — обычно концы лейст расщеплены и заполнены по трещинкам продуктами изменения. Характерный облик кристаллов определяется косо поставленными призматическими гранями, доминирующими среди граней головки. Двойникование, параллельное пинакоиду, создает глубокую продольную штриховку, различимую не только на гранях призмы, но и на головке кристалла.

Окраска сподумена довольно разнообразна: чаще всего он белый, светло-серый, желтоватый, светло-зеленый или зеленовато-желтый, иногда может быть и розовым или сиренево-розовым, но почти всегда блеклый. Эта особенность минерала, равно как и фарфоровидный блеск на изломе (стеклянный блеск бывает лишь у полупрозрачных разновидностей) и легкий перламутровый на зеркале лейст, обусловлена способностью сподумена чрезвычайно легко замещаться тонкочешуйчатым агрегатом слюдок.

Твердость сподумена 6,5—7. Плотность 3,1—3,2 г/см³ (у измененных разновидностей до 2,5 г/см³), т. е. он тяжелее большинства сопутствующих минералов (кварца, полевого шпата, мусковита, петалита и др.). Поперечный излом занозистый или неровный.

Образуется сподумен только в натро-литиевых пегматитах (по классификации А. Е. Ферс-

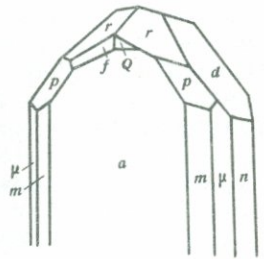


Рис. 1. Головка призматического кристалла сподумена

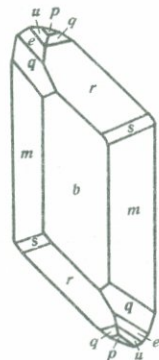


Рис. 2. Таблитчатый кристалл сподумена

Для извлечения лития и его солей в настоящее время из почти 30 имеющихся в природе минералов лития используются всего несколько: сподумен, петалит, амблигонит, лепидолит, циннвальдит и эвкрипит. Промышленно важные скопления эвкрипита обнаружены в Уганде на месторождении Бикита; этот минерал, считавшийся ранее чрезвычайно редким, стал одним из рудных минералов лития.

В геохимической судьбе другого редкого щелочного элемента — рубидия решающую роль играет его близость с калием, благодаря чему рубидий рассеивается в минералах калия (микроклине, мусковите, литиевых слюдах, сильвине и др.), не образуя самостоятельных минералов. Обогащенные рубидием поздние генерации микроклинов (в частности, амазонитов) и светлых слюд из редкометалльных гранитов и пегматитов внешне и морфологически не отличаются от обычных, поэтому в атлас они не включены.

Цезий, подобно литию и рубидию, накапливается в дифференцированных гранитных пегматитах натро-литиевого типа. Цезий, геохимически связанный со фтором и отчасти с бором, в ряде случаев выносится из пегматитов (особенно залегающих среди амфиболитов) в зоны экзоконтакта и образует цезиеносные слюдиты. Отмечается также тенденция к концентрации цезия в поздних вулканических продуктах — возгонах современных вулканов (авогадрит) и вулканических стеклах кислого состава.

Цезий образует только два собственных минерала — поллуцит и авогадрит и может входить в виде существенной примеси в минералы, структуры которых имеют значительные полости или каналы — берилл (воробьевит, морганит до 7,5% Cs_2O), родицит (до 3,5% Cs_2O), цезиевый астрофиллит (11,6% Cs_2O), цезиевый биотит (до 11% Cs_2O); в этом случае перечисленные минералы выделяются как цезиевые разновидности.

В отличие от бериллия, тантала и ниобия в структуре минерально-сырьевой базы лития и цезия серьезных сдвигов не произошло. Промышленные концентрации лития по-прежнему отмечаются лишь в трех давно известных генетических типах месторождений: гранитных пегматитах натро-литиевого типа, пневматолито-гидротермальных месторождениях литиевых слюд и минерализованных водах и рапе соляных озер.

Единственным промышленным типом месторождений цезия в настоящее время также являются натро-литиевые пегматиты, в которых высокие концентрации цезия наблюдаются в гнездах поллуцита, выделяющегося в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом (клевеландитом), петалитом, цветным (розовым, зеленым) и полихромным турмалином. Помимо натро-литиевых пегматитов, повышенные содержания цезия приурочены к некоторым щелочным пегматитам, где он концентрируется в цезий-астрофиллите (цезий-куплетските) в ассоциации с флюоритом, согдианитом, эгрином, тяньшанитом, полилитнионитом и др. Подобные рудопроявления пока чрезвычайно малы по масштабам, но интересны уже тем, что в щелочных пегматитах выявлены высокие концентрации цезия.

В последние годы в результате интенсивных поисков новых типов цезиеносного сырья были обнаружены и другие принципиально новые потенциальные источники цезия — цезийсодержащие слюдиты и цезиеносные вулканические стекла липаритового и дацитового составов.

МИНЕРАЛЫ ЛИТИЯ И ЦЕЗИЯ

Сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — литиевый пироксен по кристаллической структуре близок к диопсиду и клиноэнстатиту. В природных сподуменах содержание Li_2O 7,5% (количество, рассчитанное по формуле — 8,1%). Сподумен составляет основу промышленного получения лития.

Сподумен (рис. 1, 2), относящийся к призматическому моноклинной сингонии, имеет весьма характерный облик: крупные (обычно десятки сантиметров), сильно вытянутые и уплощенные призматические кристаллы (лейсты) отличаются развитием пинакоидальных граней и, как правило, отсутствием концевых. Агрегат сподуменовых лейст в породе несколько напоминает древесную щепу. Это сходство усугубляется характерной особенностью лейст сподумена слегка сужаться к одному концу, а также многочисленными, главным образом продольными, трещинами и ступеньками скалывания, разбивающими зеркало пинакоидальной грани. Они обусловлены совершенной спайностью сподумена по призме (110) и отдельностью по пинакоидам (100) и (010) . Концевые призматические грани встречаются исключительно редко — обычно концы лейст расщеплены и заполнены по трещинкам продуктами изменения. Характерный облик кристаллов определяется косо поставленными призматическими гранями, доминирующими среди граней головки. Двойникование, параллельное пинакоиду, создает глубокую продольную штриховку, различимую не только на гранях призмы, но и на головке кристалла.

Окраска сподумена довольно разнообразна: чаще всего он белый, светло-серый, желтоватый, светло-зеленый или зеленовато-желтый, иногда может быть и розовым или сиренево-розовым, но почти всегда блеклый. Эта особенность минерала, равно как и фарфоровидный блеск на изломе (стеклянный блеск бывает лишь у полупрозрачных разновидностей) и легкий перламутровый на зеркале лейст, обусловлена способностью сподумена чрезвычайно легко замещаться тонкощуйчатым агрегатом слюдок.

Твердость сподумена 6,5—7. Плотность 3,1—3,2 г/см³ (у измененных разновидностей до 2,5 г/см³), т. е. он тяжелее большинства сопутствующих минералов (кварца, полевого шпата, мусковита, петалита и др.). Поперечный излом занозистый или неровный.

Образуется сподумен только в натро-литиевых пегматитах (по классификации А. Е. Ферс-

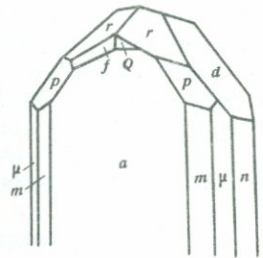


Рис. 1. Головка призматического кристалла сподумена

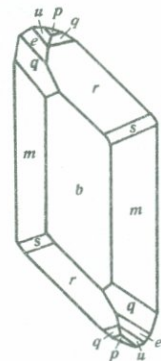


Рис. 2. Таблитчатый кристалл сподумена

мана), но является в этом типе порообразующим, слагая вместе с кварцем (а иногда и микроклином) кварц-сподуменовые (или кварц-микроклин-сподуменовые) зоны в центральных частях пегматитовых тел.

Идеальные кристаллы сподумена — полногранные и прозрачные; встречаются они в миароловых пустотах пегматитов (Малагасийская Республика; Калифорния, США; Афганистан). Водянопрозрачный светло-сиреневый, розовый (кунцит), небесно-голубой или изумрудно-зеленый (хромсодержащий гидденит) сподумен является драгоценным ювелирным камнем. Цвет сподумена изменяется под действием рентгеновского, гамма-, ультрафиолетового или теплового облучения. Продукты изменения сподуменов подробно изучались А. И. Гинзбургом (1944 г.), предложившим следующую последовательность изменения сподуменов: 1) замещение сподумена петалитом — по трещинам спайности и по периферии зерен вплоть до образования полных псевдоморфоз; 2) переход сподумена в агрегат альбита и эвкриптита и далее в шелковистый белый агрегат альбита и волокон слюды, называемый циматолитом; 3) замещение сподумена агрегатом мелкочешуйчатых зеленых слюдок с сохранением габитуса замещенных кристаллов; 4) замещение тонкочешуйчатым плотным агрегатом слюдок (онкозином)* вокруг поздних кварцевых прожилков; 5) переход сподумена в каолинит, галлуазит, монтмориллонит при гипергенных условиях. Широко развитые процессы изменения сподумена всегда приводят к выносу лития; в результате некоторые сподуменовые месторождения непригодны для разработки.

Гольмквистит (холмквистит) — $\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 \times (\text{OH}, \text{F})_2$ — ромбический амфибол, литиевый аналог антофиллита. Содержание окиси лития в гольмквиститах 1,5—3,5% (максимальное 3,56%). Сингония гольмквистита ромбическая. Минерал имеет типичный амфиболовый облик: шестоватые и игольчатые кристаллы, обычно собранные в пучки, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты. Под лупой различимы грани призмы {100}, реже пинакоида. Типична «амфиболовая» спайность по призме. Минералу свойствен сильный стеклянный блеск и занозистый излом. Твердость 5—6. Плотность 2,95—3,13 г/см³. Наиболее характерной диагностической чертой внешнего облика гольмквистита, отличающей его от других амфиболов, служит необычная окраска минерала: от иссиня черного до серо- и белесо-голубого с отчетливым фиолетовым оттенком.

Образуется гольмквистит в результате взаимодействия растворов, связанных с литиевыми пегматитами, с вмещающими породами основного состава. Присутствует он как в экзоконтактах литиевых пегматитов, так и в призальбандовых и реже центральных участках пегматитовых тел в качестве позднего наложенного минерала. Здесь он встречается совместно с кварцем, плагиоклазом, турмалином (шерлом или дравитом), реже с гранатом и апатитом. Особенно важно отметить присутствие гольмквистита во вмещающих породах на расстоянии нескольких десятков

* Наличие в пегматитах циматолитовых, слюдистых и онкозитовых псевдоморфоз является поисковым признаком на литий.

метров от пегматитовых тел. В этих случаях он может служить надежным поисковым признаком на литиевые пегматиты. Помимо указанных выше сноповидных и радиально-лучистых агрегатов, более характерных для призальбандовых частей пегматитов, голэмквистит образует чрезвычайно характерные псевдоморфозы по темноцветным минералам вмещающих пород — роговой обманке и биотиту, и сохраняет морфологические особенности замещенного субстрата. Во вмещающих породах с голэмквиститом кроме плагиоклаза, кварца и биотита часто ассоциирует клиноцоизит.

Лепидолит — $\text{KLi}_{1,2-1,75}\text{R}_{0-0,50}\text{R}_{1,0-1,5}^{3+} [\text{Si}_{3,2-3,6}\text{Al}_{0,8-0,4}\text{O}_{10}] \times (\text{Fe}_{1,3-1,7}\text{OH}_{0,7-0,3})_2$, где R^{2+} — Fe, Mg, Mn, R^{3+} — Al, Fe, Ti — второй по значимости после сподумена источник литиевого сырья. Содержание лития колеблется от 4,25 до 6,5%. Лепидолит является слоистым силикатом сложного переменного состава с широко развитым изоморфизмом в октаэдрических и тетраэдрических слоях. Межслоевой катион калия может замещаться рубидием, цезием, натрием, кальцием, барием. Ценными примесями в лепидолите являются рубидий (до 4,5%) и цезий (до 3%).

Для лепидолита характерен пластинчатый облик кристаллов и, как следствие слоистой структуры, их совершенная базальная спайность. Лепидолит образует крупно- и среднечешуйчатые агрегаты до сплошных мелкочешуйчатых масс. Часто пластинки слюды изогнуты, деформированы, образуют скорлуповато-концентрические, веерообразные формы, розетки, прожилки и чешуйчатые скопления. Описаны гнездообразные выделения лепидолита, масса которых достигает многих десятков тонн. Встречаются друзы пачек лепидолита. Цвет лепидолита — фиолетовый, сиреневый, лиловый, розовый различных оттенков, серовато-белый, реже голубой. Блеск стеклянный до перламутрового. Твердость 2—4. Плотность 2,80—2,87 г/см³.

Лепидолит преимущественно распространен в гранитных пегматитах натро-литиевого типа, где образуется на поздних стадиях гидротермальных процессов и ассоциирует с розовым и полихромным турмалином, амблигонитом, воробьевитом, поллуцитом, манганотанталитом, стибиотанталитом, микролитом и др. В пегматитах лепидолит обычно развивается метасоматически по биотиту, мусковиту или замещает сподумен, амблигонит, калиевый полевой шпат. Реже встречается в грейзенах и высокотемпературных кварцевых жилах совместно с касситеритом, флюоритом, топазом. Является также типоморфным минералом апикальных частей массивов редкометалльных гранитов (апогранитов), где он постоянно сопутствует микролиту, колумбит-танталиту, топазу и др.

Для лепидолита из пегматитов характерен столбчатый или боченковидный облик кристаллов. Довольно широко распространены зональные кристаллы (зональность роста и замещения). В редкометалльных гранитах кристаллы лепидолита плохо огранены и характеризуются ничтожным развитием граней ромбической призмы по сравнению с пинакоидальными гранями.

При выветривании лепидолит замещается гидрослюдой, а при полном выносе щелочей образуется каолинит.

Циннвальдит — $\text{KLi}_{0,9-1,1}\text{R}_{0,5-1,0}\text{R}'_{1-1,2}[\text{Si}_{3-3,5}\text{Al}_{1-0,5}\text{O}_{10}](\text{F}_{1,1-1,5}\text{OH}_{0,9-0,5})_2$, где R^{2+} — Fe, Mg, Mn, R^{3+} — Al, Fe, Ti — слоистый силикат переменного состава. Калий изоморфно замещается рубидием, цезием, натрием, кальцием. Содержание окиси лития составляет 3—4%. Представляет практический интерес как источник лития, однако с конца 50-х годов его роль заметно снизилась.

Для циннвальдита характерны тонко- и толстотаблитчатые кристаллы, нередко хорошо образованные, псевдогексагональной формы. В ряде случаев отмечается зональность состава и окраски. Цвет серый, бурый, красно- и темно-бурый, темно- и светло-зеленый, редко белый до почти бесцветного. Блеск стеклянный, на плоскости спайности — перламутровый. Твердость 2—3. Плотность 2,90—3,0 г/см³.

Распространен главным образом в грейзенах в ассоциации с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, флюоритом, топазом, кварцем и другими минералами. Встречается также в пегматитах совместно с лепидолитом, иногда образуя с последним единые зональные кристаллы, центральная часть которых сложена биотитом (А. И. Гинзбург, 1953 г.). Циннвальдит может замещать биотит и протолитионит, при этом избыточное железо выделяется в виде гематита. В занорышах пегматитов образуются идеально ограненные кристаллы циннвальдита. Широким распространением циннвальдит пользуется в массивах редкометалльных гранитов (апогранитов), где ассоциирует с тантало-ниобатами и топазом.

При выветривании образуется гидрослюда и каолиноподобный продукт, интенсивно окрашенный гидроокислами железа в желто-бурый и бурый цвет.

Полилитионит — $\text{KLi}_2\text{Al}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F}_2$ — высоколитиевая триоктаэдрическая слюда, не содержащая алюминия в тетраэдрической координации. Содержание окиси лития колеблется от 5,5 до 7,8% (теоретическое содержание Li_2O 7,68%). У гидратированных разновидностей полилитионита содержание окиси лития снижается до 3,5%. Примеси редких щелочных элементов невелики — рубидия до 1—1,5%, цезия — сотые — тысячные доли процента. Вследствие незначительного распространения практического значения пока не имеет.

Форма кристаллов полилитионита пластинчатая, часто шестиугольная, спайность совершенная по (001). Наблюдается полилитионит в виде крупно- и среднечешуйчатых агрегатов, нередко образующих сферолиты. Чешуйки в агрегатах изогнуты, покороблены. Е. И. Семеновым описаны зональные кристаллы, центральная часть которых сложена тайниолитом, а периферия — полилитионитом. Цвет белый, серебристо-белый, бледно-зеленый, голубоватый, розовый, кремовый. Характерен перламутровый блеск. Твердость 2—3. Плотность 2,82—2,87 г/см³.

Образуются в условиях высокой щелочности при резком дефиците глинозема. Особенно характерен для пегматитов нефелиновых сиенитов, где появляется на поздних стадиях пегматитового процесса, замещая микроклин, тайниолит, натролит. В науаятах и их пегматитах (Илимаусак, Гренландия) ассоциирует с эвдиалитом, ринкитом, микроклином, содалитом. В центральных частях пегматитов и в зонах альбитит-

зации характерна ассоциация с альбитом, анальцитом, эвидимитом, эгирином, пироклором. В последние годы установлен в редкометалльных щелочных метасоматитах агнаитового типа в ассоциации с тантало-ниобатами, литиевым рибекитом, эгирином, гагаринитом и криолитом.

Наиболее высокотемпературные образования полилитионита из науйитов и их пегматитов имеют пластинчатый облик кристаллов, часто с хорошо выраженными гексагональными очертаниями. Полилитионит из зон альбитизации образует крупно- и среднечешуйчатые агрегаты с сильно деформированными чешуйками.

В щелочных редкометалльных метасоматитах скопления чешуек полилитионита наблюдаются среди рибекит-эгиринового агрегата. Низкотемпературный гидратированный полилитионит имеет тонкочешуйчатое скрытокристаллическое строение, наблюдается в пустотах друз цеолитов.

При выветривании подвергается гидратации, более интенсивное изменение приводит к образованию минералов группы монтмориллонита.

Тайниолит — $\text{KLiMg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F}_2$ — редкая литиево-магневая слюда, не содержащая алюминия. Содержание окиси лития составляет 2,5—3,8% * (теоретическое — 3,7%). Межслоевой катион калия может замещаться рубидием, кальцием, барием. В некоторых разновидностях тайниолита отмечаются повышенные содержания титана, ниобия.

В природе встречается редко, поэтому практического значения не имеет.

Характеризуется пластинчатым обликом кристаллов, часто имеющих гексагональные очертания. Образует чешуйки, пластинки, реже скрытокристаллические агрегаты. Нередко встречаются зональные пластинки тайниолита, зональность в которых обусловлена различной интенсивностью окраски зон кристаллов, а также их различным составом.

Тайниолит имеет весьма совершенную спайность по (001). Окраска коричневая, зеленовато-коричневая до бесцветной. Блеск стеклянный. Твердость 2,5—3. Плотность 2,82—2,90 г/см³. Известен в пегматитах нефелиновых сиенитов, где образуется на поздних стадиях пегматитового процесса в ассоциации с натролитом, полилитионитом, апатитом, нептунином, шизолитом.

В поверхностных условиях весьма неустойчив, превращается в гидрослюда и монтмориллонит.

Кукейт — $\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$ — алюминиево-литиевый хлорит, своеобразный литиевый аналог клинохлора. Содержание окиси лития составляет 2,86%, Al_2O_3 — 48,82%. Структура минерала весьма близка структуре хлоритов, имеет некоторые черты, сближающие ее с минералами группы каолинита.

Внешне агрегат кукейта напоминает тонкочешуйчатую слюдку типа серицита, за которую долгое время он и принимался. Отличают кукейт следующие особенности, заметные при более внимательном рассмотрении: среди агрегата тонких веерообразно расходящихся чешуек бросается в глаза обилие мелких сферолитов (от долей до 3—4 мм), что в сочетании

* По анализам.

с мягким шелковистым, слегка перламутровым блеском и характерным золотисто-розовым или палевым цветом создает индивидуальный облик минерала (иногда цвет чешуек светлых зеленоватых тонов). Твердость около 3, плотность 2,6—2,7 г/см³. Весьма типична ассоциация кукеита с кварцем, образующим здесь мелкие прозрачные кристаллы, и с тонкопризматическим фиолетовым или голубым апатитом. Иногда ассоциирует он и с цеолитами. Кварц-апатит-кукеитовый агрегат возникает на поздних гидротермальных стадиях изменения литиевых пегматитов и является последним комплексом замещения. Кукеит замещает почти все ранее выделившиеся литийсодержащие силикаты: розовый турмалин, петалит, сподумен, лепидолит, как и обычные железисто-магнезиальные хлориты, развиваются по силикатам — пироксену, турмалину, оливину, биотиту и др. В последнее время структурная близость с кукеитом установлена для минерала донбассита, образующегося в зонах околорудных изменений телетермальных сурьмянортутовых и полиметаллических месторождений.

Петалит — $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}]$ — алюмосиликат лития, содержащий его почти вдвое меньше, чем сподумен (теоретически Li_2O 4,9%, реально не более 3—4%). Кристаллическая структура петалита сочетает особенности структуры каркасного и слоистого алюмосиликата, что придает облику минерала некоторую двойственность. Подобно другим каркасным алюмосиликатам (например, полевым шпатам) петалит окрашен в светлые тона (белый, светло-серый, слегка желтоватый). Твердость 6. Плотность 2,3—2,5 г/см³. Двупреломление низкое. Нередко он полупрозрачен и тогда в отдельных сколах напоминает кварц. Вместе с тем в облике петалита улавливаются черты, характерные для слоистых минералов: среди угловатых блоков или неправильных вытянутых выделений просматриваются плитчатые участки с совершенной спайностью по пинакоиду $\{001\}$, спайность ясная по призме $\{201\}$, образующая с пинакоидальной угол 144°. Характерно для петалита развитие полисинтетических двойников, параллельных пинакоидальной спайности. Сочетание этих факторов порождает наиболее типичную особенность облика петалита: тонкую субпараллельную плитчатую отдельность по (001) , вызывающую на гранях зоны (001) четкую полосчатость или тонкорребристую скульптуру и соответственно на диагональных сколах тонкоступенчатую скульптуру. Это строение минерала отчетливо видно и у слегка измененных разностей: характерная для петалита телесно-розовая присыпка монтмориллонита отчетливо маркирует полосчатость и тонкую ступенчатость различных поверхностей скола петалита. Блеск минерала меняется в зависимости от направления: по спайности и вдоль удлинения он яркий, дробный, стеклянный или перламутровый, напоминающий блеск полевого шпата, а на поперечном изломе — тусклый, иногда жирноватый, кварцеподобный.

Петалит, как и сподумен, образуется вокруг центральных кварцевых ядер натро-литиевых пегматитов, где его постоянными и характерными спутниками являются клевеландит, лепидолит, полихромный турмалин, бесцветный берилл и поллуцит. Помимо крупных угловатых блоков, катаклазированных и часто изогнутых (при этом изгиб плитчатой

отдельности точно повторяет изгиб пинакоидных поверхностей), петалит образует неправильные гнездообразные выделения неправильной формы обычно по сподумену. В пустотах выщелачивания сподумена встречены полупрозрачные кристаллы петалита призматического габитуса (рис. 3). Постоянная ассоциация подобных кристаллов с еще более редкими и тоже прозрачными и бесцветными кристаллами поллукита в миаролах пегматитов Сан-Пьетро-ин-Кампо (о. Эльба, Италия) послужила основанием назвать эту морфологическую разновидность петалита касторитом. На гидротермальной стадии пегматитового процесса по трещинам микроклина и раннего петалита развивается тонкоигольчатый петалит, слагающий спутанно-волокнистые агрегаты или характерные пластинки с ромбическим сечением. Петалит, как и прочие минералы лития (кроме слюды), весьма подвержен изменению. Из сравнительно ранних процессов изменения можно отметить альбитизацию и окварцевание, отмечаются также своеобразные кварц-сподуменовые псевдоморфозы. При более позднем гидротермальном изменении по петалиту образуются псевдоморфозы цеолитов (среди агрегата которых преобладает гейландит). Этот процесс сопровождается развитием литиевого хлорита — кукейта. В условиях гипергенеза петалит замещается порошковатым розовым агрегатом монтмориллонита.

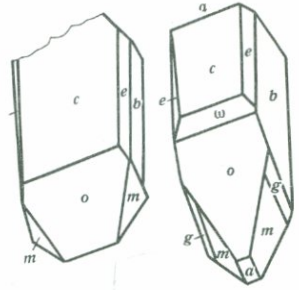


Рис. 3. Кристаллы петалита

Согдианит — $\text{KNa}_2\text{Li}_2(\text{Fe}, \text{Ti})\text{ZrSi}_{12}\text{O}_{30}$ — единственный пока цирконосиликат лития (Li_2O 3,73%), недавно найденный в щелочных сиенитовых пегматитах Алайского хребта и получивший свое название в честь древнего среднеазиатского государства Согдиана. Он очень красив: в центральных частях жил в крупнозернистом сером кварце выделяются толсто-таблитчатые или пластинчатые включения прозрачного розовато-сиреневого цвета с отчетливой спайностью и сильным стекляннм блеском. Твердость его 7. Плотность 2,9 г/см³. Реже согдианит включен не в кварц, а в агрегаты полевого шпата. В своеобразной ассоциации с ним кроме кварца и микроклина выделяется минерал щелочных пегматитов эгирин, а также редкометалльные минералы — торит, стилвеллит и др. Кристаллы минерала, к сожалению, пока неизвестны. Рентгеноструктурный анализ позволяет отнести его к гексагональной сингонии.

Амблигонит — $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{F})$ — и **монтебразит** — $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH})$ — фосфаты лития. Содержат наибольшее количество окиси лития (Li_2O до 10,10%). Они могли бы быть самыми богатыми и технологичными рудами (учитывая простоту извлечения металла), если бы не их сравнительно малая, не сопоставимая со сподуменом, распространенность.

Минералы близки по составу, структуре и свойствам и составляют единый ряд, крайним фторсодержащим членом которого является амблигонит, а крайним гидроксилсодержащим — монтебразит; в природе встречается и средний промежуточный член этого ряда — гебронит.

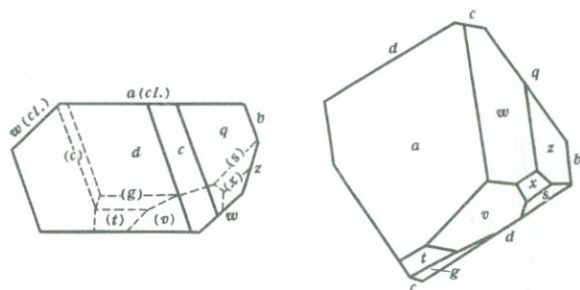


Рис. 4. Кристаллы амблигонита

Кристаллизуются в триклинной сингонии, кристаллы очень редки и плохо образованы (рис. 4).

Облик амблигонита типоморфно изменяется в зависимости от его генезиса. Преобладающая форма развития ранних выделений (представленных обычно монтебразитом) — сплошные крупнозернистые массы и округлые желваки. В этих крупнозернистых скоплениях минерал обычно похож на полевые шпаты, особенно из-за своей окраски (белой, иногда слегка кремоватой или голубоватой) и сильного перламутрового блеска на главной плоскости спайности.

В виде исключения среди выделений раннего амблигонита встречаются плохо образованные кристаллы триклинной сингонии обычно короткопризматического или изометричного габитуса со сглаженными притупленными гранями (см. рис. 4). Следует обращать внимание на следующие диагностические особенности амблигонита: 1) четыре спайности минерала — (001), (100), (110) и (021) пересекаются под различными косыми углами, так что на спайных выколках выделяются остроугольные («носы») или тупоугольные концы; излом резко неровный; 2) из четырех плоскостей спайности совершенной является только одна, остальные выражены неясно, соответственно и перламутровый блеск просматривается лишь по одной плоскости, в других направлениях он стеклянный или очень характерный фарфоровидный, жирноватый; 3) в крупных мономинеральных кусках амблигонит хорошо отличается от полевых шпатов большой плотностью (до 3,11); 4) на влажной поверхности пегматитовых штуфов амблигонит выделяется ярко-белым (даже по сравнению с альбитом и поллучитом) цветом; 5) на поверхности измененного амблигонита развиваются наряду с розовыми или желтоватыми корочками темно-серые и черные корочки вторичных фосфатов. Желваки амблигонита в породе часто обведены тонкой черной каемкой. Помимо микроклина и кварца с ранним амблигонитом ассоциируют сподумен или петалит.

Вторая генерация минералов ряда амблигонит — монтебразит (чаще это собственно амблигонит) представлена, как правило, идиоморфными кристаллами, характерные трапецевидные сечения которых четко выделяются среди других минералов замещающего комплекса — лепидолита, клеветандита, полихромного турмалина. Менее характерны неправильные скопления зернистого амблигонита и его тонкие прожилки и просечки.

Помимо пегматитов, амблигонит появляется в оловорудных месторождениях грейзенового типа в ассоциации с касситеритом и литиевыми слюдками. В месторождениях этого генезиса ранний амблигонит пред-

ставлен тонкозернистой, неразличимой вкрапленностью в грейзенизированных интрузивных породах. Собирательная перекристаллизация приводит к возникновению гигантских линз. В одном из месторождений Сибири такие линзы сложены гебронитом, прокрашенным фосфатами меди и имеющим весьма неравномерные окраски зеленоватых тонов от бледно-салатовой до «амазонитовой», а участками до ярко-бирюзовой.

В гидротермальных условиях амблигонит легко замещается водными фосфатами типа вавеллита, гарбортита, аугелита, сопровождающимися лиловым франколитом или даллитом. Литий, освобождающийся при этом из амблигонита, входит в состав литиевого хлорита — кукейта.

В условиях гипергенеза по амблигониту развивается агрегат глинистых минералов типа галлуазита.

Трифиллин — литиофилит — $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ — $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$ — группа фосфатов лития, типоморфных для литиевых пегматитов. Железисто-магнезиальные фосфаты этого изоморфного ряда кристаллизуются на протяжении всего пегматитового процесса: для ранних стадий характерен крайний железистый член — трифиллин, на стадии альбитизации выделяются преимущественно литиевые члены — литиофилиты. Содержание окиси лития колеблется от 6 до 9%. Сингония ромбическая. Кристаллы весьма редки. Имеют вид грубых коротких призм, удлинённых по {100}. Кристаллы трифиллина своеобразного облика описал А. А. Беус: равное развитие граней призмы {110} и пинакоида {010} придает кристаллам псевдогексагональный облик.

Облик минералов ряда трифиллин — литиофилит существенно различен для ранних и поздних генераций: ранний трифиллин, встречающийся в кварцевых ядрах блоковых редкометальных пегматитов, помимо весьма редких кристаллов представлен крупными (20 × 30 до 30 × 60 см) желваками и выделениями неправильной формы.

Эти ранние железистые трифиллины имеют характерный синеватосизый или зеленовато-серый цвет и восковидный или стеклянный блеск. Хорошо различима совершенная спайность по (100); по (010) и (011) спайность несовершенная. Специфична неоднородность окраски — многочисленные мельчайшие включения сульфидов (пирита, пирротина, арсенопирита, сфалерита), кварца, а также мусковита и апатита сливаются в темные и светлые пятна и неправильные полосы.

Точечные включения вивианита вызывают голубой оттенок. В этой ассоциации вместе с трифиллином встречаются сподумен, микроклин, амблигонит, петалит, непрозрачный белый берилл, мусковит, шерл.

Поздние трифиллины связаны с процессами замещения, в частности с альбитизацией. Выделения трифиллина — литиофилита (размеры от миллиметров до 5—10 см) часто окружены венчиком лейст клевеландита — клевеландитовым солнцем; характерны также ёльчатые сростания трифиллина с альбитом, а в мелкозернистом сахаровидном альбите замещенный трифиллин образует черные «оспинки». Окраска трифиллина — литиофилита в этой маложелезистой генерации гораздо светлее: преобладают оливково-зеленые, зеленовато-желтые (литофилит) и розовые разности. Как и у сиклерита, у светлых разностей отчетливо видна спайность в двух

направлениях и восковидный блеск. Фосфаты лития легко изменяются. Так, А. И. Гинзбургом установлено около 70 минеральных видов, возникающих при их замещении. Среди продуктов изменения первичных фосфатов лития следует выделять более ранние, появившиеся в результате взаимодействия с алюмосиликатами (амблигонит), а также под воздействием Na-метасоматоза (гедденит, варулит) и последующей гидратации (вивианит, реддингит, гюролит, фэйрфильдит и др.), и более поздние — продукты гипергенного изменения, характеризующиеся в первую очередь окислением Fe^{2+} до Fe^{3+} и Mn^{2+} до Mn^{4+} (сиклерит, арродит, пурпурит, керченит); одними из наиболее поздних являются лимонит и даллит. Многофазные изменения фосфатов обуславливают зональное строение псевдоморфоз.

Сиклерит — $(Li, Fe^{3+}, Mn^{2+})[PO_4]$ — вторичный фосфат лития, образующийся в пегматитах на начальной стадии окисления минералов ряда трифилин — литиофилит, при переходе железа из двух- в трехвалентную форму. Содержание окиси лития составляет 0,57—3,72%. Сингония минерала ромбическая, кристаллы неизвестны. Обычно он образует коричневатую-черную кайму вокруг желваков трифилина и литиофилита либо промежуточные зонки между первичными фосфатами и гетерозитом. Реже отмечаются желвакообразные полные псевдоморфозы по трифилину и литиофилиту (от 1—3 до 20—40 см в диаметре) и самостоятельные выделения неправильной формы (0,5—3 см). Характерен коричневатый-черный или темно-коричневый цвет и смолистый блеск. Спайность ясная в одном направлении и едва заметная в другом. Излом неровный, ступенчатый. Твердость 4—4,5. Плотность 3,21—3,23 г/см³.

Поллуцит — $Cs[AlSi_2O_6] \cdot nH_2O$ — основной и практически пока единственный сырьевой источник цезия*. Кристаллизуется в кубической сингонии, но кристаллы весьма редки. Твердость 6,5—7. Плотность 2,67—3,03 г/см³. Спайность отсутствует. Поллуцит — цезиевый аналог анальцима. Содержит от 22 до 33% Cs_2O , существенную примесь может составлять рубидий (Rb_2O до 1,5%). Известно, что поллуцит встречается только в натро-литиевых пегматитах, тем не менее даже в тех случаях, когда минеральная ассоциация позволяет ожидать его присутствия, диагностика поллуцита часто неоднозначна, так как этот бесцветный или белый минерал часто встречается с шестью другими белыми минералами: альбитом, амблигонитом, петалитом, кварцем, щелочным бериллом и сподуменом. Тем не менее формы выделения и отдельные черты облика поллуцита чрезвычайно характерны и индивидуальны. Будучи поздним минералом пегматитов, поллуцит образует крупные гнезда и угловатые блоки в интерстициях между более ранними минералами: микроклином, сподуменом, амблигонитом, кварцем. Эти гнезда, достигающие 2 м, связаны между собой сетью прожилков, создающих общее впечатление цементации.

Характерной чертой сложения блокового и гнездового поллуцита является неупорядоченное чередование более распространенной зернистой

* См. далее о цезийсодержащих слюдитах и стеклах.

текстуры со сливной в одном блоке или гнездовом выделении. Это определяет и такие черты его облика, как: 1) меняющиеся буквально на протяжении сантиметра степень прозрачности и оттенки окраски (сливные прозрачные участки обычно сероватые или слегка дымчатые, зернистые — молочно-белые, иногда розоватые или голубоватые); 2) характер блеска; стеклянный жирноватый блеск сливных участков переходит в очень характерный дробный, радужно-искристый в крупнозернистых и в фарфоровидный в тонкозернистых участках; 3) раковистый и мелкораквистый излом сменяется неровным.

Зернистость поллукита обычно вторичного характера и обусловлена его чрезвычайной хрупкостью. Но наиболее характерная черта блокового и крупногнездового поллукита — постоянное наличие тонких прожилков различного состава, часто прекрасно видных на выветрелой или смоченной поверхности.

Среди них выделяются: альбитмикроклиновые прожилки, прожилки, сложенные тонкопризматическим или игольчатым сподуменом или продуктами его замещения (циматолитом), прожилки кварц- и альбит-лепидолитового или онкозинового составов, кварцевые или образованные переотложенным тонкозернистым поллукитом. Прожилки сиреневого лепидолита или кварца с голубым апатитом придают тот же оттенок и поллукиту.

Весьма специфичной формой выделений поллукита являются полные псевдоморфозы замещения по литиевым минералам — петалиту и сподумену. Особенность этих выделений состоит в унаследовании не только внешних очертаний замещенных минералов, но отчасти и сложения — волокнистой структуры или своеобразной отдельности, напоминающей спайность. В ассоциации с поллукитом различных форм выделения следует отметить (помимо упомянутых более ранних минералов) сиреневый лепидолит и цветной (розовый, фиштакково-зеленый или полихромный) турмалин. Наиболее редкой формой выделения являются кристаллы поллукита кубического, реже додекаэдрического облика, возникающие в пустотах выщелачивания литиевых пегматитов (рис. 5). Грани кристаллов матовые, сильно шероховатые, изборожденные сетью извилистых канавок, выполненных порошковатым белым материалом. В ряде случаев грани кристаллов имеют бугристую или чешуйчатую поверхность растворения. В этой ассоциации поллукит часто сопровождается касторитом.

В процессе альбитизации поллукит замещается сахаровидным альбитом, апатитом и тонкочешуйчатым лепидолитом. В условиях выветривания легко выщелачивается. С поверхности часто покрыт

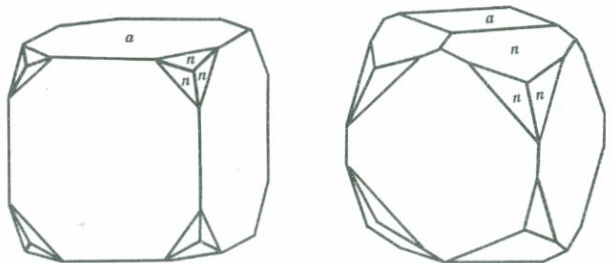


Рис. 5. Кристаллы поллукита

рыхлой корочкой монтмориллонита палевого или телесно-розового цвета.

Цезий-куплетскит — $(\text{Cs}, \text{K}, \text{Na})_3(\text{Mn}, \text{Fe})_7(\text{Ti}, \text{Nb})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$ — третий (после поллуцита и авогадрита) собственно цезиевый минерал. В группе щелочей цезий является преобладающим элементом и составляет 11,6%. Сингония минерала триклинная, кристаллы уплощены по (001). Образует розетки изогнутых пластинок золотисто-бурого цвета (диаметром до 3 см). Блеск тусклый, отличается от более яркого блеска астрофиллита. Плотность 3,68 г/см³. Твердость 3. Слайность совершенная по (001) и слабая по (010).

Минерал обнаружен в сложнзамещенных жильных пегматитах эгирин-кварц-микроклинового состава на контакте с альбитовым или полилитионит-кварцевым замещающим комплексом. В парагенезисе с цезий-куплетскитом обычно встречаются содалит, эгирин-авгит, флюорит, пирохлор, стилвеллит, тяньшанит, согдианит, торит.

ТИПЫ РУД ЛИТИЯ И ЦЕЗИЯ

В настоящее время известны следующие типы руд лития и цезия («Рудные месторождения СССР», т. 3, стр. 278 и 295—296):

- 1) пегматитовые (сподуменовые и поллуцитовые, отчасти эвкриптитовые, петалитовые, лепидолитовые и амблигонитовые) руды, связанные с редкометальными гранитными пегматитами натро-литиевого типа, по классификации А. Е. Ферсмана (90—95% мировой добычи лития и 100% цезия);
- 2) грейзеновые (циннвальдитовые, циннвальдит-лепидолитовые, отчасти амблигонит-монтебразитовые) руды, связанные с редкометальными литий-фтористыми гранитами и сопровождающими их экзоконтактовыми грейзеновыми зонами и кварцевожильными полями (потенциальный источник получения лития, совместно с рубидием и отчасти цезием);
- 3) рапа соляных озер и минерализованные подземные воды (5—10% добычи лития, потенциальный источник цезия);
- 4) цезиевые слюдиты (с Cs-биотитом или Li-слюдами) из зон метасоматически измененных вмещающих пород натро-литиевых пегматитов (потенциальный источник цезия);
- 5) цезийсодержащие кислые вулканические стекла типа перлитов (потенциальный источник цезия).

Кроме того, принципиально возможно извлечение цезия из бериллиеносных слюдитов, развивающихся по ультраосновным породам (цезий концентрируется здесь в литийсодержащих флогопитах) и из полевошпатовых метасоматитов, обогащенных цезийсодержащим астрофиллитом (Cs-куплетскитом).

Гранитные пегматиты натро-литиевого типа — классический промышленный тип месторождения лития; для них характерны грандиозные масштабы (запасы составляют до миллиона тонн и более окиси лития). Особенность этого типа месторождений — комплексность. Присутствие минералов тантала, ниобия, бериллия, цезия, рубидия позволяет использовать пегматитовую руду как комплексный источник сырья.

Сподуменовые пегматиты. Сподумен как породообразующий минерал составляет нередко 20—25% породы. В кварц-сподуменовых и кварц-

микроклиновых зонах он ассоциирует с амблигонитом, трифилином, бериллом, колумбит-танталитом. Существуют две характерные текстурные разновидности сподуменовых руд: а) в плитообразных пегматитовых телах удлиненные кристаллы сподумена располагаются субпараллельно, под углом 60—80° к линии контакта — сподуменовый пегматит приобретает директивную структуру. В таких пегматитах выделяется осевая зона крупных рудоразборных сподуменов и призальбандовая, требующая обогащения; б) в пегматитовых телах неправильной формы с раздувами, линзами и штокерковыми разветвлениями сподумен концентрируется в местах раздувов и представлен крупными, беспорядочно расположенными кристаллами («кустами» и «солнцами»).

Сподумен-лепидолитовые пегматиты характеризуются наложением замещающего лепидолитового комплекса, несущего в ассоциации с лепидолитом полихромные турмалины, амблигонит, литие-цезиевый берилл, поллуцит и тантало-ниобаты. Именно для этого типа пегматитов характерны комплексные литие-цезие-танталовые руды.

Петалит-лепидолитовые пегматиты, в которых вместо сподумена промышленные концентрации образует петалит. Такие месторождения весьма редки (Бикита, Карибид, Африка; Лондондерри, Австралия).

Кроме сподумена и петалита, в последние годы в пегматитах Южной Родезии (Бикита) выявлены промышленные концентрации литиевого минерала эвкриптита — $\text{LiAl}[\text{SiO}_4]$ — литиевого аналога фенакита, считавшегося ранее чрезвычайно редким. В пегматитах Южной Родезии эвкриптит образует гигантские блоки, сложенные сплошным крупнокристаллическим кварцеподобным агрегатом.

Пневматолито-гидротермальные месторождения литиевых слюд в довоенные годы разрабатывались в Рудных горах ГДР. *Циннвальдитовые* месторождения представлены топаз-кварцевыми жилами с циннвальдитовыми оторочками и зонами циннвальдитовых грейзенов с оловянно-вольфрамовым оруденением. Подобные месторождения значительно беднее литиевых пегматитов, но при разработке их на вольфрам и олово попутно может извлекаться и литий. Зоны тонкозернистых эндоконтактовых циннвальдитовых грейзенов, связанные с массивами метасоматически измененных тантало- и оловоносных гранитов («апогранитов»), могут содержать 1,5% окиси лития и повышенные концентрации рубидия.

Циннвальдит-лепидолитовые (литионитовые) концентраты могут быть получены попутно при разработке на тантал месторождений, связанных с массивами топаз-литионитовых танталоносных гранитов. Литиевые слюды циннвальдит-лепидолитового состава играют в апикальных зонах таких массивов существенную роль. Содержание их в танталоносных гранитах достигает 4—5%. Их сравнительно крупные (5—10 мм) листочки дымчатого (циннвальдит) или серебристого (лепидолит) цвета хорошо извлекаются в концентрат селективной флотацией.

Амблигонитовые месторождения пневматолито-гидротермального генезиса давно известны в Испании (Кацерес), Франции (Монтебра) и СССР (Сибирь). Они представлены кварцевыми жилами или зонами топаз-кварцевых грейзенов с касситеритом, содержащим крупные блоки монте-

бразита или гебронита. Подобные месторождения генетически и пространственно тесно связаны с топаз-литийонитовыми и тантало- и оловоносными гранитами. Амблигонит (монтебразит) в них должен рассматриваться как ценный попутный компонент; в таких рудах он ассоциирует с кварцем, топазом, станнином, зеленым (вторичным по станнину) арандицитом, а также с аугелитом и франколитом, штаффелитом и каолинитовыми минералами (диккит, накрит), замещающими собственно амблигонит. Эти руды часто окрашены в бирюзовые тона вторичными фосфатами меди.

Минерализованные воды и рапа соленых озер. Литий концентрируется в минеральных источниках и в рассолах натровых озер, содержащих мирабилит и соду. Примером подобного месторождения служит высохшее оз. Сирлз-Лейк (Калифорния, США), пустоты соленосной толщи которого выполнены рапой, содержащей 0,02% окиси лития. Для извлечения цезия в настоящее время используются лишь натро-литиевые пегматиты, в которых высокие концентрации цезия приурочены к блокам поллуцита, выделяющегося в ассоциации с кварцем, микроклином, альбитом (клевеландитом), петалитом, цветным и полихромным турмалином. В качестве новых вероятных источников цезия следует упомянуть: цезиевые слюдиты и цезиевые вулканические стекла липаритового состава.

Цезиеносные слюдиты сопровождают в некоторых районах редкометалльные цезие-танталоносные пегматиты. Они залегают в амфиболитах (метаморфизованных основных эффузивах спилит-диабазовой формации) в зоне экзоконтакта пегматитов, а также образуют отдельные линзы вблизи пегматитовых тел. Основным рудным минералом в них является цезиевый биотит, содержащий от 3 до 6—10% окиси цезия, около 1% окиси рубидия и 0,6% окиси лития, либо цезиевый циннвальдит. Характерна ассоциация цезиевого биотита с турмалином, сфеном, флюоритом (слабоокрашенные разновидности последнего, выполняющие интерстиции между биотитовыми пластинками, неоднократно принимались за поллуцит). Подобные цезиеносные слюдиты, несомненно, могут иметь промышленный интерес при обработке пегматитовых тел.

Цезиеносные вулканические стекла липаритового и дацитового состава являются новым малоизученным типом цезиевых руд. Рудоносные вулканические стекла тяготеют к вулкано-тектоническим депрессиям с проявлением кислого вулканизма туфолаво-игнимбритового типа, которым сопутствует гидротермальный процесс. В генетическом отношении вулканические стекла представляют собой продукты различных фаций вулканизма, что проявляется в неравномерном их распространении в разрезах толщ палеовулканов и в неоднородности самих стекол. Залегают вулканические стекла, как правило, в виде линз или протяженных тел среди эффузивов аналогичного состава. Распределение окиси цезия в них неравномерное, максимальные концентрации достигают 0,5%, причем цезий присутствует не в виде каких-либо самостоятельных минералов, а непосредственно входит в состав стекла. Цвет стекол разнообразный — черный, бурый, зеленый, серый. Учитывая характерное для них высокое содержание воды (до 10%), их относят к перлитовому типу стекол.

МИНЕРАЛЫ И РУДЫ БЕРИЛЛИЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Бериллий. Атомный номер 4; кларк в земной коре (в вес. %) $2,8 \times 10^{-4}$, валентность в природных соединениях +2, главные рудные минералы — берилл, фенакит, берtrandит, лейкофан, барилит, хризоберилл.

Бериллий входит в состав многочисленных минералов. В природе известно более 50 минералов бериллия. Из них подавляющее большинство составляют силикаты и бериллосиликаты. Существенную роль играют также фосфаты и бораты. Кроме того, описано пять окислов и гидроксидов бериллия, два арсената и один карбонат.

За последние годы традиционные представления о геохимическом поведении бериллия претерпели резкое изменение: диапазон условий, благоприятствующих его концентрации, оказался гораздо шире, чем считали ранее, и для промышленного освоения был предложен ряд принципиально новых типов бериллиевых руд. Можно считать установленным, что промышленные концентрации бериллия характерны не только для высокотемпературных постмагматических образований, но и для средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений.

Расширились также представления о круге магматических пород, с которыми связано бериллиевое оруденение: помимо нормальных гранитов к ним относятся субщелочные и щелочные гранитоиды и даже нефелиновые сиениты. Обнаруживается зависимость между положением максимального накопления бериллия в постмагматическом процессе и составом материнских интрузивов; в целом намечается тенденция к уменьшению глубинности и температуры формирования бериллиевых оруденений с возрастанием щелочности интрузивных пород. Так, с нормальными биотитовыми гранитами связаны бериллиеносные пегматиты; лейкократовые и субщелочные граниты дают начало главным образом грейзеновому оруденению, а щелочные граниты и сиениты сопровождаются гидротермальным оруденением.

Кроме того, выявлено и исследовано оруденение, связанное с зонами регионального щелочного метасоматоза, приуроченными к тектоническим разломам в докембрийских породах (приразломные метасоматиты).

Таким образом, бериллий оказался «сквозным» элементом, характерным для всего диапазона температур и глубин, в котором протекают постмагматические процессы минералообразования.

Многообразие минеральных типов бериллиевых руд обусловлено зависимостью устойчивости тех или иных минеральных форм бериллия от температуры, кислотности — щелочности растворов и глубинности процесса. Как показали геологические наблюдения, парагенетический анализ минеральных ассоциаций бериллиевых месторождений и экспериментальные данные, для образования берилла благоприятны большая глубинность, относительно высокая температура и умеренная кислотность растворов, т. е. условия, отвечающие традиционным типам бериллиевых месторождений — пегматитам и грейzenам. При уменьшении глу-

бинности, понижении температуры и возрастании щелочности растворов вместо берилла наибольшее распространение приобретают фенакит, берtrandит, иногда хризоберилл, являющиеся главными минералами в рудах новых промышленно-генетических типов, связанных с субщелочными гранитами.

При дальнейшем увеличении щелочности постмагматических растворов в месторождениях, генетически связанных со щелочными гранитами и сиенитами, бериллиевая минерализация представлена лейкофаном и мелиофаном. Далее, на гидротермальной стадии становления нефелиновых пегматитов появляются эпидидимит и эвдидимит. Наконец, в связи с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами бериллиевая минерализация поздних гидротермальных стадий пегматитового процесса представлена чкаловитом и соренсенитом (в ассоциации с цеолитами и уссингитом, лейкофаном и мелиофаном, встречающимися в пустотах выщелачивания натролита) и еще более поздними минералами (тугтупитом, эпидидимитом, бериллитом, сферобертрандитом и др.).

Таким образом, с повышением щелочности бериллиевая минерализация становится более низкотемпературной, а в изменяющемся видовом составе бериллиевой минерализации отмечается переход от алюминий-содержащих силикатов через безалюминиевые силикаты до бериллосиликатов.

В низкотемпературных условиях, отвечающих самым поздним четырем стадиям гидротермального процесса (включая «альпийскую» стадию формирования пегматитов), образуется серия эндогенных фосфатов бериллия, таких, как гердерит, харлбутит и др. Геохимическая связь бериллия с фосфором сохраняется и в условиях гипергенеза. Процессы гипергенного изменения бериллиевых минералов, изученные в последнее время, выражаются в образовании гаммы вторичных минералов, представленных главным образом фосфатами и арсенатами, среди которых наиболее распространены глюцин, мораесит, уралолит, беарсит.

В специфических условиях зон регионального щелочного метасоматоза своеобразное бериллиевое оруденение представлено гентгельвином и фенакитом.

МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ

Бромеллит — BeO — простой окисел бериллия. Чрезвычайно редок. Содержит 98,02% BeO . Кристаллы гексагонально-призматические с дипирамидальными концами (рис. 6). Характерна хорошо выраженная спайность по гексагональной призме. Твердость 9. Плотность 3,017 г/см³, $n_e = 1,733$, $n_o = 1,719$. Белый и бесцветный.

Мелкие кристаллы бромеллита обнаружены в кальцитовых прожилках, пересекающих гематитовые скарны, залегающие в известняках (Лонгбан, Швеция). Известен также на одном из флогопит-маргарит-берилловых месторождений Советского Союза, где образует небольшие прожилки с тремолит-талковой оторочкой среди серпентинитов. Выделения бромеллита часто окружены реакционной каймой фенакита. В единичных слу-



Рис. 6. Кристалл бромеллита

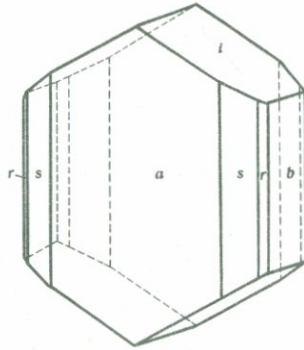


Рис. 7. Кристалл хризоберилла

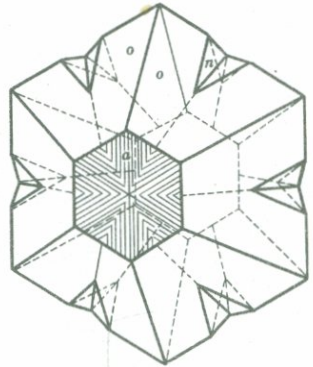


Рис. 8. Тройник хризоберилла

чаях выделения сплошного крупнокристаллического бромеллита достигают в поперечнике 10—15 см.

От сходного фенакита отличается высокой твердостью, показателем преломления и четкой спайностью.

Хризоберилл — BeAl_2O_4 — сложный окисел бериллия. Распространен достаточно широко, но промышленные концентрации образует редко. Прозрачные, красиво окрашенные разновидности: зеленый (александрит) и желто-зеленый (цимофан) являются драгоценными камнями 1 класса. Содержание BeO теоретически составляет 18—19,7%.

Габитус монокристаллов таблитчатый, реже призматический или короткопризматический (рис. 7). Собственный габитус кристаллов, равно как и ромбическая сингония минерала, часто маркируется сростанием в характерные звездчатые или таблитчатые псевдогексагональные тройники с перьевой штриховкой на гранях (рис. 8). Окраска зеленовато-желтая, желтая, в мелких выделениях — бесцветен. Цвет хромсодержащей разновидности — александрита — интенсивно зеленый при дневном свете, при электрическом свете становится фиолетово-красным, красно-бурым или бурым. Спайность ясная по (011), несовершенная по (010) и слабая по (100). Твердость 8,5. Плотность 3,5—3,9 г/см³. Блеск сильный, стеклянный; в мелкозернистом агрегате слегка жирный. Показатель преломления — 1,744—1,758.

Характер выделений хризоберилла зависит от условий образования. Хризоберилл — полигенный минерал с четко проявленным типоморфизмом: в пегматитах он встречается в виде сравнительно крупных (до 3 см) уплощенных короткопризматических кристаллов желтовато-зеленого цвета, в изумрудоносных слюдитах (месторождениях флогопит-олигоклазбериллового типа) хризоберилл (часто александрит) представлен, как правило, характерными псевдогексагональными тройниками (2—3 см) и их гнездовидными агрегативными сростками. В бериллийсодержащих скарнах хризоберилл в виде мелкой вкрапленности встречается во флюо-

рит-магнетит-гельвиновых и во флогопит-везувиан-магнетитовых породах в ассоциации с протолитионитом и сидерофиллитом в виде тончайших прорастаний с магнетитом, флюоритом и другими сопутствующими минералами.

Однако в существенных, иногда промышленных, количествах хризоберилл появляется главным образом в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, где он выделяется в топаз-амезит-флюоритовой и мусковит-турмалин-флюоритовой ассоциациях. В этих метасоматических месторождениях размер выделений хризоберилла составляет сотые и тысячные доли миллиметра. Криптокристаллические агрегаты хризоберилла группируются здесь в тончайшие прослои белого цвета среди мусковит-флюоритовой и топаз-мусковитовой массы с полосчатой и фестончатой текстурой. В подобных рудах хризоберилл часто образует тонкие прорастания с топазом и флюоритом, и лишь в центральных частях полос его агрегаты приобретают радиально-лучистую или колломорфно-сферолитовую текстуру. Мелкие размеры выделений фенакита и их тесное срастание с другими минералами затрудняет обогащение хризоберилловых руд.

Скрытокристаллический хризоберилл легко принять за корунд, гранат, шпинель. Для уверенной диагностики необходимы точные методы (рентген). Крупные выделения определяются по характерным оптическим свойствам. В гипергенных условиях хризоберилл устойчив и хорошо сохраняется в россыпях.

Фенакит — $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$ — ортосиликат бериллия с высоким содержанием BeO (44—45%); наряду с берtrandитом является главным рудным минералом новых типов гидротермальных месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации.

Сингония минерала тригональная. Габитус кристаллов в зависимости от условий образования варьирует от ромбического и короткопризматического до длиннопризматического и игольчатого. Цвет фенакита обычно молочно-белый. Изредка наблюдается винно-желтая или бледно-розовая окраска, быстро исчезающая на солнечном свете. Водянопрозрачные кристаллы фенакита из пегматитов обнаруживают по определенным направлениям яркую алмазоподобную игру, обусловленную высоким (1,655—1,676) показателем преломления. Подобные разности используются в ювелирной промышленности.

Минерал твердый (7,5—8), но хрупкий. Яркий стеклянный блеск граней в изломе сменяется жирноватым, как у кварца. Сходство с кварцем усугубляется и раковистым изломом. Спайность неясная по $\{11\bar{2}0\}$, в удлинённых кристаллах отмечается также слабая поперечная отдельность. Характерна люминесценция: в катодных лучах голубоватая с бирюзовым оттенком; в ультрафиолетовом свете — слабая фиолетовая в длинных волнах и более интенсивная голубовато-фиолетовая в коротких.

Характерная черта фенакита — яркий типоморфизм, выражающийся в четкой зависимости морфологии его выделений от режима кристаллизации. В пегматитах и в альпийских жилах кристаллы фенакита имеют

чечевицепоподобный облик (сплюснутый по [0001] ромбоэдр) (рис. 9), в грейзенах и в близких им образованиях (например, изумрудоносных слюдитах) наряду с ромбоэдром четко проявлен призматический пояс (рис. 10), и, наконец, для гидротермальных и метасоматических месторождений характерны игольчатые агрегаты, сгруппированные в сферолиты и розетки. Совместное нахождение в ряде месторождений чечевицепоподобных и радиально-лучистых форм (причем первые нарастают на вторые), а также тесная и постоянная ассоциация лучистого фенакита с флюоритом позволяют связывать игольчатый габитус с быстрой кристаллизацией в присутствии минерализаторов (фтора), а чечевицепоподобный и короткопризматический — с длительной спокойной кристаллизацией. В рудах флюорит-фенакит-берtrandитовой формации фенакит иногда образует сливные кварцепоподобные массы. Следует подчеркнуть, что промышленные концентрации фенакита известны только в месторождениях этого типа и в отдельных месторождениях слюдисто-флюорит-бериллового типа, где фенакит и берилл присутствуют примерно в равных количествах. Среди продуктов изменения фенакита на гидротермальной стадии отмечаются берtrandит, эвклаз, берилл, миларит и бавенит. Обычно коррозия жильными минералами (кальцитом и флюоритом) с образованием кавернозных форм. В гипогенных условиях устойчив. Известны отдельные случаи замещения фенакита фосфатом бериллия — гердеритом — в зоне окисления флюорит-турмалин-касситерит-фенакитовых руд, богатых сульфидами.

Диагностика фенакита представляет известные трудности: по внешнему облику его можно принять за кварц, апатит, эвклаз, турмалин-ахроит и др. Вполне надежно диагностируется только по оптическим свойствам.

Эвклаз — $Al_2Be_2[SiO_4]_2(OH)_2$ — ортосиликат бериллия и алюминия с добавочной группой OH. Ввиду незначительной распространенности пока не представляет промышленного интереса. Содержание BeO составляет 16—17%.

Сингония минерала моноклинная. Кристаллы призматические, обычно слегка уплощенные. Характерно обилие граней головки и призматического пояса (рис. 11). Отмечается двойникование по (010) и (041) и четкая штриховка на гранях призмы {120}. Спайность совершенная по (010) и ясная по (100) и (001).

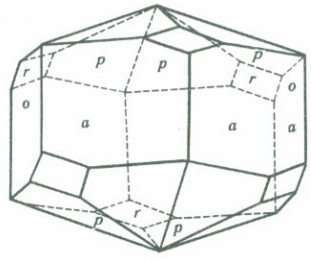


Рис. 9. Чечевицепоподобный кристалл фенакита

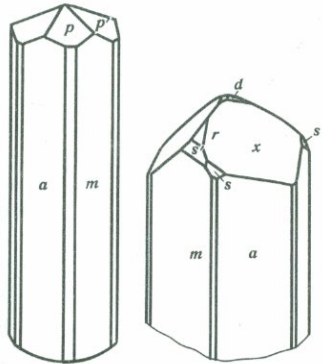


Рис. 10. Призматические кристаллы фенакита

Окраска часто неравномерная: в бесцветном кристалле распределены небесно-голубые пятна и зоны. Кроме бесцветного и бледно-голубого, встречаются яркие индиго-синие, светло-желтые, зеленовато-голубые эвклазы. Блеск минерала очень яркий стеклянный, на плоскости пинакоида часто перламутровый, позволяющий диагностировать мелкие бесцветные таблитчатые кристаллы в тонкозернистых метасоматитах. Плотность 3,0—3,1 г/см³. Твердость 7,3—7,6. Спайность совершенная по (010), несовершенная по (110) и (001). Очень красивы бледно-голубые и индиго-синие классические музейные кристаллы эвклаза из миароловых пустот пегматитов Минос-Жерайс (Бразилия), где они отмечаются в ассоциации с полевым шпатом, кварцем, флюоритом и апатитом. Встречается эвклаз и в жилах альпийского типа. В последние годы установлено широкое развитие мелкокристаллического эвклаза в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, где иногда отмечаются концентрации, близкие к промышленным. Здесь эвклаз представлен вкрапленностью пластинок (размер 0,3—0,5 см) в тонкозернистой слюдисто-флюоритовой массе; реже пластинчатые кристаллы эвклаза собраны в мелкие розетки диаметром до 1 см.

Гадолинит — $(Y, La, Ca)_2Fe^{2+}Be_2[SiO_4]_2O_2$ — единственный силикат бериллия и редких земель (до 10% окиси бериллия и до 50% редких земель, среди которых преобладает иттрий). Соотношение редких земель с кальцием и их спектр изменяются; известны разновидности: цергадолинит (с преобладанием легких лантаноидов) и кальциогадолинит (богатый кальцием и, соответственно, содержащий около 10% редких земель). Очень характерно присутствие тория (обычно 0,3—1,5%, иногда до 10% двуокиси тория).

Гадолинит — моноклинный минерал. Его кристаллы имеют эллипсоидальный или призматический габитус (рис. 12); характерные формы (110), (120), (011). Кристаллы часто вытянуты по [100], реже уплощены по [100]. Типичны полисинтетически сдвойникованные блок-кристаллы. Нередко наблюдается в виде зерен неправильной формы.

Цвет, как правило, черный, иногда с зеленоватым оттенком, реже зеленый; у измененных разновидностей появляется буроватый оттенок. Зеленые разновидности прозрачны, просвечивают в тонких сколах, обнаруживая бутылочно-зеленый оттенок; это очень характерный диагностический признак гадолинита, часто позволяющий отличить его от сходных с ним минералов — ортита, чевкинита и других редкоземельных силикатов. Минерал

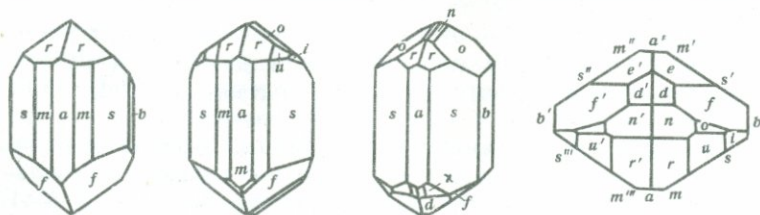


Рис. 11. Кристаллы эвклаза

встречается как в кристаллическом, так и, чаще, в метамиктном состоянии. Физические свойства варьируют в зависимости от степени метамиктности: блеск у метамиктных разностей яркий смолистый, у кристаллических стеклянный, слегка жирноватый; твердость кристаллического гадолинита 6,5—7; метамиктного — несколько ниже, кристаллические разности имеют занозистый излом, метамиктные — полураковистый до раковистого. Плотность 3,5—4,5 г/см³ (значительно меньше, чем у сходных по внешнему облику тантало-ниобатов), понижается с увеличением степени метамиктности. Минерал хрупок. Спайность по (100) несовершенная, по (001) слабая, заметна только после прокаливания. Выделения гадолинита обычно покрыты рубашкой коричнево-бурых продуктов изменения.

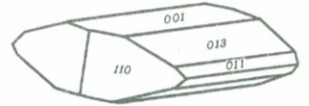
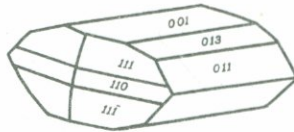


Рис. 12. Кристаллы гадолинита

Гадолинит — малораспространенный минерал и редко встречается в больших количествах. Он наиболее характерен для пегматитов нормальных и субщелочных гранитов, где обычно образует выделения размером от долей миллиметра до 1—2 и даже 5—8 см, а в отдельных случаях (Фрихстад, Норвегия) — крупные гнездовые скопления весом до 500 кг. В качестве акцессорного минерала гадолинит присутствует в метасоматически измененных гранитах и в виде мелкой вкрапленности во внешнем ореоле зон полевошпатовых метасоматитов. В пегматитах в зависимости от их типа гадолинит встречается в ассоциации с флюоритом, шеелитом, каситеритом, бериллом, топазом, шерлом, гранатом, магнетитом, ильменитом, цирконом, торитом, различными силикатами, фосфатами и тантало-ниобатами редких земель, иногда с рибекитом, эгирином или биотитом.

В гранитах акцессорный гадолинит ассоциирует с фергусонитом, цирконом, циртолитом, флюоритом, ураноторитом, пироксеном, в экзоконтактах зон полевошпатовых метасоматитов — обычно со сфеном, апатитом, хлоритом.

Изменения гадолинита связаны с окислением железа, выносом бериллия, иттрия и редких земель. Среди продуктов изменения (обычно коллоидных, землистых или охристых, красновато-желтого или коричневого цветов) преобладают гидроокислы железа, гидрокарбонаты и фторкарбонаты редких земель (Y-бастнезит, тенгерит); встречены также бехоит и торит.

Гадолинит не имеет существенного практического значения как бериллиевый минерал, но иногда в пегматитах может представлять интерес как источник иттрия и редких земель.

Барилит — $BaBe_2[Si_2O_7]$ — редкий диортосиликат бериллия и бария. На единственном месторождении Сил-Лейк (Канада) образует промышленные скопления. Содержит от 15 до 16,5% BeO и более 45% BaO. Кристаллизуется в ромбической сингонии в виде псевдогексагональных табличек, коротко- и длиннопризматических или игольчатых кристаллов, вытянутых по [001]. Обычно полупрозрачный, бесцветный, реже бледно-

розовый или голубоватый. Характерна хорошая спайность по (100) и (001) параллельно уплощению и ясная по призмам {011} и {210}. Плотность 4,02 г/см³. Минерал хрупкий.

Берилит образуется на поздней гидротермальной стадии формирования щелочных нефелин-сиенитовых пегматитов (Логен, Норвегия) в виде игл или мелких (по 5 мм) табличек в парагенезисе с эгирином, катаплеитом, гельвином, цирконом, цеолитами (анальцидом, натролитом) и пиррофанитом, в экзоконтактных зонах фенизации — вокруг массивов щелочных сиенитов (Сил-Лейк, Канада) и, наконец, в марганцевистых скарнах — на стадии их гидротермального изменения в ассоциации с баритом, гедифаном, гематитом, цеолитами, виллемитом. В последних он выделяется, замещая гельвин, в виде самостоятельных пластинчатых кристаллов и их агрегатов (Франклин, шт. Нью-Джерси, США; Лонгбан, Швеция).

Бериллит — $\text{Be}_5[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — редкий силикат бериллия. Содержание BeO составляет 40%. Образует белые и серые налеты, коллоидные корочки волокнистого строения, порошковатые массы или мелкие (1—3 мм) сферолиты. Блеск шелковистый или тусклый. Минерал мягкий. Плотность 2,19 г/см³. Развивается в пустотах выщелачивания щелочных пегматитов на стадии замещения или в цеолитовых жилах, образованных на поздней стадии их развития (Илимаусак, Гренландия), по бериллиевым минералам: эпидидимиту, сферобертрандиту, гельберtrandиту и соренсениту. Помимо этих минералов, в ассоциации с бериллитом встречены анальцит, альбит и натролит.

Бериллиевый маргарит — $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Li})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Be})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ — алюмосиликат кальция и натрия, принадлежащий к группе хрупких слюд. Минерал переменного состава, содержание окиси бериллия обычно не превышает 2—3%.

Для внешнего облика бериллиевого маргарита характерны слюдоподобные грубопластинчатые выделения с перламутровым блеском на плоскостях спайности или мелкочешуйчатые агрегаты. Цвет обычно белый с сероватым, голубоватым или буроватым оттенками или жемчужно-белый. Пластинки часто полупрозрачны.

Спайность совершенная, отмечается полисинтетическое двойникование. Твердость 4—4,5. Плотность 3,057—3,077 г/см³.

Бериллиевый маргарит встречается редко, но там где он обнаружен, весьма распространен; в нем рассеивается до 15% (а в отдельных рудах до 45%) общей массы окиси бериллия. В том случае, когда рудные тела залегают среди ультраосновных вмещающих пород, образование бериллиевого маргарита связано с проявлением грейзенового процесса.

Битиит — $\text{CaAl}_2\text{Li}[(\text{Al}, \text{Be})\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH})_{10}](\text{OH})_2$ — еще более редкая разновидность хрупких слюд, близкая к бериллиевому маргариту. Отличается более высоким содержанием лития и воды. Битиит образуется в литиевых пегматитах на поздних стадиях пегматитового процесса.

Бертрандит — $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$ — диортосиликат бериллия. Наряду с фенакитом является главным рудным минералом ряда гидротермальных месторождений. Содержание окиси бериллия высокое (35—41%).

Сингония минерала ромбическая. Габитус кристаллов пластинчатый или таблитчатый (рис. 13). Широко развито двойникование, часто полисинтетическое; встречаются также тройники, крестообразные или сердцевидные блок-кристаллы. Из физических свойств, важных для диагностики, следует отметить совершенную по (001) и хорошую по (110), (010) и (100) спайность. Блеск перламутровый. Твердость 6,7—6,8 (однако меньше твердости берилла, хризоберилла и фенакита). Кристаллы полупрозрачны, бесцветны, иногда имеют слегка желтоватый оттенок.

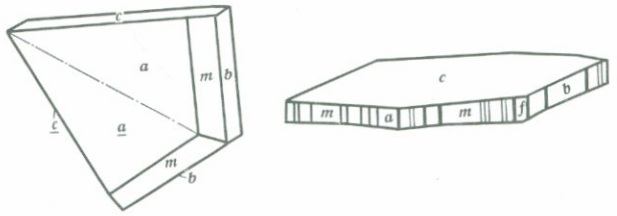


Рис. 13. Кристаллы бертрандита

В грейзеновых и кварцевожильных месторождениях бертрандит развивается на поздней стадии процесса, замещая берилл, и часто кристаллизуется в пустотах растворения в виде щеток и друз мелких пластинчатых кристаллов (1—3 мм) или более сложных, например шаровидных сростков.

В гидротермальных месторождениях флюорит-бертрандит-фенакитового типа бертрандит образует промышленные концентрации. Выделяется в ассоциации с кальцитом в виде лучистых, веерообразных или сноповидных агрегатов, выполняющих интерстиции между зернами флюорита.

Вторичные изменения бертрандита состоят главным образом в коррозии его более поздними генерациями флюорита, слюды и др. или, реже, в замещении его бавенитом. Диагностировать часто трудно: его легко принять за бесцветные слюды, от которых он отличается высокой твердостью.

Вторичные изменения бертрандита состоят главным образом в коррозии его более поздними генерациями флюорита, слюды и др. или, реже, в замещении его бавенитом. Диагностировать часто трудно: его легко принять за бесцветные слюды, от которых он отличается высокой твердостью.

Берилл — $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ — кольцевой силикат. До последнего времени служил главным промышленным минералом бериллия. Самый распространенный и наиболее универсальный минерал бериллия, образующийся в разнообразной генетической обстановке. Широкий диапазон условий образования в сочетании с большой изоморфной емкостью кристаллической структуры обусловили яркий типоморфизм берилла.

Среди минералов бериллия имеет наибольшее количество разновидностей. Берилл содержит до 14% бериллия. Наиболее существенной примесью в нем являются щелочи (Na, Li, Cs, K, Rb), суммарное содержание которых может достигать 7%. В кристаллической структуре берилла параллельно базису располагаются одно над другим кольца $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, образующие полые вертикальные каналы; между собой кольца связаны колонками Be-тетраэдров и Al-октаэдров. Примеси, входящие в состав бериллов, замещают бериллий (или алюминий), крупные катионы щелочей и вода размещаются в каналах. Различают три типа бериллов: t-бериллы, в которых ионы Li^+ и частично Mg^{2+} занимают

тетраэдрические позиции; о-бериллы, содержащие катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} в октаэдрических позициях — на месте Al^{3+} ; п-бериллы теоретического состава. Бериллу свойственны хорошо образованные кристаллы призматического облика; помимо гексагональных призм и базального пинакоида в числе их простых форм наблюдаются дипирамиды (рис. 14, а, б). Габитус кристаллов варьирует от толстопризматического до игольчатого, а при сокращении призмы — до таблитчатого. Характерно, что крупные кристаллы представляют собой обычно агрегатные сростки с параллельной по шестерной оси ориентировкой составляющих их индивидов и общей внешней огранкой, поэтому они выглядят как монокристаллы. На гранях подобных кристаллов присутствует вертикальная штриховка (часто веретенновидная) или иные формы растворения и роста. Размер монокристаллов от долей миллиметра до 2—3 см. Псевдомонокристаллы могут достигать 4—5 м.

Окраска бериллов зависит главным образом от состава примесей. Наиболее распространен зеленый цвет различных тонов. Бериллы издавна использовались в ювелирном деле, поэтому среди прозрачных ювелирных кристаллов многие разновидности выделены по цвету: гелиодор — винно-желтый до бледно-золотистого, аквамарин — от цвета морской воды до васильково-синего, изумруд — ярко-зеленый, гешенит — коричневатозеленый, воробьевит и морганит — розовые. Скандийсодержащий берилл — бацит — имеет характерную блекло-голубую окраску. Распространены также молочно-белые и, в меньшей мере, бесцветные, водно-прозрачные бериллы.

Блеск берилла стеклянный на гранях до жирного «со слезой» на изломе. Твердость 7,5. Хрупок. Плотность 2,6—2,9 г/см³. Излом неровный до раковистого. Спайность несовершенная до ясной по (0001), редко по (1010).

Формы выделения бериллов интересно рассматривать в связи с условиями их образования: бериллы из пегматитов имеют четко выраженные типоморфные особенности, отличающие их от бериллов иного происхождения. При этом бериллиносные пегматиты включают разнообразные бериллы нескольких генераций, отвечающих соответствующим этапам пегматитового процесса.

Берилл I наиболее ранний, представлен крупными (до гигантских) кристаллами длиннопризматического габитуса, залегающими среди блокового кварца, микроклина или среднезернистого пегматита. Это бесщелочной берилл светло- или желтовато-зеленого цвета. Морфология

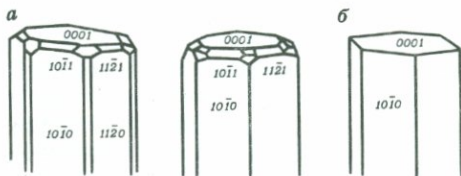


Рис. 14. Кристаллы берилла

кристаллов (призмы с хорошо образованными сложными головками) и их взаимоотношение с кварцем и микроклином свидетельствуют об их свободной кристаллизации в центральных полостях пегматитовых тел. Этот берилл наиболее характерен для берилл-мусковитовых пегматитов.

Берилл II представлен щелочной натриевой разновидностью (1,2% сумма щелочей). Он появляется в участках альбитизированного микроклина или среднезернистого пегматита в виде характерных конусовидных или «фаршированных» (их внутренняя часть выполнена альбитом, кварцем и мусковитом) кристаллов. Особенность морфологии этих выделений свидетельствует об их метасоматическом образовании. Натриевый берилл обычно непрозрачен, имеет светло-зеленый, зеленовато-голубой или молочно-белый цвета. Эта разновидность берилла встречается в бериллиеносных пегматитах всех типов.

Берилл III представлен щелочным натро-литиевым бериллом, связанным преимущественно с альбит-сподуменовыми пегматитами. Его выделения часто ксеноморфны, типичен нечетко выраженный короткопризматический до табличчатого габитус кристаллов. Обычный цвет белый, с розоватыми или голубоватыми оттенками. Характерна ассоциация натро-литиевого берилла с клевеландитом, мусковитом, сподуменом и другими литиевыми минералами.

Берилл IV представлен литиево-цезиевыми разновидностями — воробьевитом, ростеритом, образующимися при интенсивном развитии альбит-лепидолитового замещающего комплекса в ассоциации с лепидолитом, клевеландитом, полихромным турмалином, поллуцитом. Воробьевит образует короткопризматические и неправильные выделения розового цвета. Весьма характерен внешний облик ростерита — прозрачные пластинчатые кристаллы, укороченные по оси с.

Берилл V является наиболее поздней генерацией. Характерные выделения этой генерации приурочены к занорышам среди блокового пегматита и представлены полупрозрачными и воднопрозрачными кристаллами обычного бесщелочного берилла светло-зеленого цвета или гелиодором. Эта генерация проявлена только в пегматитах берилл-мусковитового типа. По богатству разновидностей и красоте прозрачных кристаллов и друз берилла особое место занимают миароловые, или камерные, пегматиты с драгоценными камнями, залегающие в эндоконтактных частях гранитных массивов. Изобилие этих пегматитов крупными ювелирными кристаллами обусловлено их кристаллизацией в замкнутых полостях, а также высокой концентрацией такого активного минерализатора, как фтор. Наряду с прозрачными кристаллами бесщелочного берилла (аквамарина, оливково-зеленого берилла) в занорышах известны воробьевит, ростерит, а также топаз, рубеллит, горный хрусталь. Кристаллы берилла из миароловых пустот отличаются наиболее богатой скульптурой граней (формы роста и растворения) и сложной морфологией кристаллов.

Другим, кроме пегматитов, характерным для берилла генетическим типом являются грейзеновые месторождения. Для них помимо бесщелочных разновидностей, отвечающих теоретической формуле, типичны разновидности с изоморфным замещением алюминия магнием и железом (о-бериллы). Состав бериллов закономерно изменяется по стадиям грейзенового процесса и в зависимости от состава вмещающих пород. Для самых высокотемпературных фаций грейзенов, формирующихся в условиях, переход-

ных от ранних щелочных постмагматических процессов к грейзенизации, и включающих слюды флогопит-биотитового ряда, характерны о-бериллы с примесями магния, железа и натрия.

Издавна знамениты изумруды, окраска которых обусловлена примесью хрома. Они известны в грейзеновых месторождениях среди ультраосновных вмещающих пород, служащих источником хрома, а также в известняках.

Наименьшее количество примесей характерно для бериллов из кварцевых жил, кварц- и флюорит-мусковитовых грейзенов. Берилл в них имеет длиннопризматический облик, светлую, зеленоватую или голубоватую окраску. В некоторых вольфрамитовых месторождениях, обогащенных топазом и турмалином, встречаются прозрачные голубые аквамарины. Берилл кварцевых жил от бесщелочного раннепегматитового берилла отличается существенно меньшим размером кристаллов.

В кварц-мусковитовых и мусковитовых грейзенах формы выделения берилла обусловлены его метасоматическим ростом, наблюдаются мелкие ксеноморфные зерна, футлярообразные кристаллы, скопления параллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов, являющихся, видимо, скелетными кристаллами каркасного типа. Встречаются также мелкие скопления тонкопризматических прозрачных кристаллов, возникновение которых обусловлено перекристаллизацией в участках повышенной проницаемости. В относительно низкотемпературных и малоглубинных грейзеновых месторождениях, формирующихся среди карбонатных толщ и пород основного состава, в условиях переходных от грейзенизации к позднещелочным гидротермальным процессам, снова появляются бериллы, обогащенные примесями натрия, магния, железа. Эти бериллы часто имеют красивую темно-голубую окраску, но развиты в виде довольно мелких непрозрачных кристаллов. Иногда они отличаются микроблоковым строением и микронеоднородностью.

Берилл — довольно устойчивый минерал, интенсивные вторичные изменения для него малохарактерны. Берилл изменяется в ходе гидротермальных процессов или в коре выветривания. В первом случае берилл по тонкой сети трещин замещается бертрандитом, адуляром, иногда бавенинитом, вплоть до образования почти полных псевдоморфоз, весьма рыхлых, по своей структуре, из-за частичного выщелачивания вещества.

В коре выветривания берилл подвергается коррозии при наличии в первичных рудах сульфидов и флюорита, которые при гипергенном изменении дают высокоактивные реагенты. При этом бериллий частично переотлагается в виде вторичных минералов: морасита, глюцина и др., а сам берилл замещается каолинитом.

Миларит — $\text{KCa}_2(\text{AlBe})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ — водный каркасно-кольцевой силикат бериллия, алюминия и кальция. Относится к числу минералов, перешедших в последние годы из числа весьма редких в категорию распространенных.

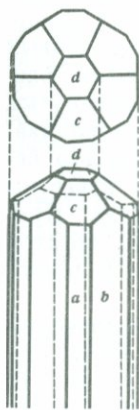


Рис. 15.
Кристалл
миларита

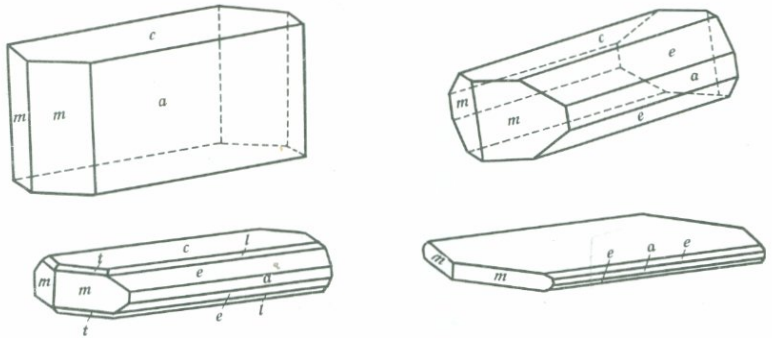


Рис. 16. Кристаллы эпидидимита

По сравнению с близким по структуре бериллом миларит содержит в 2—3 раза меньше окиси бериллия (3,5—5,9%). Как и в берилле, существенную примесь в нем составляют щелочи (около 5%), главным образом калий. Миларит кристаллизуется в дигексагонально-дипирамидальном виде гексагональной сингонии и образует призматические или игольчатые кристаллы с пинакоидальными или, реже, дипирамидальными концевыми гранями (рис. 15). На гранях гексагональной призмы часто развита продольная штриховка. Величина кристаллов 1—2 мм, редко до 4 см. Окрашен миларит в светлый желтовато-зеленый, желтый или блекло-розовый (у измененных разновидностей) цвет. Часто бесцветен. Непрозрачен или полупрозрачен. Блеск стеклянный, у выветрелых разновидностей матовый. Спайность отсутствует. Излом неровный. Твердость 6,2—6,4; отмечается анизотропия: на гранях призмы твердость выше, чем на пинакоидальных гранях. Плотность 2,47—2,59 г/см³. $n_o = 1,532—1,556$; $n_e = 1,529—1,538$. Низкий показатель преломления позволяет отличать миларит от сходных по облику апатита и берилла.

Миларит образуется в месторождениях различных генетических типов, но всегда на стадии позднего гидротермального изменения, как результат частичного растворения и переотложения бериллиевых минералов или непосредственно псевдоморфно замещает их. Так, в альпийских и поздних гидротермальных жилах, а также в пустотах растворения бериллиеносных пегматитов в ассоциации с кварцем, адуляром, шамозитом, бавенитом и хлоритом наблюдаются тонкие гексагональные призмы миларита, сильно напоминающие берилл, но более мягкие по твердости. В пустотах растворения в изобилии наблюдаются лучистые сноповидные и древовидные сростки миларита. В бериллийсодержащих он встречается в ассоциации с бавенитом, аксинитом, кальцитом и др.; в качестве продукта гидротермального замещения в месторождениях флюорит-фенакит-бертрандитовой формации он развивается по фенакиту и мелинофану, реже по бертрандиту, в рудопроявлениях флюорит-лейкофанового типа — по лейкофану. Сам миларит в гидротермальную стадию

иногда замещается бавенитом или серицитом и кальцитом. В гипергенных условиях устойчив.

Лейкофан — $\text{CaNaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$ — цепочечный силикат бериллия, натрия и кальция. По содержанию окиси бериллия (11,52%) близок к щелочным бериллам.

Мелинофан — $\text{Ca}(\text{Na}, \text{Ca})\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}$ — диморфный аналог лейкофана; отличается повышенным содержанием алюминия (до 4,61%).

Лейкофан и мелинофан были известны как акцессории нефелин-сиенитовых пегматитов. В последние годы выявлены рудопроявления бериллия нового флюорит-лейкофанового типа, в которых лейкофан и, в меньшей мере, мелинофан являются главными бериллиевыми минералами. Структура обоих минералов не вполне выяснена, вследствие чего и их сингония — ромбическая для лейкофана и тетрагональная для мелинофана — установлена предположительно. Кристаллы лейкофана — пластинчатые (рис. 16), часто встречаются в виде сростков; типоморфным для мелинофана является наличие граней тетрагональной дипирамиды. Цвет минералов в крупных выделениях желтый: более светлый, слегка зеленоватый у лейкофана и медово-желтый у мелинофана. На выветрелых поверхностях последнего часто наблюдается красноватый налет. В мелких выделениях оба минерала молочно-белые или бесцветные, полупрозрачные. Лейкофан люминесцирует в ультрафиолетовых лучах розово-красным цветом. Блеск минерала стеклянный. Спайность у лейкофана совершенная по (001) и средняя по (100) и (010), у мелинофана — средняя по (100). Твердость 5 (мелинофан) и 4 (лейкофан). Плотность 2,98 (лейкофан) и 3 (мелинофан). Форма и размер выделений существенно изменяется в месторождениях различного генезиса: в нефелин-сиенитовых пегматитах в ассоциации с полилитнионитом, апатитом, куплетским мелинофан образует дипирамидальные и таблитчатые выделения и розеткоподобные и веерообразные сростки диаметром 3—4 см, лейкофан — короткопризматические и толстотаблитчатые выделения, псевдотетрагональные блок-кристаллы, двойниковые, часто полисинтетические сростки. В пегматитах описываются сферолиты лейкофана.

В гидротермальных месторождениях бесцветные, бледно-зеленоватые, розетковидные, тонкопластинчатые или ксеноморфные выделения лейкофана и мелинофана весьма схожи и трудны для диагностики.

Эвидимит, эпидидимит — $\text{Na}[\text{BeSi}_3\text{O}_7](\text{OH})$ — полиморфные модификации бериллийсиликата натрия. Весьма редкие минералы, характерные для заключительных этапов пегматитов нефелиновых сиенитов. Содержание окиси бериллия 10,12—12,90%. Сингония эвидимита моноклинная, эпидидимита — ромбическая. Кристаллы пластинчатого габитуса с хорошо развитой гранью с-пинакоида. Окраска минерала варьирует от бесцветной (в пластинках) до бледно-розовой или голубоватой. Бесцветные разности полупрозрачны. Твердость 6—7. Плотность 2,5 г/см³. Спайность совершенная по (001).

Отмечаются три формы выделения этих минералов.

1. Агрегаты тонких пластинчатых прозрачных кристаллов, бесцветные или окрашенные в светлые сероватые, розоватые, сиреневые

и голубоватые тона, с совершенной спайностью по (001) и менее совершенной по (100). На гранях и поверхностях спайности блеск перламутровый, в изломе стеклянный. Плотность 2,55 г/см³. Для обеих модификаций характерны двойники: для эвдидимита — типа «ласточкина хвоста», для эпидидимита — псевдогексагональные пластинчатые тройники.

2. Сферолиты (1 см в диаметре), сложенные радиально-лучистым или тонковолокнистым агрегатом (более характерные для эвдидимита).

3. Скрытокристаллические белые плотные фарфоровидные агрегаты, образующие обособления неправильной формы и прожилки. Последние более характерны для эвдидимита.

В процессе изменения минералы группы эпидидимита замещаются бериллитом, сферо- и гельберtrandитом.

Минералы группы гельвина — даналита: гельвин — $Mn_4[BeSiO_4]_3S$, гентгельвин — $Zn_4[BeSiO_4]_3S$, даналит — $Fe_4[BeSiO_4]_3S$, бериллийсиликаты с общей формулой $Me_4[BeSiO_4]_3S$. Мало распространены в природе, тем не менее в бериллиевых рудах недавно освоенной формации полевошпатовых метасоматитов основной формой концентрации бериллия является цинковый член ряда гентгельвин.

Окись бериллия составляет в этих минералах 10—14%. Кристаллизуются минералы группы гельвина в кубической сингонии, причем наиболее распространены простые формы — тетраэдр (рис. 17) с гранями и, реже, октаэдр, образующие в сечении треугольник. Характерно зональное строение кристаллов, часто оно отчетливо маркируется вторичными продуктами.

Блеск минералов группы гельвина стеклянный, иногда жирный. Окраска желтовато- или красновато-коричневая различных тонов, реже серая, желтая, зеленоватая и характерная серножелтая (гельвин). Иногда окраска распределяется зонально.

В минералах этой группы наблюдается значительное колебание плотности: для гельвина 3,2—3,45 г/см³, для даналита 3,27—3,52 г/см³, для гентгельвинов 3,42—3,70 г/см³. Твердость 5,5—6,5.

Минералы группы гельвина известны в пегматитах, скарнах, пневматолито-гидротермальных и грейзеновых образованиях, а также в гидротермальных жилах в ассоциации с кварцем, вольфрамитом,

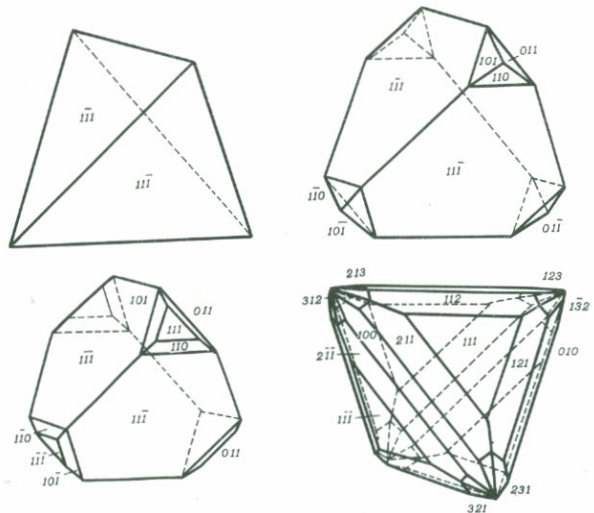


Рис. 17. Кристаллы даналита (первый) и гельвина

полевым шпатом. Но значительные концентрации этих минералов наблюдаются только в месторождениях полевошпатовых метасоматитов, где они представлены в основном гентгельвином, ассоциирующим с альбитом, микроклином, сидерифиллитом, кварцем, цирконом, колумбитом и виллемитом.

По форме выделения между собой сходны гельвин, гентгельвин и даналит, но для гельвина более характерны правильные тетраэдрические кристаллы, для даналита — тетраэдрические и октаэдрические, для гентгельвина — тетраэдрические. Размер выделений зависит от условий образования. Если в пегматитах или кварцевых жилах встречаются крупные кристаллы даналита и гельвина размером до 5 см, то в полевошпатовых метасоматитах гентгельвин образует преимущественно скопления мелких кристаллов размером в доли миллиметра.

Процессы изменения гентгельвина в позднегидротермальную стадию выражаются в замещении его берtrandитом и алюмофторидами, даналит чаще замещается фенакитом.

В поверхностных (гипергенных) условиях гентгельвин и даналит изменяются, образуя гидроокислы железа и марганца и не определяемый еще глинистый минерал.

Бавенит — $\text{Ca}_4[\text{BeOH}]_{2+x}\text{Al}_{2-x}\text{Si}_9\text{O}_{26-x}$ — алюмосиликат бериллия с низким содержанием окиси бериллия (6,3—7,66%). По кристаллической структуре он относится к каркасным силикатам. Характерная особенность состава бавенита — переменное содержание бериллия (BeO 4—9%) и алюминия (Al_2O_3 5—10%). Кристаллизуется в ромбической сингонии в виде тонкопластинчатых кристаллов (рис. 18). Цвет выделений бавенита белый, иногда со светлыми зеленоватыми, сероватыми и розоватыми оттенками. Блеск стеклянный, шелковистый, перламутровый. Твердость 5,5. Для бавенита характерны: прекрасная спайность в двух направлениях и низкая плотность (около 2,7 г/см³).

В месторождениях всех генетических типов бавенит встречается в виде пластинчатых, тонколучистых, таблитчатых, реже призматических выделений. Характерны сноповидные и веерообразные сростки и скопления тонкопластинчатых сферолитов. Размер выделений от долей миллиметра до 10—12 см.

Бавенит типичен для гидротермальных месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации, локализующихся среди вмещающих пород основного или карбонатного составов. Он развивается путем замещения ранее выделившихся бериллиевых минералов (берилла, фенакита, берtrandита, миларита) и в виде самостоятельных выделений, образующих иногда гнезда до 10—12 см в поперечнике. Более мелкие гнезда бавенита отмечаются в месторождениях бериллийсодержащих скарнов, на флогопит-маргарит-берилловых и биотит-флюорит-берилловых месторождениях, т. е. среди вмещающих пород, обогащенных кальцием.

Мелкие скопления бавенита, развивающиеся по бериллу, нередки в бериллсодержащих гранитах, пегматитах и кварцевожилых грейзеновых месторождениях.

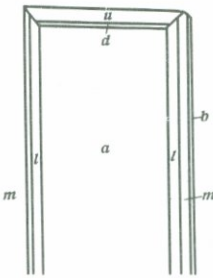


Рис. 18. Кристалл бавенита

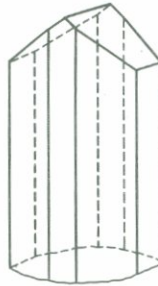


Рис. 19. Кристалл гамбергита

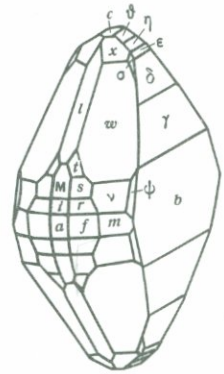


Рис. 20. Кристалл бериллонита

Слюдоподобный облик и тесное срастание с кальцитом, хлоритом и другими жильными минералами сильно затрудняет его диагностику. Устойчив, хотя известны редкие случаи замещения бавенита берtrandитом.

Чкаловит — $\text{Na}_2[\text{BeSi}_2\text{O}_6]$ — каркасный бериллийсиликат. Содержит BeO 12,67% и является главным носителем бериллия в щелочных пегматитах и поздних гидротермальных образованиях нефелиновых сиенитов. Образуется полупрозрачные псевдотетрагональные кристаллы ромбической сингонии или, чаще, неправильные, уплощенные и изометричные выделения белого цвета размером до $25 \times 15 \times 3$ см. Чкаловит имеет несовершенную спайность по (100), неровный излом и жирноватый до стеклянного блеск. Плотность 2,66—2,7 г/см³. Наибольшие количества чкаловита встречаются в тонких (до 10 см) пегматитовых жилах, секущих содалитовые сиениты. Жилы состоят из чкаловита и содалита. Для минерала характерна также ассоциация с уссингитом, нептунитом и альбитом. На стадии гидротермального изменения замещается ярко-розовым тугтупитом. В гипергенном процессе на поверхности чкаловита развивается белый тонкочешуйчатый минерал.

Тугтупит — $\text{Na}_8\text{Al}_2\text{Be}_2[\text{Si}_8\text{O}_{24}](\text{Cl}, \text{S})_2$ — бериллийалюмосиликат натрия, гомеоструктурен с содалитом, отличается от последнего тем, что два атома алюминия замещены бериллием в той же тетраэдрической координации. Содержание окиси бериллия — 5,3—5,4%. Минерал кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Выделяется в массе рыхлых цеолитов в виде неяснозернистого спутанно-волокнутого агрегата интенсивного, но неравномерного цикламеново-розового цвета, реже цвет минерала сиреневый, светло-синий или зеленоватый. Размер скоплений 10—12 см. В единичных зернах иногда различается квадратное сечение. Спайность неясная по тетрагональной пирамиде. Слегка пористый, излом неровный. Твердость 4—6,5. Плотность 2,36 г/см³. Полупрозрачен. Блеск стеклянный, жирноватый. Часто трещиноватый, но хорошо полируется. Легко

диагностируется благодаря яркой окраске. Характерен заметный дихроизм: от более темного пурпурно-красного до более светлого оранжево-красного.

Образуется на стадии низкотемпературного изменения пегматитов нефелиновых сиенитов; замещает чкаловит, реже встречаются самостоятельные выделения. Совместно с тугтупитом присутствуют уссингит, анальцит, натролит, нефелин, альбит, эгирин; из редких — чкаловит, пирохлор, соренсенит. В Гренландии скопления тугтупита красивого цикломено-розового цвета используются в качестве поделочного камня.

Соренсенит — $\text{Na}_4\text{SnBe}_2[\text{Si}_6\text{O}_{16}](\text{OH})_4$ — редкий бериллийсиликат натрия и олова. Открыт недавно. Содержание BeO 7,4—8%, Sn 18,4—20%, заметную примесь (0,75—1,36%) может составлять Nb_2O_5 . Минерал образует удлиненные по оси b пластинки ($10 \times 1 \times 1$ см) или игольчатые выделения и их агрегаты. Пластинки часто изогнуты и имеют грубую штриховку. Преобладающие формы — призма (201) или призма (101) и пинакоид (100). Спайность в двух направлениях, под углом около 63° . Минерал прозрачный или полупрозрачный, бесцветный, белый или розовый. Блеск шелковистый на гранях и по спайности, жирный в изломе. Твердость 5—5,5. Плотность 2,9 г/см³. Соренсенит образуется в гидротермальных прожилках, секущих пегматоидные дериваты нефелиновых сиенитов, в ассоциации с микроклином, анальцитом, нептунитом, эгирином, содалитом, апатитом. Замещается бериллитом.

Гамбергит — $\text{Be}_2[\text{VO}_3](\text{OH})$ — редкий водный борат бериллия. Содержание окиси бериллия 52,40—54,80%, V_2O_5 35,3—38,7%. Сингония ромбическая, вид симметрии ромбодипирамидальный.

Кристаллы минерала призматической формы, уплощенные по (100), грани (100) вертикально иштрихованы вдоль оси c (рис. 19).

Спайность по (010), совершенная по (100). Бесцветен, полупрозрачен. Блеск стеклянный. Плотность 2,36 г/см³. Твердость 7,5. Обычно выделения гамбергита крупные, встречаются и сферолитовые сростки (до 5 мм в диаметре), состоящие из игольчатых кристалликов. Главные диагностические признаки — высокое содержание окиси бериллия, высокая твердость, низкая плотность.

Гамбергит встречается только в пегматитах щелочных сиенитов и в гранитных пегматитах. Наблюдается он преимущественно в пустотах. В гранитных пегматитах для него характерна ассоциация с зеленым турмалином, кварцем, бериллом и топазом, иногда данбурином. В сиенитовых пегматитах он ассоциирует с флюоритом, катаплеитом и эгирином или баркевекитом, полевым шпатом и биотитом.

Бериллонит — $\text{NaBe}[\text{PO}_4]$ — редкий фосфат бериллия и натрия. Содержание окиси бериллия — 18,24—19,84%. Бериллонит кристаллизуется в моноклинной сингонии, но внешняя симметрия кристаллов часто псевдоромбическая (рис. 20). Для этого минерала обычны хорошо образованные полупрозрачные ледяно-белые или слегка желтоватые кристаллы. Своеобразие их облика определяется сочетанием одного (010) или двух (010) и (100) хорошо развитых широких пинакоидов с зонами этих пинакоидов, составленными большим количеством мелких граней. Наблюда-

ются псевдогексагональные звездчатые полисинтетические двойники. Типичны неблестящие, слегка шероховатые матовые грани. В изломе блеск стеклянный до алмазного. Хрупкий, излом раковистый. Спайность совершенная по (010) и средняя по (100). Твердость 5,5—6. Плотность 2,77—2,84 г/см³.

Бериллонит образуется в бериллиеносных пегматитах на стадии альбитизации. Кристаллы бериллонита (до 8 × 5 см в поперечнике) нарастают на стенки пустот растворения берилла и вырастают в альбитовый агрегат. В ассоциации с бериллонитом отмечаются: жильбертит, микролин-пертит, топаз, апатит и фосфаты бериллия — гердерит, харлбутит, вьюриненит.

Отмечается развитие по бериллониту радиально-волокнистого гердерита, вплоть до образования кавернозных псевдоморфоз.

Гердерит — $\text{CaBe}_2\text{PO}_4\text{I}(\text{F}, \text{OH})$ — один из наиболее распространенных минералов группы фосфатов бериллия. По содержанию окиси бериллия (15,55—16,50%) он близок к эвклазу. Количество кальция и фосфора в минерале в 2—3 раза больше, чем бериллия. По кристаллической структуре он является бериллиевым аналогом датолита. В зависимости от соотношения фтора и воды различаются гердерит (F больше, чем OH) и гидроксилгердерит (F меньше, чем OH).

Гердерит образует призматические по (001) или (100) и толстотаблитчатые кристаллы моноклинной сингонии (рис. 21). Обычно минерал встречается в псевдоромбических или псевдогексагональных кристаллах, несколько похожих на апатит. Иногда наблюдаются гроздевидные скопления и сферолиты радиально-лучистого строения.

Спайность у минерала неотчетливая по (110), излом полураковистый, неровный. Твердость 5—5,5. Плотность колеблется от 2,85 (гидроксилгердерит) до 3,01 г/см³ (гердерит). Гердерит преимущественно бесцветный, реже светло-желтый или серовато-зеленый, редко светло-фиолетовый. Прозрачивает или полупрозрачен. Растворяется в кислотах.

Гердерит встречается преимущественно в пегматитах, реже в кварц-слюдяных грейзенах, развивается в гидротермальную стадию процесса путем замещения берилла и других более ранних бериллиевых минералов (харлбутит, бериллонит). Типичными ассоциациями для гердерита являются клевеландит, кварц, лепидолит, турмалин или альбит, апатит. Минерал был обнаружен также в кварц-слюдяных грейзенах в пустотках выщелачивания берилла в ассоциации с мусковитом и касситеритом.

Известны случаи замещения гердерита вьюриненитом.

Родицит — $\text{KNa}(\text{Li}, \text{Cs})_4\text{Al}_4[\text{Be}_3\text{B}_{10}\text{O}_{27}]$ — весьма редкий борат бериллия сложного состава. Содержание основных компонентов (в %): BeO 10—15, Li₂O 0,68—7,3, Na₂O 1,78—3,3, K₂O (Rb, Cs) 5,9—12, B₂O₃ 40,6—43,33, Al₂O₃ 24,41—41,40. Сингония кубическая. Встречается в виде мелких кристаллов додекаэдрического, тетраэдрического, и гексатетраэдрического облика (рис. 22) с неясной спайностью по (111) и раковистым изломом. Плотность 3,3. Твердость 8. Бесцветный, белый, реже желтоватый и сероватый. Блеск сильный стеклянный, приближается к алмазному. Показатель преломления 1,69—1,7. Часто наблюдается аномальное

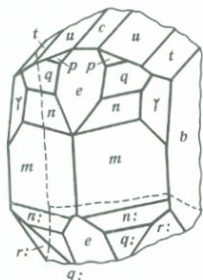


Рис. 21. Фрагмент кристалла герцерита

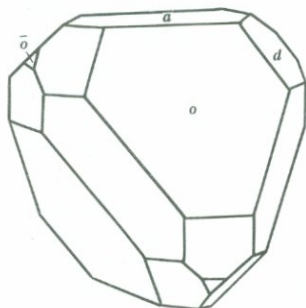


Рис. 22. Кристалл родицита

двупреломление. Родицит был встречен в литиевых пегматитах в ассоциации с рубеллитом, сподуменом, альбитом, микроклином, кварцем, розовым бериллом, апатитом и литиевой слюдой.

Основными диагностическими признаками родицита являются сравнительно высокая плотность, твердость, облик кристаллов и специфическая минеральная ассоциация.

Вьюриненит — $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Be}[\text{PO}_4](\text{OH}, \text{F})$ — весьма редкий марганцевый аналог герцерита. Содержит около 12% окиси бериллия. Встречается в виде полупрозрачных красновато-розовых кристаллов моноклинной сингонии. Спайность ясная по (001). Твердость 5—6. Плотность 3,18 г/см³. Блеск стеклянный. Пока встречен лишь в пегматитах Виитаниеми (Финляндия), где образуется на стадии позднего гидротермального изменения за счет герцерита и харлсбутита. В ассоциации с ним присутствуют жильбертит, марганотанталит, поздний топаз и др.

Мораесит — $\text{Be}_2[\text{PO}_4](\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — водный фосфат, характерный минерал зоны окисления некоторых бериллиевых месторождений. Содержит 25% окиси бериллия, т. е. почти вдвое больше, чем берилл, за счет растворения которого он образуется. Кристаллизуется в моноклинной сингонии в виде игольчатых кристаллов, сгруппированных в желвакоподобные конкреции. Цвет снежно-белый, у выветрелых разностей — грязно-белый. Отдельные индивиды водянопрозрачны, со стекляннным блеском. В агрегате прозрачность теряется, блеск становится матовым на поверхности конкреций и шелковистым в изломе. Твердость 2,8—3,2. Плотность 1,77 г/см³. Минерал легко растворяется в кислотах. Мораесит встречается в зоне окисления мусковит-флюорит-берилловых месторождений и бериллиеносных пегматитов. Корки мораесита почковидные с поверхности и радиально-лучистые на изломе, выстилают пустоты растворения, желваки, отдельные сферолиты, иногда пучки тонких игл мораесита нарастают на стенки этих каверн в ассоциации с другими гипергенными минералами — глюцином, крандаллитом, а в пегматитах часто с гипергенными фосфатами железа и марганца, замещающими трифилин.

Глюцин — $\text{CaBe}_4[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ — вторичный водный фосфат бериллия. Содержание BeO 26,75—29,97%; P_2O_5 36%, содержит примеси кремния, алюминия, калия и железа. Кристаллическая структура глюцина не изучена. Минерал образует стяжения размером от 1×2 до 5×10 см. Имеет пемзовидный облик, содержит большое количество мелких пустоток

и обычно одну-две более крупные полости в центральной части стяжений. В пустотках иногда наблюдаются реликты кристаллов берилла.

Глюцин встречается только на одном месторождении мусковит-флюорит-берилловых метасоматитов, где он образуется локально в зоне линейной коры выветривания, в участках интенсивного дробления берилловых руд, в составе которых значительное место занимают сульфиды, флюорит и апатит.

Глюцин встречается в виде трех морфологических разновидностей: сливной, призматической и игольчатой. Сливная разновидность образует основание каркаса, на который нарастают мелкие призмочки глюцина, в центральной части стяжений переходящие в тонкие игольчатые кристаллики, расположенные обычно беспорядочно, реже по окружности или радиусам.

В отдельных случаях, разрушаясь, глюцин переходит в мораесит. В некоторых небольших участках в центре пустоток глюцин становится более рыхлым, приобретает шелковистый блеск в результате развития по нему мелких чешуек гидрослюда.

ТИПЫ РУД БЕРИЛЛИЯ

Многообразные типы бериллиевых руд объединяются А. И. Гинзбургом и Н. П. Заболотной в семь рудных формаций: I — бериллиеносные пегматиты, II — бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты, III — бериллийсодержащие скарны, IV — слюдисто-флюорит-берилловая формация; V — молибденит-вольфрамит-берилловая (кварцевожильная) формация; VI — флюорит-берtrandит-фенакитовая формация, VII — берtrandитовая формация. Каждая из формаций подразделяется на несколько типов. Месторождения IV, V и частично VI формаций относятся к группе грейзеновых месторождений.

Бериллиеносные пегматиты. Исторически наиболее рано стали разрабатываться пегматитовые месторождения с бериллом. Пегматитовые тела легко обнаруживаются в обнажениях. Крупный размер выделений и неоднородность распределения скоплений берилла обуславливают эффективность их разработки старательскими методами. Пегматиты до сих пор служат одним из важных источников бериллия.

С развитием масштабов промышленного потребления бериллия в сферу практического освоения вовлекаются штокверково-метасоматические месторождения, отличающиеся тонкой вкрапленностью рудных минералов при крупных запасах и богатых содержаниях окиси бериллия. Подобные месторождения относятся к флюорит-берtrandит-фенакитовой, берtrandитовой, слюдисто-флюорит-берилловой формациям и к формации полевошпатовых метасоматитов.

Месторождения формации бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов. Связаны с зонами активизации древнего фундамента в обрамлении платформ. Приурочены они к тектоническим зонам регионального порядка, в пределах которых отмечается интенсивное развитие метасоматических процессов, приводящее к преобразованию кристаллических пород фундамента

в метасоматические породы субщелочного и щелочного ряда; с этими зонами связывается концентрация бериллия, ниобия, тантала, редких земель, циркония, фтора, менее олова. Преобладающий метасоматический процесс — микроклинизация, менее развиты альбитизация, окварцевание и грейзенизация. Основная масса главного рудного минерала — гентгельвина — связана с полевошпатовыми и слюдисто-полевошпатовыми метасоматитами. Гентгельвин в виде тонкой вкрапленности или скоплений зерен выделяется в ассоциации с микроклином и альбитом или сидерофиллитом. На некоторых подобных месторождениях метасоматические процессы развиваются по породам основного состава (диабазам). В этих случаях альбитизация, окварцевание и предшествующая им амфиболизация контролируются микротрещинами и зонами дробления, так что руды таких месторождений отличаются неоднородной прожилковой или пятнистой текстурой. Главный минерал таких руд — лейкофан.

Месторождения формации бериллийсодержащих скарнов. Месторождения представлены залежами гранат-магнетит-везувиановых и магнетит-флюорит-слюдяных метасоматических пород с хризобериллом и даналитом, возникающими на контакте гранитоидов с карбонатными породами. Характерная особенность внешнего облика скарновых руд — тонкополосчатая фестончатая текстура. По масштабам оруденения бериллийсодержащие скарны могут быть довольно крупными. Но вследствие того, что бериллий в них сосредоточен в виде весьма тонкой и трудноизвлекаемой вкрапленности хризоберилла (или гельвина), а значительная часть бериллия изоморфно входит в состав везувиана и вообще не поддается извлечению, месторождения этой формации пока не имеют практического значения.

Месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации обычно залегают среди пород основного и ультраосновного составов или среди известняков.

Наиболее глубинными из них являются месторождения флогопит-маргарит-бериллового типа, по ряду особенностей приближающиеся к пегматитам. Руды в них представлены берилл-кварц-плаггиоклазовыми жилами и сопровождающими их флюорит-флогопитовыми породами (изумрудноносными слюдитами). Плаггиоклазовые жилы отличаются крупнокристаллическими структурами минеральных агрегатов (в том числе светло-зеленого берилла). Слюдиты образуются путем метасоматического замещения ультраосновных пород, серпентинитов, тальковых сланцев. Они включают ярко окрашенные кристаллы изумруда. Типоморфными для данного типа месторождений являются также крупные кристаллы хризоберилла и фенакита и такие раритеты, как бромеллит и бериллиевый маргарит.

К этой же формации принадлежат месторождения двух типов в брекчированных зонах среди вмещающих пород среднего и основного составов.

1. Штокверково-метасоматические рудные залежи месторождений биотит-флюорит-бериллового типа представлены альбит-флюорит-слюдяными грейзенами, содержащими кварцевые и альбитовые линзы, гнезда и прожилки с бериллом. В составе оруденения обнаруживается отчетливая вертикальная зональность: к наиболее глубоким горизонтам приуро-

чены биотитовые и флюорит-биотит-мусковитовые грейзены, несколько выше располагаются флюорит-альбит-слюдавые грейзены (с прожилками берилл-альбитового состава), верхние части залежей сложены кварц-полевошпат-слюдяными грейзенами с берилл-кварцевыми прожилками.

2. Месторождения биотит-флюорит-фенакит-бериллового типа, также связанного с зонами брекчий, имеют своеобразные черты, характеризующие их переход к флюорит-бертрандит-фенакитовой формации и к формации щелочных метасоматитов.

Бериллиевое оруденение концентрируется здесь главным образом в минерализованной зоне дробления (в которой обломки брекчий, в основном биотитизированные амфиболиты, сцементированы крупнокристаллическими агрегатами флюорита, берилла, фенакита, кварца, полевого шпата, карбоната) и имеет гнездово-вкрапленное распределение. На фоне вмещающих пород ярко выделяются голубые кристаллы берилла, фиолетовый флюорит и короткопризматические и ромбоэдрические кристаллы фенакита. Из метасоматических изменений наиболее характерны альбитизация и микроклинизация, с которыми на более глубоких горизонтах месторождения связана танталовая минерализация.

Месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой (кварцевожилковой) формации известны уже давно. В них встречаются хорошо заметные, эффектные по внешнему виду скопления берилла, в том числе ювелирные аквамарины. Однако в целом эти месторождения могут служить источником берилла лишь при его попутном извлечении при добыче молибденита или вольфрама.

Особый интерес представляют случаи внедрения гранитной магмы в карбонатные толщи и развитие в них грейзенизации. Апокарбонатные грейзеновые залежи, образующиеся в относительно глубинных условиях, принадлежат к флюорит-слюдисто-берилловой формации. Апокарбонатные мусковит-флюоритовые руды с бериллом имеют характерный облик, обусловленный ритмичной волнисто-полосчатой текстурой, а также содержат большое количество флюорит-мусковитовых прожилков, к которым преимущественно и приурочен мелкозернистый берилл.

Месторождения флюорит-бертрандит-фенакитовой формации образуются в менее глубинных условиях при грейзенизации карбонатных толщ. В них апокарбонатные грейзеновые залежи вместо берилла содержат хризоберилл, фенакит, эвклаз. Помимо мусковита, в составе слюдисто-флюоритовых руд часто присутствуют топаз, эфесит, амезит. Для этих руд также характерны волнисто-полосчатые текстуры.

При увеличении щелочности материнских интрузивных пород до состава щелочных гранитов главным бериллиевым минералом апокарбонатных руд становится лейкофан. Лейкофан-флюоритовые руды, относимые также к флюорит-бертрандит-фенакитовой формации, имеют массивную текстуру с ячеистым распределением светлых минералов (микроклина и лейкофана) среди темно-фиолетового флюорита. Лейкофана в таких рудах содержится до 20%.

При образовании бериллиевого оруденения, связанного с субщелочными гранитами, среди вмещающих пород основного состава на относи-

тельно небольшой глубине возникают месторождения полевошпат-бавенит-фенакитового типа (флюорит-берtrandит-фенакитовой формации). Весьма характерна пространственная связь бериллиевого оруденения данного типа с полиметаллическими и редкоземельными месторождениями. Бериллиевое оруденение представлено зонами линейно вытянутых штоков, образованных тонкими фенакит-альбититовыми прожилками и гнездами. Прожилки сопровождаются флюорит-флогопитовыми околожилковыми (метасоматическими) ореолами. При визуальных наблюдениях в первую очередь обнаруживаются гнездовые скопления бавенита, флюорита, сульфидов, наличие которых может указывать на присутствие фенакитовых руд.

В последнее время выявлены особенно перспективные по масштабам оруденения и содержанию бериллия относительно низкотемпературные месторождения в карбонатных породах, связанные с интрузиями граносиенитов, кварцевых сиенитов и лейкократовых гранитов. Флюорит-бериллиевое оруденение образует в них выдержанные по простиранию и падению прожилково-метасоматические зоны, залегающие согласно с вмещающими породами. Помимо фиолетового флюорита, фенакита и берtrandита, в их состав входят розовые полевые шпаты и карбонаты, поэтому руды внешне яркие, эффектные. Кроме мелкой, но богатой вкрапленности бериллиевых минералов, для этих месторождений характерны крупные сферолиты фенакита.

Месторождения берtrandитовой формации тесно связаны с субвулканическими и вулканическими образованиями кислого и субщелочного составов и формируются в приповерхностных условиях, в связи с чем руды этих месторождений отличаются мелкокристаллическими структурами. В их составе присутствуют флюорит, адуляр, кварц, халцедон, серицит, мелковкрапленный берtrandит. Месторождения этой формации могут быть крупными по масштабам, с богатыми рудами.

Своеобразный комплекс гидротермальных рудопроявлений сопровождается интрузивы щелочных пород (нефелиновых сиенитов и др.). Эти руды относятся к низкотемпературным образованиям, в которых бериллий концентрируется главным образом в форме чкаловита или барилита (Силл-Лейк, Канада).

МИНЕРАЛЫ И РУДЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ниобий. Атомный номер 41, кларк в земной коре (в вес. %) 2×10^{-3} , валентность в природных соединениях +5, главные рудные минералы — пирохлор, колумбит, лопарит.

Тантал. Атомный номер 73, кларк в земной коре (в вес. %) 2×10^{-4} , валентность в природных соединениях +5, главные рудные минералы — танталит, микролит, воджинит, гатчеттолит.

Тантал и ниобий геохимически очень близки. Это типичные литофильные элементы, имеющие одинаковую валентность и практически совпадающие значения ионных радиусов. Оба элемента, как правило, входят в состав одних и тех же минералов, которые имеют характер смешанных кристаллов (изоморфные серии). Всего известно около 125 минералов тантала и ниобия (включая разновидности). Главную роль среди них играют своеобразные кислородные соединения сложного состава — титано-тантало-ниобаты, рассматриваемые то как сложные окислы, то как специфические комплексные соединения. Обычно их включают в класс окислов, но в последнее время предлагается выделить титано-тантало-ниобаты в самостоятельный класс минералов, объединяющий более 100 минеральных видов и разновидностей.

Состав титано-тантало-ниобатов может быть выражен общей формулой типа $A_m[B_pX_q] \cdot nH_2O$, где А — крупные катионы (Ca^{2+} , Na^+ , TR^{3+} , U^{4+} , Th^+ и др., с ионным радиусом 0,9—1,1 Å и $K_c = 8—12$); В — более мелкие катионы (Ti^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} и др., с ионным радиусом не более 0,7 Å и $K_c = 6$); X — кислород, отчасти гидроксил, фтор и др.

Г. А. Сидоренко недавно предложена кристаллохимическая классификация титано-тантало-ниобатов. Аналогично тому, как в кристаллохимии силикатов основной единицей структуры считаются $[SiO_4]$ -тетраэдры, в кристаллохимии титано-тантало-ниобатов в качестве подобной элементарной единицы предложено рассматривать $[(Ti, Nb, Ta)O_6]$ -октаэдры. Характер сцепления между ними определяет основной мотив кристаллической структуры этих минералов. Более дробная классификация, с выделением характерных структурных типов титано-тантало-ниобатов, учитывает также роль катионов группы А и соотношения размеров катионов групп А и В. Кристаллохимическая классификация титано-тантало-ниобатов в схематическом виде представлена в табл. 1.

Кроме титано-тантало-ниобатов, тантал и ниобий образуют немногочисленные и весьма редкие минералы, относящиеся к простым окислам (ниобоксид), гидроокислам (танталовая охра, герасимовскит), боратам (бехерит). Известен также природный карбид тантала и имеются неподтвержденные сообщения о находке самородного тантала. Все эти минералы отличаются крайне невыразительным внешним обликом, к тому же большинство их отсутствует даже в крупнейших музеях, поэтому они в атлас не включены.

Ниобий как элемент, отличающийся от тантала ясно выраженными кислотными свойствами, более склонен к изоморфному замещению титана

Таблица 1

Кристаллохимическая классификация титано-тантало-ниобатов

Структура	Структурный тип	Симметрия
Островная	Фергусонит	Тетрагональная (моноклинная)
Островная—групповая	Симпсонит	Гексагональная
Цепочечная	Самирезит	»
Слоистая	Колумбит (иксиолит)	Ромбическая
	Воджинит	Моноклинная
	Самарскит	Ромбическая (моноклинная?)
	Стибиотанталит	Ромбическая
	Торолит	Моноклинная
	Эвксенит-фермит	Ромбическая
Каркасная	Ильменорутил	Тетрагональная
	Тапиолит	»
	Перовскит	Псевдокубическая (моноклинная)
	Пирохлор	Кубическая
	Эшинит	Ромбическая
	Приорит	»

Примечание. Ближе к титано-тантало-ниобатам стоит титано-(ниобо)-цирконат-циркелит.

в титанатах (ильмените, перовските), циркелите и титаносиликатах. В соответствующей геохимической обстановке (при избытке щелочей и дефиците глинозема, т. е. в связи с агпайтовыми щелочными породами), он охотно входит в состав натровых силикатов и силикато-фосфатов. Таких минералов (натровых ниобо-, титано- и цирконосиликатов и силикато-фосфатов), иногда с довольно высокими (до 10—15%) содержаниями пятиоксида ниобия (при практически полном отсутствии тантала), известно уже около 15, и, несмотря на то что пока ни один из них не имеет практического значения, в качестве примера в атласе помещено несколько фотографий и описаний минералов этого типа.

Многочисленные члены класса титано-тантало-ниобатов характеризуются рядом общих черт. Среди них следует отметить большое распространение метамиктных (рентгеноаморфных) образований с варьирующей степенью метамиктности, которые при нагревании до 400—900° С восстанавливают исходную кристаллическую структуру или (при глубоком метамиктном состоянии) рекристаллизуются в форме окислов основных компонентов; при этом температура рекристаллизации (маркируемая резкими экзотермическими эффектами на кривых нагревания) довольно постоянна для каждого минерального вида, но различна для разных видов. Кроме того, необходимо подчеркнуть сложный многокомпонентный состав титано-тантало-ниобатов и постоянно развитые среди них явления изо- и гетеровалентного изоморфизма; особенно сложен и непостоянен состав

метамиктных разностей. Кристаллохимические формулы метамиктных титано-тантало-ниобатов часто обнаруживают отклонения от стехиометрических соотношений и характеризуются дефицитом катионов в группе А; причем устанавливается определенная зависимость между этим дефицитом и степенью гидратации минералов, т. е. количеством анионов в группе Х.

Характерная особенность титано-тантало-ниобатов — широкое развитие явлений полиморфизма.

Большинство титано-тантало-ниобатов близки по физическим свойствам, что сильно затрудняет их диагностику. Это в основном относится к метамиктным минералам, которые всегда оптически изотропны, имеют смолистый (реже стеклянный) блеск и раковистый излом при отсутствии спайности, черную или бурую окраску разной интенсивности (от темно-бурой до желтой, иногда с красноватым оттенком), пониженные плотность и показатель преломления, обычно полупрозрачны или слабо просвечивают. Тем не менее, поскольку метамиктные минералы часто встречаются в виде правильных кристаллов с хорошо различимыми габитусными формами (такими же, как у кристаллических разностей аналогичного состава), в ряде случаев оказывается возможным диагностировать их по кристалломоρφологическим особенностям.

В практическом отношении особенно важен вопрос о соотношении ниобия и тантала в минералах (изоморфных сериях) семейства титано-тантало-ниобатов. Переменная величина тантало-ниобиевого отношения в этих минералах зависит от ряда факторов, в числе которых можно отметить:

а) состав материнских пород. В более кислых породах чем они кислее, тем выше величина тантало-ниобиевого отношения (вплоть до появления конечных танталовых членов изоморфных рядов в гранитных пегматитах и танталоносных гранитах). В более щелочных породах чем они щелочнее, тем эта величина ниже (вплоть до образования крайних ниобиевых разновидностей в месторождениях, связанных с нефелиновыми сиенитами);

б) позицию материнского интрузива (в частности, гранитоидного) в процессе формирования магматического комплекса. Величина тантало-ниобиевого отношения испытывает направленное изменение в ходе нормальной дифференциации гранитной магмы, прогрессивно возрастающая от ранних интрузивных фаз к поздним;

в) положение рассматриваемого оруденения в процессе формирования месторождения: тантало-ниобиевое отношение закономерно меняется в ходе развития процесса минералообразования на конкретных месторождениях, повышаясь или понижаясь от ранних стадий к поздним в зависимости от их принадлежности к той или иной генетической группе;

г) зональность месторождений (вертикальная или отражающая ее горизонтальная), которая может быть выражена как для отдельных рудных тел (зон), так и для целых месторождений самых разных генетических групп; обогащение танталом и повышение тантало-ниобиевого отношения в минералах и рудах обычно имеет место в апикальных (периферических в плане) частях рудоносных гранитных интрузивов, в верхних

частях крутопадающих и близ всячего бока пологопадающих рудных тел, в участках сводообразных изгибов субгоризонтальных пегматитовых залежей, в пегматитах, располагающихся в всячем боку пегматитовых полей и др.

Следует заметить, что высокое значение тантало-ниобиевого отношения в рудах не обязательно соответствует высокому абсолютному содержанию тантала и низкому — ниобия; известны собственно танталовые месторождения с небольшими содержаниями тантала в рудах и, наоборот, комплексные месторождения (с более низким тантало-ниобиевым отношением), руды которых отличаются высокими абсолютными содержаниями тантала. Ведь кроме величины тантало-ниобиевого отношения в рудных минералах важную роль играет уровень концентрации этих минералов в рудах, который может сильно варьировать даже на месторождениях одной генетической группы в зависимости от конкретных геолого-геохимических условий их формирования.

В течение длительного времени считалось, что единственным промышленным типом месторождений тантала являются гранитные пегматиты, а крупные месторождения ниобия всегда связаны с плутонами нефелиновых сиенитов. Однако за последние годы произошли резкие сдвиги в прежних представлениях об условиях концентрации тантала и ниобия в земной коре. Оказалось, что промышленные месторождения тантала могут возникать в связи с гранитоидами повышенной щелочности, со щелочными метасоматитами и с карбонатитами, а накопление ниобия в громадных масштабах происходит в карбонатитах, в массивах щелочных (эгирин-рибекитовых) гранитоидов и в зонах полевошпатовых метасоматитов состава щелочных гранитоидов.

Таким образом, ассортимент промышленных типов месторождений и типов руд, равно как и круг рудных минералов тантала и ниобия, существенно расширился. Всего теперь известно семь генетических групп эндогенных месторождений тантала и ниобия (выделяемых по принципу геологической целостности объектов и их генетической связи с магматическими образованиями различной щелочности, а потому не вполне соответствующих стандартным классификационным подразделениям рудных месторождений): 1 — редкометалльные гранитные пегматиты; 2 — танталоносные топаз-литионитовые редкометалльные граниты; 3 — щелочные (криолит-рибекитовые) редкометалльные гранитоиды; 4 — щелочные полевошпатовые (гранитоподобные) метасоматиты; 5 — редкометалльные альбититы, связанные с миаскитами; 6 — стратифицированные плутоны агпайтовых щелочных пород с лопаритовыми горизонтами; 7 — редкометалльные карбонатиты. Число минеральных типов руд, естественно, значительно больше (около 20). Генетические группы 2, 3, 4 и 7 являются новыми в систематике рудных месторождений.

Рудными минералами тантала и ниобия помимо традиционных колумбит-танталита и отчасти пирохлора и лопарита теперь являются также микролит, неотанталит, стрюверит, воджинит, тапиолит, иксиолит, угандит, джалмаит, гатчеттолит, плюмбопирохлор, фергусонит и другие титано-тантало-ниобаты.

По соотношению в рудах (в стоимостном выражении) тантала и ниобия их месторождения делятся на три категории: собственно танталовые (группы 1, 2 и отчасти 7; Ta/Nb-отношение от 3:1—1:1 до 1:4—1:6), комплексные тантало-ниобиевые (группы 3, 4, 6 и отчасти 7; Ta/Nb-отношение от 1:5—1:8 до 1:15—1:20) и собственно ниобиевые (группа 5 и основная часть группы 7; Ta/Nb-отношение ниже 1:20). Руды собственно ниобиевых месторождений идут главным образом на получение феррониобия для качественной металлургии.

МИНЕРАЛЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА

Фергусонит — (Y, TR, U, Ca, Th) (Nb, Ta, Ti)O₄ — тантало-ниобат редких земель; при значительных скоплениях может служить рудой на ниобий, тантал и редкие земли. Содержание пятиоксида ниобия колеблется в пределах 32,5—51,5%, иттрия и редких земель (в сумме) 30—50%. Весьма редкой титанистой разновидностью фергусонита является ризерит (TiO₂ 6,0—7,83%), танталовой — форманит (Ta₂O₅ 47,5—55,5%). Содержание тантала в последнем возрастает до выделения собственно танталового члена. Фергусонит встречается в природе в двух полиморфных модификациях: тетрагональной и моноклинной; моноклинный фергусонит обычно кристаллический, тетрагональный фергусонит большей частью находится в метамиктном состоянии.

Кристаллы фергусонита призматические: от длиннопризматических до игольчатых, иногда уплощенные по (001) и дипирамидальные (рис. 23). Весьма типичны плохообразованные кристаллы характерной боченковидной формы. Грани кристаллов деформированы, искривлены, корродированы и покрыты корочкой или налетом вторичных продуктов изменения. На гранях иногда присутствует двойниковая штриховка. Кристаллы форманита пластинчатые, несовершенной формы.

Фергусонит встречается как в зернах и отдельных кристаллах, так и в сплошных агрегатах и неправильных скоплениях. Размер зерен достигает 2 см в длину и 2—3 мм в поперечном сечении.

Цвет фергусонита варьирует от желтого до темно-бурого (различных оттенков) и почти черного; с поверхности зерна часто затронуты вторичными процессами, и цвет их изменяется до желтого и серого (светлых тонов). Черта бурая, желтовато-бурая, зеленовато-серая. Цвет форманита черный с коричневатым оттенком, в краях просвечивает светло-коричневым.

Блеск смолистый, стеклянный до алмазовидного. Излом раковистый, полураковистый, неровный. Спайность, как правило, отсутствует. Иногда у фергусонитов она довольно ясно выражена по (001) и плохо по (111). Двойники обычно не встречаются, но в кристаллическом фергусоните со Среднего Урала установлены тонкие двойники по двум взаимно перпендикулярным направлениям, что особенно хорошо наблюдается в шлифах. Плотность фергусонита 4,18—6,03 г/см³ (пониженные значения плотности характерны для гидратированных разновидностей). Плотность форманита 6,17—7,03 г/см³. Твердость 5,5—6,5, у форманита повышается до 7,0.

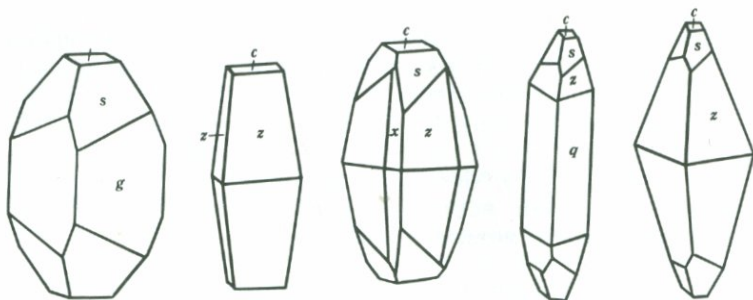


Рис. 23. Кристаллы фергусонита

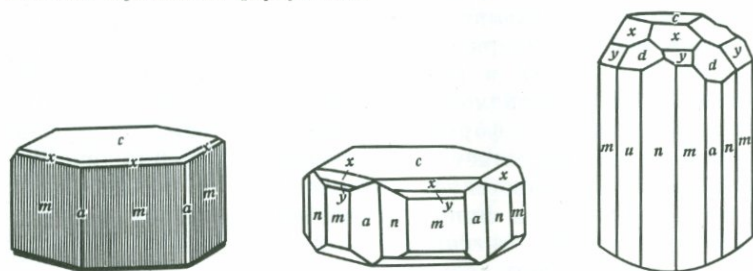


Рис. 24. Кристаллы симпсонита

Фергусонит образуется в месторождениях различных генетических типов. Наиболее характерен для урано-редкоземельных гранитных пегматитов, в которых иногда наблюдается в виде крупных кристаллов в ассоциации с гадолинитом, ортитом, монацитом, ксенотимом и др. Как аксессуарный минерал фергусонит отмечается в крупнозернистых пегматоидных и в редкометалльных гранитах. Кроме того, он известен в сподуменовых пегматитах, не содержащих колумбита, где его выделения связаны с процессом альбитизации, и в амазонитовых пегматитах щелочных гранитов в ассоциации с гадолинитом, чевкинитом, иттриалитом, бритолитом, кариоцеритом. Встречается фергусонит и в метасоматических пневматолито-гидротермальных образованиях, приуроченных к щелочным и субщелочным граносиенитам.

Форманит установлен в альбитизированных пегматитах в ассоциации с монацитом и гадолинитом и в оловоносных россыпях совместно с монацитом, эвксенитом, гадолинитом.

Фергусонит и форманит относятся к числу достаточно стойких минералов, в связи с чем при разрушении вмещающих пород попадают в россыпи. Продукты изменения не изучены.

Симпсонит — $Al_4Ta_3O_{13}(OH)$ — единственный танталат алюминия, весьма редок. Алюминий и тантал (Ta_2O_5 60,0—72,3%) являются основными компонентами, последний в незначительной мере замещается ниобием.

Симпсонит кристаллизуется в гексагональной сингонии, образуя таблитчатые по (0001) или короткопризматические кристаллы (рис. 24). На гранях призм наблюдается вертикальная штриховка. Размер кристаллов до 1,5—2,5 см. Агрегатные скопления достигают 5 см.

Своеобразная особенность симпсонита — светлая окраска. Цвет его кремовый, бледно-желтый до светло-коричневого, бесцветный, в порошке белый. Для симпсонита из СССР установлена совершенная спайность по двум направлениям. Блеск симпсонита алмазный, с поверхности тусклый. Излом раковистый. Характерны высокие значения плотности (6,27—7,30 г/см³) и твердости (6,5—8,0). Внешне симпсонит очень похож на шеелит. Это сходство усугубляется одинаковым голубым свечением обоих минералов в катодных лучах. Главными отличиями их являются генезис и парагенетическая ассоциация, а также оптические свойства. Симпсонит характерен для литиевых и оловоносных пегматитов. В литиевых пегматитах он встречается в парагенезисе со стибиотанталитом, сподуменом, литиевой слюдой и др. В оловоносных пегматитах появляется в ассоциации с танталитом, микролитом и касситеритом, приурочен к альбитизированным участкам.

По симпсониту в виде красновато-бурых корочек и по трещинкам развиваются микролит и манганотанталит.

Самирезит — (U, TR, Pb, Ca)(Nb, Ti, Ta, Si)₂(O, OH, F)₈·nH₂O — весьма своеобразный минерал с индивидуальной кристаллической структурой, аналогичной синтетическому танталату урана — UТа₂O₈.

Самирезит отличается большим непостоянством химического состава. Содержание пятиокси ниобия колеблется от 27,5 до 49,0%, двуокиси титана — от 2,00 до 20, 80% (обычно 9,3—15,3%), пятиокси тантала — от следов до 5,5% (редко 7,5—12,5% и лишь в одном случае 28,5%). Характерной примесью является кремнекислота.

Основные компоненты группы А — окислы урана (10—20%) и редкие земли (2—11%; наиболее типичные содержания 5—10%). Количество свинца в свинцовых разновидностях варьирует еще более значительно (7—15%, иногда понижается до 1,5—2,5%).

Сингония минерала гексагональная, но пока он известен только в виде псевдоморфоз октаэдрического облика (преимущественно по минералам группы пироклора), реже в виде зернистых агрегатов. Псевдоморфный характер развития обуславливает непостоянство состава и физических свойств. Окраска самирезита чаще всего коричневая; она меняется от светлых янтарно-желтых тонов до шоколадных и темных красновато-бурых, переходящих в черный. Иногда отмечается зеленоватый оттенок. Светлые разности просвечивают, темные — непрозрачны. Некоторые разности имеют фарфоровидный облик. Блеск стеклянный до алмазного, а также смоляной. Излом раковистый. Твердость 3,5—5,5. Плотность 3,6—5,2 г/см³ (Сибирь), 2,4 г/см³ (Малагасийская Республика).

Самирезиты легко принять за минералы группы пироклора, по которым они развиваются в виде псевдоморфоз. Единственным отличием является рентгенометрическая характеристика.

Самирезит — довольно распространенный минерал, но встречается

в ограниченных количествах. Он связан главным образом с гранитными пегматитами, где наблюдается в различных парагенезисах. Наиболее типичная ассоциация — берилл, колумбит, бетафит. Кроме того, самирезит часто сопровождается малаконом, ферриторитом, редкоземельными фторкарбонатами, флюоритом, ильменитом, цирконом, ксенотимом.

Колумбит — $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ и **танталит** — $(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ — важные промышленные минералы ниобия и тантала. Эти минералы являются крайними членами изоморфной серии $(\text{Fe} \dots \text{Mn})(\text{Nb} \dots \text{Ta})_2\text{O}_6$.

Химический состав колумбит-танталитов определяется соотношением ниобия и тантала, а также железа и марганца и валентными состояниями последних. Соотношение ниобия и тантала позволяет выделять ряд колумбита и ряд танталита. За условную границу между ними принимается соотношение Nb_2O_5 и Ta_2O_5 , близкое к единице, что практически соответствует содержанию Ta_2O_5 около 40%.

В природных минералах содержание Nb_2O_5 колеблется от 0,25 до 78,0%, при содержании Ta_2O_5 от 85,15% до 0,00. Суммарное содержание обоих компонентов 64,0—85,8%. Содержание железа и марганца в этих минералах широко колеблется, составляя в сумме 11,5—24,5%. Помимо основных компонентов, в колумбит-танталитах присутствуют: TiO_2 , MgO , SnO_2 , WO_3 , CaO , U , TR и др. Разности, обогащенные окисью магния (6,4—9,4%), описаны В. В. Матиасом под названием магноколумбита. Разности, значительно обогащенные титаном (до 12,8% TiO_2), описаны Е. В. Свешниковой под названием титаноколумбита. Окиси олова и вольфрама присутствуют в количестве до 0,5—0,8%, редко до 1—1,5%. При этом олово более типично для танталовых членов, а вольфрам для колумбитов. Редкоземельные элементы (1,7—1,9%) характерны для титаноколумбитов, известны также радиоактивные метамиктные колумбиты. Колумбит (рис. 25) и танталит (рис. 26) кристаллизуются в ромбической сингонии. Кристаллы таблитчатые: от тонкотаблитчатых по (010) до толстотаблитчатых по (100), обычно удлинены по оси c , изредка по оси a ; широко представлены кристаллы с хорошо развитой призмой. Встречаются псевдотетрагональные кристаллы, пирамидальные с господствующей формой (111), игольчатые, шестоватые, копьевидные и др. Для магноколумбита обычны игольчатые и таблитчатые кристаллы. Кристаллы титаноколумбита обладают таблитчатой формой, уплощены по (100) и удлинены по оси c , часто они имеют неравномерное развитие: плоско суженный конец придает кристаллу топорообразный или клиновидный облик.

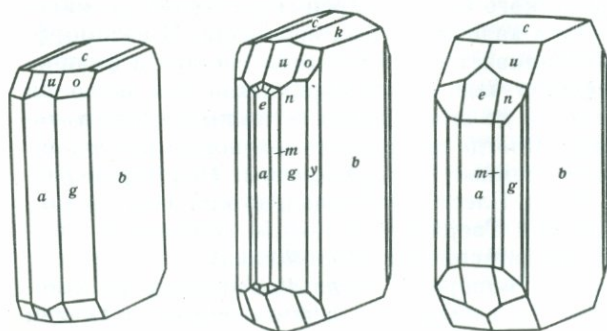


Рис. 25. Кристаллы колумбита

Обычны двойники по (201): это двойники срастания сердцевидной формы, с легкой перистой штриховкой по (010). Характерны также псевдогексагональные тройники прорастания. Часто встречаются разнообразные сростки с другими минералами; весьма типичны ориентированные срастания колумбита с самарскитом (оннеродит), известны эпитаксисческие нарастания кристаллов уранинита на колумбит и др. Цвет колумбита и танталита железо-черный, серовато- или коричнево-черный, красновато-бурый, бурый до светло-бурого и розового. Железистые разности обычно черные и буровато-черные, марганцовые (рис. 27) — от красновато-бурых до розовых, первые обычно непрозрачны, вторые просвечивают в различной степени. Красные разности полупрозрачны до прозрачных. Черта черная и темно-красная до бесцветной (у марганцовых разностей). Спайность ясная по (010), менее ясная по (100). На (100) наблюдается характерная штриховка параллельно [001], у магноколумбита спайность не установлена. Излом зернистый, неровный до полураковистого. Хрупкие. Твердость колеблется от 5 до 7,5 (увеличивается по мере увеличения в минералах содержания Ta_2O_5). У колумбитов твердость до 6,5, а у танталитов ($Ta_2O_5 > 40\%$) более 6,5. Плотность минералов 5,15—8,2 г/см³ определяется также соотношением ниобия и тантала: граница между колумбитами и танталитами по плотности проходит вблизи значений 6,20. Плотность магноколумбитов 5,17—5,27 г/см³, титаноколумбита — 4,882—5,68 г/см³. Блеск металлический, полуметаллический, алмазовидный, стеклянный, у титаноколумбита иногда жирный. У псевдоморфных выделений колумбита блеск землистый. Отмечается побежалость воронено-синего цвета.

Колумбит и колумбит-танталит распространены значительно шире, чем другие тантало-ниобаты, исключая пирохлор. Танталит более редок. Колумбит-танталит и танталит в отличие от пирохлора связаны с производными кислых магм — гранитными пегматитами и редкометальными гранитами (апогранитами). Колумбит также встречается как аксессуарный минерал гранитов, концентрируется особенно в так называемых «колумбитоносных гранитах» (плато Джос, Нигерия; и др.) и в гранитных пегматитах.

Кроме того, колумбит присутствует в зонах щелочнополевошпатовых метасоматитов, в кварцевых прожилках среди фенитизированных пород зоны экзоконтакта массива миаскитовых нефелиновых сиенитов (Вишне-

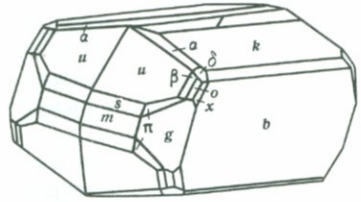


Рис. 26. Кристалл танталита

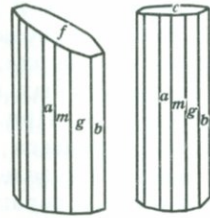


Рис. 27. Кристаллы манганотанталита

вые горы, Урал) и в поздних (анкеритовых) карбонатитах. Во всех типах месторождений, связанных со щелочными породами, колумбит преимущественно развивается по пирохлору или гатчеттолиту, с образованием фермита в качестве промежуточного продукта; самостоятельные выделения встречаются редко. В породах повышенной щелочности колумбиты, как правило, обогащены титаном. Минералы ряда колумбит-танталит устойчивы при процессах выветривания и накапливаются в корах выветривания и россыпях.

В редкоземельных (часто амазонитовых) пегматитах колумбит образует таблитчатые кристаллы и ассоциирует с пластинчатым альбитом, ильменорутилом, самарскитом, эвксенитом, фергусонитом, гадолинитом, таленитом, уранинитом и др. С самарскитом часто дает параллельные сростки (оннеродит).

В мусковитовых и керамических пегматитах колумбит появляется редко, в связи с поздними замещающими комплексами; наблюдается в сопровождении шерла, граната, берилла, апатита, мусковита и др.

В редкометалльных пегматитах встречаются все члены ряда колумбита — танталита. При этом колумбиты связаны с ранними стадиями пегматитового процесса и приурочены обычно к кварц-микроклиновым зонам (совместно с зеленым бериллом), колумбит-танталиты образуются только в альбитизированных пегматитах, а танталиты появляются в участках развития поздних замещающих комплексов — грейзенового и лепидолитового. Танталит здесь часто бывает представлен красным манганотанталитом, ассоциирующим с альбитом (клевеландитом), мусковитом, лепидолитом, измененным сподуменом или петалитом, щелочным бериллом (часто воробьевитом), амблигонитом, поллуцитом, цветными и полихромными турмалинами (верделитом, рубеллитом и др.), касситеритом и серией более редких танталовых минералов. Магноколумбит встречен в редкометалльных пегматитах, залегающих среди магнезитов, в ассоциации с касситеритом, ильменорутилом и турмалинами (дравитом, верделитом, индиголитом, ахроитом), а также в кварц-микроклин-альбитовых агрегатах.

Колумбитоносные субщелочные биотитовые граниты тесно связаны с пирохлороносными рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми и возникают в качестве конечных продуктов дифференциации сложных магматических комплексов. Колумбит в этих гранитах является типичным акцессорным минералом, встречающимся в небольших количествах уже в практически неизмененных гранитах глубинных зон массивов; по мере подъема усиливается интенсивность альбитизации пород и возрастает содержание в них колумбита. Акцессорный колумбит в виде мелких пластинчатых кристаллов ассоциирует с магнетитом, ильменитом, гранатом, монацитом, цирконом (малаконом), касситеритом и др.

Колумбит встречается также в слабо альбитизированных разностях (преимущественно на нижних горизонтах массивов) амазонитовых редкометалльных гранитов совместно с биотитом, ильменитом, цирконом, фергусонитом, самарскитом, эвксенитом, торитом, флюоритом и др. При усилении альбитизации и грейзенизации гранитов (по мере подъема

к апикальным частям гранитных куполов) колумбит сменяется колумбит-танталитом и далее танталитом (в некоторых массивах появляются также пирохлор-микролит или стрюверит), которые ассоциируют с литиевыми слюдами, топазом, касситеритом, циртолитом, флюоритом и др.

В биотитовых разностях щелочных метасоматитов и в анкеритовых карбонатах колумбит образует главным образом губчатые псевдоморфозы по ферсмиту и пирохлору (или гатчетолиту) и очень редко — мелкие друзы пластинчатых кристаллов.

В гранитах и альбитизированных пегматитах колумбит и танталит встречаются преимущественно в виде таблитчатых (ранние генерации колумбита) и тонкопластинчатых (поздние генерации колумбит-танталита) кристаллов величиной от 0,01—0,1 до 1—2 мм.

В участках развития поздних замещающих комплексов в редкометалльных пегматитах (в альбит-слюдистых агрегатах и в пустотах) наблюдаются крупные (от 1—2 до 10—15 см) столбчатые и особенно типичные копьевидные кристаллы танталита. Встречаются радиально-лучистые параллельные сростки кристаллов и сплошные массы (известны скопления массой до 900 кг); спорадически отмечаются тонкопрожилковые и цепочечные выделения. Танталит поздних генераций в редкометалльных гранитах иногда образует шестоватые и бочонкообразные кристаллы. От ранних генераций к поздним в целом возрастает марганцовистость и убывает железистость минерала, вследствие чего цвет его меняется от черного через темно-бурый до сургучно-красного (манганотанталит), с параллельным повышением прозрачности.

Воджинит — $(Ta, Sn, Mn, Nb)_2O_4$ — ранее считался весьма редким, но находки последних лет позволяют отнести его к промышленным минералам тантала.

Основными компонентами воджинита являются пятиокись тантала (59,5—71,0%), олово и марганец. В количестве 9—13% присутствуют SnO_2 и MnO , суммарное содержание их 19,8—22,2%. Постоянно наблюдаются ниобий, железо и в небольших количествах отмечается титан. В качестве разновидности воджинита, не содержащей олова, выделяется моноклинный танталит.

Минерал моноклинный. Представлен грубо- и тонкотаблитчатыми или клиновидными кристаллами (рис. 28). Часты агрегатные сростки с нечетко выраженным радиальным строением.

Окраска — от сургучно-красной и светло- или красновато-коричневой через темно-коричневую до черной. В мелких осколках прозрачен до полупрозрачного. Спайность несовершенная (заметна лишь под микроскопом). Твердость 5,5—6,0. Блеск в изломе жирный, смолистый, на гранях кристаллов стеклянный до алмазовидного. Плотность 7,03—7,70 г/см³. Внешне легко может быть принят за минерал группы колумбита.

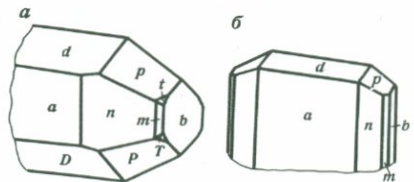


Рис. 28. Кристаллы воджинита

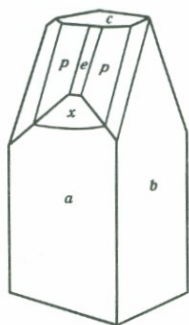


Рис. 29. Кристаллы самарскита

Воджинит (и моноклинный танталит) встречаются в гранитных пегматитах. В промышленных концентрациях воджинит установлен в литиево-цезиевых пегматитах Канады (Берник-Лейк), где он встречается в ассоциации с бериллом, литиофиллитом, апатитом, турмалином, родохрозитом, танталитом, тапиолитом, касситеритом, микролитом. В одном из сибирских месторождений он ассоциирует с сиреневым, розовым или зеленоватым мелкошубчатым рубидиевым мусковитом, альбитом, топазом, образуя густую вкрапленность и мелкие прожилки в слюдисто-альбитовом агрегате.

Воджинит отмечается также в альбитизированных пегматитах натролитиевого типа, в ассоциации с колумбит-танталитом, симпсонитом, микролитом, сподуменом, лепидолитом и стибитотанталитом.

Самарскит — $(U, Y, Fe)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$ — отличается сложным химическим составом. Содержания ниобия и тантала колеблются в широких пределах: Nb_2O_5 — 18,5—46,0%, а Ta_2O_5 5,0—37,9%. Для самарскита характерны повышенные количества редкоземельных окислов (11,0—23,0%), окислов урана (3,8—16,9%) и окислов железа (8,0—14,8%). Помимо основных компонентов в самарските присутствуют торий, свинец, магний, марганец. Разновидностями самарскита являются: хлопнит (TiO_2 10%) и ишикаваит (U 17—28%).

Кальциосамарскит — гидратированная разновидность самарскита с повышенным содержанием кальция. Кристаллизуется в ромбической сингонии, образуя призматические, удлиненные по оси *c*, реже таблитчатые по (100) или (010) кристаллы (рис. 29).

Большой интерес представляют часто встречающиеся закономерные сростания самарскита с колумбитом. Образование сростков этих минералов обусловлено совпадениями определенных структурных элементов обоих минералов, отвечающих условиям эпитаксии.

Минералы имеют черную, бархатно- и буровато-черную окраски. Непрозрачны. Черта темно-бурая до буровато-черной. Кальциосамарскит обычно темно-бурый до бурого. Просвечивает в мелких обломках. Блеск стеклянный до смолистого. Излом раковистый. Спайность отсутствует. Сильно радиоактивен. Плотность 5,24—5,89 г/см³. Плотность кальциосамарскита в связи с гидратированностью несколько пониженная (4,48—4,25 г/см³), а у ишикаваита, за счет увеличения содержания урана, повышенная (5,8—6,4 г/см³). Твердость 5,0—6,5.

Самарскит довольно распространенный минерал, но встречается в ограниченных количествах. В основном образуется в гранитных пегматитах (редкоземельных и амазонитовых) или в виде аксессуория в гранитах. Представлен чаще всего выделениями неправильной формы, реже кристаллами; в литературе описываются дендритовидные кристаллы самарскита на биотите, а также радиально-лучистые агрегаты. Наиболее обычен следующий парагенезис: колумбит, монацит, топаз, берилл,

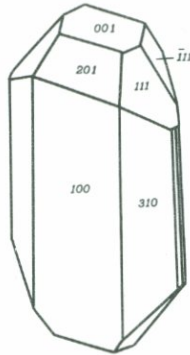


Рис. 30. Кристалл торолита

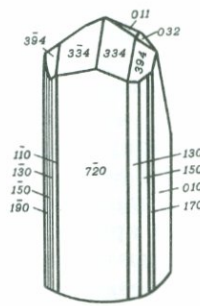


Рис. 31. Кристалл стибьотантала

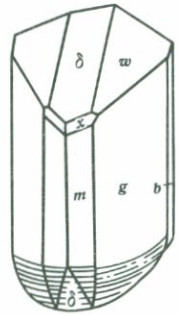


Рис. 32. Кристалл бисмутотантала

циркон, фергусонит. Самарскит встречается в ассоциации с эвксенитом, пироклор-микролитом. В амазонитовых пегматитах более типичны колумбит, монацит, малакон, гранат, турмалин, берилл, ильменорутил, приорит, а также топаз, сфен, ортит, гематит, магнетит и др. Для кальциосамарскита в качестве попутных минералов следует отметить уранинит и циртолит.

С поверхности кристаллы самарскита обычно покрыты желтой или бурой корочкой продуктов изменения, иногда полностью замещаются ими. Основными продуктами изменения самарскита являются ампангабеит и приазовит. Последние в отличие от самарскита имеют бурую окраску различной интенсивности.

Торолит — SnTa_2O_7 — редкий танталат олова, не имеющий самостоятельного практического значения. Наряду с танталом в переменных количествах присутствует и ниобий (обычно 42—73% Ta_2O_5 , 22—25% Nb_2O_5 , но встречаются разности, содержащие Nb_2O_5 до 40%). Количество олова довольно постоянно (SnO_2 22—28%).

Торолит моноклинной сингонии, иногда наблюдается в виде крупных плохо образованных, призматических по $[001]$ кристаллов (рис. 30), но чаще в виде выделений неправильной формы, размером до 1—2 см, редко до 5—10 см в поперечнике.

Окраска торолита специфическая — ярко-желтая, часто с зеленоватым и буроватым оттенком. Минерал полупрозрачен, а в тонких осколках — прозрачен и имеет нежно-зеленоватый цвет. Черта светло-желтая, иногда чуть зеленоватая или сероватая. Спайность совершенная по (100) , несовершенная по (011) . Блеск алмазный до смолистого. Излом неровный, зернистый. Плотность 6,8—7,9 г/см³. Твердость 5,5—6,5.

Торолит встречается только в сподумен-лепидолитовых пегматитах в ассоциации с манганотанталитом, воджинитом и микролитом, симпсонитом, а также с клевеландитом, амблигонитом, воробьевитом, розовым и полихромным турмалином, поллуцитом и т. д.

Стибиотанталит — стибикоколумбит — $\text{Sb}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$ — $\text{Sb}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$ (рис. 31). Содержание Ta_2O_5 в изоморфном ряду колеблется от 10,5 до 57,5%, Nb_2O_5 — от 1,5 до 39,5%, Sb_2O_5 — от 38 до 50%. Примеси V_2O_5 обычно менее 1%, очень редко до 4%. Минералы редкие, самостоятельного практического значения не имеют. Более распространены танталовые члены ряда (Ta_2O_5 42,0—52,5%, Nb_2O_5 1,5—8,5%), а стибикоколумбит играет роль сопутствующего минерала. Сингония ромбическая. Кристаллы призматического по [001] габитуса, чаще с изометричным поперечным сечением, реже уплощенные по (100); длина кристаллов до 1,5 см и даже до 5 см. Грани кристаллов часто неровные, шероховатые, иногда со штриховкой. Отмечаются полисинтетические двойники и неправильные прорастания. Встречаются скопления зерен стибитанталита неправильной формы, размером от долей до 10—15 мм.

Цвет темно-бурый до буровато-желтого с красноватым оттенком, реже светло-коричневый до бесцветного (в мелких зернах), зеленовато-желтый, серый до черного. Темные разности непрозрачны, светлые прозрачны или просвечивают. Иногда отмечается зональное распределение окраски. Черта светло-желтая до буровато-желтой. Спайность ясная по (010) и не всегда хорошая по (100). Блеск алмазный до смолистого, у темных разностей — также металлический или полуметаллический. Излом зернистый до полураковистого. Плотность 6—6,3 г/см³ у стибикоколумбитов и 6,7—7,4 г/см³ у стибитанталитов. Твердость 6,5—6,0. Единственный тип месторождений — сподумен-лепидолитовые пегматиты. Процессы изменения выражаются в замещении стибитанталита микролитом, с выделением самородной сурьмы. Встречается в гальке оловоносных россыпей (Западная Австралия), где образует прожилки или выполняет пустоты в агрегатах танталита.

Бисмутотанталит (угандит) — BiTaO_4 . Содержание Ta_2O_5 31—51%, Nb_2O_5 1,25—14,5% (в сумме они составляют 45,5—51,0%), V_2O_5 48,5—53,5%. Сурьмы обычно нет, редко отмечается до 1,76%, но недавно встречена разновидность, содержащая Sb_2O_3 7,4—8,7% и соответственно V_2O_5 44% (КНР, Синьцзян).

Минерал редок, но в пегматитах Уганды может служить объектом промышленной добычи.

Сингония ромбическая (изоструктурен со стибитанталитом). Образует толстопризматическое по [001] кристаллы (рис. 32), часто несовершенные или неправильные, длиной 2—10 см, а также желваки и сплошные выделения, лишённые кристаллографических очертаний.

Цвет темно-коричневый разных оттенков, серовато- и буровато-черный до черного. Чаще непрозрачен, иногда просвечивает или прозрачен. В мелких осколках светло-серый до бесцветного, водяно-прозрачный. Черта желто-бурая до бледно-желтой и почти бесцветной. Спайность совершенная по (010) и (101), иногда по тем же направлениям отмечается отдельность. Блеск алмазный до полуметаллического, также смоляной. Излом полураковистый до раковистого и неровный. Плотность 8,1—8,9 г/см³ (заметно тяжелее всех других тантало-ниобатов, включая очень

похожий внешне стибитотанталит). Твердость 6,0—6,5. Бисмутотанталит встречается только в гранитных пегматитах, в частности, в оловоносных мусковитовых пегматитах, совместно с черным турмалином и касситеритом. В виде окатанных обломков кристаллов (галеk величиной около 5 см) отмечен в олово-вольфрамоносных россыпях.

Среди продуктов изменения бисмутотанталита, развивающихся в нем по сети трещинок, установлены самородный висмут, лимонит, водные фосфаты висмута и висмутовые охры; указываются также окись тантала и редкий висмутсодержащий тантало-ниобат из группы пирохлора — вестгрениит $(\text{Bi}, \text{Ca})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH})$.

Ферсмит — $(\text{Ca}, \text{TR})(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6$ — распространенный, но не образующий промышленных концентраций ромбический титано-ниобат кальция, как правило, вторичный. Содержание Nb_2O_5 68,5—74,5%. Изоморфная с кальцием примесь редких земель составляет 4—7%, а в редкоземельной разности — 13—16%.

Кристаллы ромбической сингонии короткопризматические, удлиненные по оси c , с вертикальной продольной штриховкой или игольчатые (рис. 33).

Встречается в виде мелких (2—8 мм в длину) отдельных кристаллов, неправильных зерен, совместных агрегатов с колумбитом и пирохлором. Характерны псевдоморфозы (частичные или полные) по пирохлору. Окраска черная, темно-серая, бурая, реже серо-желтая и бежевая.

Спайность неясная по (100), у редкоземельного ферсмита отсутствует (минерал метамиктен). Блеск смолистый. Излом раковистый, неровный. Черта серовато-бурая до светлой желтовато-бурой. Плотность 4,45—4,79 г/см³, у редкоземельного ферсмита 4,88 г/см³. Твердость 4,5—6,0.

Ферсмит характерен для массивов нефелиновых сиенитов и карбонатов. В щелочных породах ферсмит ассоциирует с пирохлором, колумбитом, апатитом, кальцитом, флюоритом. Как правило, развивается в виде псевдоморфоз по пирохлору.

В карбонатах также широко распространен в качестве продукта замещения пирохлора, реже отмечаются розетковидные скопления мелких кристаллов. В гранитных пегматитах редкоземельный ферсмит установлен в виде включений в полевом шпате.

Весьма распространенный процесс изменения ферсмита — замещение его колумбитом; этот процесс является конечной стадией гипогенного разложения пирохлора по схеме: пирохлор → ферсмит → колумбит.

Эвксенит — поликраз $(\text{TR}, \text{U}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6$ — $(\text{TR}, \text{Ca}, \text{U})(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$. Эвксенит относится к числу промышленных минералов ниобия. Состав эвксенитов — поликразов обычно характеризуется небольшим содержанием пятиоксида тантала (обычно

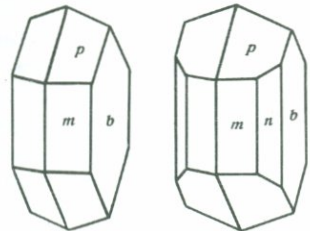


Рис. 33. Кристаллы ферсмита

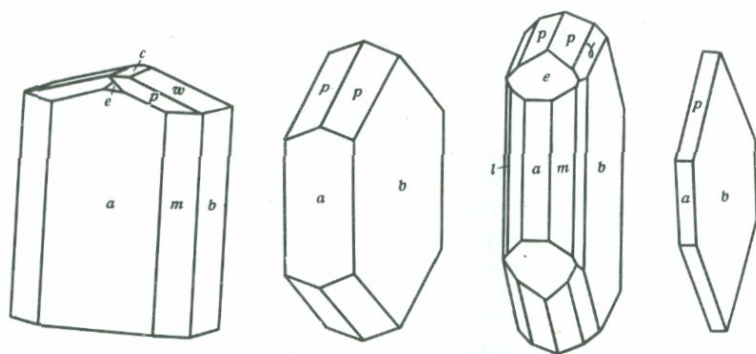


Рис. 34. Кристаллы эвксенита

до 4—5%, изредка 8—9%). В поликразе титан преобладает над ниобием, а в эвксените наоборот — ниобий над титаном (в эвксените Nb_2O_5 24—39% при TiO_2 17—26%, а в поликразе Nb_2O_5 18,5% при TiO_2 24,5—35,0%). Содержание редкоземельных окислов 11—35%. Существенное значение имеют радиоактивные компоненты: содержание ThO_2 обычно менее 4%, окислов урана значительно больше — до 19,5% (обычно 6—10%). Для обоих минералов отмечаются танталовые разновидности, содержащие Ta_2O_5 10—23%, редко до 36—47%.

Сингония ромбическая; морфологически минералы неразличимы. Обычно метамиктны, но для эвксенита известны и кристаллические разновидности. Кристаллы короткопризматические, удлиненные по оси c , а также таблитчатые и пластинчатые, уплощенные по (010) (рис. 34). На вертикальных гранях отмечается продольная штриховка. Встречаются в виде отдельных кристаллов и зерен или образуют сплошные выделения, иногда достигающие крупных размеров. Спайность не установлена. Хрупкие. Излом раковистый, а также полураковистый и неровный. Твердость 5,5—6,5. Плотность 4,47 г/см³, у танталовых разновидностей до 5,9 г/см³. Цвет черный, буровато-черный с зеленоватым оттенком, зеленовато-, желтовато- и красно-бурый, темно-зеленоватый. Черта бурая и желтовато-бурая с сероватым оттенком.

Минералы непрозрачны. Тонкие осколки прозрачные, светло-бурые. Блеск смолистый, стеклянный до алмазовидного. Сильно радиоактивны.

Эвксенит наиболее характерен для гранитных пегматитов урано-редкоземельного типа, где он ассоциирует с биотитом, ильменитом, ксенотимом, ортитом, гадолинитом и др. В последние годы эвксенит установлен в качестве акцессорного минерала в гранитах, в ассоциации с биотитом, цирконом, монацитом. Но промышленное значение эвксенит (в том числе тантэвксенит) приобретает только при разработке россыпей, связанных с гранитами и пегматитами. Поликраз в отличие от эвксенита установлен в субщелочных пегматитах, обогащенных рутилом. Продукты изменения практически не изучены. На выделениях обоих минералов наблюдаются желто-бурые пленки и корки невыясненного состава.

Таблица 2

Содержание основных компонентов в минералах группы перовскита (в %)

Минерал	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	FeO+ +Fe ₂ O ₃	ThO ₂	CaO	Na ₂ O	TR
Перовскит	До 1,5	—	48,5—61,5	0,5—3,0	—	30,0—41,5	До 1,5	1,3—4,0
Дизаналит	2,5—9,5	—	41,5—53,0	1,0—9,0	—	24,5—35,0	До 4,5	3,0—14,0
Латрапшит	44,0—50,5	—	10,8—15,5	5,5—8,5	—	12,5—25,5	До 6,5	0,5—3,5
Луешит	66,0—79,0	До 1,0	2,5—7,5	0,5—2,5	—	0,75—4,5	12,0—17,0	4,8
Кнопит	До 2,0	—	50,0—59,0	0,5—5,0	—	27,0—37,5	0,5—2,5	4,0—8,0
Лопарит	5,5—12,8	—	35,5—43,5	До 3,0	—	7,5	6,5—9,5	27,5—45,5
Ниоболопа- рит	26,0	—	28,0—32,0	1,0—6,0	—	1,5	11,5	14,0—25,5
Иринит	6,5	—	46,5	1,0	13,0	1,5	6,5	24,0

Группа перовскита — одна из наиболее распространенных в природе групп титано-ниобатов, объединяющая восемь минеральных видов с весьма близкой структурой, выражающейся общей формулой ABX_3 , где позицию А занимают Са или изоморфные с ним TR, Th, Na, U, позицию В — Ti, Nb, Ta, а X — О или OH. Минеральные виды этой группы выделяются главным образом по преобладанию того или иного элемента, или нескольких элементов (табл. 2).

Таким образом, одна ветвь изоморфного ряда связывает крайний кальциево-титановый член — перовскит с крайним натриево-ниобиевым — луешитом, а другая — перовскит с натриево-редкоземельным членом — лопаритом. Естественно, что близость состава и структуры находит выражение и в весьма близком внешнем облике минералов.

Существенное промышленное значение имеет пока один минерал — лопарит.

Ниже приводится краткое описание лишь наиболее распространенных минеральных видов этой группы.

Морфологически все минералы группы перовскита соответствуют кубической симметрии, но их кристаллы состоят обычно из правильно проросших оптически двуосных пластинок, так что истинная симметрия минералов — моноклиная.

Кристаллы собственно перовскита представлены кубами и октаэдрами. Иногда встречаются комбинации куба с октаэдром, характерные также для кнопита (рис. 35), куба с ромбическим додекаэдром или более сложные, обычно непологранные блок-кристаллы. Кубические кристаллы часто вытянуты по одному из направлений, например [100], и уплощены.

Отмечаются двойники прорастания по флюоритовому закону и полисинтетические двойники по (001) и (110). Последние особенно типичны для дизаналитов, обуславливают появление штриховки на гранях

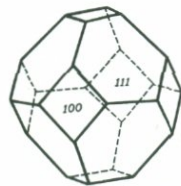


Рис. 35. Кристаллы кнопита

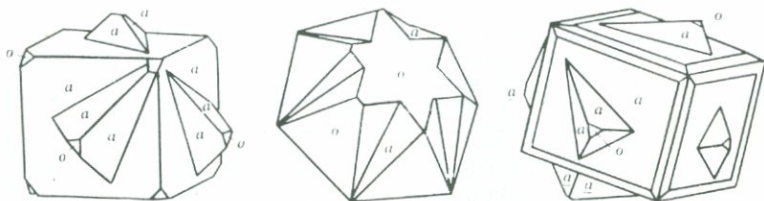


Рис. 36. Кристаллы лопарита

кристаллов. Кнопит (см. рис. 35) и дизаналит по характеру выделений чрезвычайно близки перовскиту. Размер выделений перовскита обычно крупнее, чем кнопита и дизаналита (у перовскита достигает 2—3,5 см, у дизаналита и кнопита редко превышает 1,2 см).

Кристаллы лопарита, как правило, представляют собой комбинацию куба и октаэдра; при этом развиты грани обеих форм, и лишь изредка кристаллы имеют облик простых кубов. Иногда крупные кристаллы лопарита приплюснуты по грани октаэдра, часто разбиты мелкими трещинками; грани кристаллов нередко изогнуты. Обычно кристаллы лопарита сдвойникованы по флюоритовому закону: двойниковая ось — одна из тройных осей симметрии, пара граней октаэдров общая для обоих индивидуумов, а притупленные октаэдрами вершины куба одного индивидуума выступают на гранях куба другого (рис. 36). Такие двойниковые выделения лопарита характеризуются звездчатой формой, которая является индивидуальной особенностью этого минерала. Размер кристаллов от 0,1—0,8 до 1,5 см.

Цвет перовскита черный, железо-, серовато- и коричневаточерный, красновато-коричневый до желтых тонов (оранжево-, медово- и бледно-желтый). Темные разности непрозрачны, светлые просвечивают. Черта бесцветная, сероватая. Кнопит и дизаналит обычно имеют темную окраску — черную и железо-черную, иногда с буроватым оттенком, и непрозрачны. Блеск перовскитов алмазный до металлического, реже тусклый или смолистый. Излом неровный, занозистый до полураковистого. Спайность по (100), наиболее ясная у дизаналита. Плотность перовскита 3,92—4,08 г/см³, кнопита и дизаналита 4,09—4,34 г/см³. Твердость кнопита 6,0—7,0 дизаналита — около 7,0, перовскита — 7,0—7,5.

Окраска лопарита и ниоболопарита смоляно-черная, иногда с буроватым оттенком, реже они буро-красные. Цвет иринита бурый с красноватым или желтоватым оттенком. Минералы непрозрачные до полупрозрачных. В тонких краях и по трещинкам просвечивают буровато-красным. Черта светлая коричнево-бурая. Блеск стеклянный, металлический, на изломе жирный. Спайность отсутствует. Излом неровный, иногда раковистый. Твердость 6,0—7,0. Плотность 4,60—5,33 г/см³, у иринита — 4,48 г/см³.

Перовскит — типичный минерал массивов ультраосновных — щелочных пород. В оливинитах и пироксенитах перовскит в ассоциации с титано-

магнетитом часто является одним из главных породообразующих минералов. Весьма характерна насыщенная вкрапленность мелких зерен перовскита, в пироксенитах иногда прослеживающаяся в виде полос. Более крупные идиоморфные кристаллы перовскита образуют в агрегатных скоплениях пироксена цепочки или гнездовые скопления. В ийолитах и мельтейгитах перовскит является типичным аксессуарным минералом: его мелкие изометричные зерна находятся в нефелине, который ассоциирует с меланитом, сфеном, апатитом, роговой обманкой и иногда с ильменитом. Перовскит встречается также в меллилитах и турьяитах. Во всех этих породах совместно с перовскитом может присутствовать кнопит. Дизаналит более характерен для карбонатитов, где ассоциирует с флогопитом, магнетитом, бадделейтом, пирохлором, торрианитом, апатитом, гранатом, пироксеном, сфеном, гатчеттолитом, анкилитом, цирконом и др.

Лопарит приурочен к массивам нефелиновых и щелочных сиенитов. Наиболее характерен он для дифференцированного комплекса агпайтовых нефелиновых сиенитов (европейская часть СССР). Повышенные содержания лопарита наблюдаются как в лейкократовых разностях — урритах, ювитах, так и в меланократовых — малиньитах и эгириновых луявритах. Максимальное накопление лопарита приурочено к лежащему боку горизонта уртитов. Ассоциирует он здесь с нефелином, эгирином, редкоземельным апатитом, арфведсонитом, мезодиялитом. Кроме того, лопарит установлен в недифференцированных массивах нефелиновых сиенитов и в щелочных пегматитах. В Сибири лопарит встречен в жилах сиенитовых пегматитов, залегающих в массиве щелочных сиенитов эгирин-арфведсонитового состава, затронутых процессами альбитизации. В щелочных пегматитах Якутии лопарит находится в их лейкоксенитомсонитовых разновидностях, среди альбитовых обособлений. Иринит найден на Кольском полуострове в пегматитовой жиле, приуроченной к комплексу фойяитов среди массива нефелиновых сиенитов, в агрегатах позднего эгирина совместно с арфведсонитом и катаплеитом.

Ниоболопарит также встречен в европейской части СССР, но в условиях, необычных для минералов группы перовскита. Он обнаружен среди натролита в ассоциации с эгирином, гакманитом, пирохлором, мурманитом, шизолитом, лампрофиллитом, рамзаитом, сфалеритом, галенитом в натролитизированных участках пегматитовой жилы, залегающей в пойкилитовых нефелиновых сиенитах.

Перовскит, кнопит и дизаналит замещаются сфеном, анатазом, рутилом, ильменитом, гидротитанитом, лейкоксеноподобным веществом, близким по составу к чистой двуокиси титана. Псевдоморфозы рутила по дизаналиту имеют сотовую структуру. Для дизаналита характерно замещение тонкозернистым фиштакково-зеленым лейкоксеноподобным агрегатом, в котором преобладает фаза анатаза.

Кристаллы лопарита под влиянием гидротермальных растворов подвергаются сложному изменению; обычно можно проследить все стадии замещения: от тончайших пленок-каемок до почти полных псевдоморфоз, сохраняющих лишь реликты лопарита. Среди продуктов изменения лопарита в настоящее время установлены гидратированный лопарит, приорит,

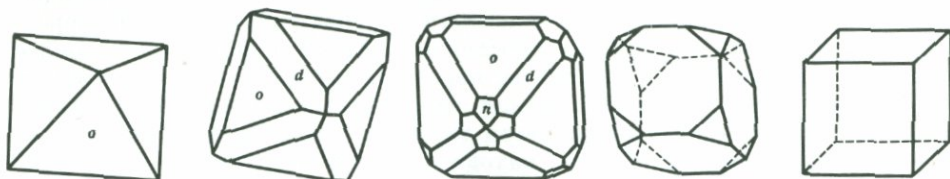


Рис. 37. Кристаллы пироклора

гидропироклор, анатаз, ильменорутит и др., объединяемые под общим названием металопарита.

Группа пироклора — общая формула $A_2B_2(O, OH, F)$, где A —Ca, Na, Th, U, Sr, Ba, Fe^{2+} ; B — Nb, Ta, Ti, Fe^{3+} и др. Группа включает такие промышленно-важные минералы, как микролит и гатчеттолит, являющиеся главными полезными компонентами некоторых типов танталовых руд, и собственно пироклор — один из основных рудных минералов ниобия. Важное практическое значение как рудные минералы тантала имеют также неотанталит и отчасти джалмаит. По преобладанию в группе B ниобия, тантала или титана выделяются соответственно пироклор, микролит и бетафит; каждый из них имеет ряд разновидностей, особенности состава которых показаны в табл. 3.

Минералы группы пироклора встречаются в метамиктном и в кристаллическом состоянии; кристаллизуются в кубической сингонии (рис. 37). Наиболее обычен для них октаэдрический габитус кристаллов, сохраняющийся и у метамиктных разновидностей. Значительно реже встречающиеся кубооктаэдрические кристаллы характерны для поздних генераций пироклора, отмечаются также у Sr-пандаита и гатчеттолита, ромбододекаэдрические или тригонтриоктаэдрические — у бетафита. В редких случаях отмечаются двойники по (111).

Кристаллы микролита обычно октаэдрические, часто несовершенные, со сглаженными округленными углами, очень редко пентагондодокаэдрические. На гранях отмечается штриховка параллельно ребрам [111], [211]. Для пироклора характерно ксеноморфное выполнение межзерновых интерстиций или образование сплошных мелкозернистых агрегатов, формирующих прожилки, а иногда и жилы мощностью до 30—40 см. Для поздних генераций пироклора особенно типичны псевдоморфные формы развития: периферические зонки вокруг кристаллов ранних генераций или корочки и рубашки; подобные рубашки тонкозернистого пироклора в сростании с цирконом и сфеном или цирконом и ильменитом можно наблюдать, например, на пластинчатых кристаллах циркелита.

В карбонатитовых массивах, характеризующихся присутствием нескольких генераций пироклора (до четырех-пяти), самая поздняя может быть представлена мелкими кубическими кристаллами.

Часто встречаются закономерные эпитаксические сростания пироклора с циркелитом, бадделейтом и бипирамидальными кристаллами

Таблица 3

Особенности химического состава минералов (в %) группы пирохлора $A_2B_2(O, OH, F)_7$

Минералы и их разновидности	Компоненты группы А							Компоненты группы В					
	CaO	Na ₂ O	TiR ₂ O ₃	ThO ₂	U ₃ O ₈	SrO	BaO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	PbO	Bi ₂ O ₃
Пирохлор	14— 20	4—8	5,0— 14,0	4,0— 11,0	1—5,0 (до 13,0)	—	—	40,5— 82,5	4—5, 5—8	5,0— 10,0	—	—	—
Sr-пандаит	До 2,0	—	—	—	—	6,4	12,5	67,0	—	3,9	—	—	—
Sr-пирохлор	—	—	—	—	—	5,4— 5,6	—	64— 68	До 1,5	3,9— 6,9	—	—	—
Плюмбопирохлор	1— 4,5	—	5,0— 13,0	—	1,8— 3,8	—	—	35,0— 50,8	1,7— 4,2	0—7,5	1,3— 3,0	8,3— 38,7	—
Микролит	10— 15	5— 5,5	1	—	2—4	—	—	До 3—4	60,8— 80,6	До 1,5	—	—	—
Джалмаит	2,0— 7,0	—	—	—	6,0— 15,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Висмутомикролит	—	5,0	—	—	—	—	—	—	80,0	—	—	—	3,25
Плюмбомикролит	—	—	—	—	—	—	—	1—2	50— 54	—	—	26— 28	—
Неотанталит (пирохлор-микролит)	5,0— 12,0	До 2,5	—	—	—	—	—	10,0— 34,2	33,0— 57,0	—	—	—	—
Бетафит	5—8	—	—	—	12,8— 28,6	—	—	27,0— 50,0	До 5	6,8— 20,65	До 4,5	—	—
Гатчеттолит	5,5— 13,6	—	До 2,5	До 10,35	9,0— 20,0	—	—	24,0— 54,0	8,3— 29,0	1,6— 12,3	—	—	—

циркона. Максимальный размер кристаллов пирохлора 6—7 см (в щелочных пегматитах), 1—2 см (в карбонатитах); обычно — доли миллиметра.

Окраска минералов группы пирохлора охватывает всю гамму коричневых тонов — от почти бесцветных, полупрозрачных, светло-желтых (поздние пирохлоры и микролиты), розовато-кремовых (Sr-пирохлор, микролит), ярко-оранжевых и красно-бурых до темно-бурых, почти черных (бетафит, титансодержащие разновидности пирохлора, некоторые микролиты). Измененные (гидратированные) разновидности обычно имеют светлую зеленовато-серую, лимонно-кремовую, эмалево-белую, реже серовато-голубую окраску. Sr-пандаит окрашен в желтовато-серый цвет. Необычный изумрудно-зеленый или темно-зеленый цвет свойствен Ви-микролиту. Блеск пирохлоров колеблется от алмазного и стеклянного (на гранях), что более типично для кристаллических разновидностей, до жирного или смолистого, более типичного для метамиктных разновидностей.

Излом неровный у кристаллических разновидностей и раковистый — у метамиктных. Плотность возрастает от собственно пирохлора и бетафита (4,05—4,55 г/см³) к гатчеттолиту (4,37—4,80 г/см³), далее к плюмбопирохлору (5,04—6,34 г/см³), микролиту (5,95—6,50 г/см³) и, наконец, плюмбо-микролиту (6,50—7,20 г/см³).

Твердость меняется в том же направлении, но менее четко: пирохлоры (4,5—6,5) → гатчеттолиты (5,0—5,5) → микролиты → (6,0—6,5). Метамиктные разновидности отличаются от близких по составу кристаллических пониженной твердостью и плотностью.

Пирохлор является типоморфным минералом пород повышенной щелочности. В качестве акцессорного минерала он встречается в нефелиновых и щелочных сиенитах — в ассоциации с альбитом, цирконом, апатитом, ильменитом, сфеном, ортитом и др. Широко распространен в пегматитах нефелиновых сиенитов и зонах фенитизации вокруг этих массивов. В больших количествах концентрируется в альбитизированных щелочных (рибекитовых, эгирин-рибекитовых) гранитах и в зонах щелочнополевошпатовых гранитоподобных метасоматитов, часто в ассоциации с малакконом, фергусонитом, минералами редких земель, торитом, сложными алюмофторидами, гагаринитом, редкоземельным флюоритом и др. В них пирохлор обычно представлен танталсодержащими разновидностями, а в щелочных метасоматитах — также и свинецсодержащими (до плюмбопирохлора) разновидностями.

Микролит и его разновидности связаны с гранитными пегматитами: в литиевых пегматитах характерна ассоциация с лепидолитом или Rb-мусковитом, клевеландитом, кварцем, сподуменом, щелочным бериллом, полихромным турмалином, петалитом, поллуцитом, амблигонитом, иногда топазом, а также с касситеритом, манганотанталитом, стибитотанталитом, симпсонитом, торолитом и др.

Неотанталит (пирохлор-микролит) — характерный минерал некоторых типов редкометальных гранитов (в частности, амазонитовых), где он ассоциирует с топазом, лепидолитом, касситеритом и др.

Джалмаит, связанный с гранитными пегматитами, встречается в нескольких ассоциациях: 1) колумбит, магнетит, самарскит, гранат, берилл,

турмалин, минералы висмута; 2) сподумен, поллуцит, альбит, кварц, монтебразит, берилл, колумбит-танталит, симпсонит, 3) микролит, танталлиндокит, апатит, воробьевит, полихромный турмалин, касситерит, спессаргин. Микролит, плумбомикролит, неотанталит и джалмаит установлены также в россыпях и аллювиальных песках в ассоциации с касситеритом, марганцотанталитом, микролитом, симпсонитом.

Бетафит имеет ограниченное распространение и также связан с пегматитами. Он установлен в амазонитовых пегматитах, в ассоциации с эвксенитом, ортитом, бериллом, малаконом и др.; в урано-редкоземельных пегматитах совместно с обручевитом, циртолитом, ксенотимом, монацитом и др.; в пегматитах нефелиновых сиенитов — с цирконом, магнетитом.

В гранитных пегматитах изредка встречается гатчеттолит, нарастающий на самарскит, а в микроклиновом пегматите он установлен совместно с циртолитом, гранатом, колумбитом.

Весьма широко развиты процессы замещения пирохлора ферсмитом и колумбитом. Не менее характерны замещения ранних генераций пирохлора более поздними. Реже пирохлор замещается луешитом. Нередко кристаллы пирохлора покрываются сыпучей натечной корочкой бесцветных или желтых продуктов изменения, которые проникают и внутрь кристаллов.

Продукты изменения гатчеттолита и бетафита изучены меньше. Для обоих минералов характерен процесс замещения анатазом. Гатчеттолит, кроме того, замещается пирохлором и циркелитом, которые развиваются в виде зонк по периферии его кристаллов. В карбонатах для гатчеттолита обычны также лимонно-желтые и зеленовато-серые корочки ферсмита, покрывающие его кристаллы в виде «рубашки».

Ильменорутил — $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{Fe})\text{O}_2$ — титано-ниобат со структурой типа рутила, трирутиловый ниобиевый член ряда ильменорутил — струверит. Основные компоненты состава: TiO_2 (36—86%), Nb_2O_5 (4,5—33,5%), Ta_2O_5 (0,15—28,5%), FeO (4,2—19,1%). Встречены ванадиевая (V_2O_5 5, 10%) и марганцовистая (MnO 16,0% при FeO 19,1%) разновидности. Ильменорутил кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Кристаллы ильменорутила призматические, несколько вытянутые по оси c , таблитчатые, также дипирамидальные (рис. 38).

На гранях призмы часто наблюдается продольная штриховка. Двойники по (101) и реже по (301). Встречается в виде одиночных кристаллов величиной до нескольких сантиметров, а также в виде неправильных выделений размером до 10 см и более.

Спайность ясная по (110), несовершенная по (100). Цвет черный, в тонких сколах просвечивает красным и красновато-бурым. Блеск металлический, смолистый, излом неровный до раковистого. Плотность 4,34—5,18 г/см³. Твердость 6,5—7,0. Ванадиевый ильменорутил светло-серого цвета, тусклый (землистый), с низкой плотностью (3,60).

Ильменорутил относится к довольно распространенным минералам. Характерен для гранитных пегматитов, часто альбитизированных, где он ассоциирует с бериллом, флюоритом, колумбитом, самарскитом, фергусонитом, топазом, монацитом и др. Он также установлен в щелочных

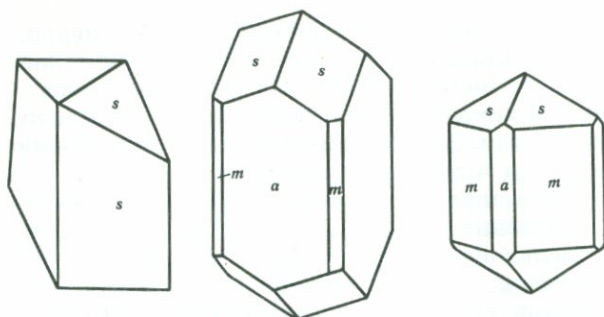


Рис. 38. Кристаллы ильменорутила

Стрюверит — $(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$ — более редкий танталовый член ряда ильменорутил — стрюверит. Изоструктурен с ильменорутилом.

Основной компонент состава — двуокись титана (от 33,0 до 83,5%, в зависимости от содержания в минерале тантала и ниобия). Содержит Ta_2O_5 6—49%, Nb_2O_5 0,2—12,6%. Помимо указанных элементов, к числу главных компонентов стрюверита принадлежит FeO (7,3—15,8%). Известна оловосодержащая разновидность (SnO_2 4,45%).

Кристаллы стрюверита короткопризматические и дипирамидальные (рис. 39). Обычны двойники по (101). Спайность ясная по (110); по (101) иногда наблюдается штриховка. Цвет черный. Обычно непрозрачен; в тонких сколах просвечивает красновато-коричневым. Блеск металлический на гранях, смоляной — в изломе. Излом зернистый, неровный. Плотность 4,8—5,7 г/см³ (возрастает с увеличением содержания тантала). Твердость 1,5—7,5.

Стрюверит относительно редок. Встречается в гранитных пегматитах и в гранитах. В пегматитах приурочен к кварцево-клевеландитовой или кварцево-мусковитовой зонам, где встречается в виде хорошо образованных кристаллов размером до 10 см или в виде гнезд; ассоциирует с колумбит-танталитом, бериллом, касситеритом, цирконом, монацитом. В танталоносных гранитах может иметь промышленное значение, сопровождается касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, фергусонитом, флюоритом; на стадии грейзенизации ассоциирует с топазом, бериллом, касситеритом, монацитом.

Тапиолит — $\text{Fe}(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ — танталат железа, структура производная по рутилу (трирутиловая), до недавнего времени считавшийся крайне редким; сейчас тапиолит является одним из главных рудных минералов некоторых месторождений, связанных с танталоносными пегматитами (наряду с танталитом, воджинитом, псевдооксиолитом, микролитом). Содержит Ta_2O_5 62,5—84,4%, Nb_2O_5 1,4—21,2%. Суммарное содержание пятиокисей тантала и ниобия составляет 78—85,5%. К главным компонентам состава тапиолитов относится также железо (9,2—16,8%). Иногда отмечаются повышенные количества MnO (6,0—10,9%). Постоянной примесью тапиолитов является SnO_2 (до 1,7%); в Западной Австралии

пегматитах (с пироксеном, цирконом, ильменитом, сфеном), в кварцевых грейзенах и аллювиальных россыпях. Ванадиевый ильменорутил встречается в анкеритовых и анкеритизированных кальцитовых карбонатах, где он сопровождается пироксеном, монацитом, колумбитом, ферсмитом, амфиболом.

установлен оловосодержащий тапиолит (SnO_2 8,92%), обогащенный марганцем (MnO 10,8%), что позволяет выделить его в самостоятельную разновидность. Очень редкой ниобиевой разновидностью тапиолита является моссит.

Сингония тетрагональная. Кристаллы тапиолита дипирамидальные, короткопризматические по $[001]$, изредка удлинённые по оси c (рис. 40). Весьма характерны двойники — как простые, так и полисинтетические по (013) . Чаще встречается в виде неясно выраженных кристаллов с искривленными гранями, размером 3—4 мм, а также в виде выделений неправильной формы, размером от 1,5 до 5—7 см в длину. Очень редки мелкие кристаллы хорошей огранки.

Спайность по (110) несовершенная. Цвет черный. Минерал прозрачный, в очень тонких сколах просвечивает красно-бурый. Блеск полуметаллический, алмазовидный. Излом неровный, до полураковистого. Плотность 7,09—7,65 г/см³; у моссита снижается до 6,45 г/см³. Твердость 6,0—6,5.

Тапиолит — минерал гранитных пегматитов. Он встречается: 1) в микроклин-олигоклазовых пегматитах с ортитом, монацитом, цирконом; 2) в сподуменовых пегматитах; 3) в альбитизированных танталит-берилловых пегматитах с турмалином, гранатом, цирконом или с манганотанталитом, висмутомикролитом, стрюверитом, брукитом, колумбитом, висмутином, турмалином, лепидолитом; 4) в мусковитовых пегматитах с колумбитом, бериллом, турмалином, гранатом, апатитом, сульфидами. Встречается также в россыпях. Обычно тапиолит замещается колумбитом или микролитом, реже яблочно-зеленым пироксеном.

Эшинит — $(\text{TR}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ — сравнительно редкий титано-ниобат редких земель и тория, не имеющий практического значения.

Главными компонентами состава являются титан (TiO_2 19,1—29,5%), ниобий (Nb_2O_5 16,2—32,5%), редкие земли преимущественно цериевой группы (16,0—34,0%) и торий (ThO_2 10—20%). Тантала, как правило, нет, в редких случаях количество Ta_2O_5 составляет 5,5—7,0%. Несистематически отмечается уран (0,06—3,6%). Разновидностью эшинита является тороэшинит (ThO_2 24,56%). Минерал обычно метамиктен.

Эшинит образует призматические кристаллы ромбической сингонии, как правило, уплощенные по (100) (рис. 41). На гранях (010)

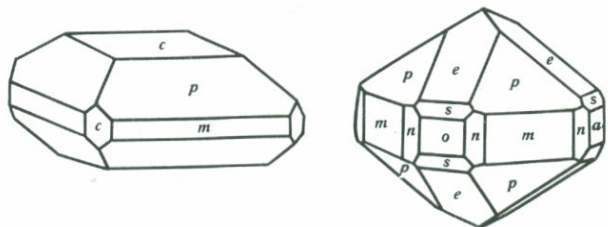


Рис. 40. Кристаллы тапиолита

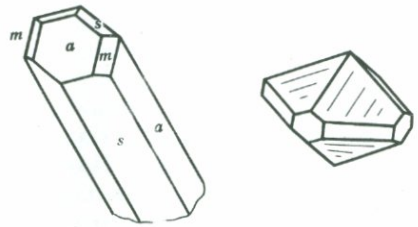


Рис. 39. Кристаллы стрюверита

иногда наблюдается штриховка параллельно [100]. Часто встречается в виде несовершенных кристаллов размером до 2 см и более, менее характерны выделения неправильной формы и прожилки.

Цвет эшинита смоляно-черный до буро-черного, у торозшинита до бурого. Последний просвечивает даже в крупных обломках. Блеск смолистый и стеклянный. Излом раковистый. Спайности нет. Проявляется отдельность по [010]. Плотность 5,10—5,38 г/см³. Твердость 5,5—6,5.

Эшинит характерен для щелочных сиенитов, их пегматитов и пегматитов нефелиновых сиенитов, где он наблюдается в нескольких парагенезисах: 1) монацит, биотит, циркон, магнетит, апатит; 2) циркон, колумбит, ильменит, гранат; 3) бетафит, ортит, циркон, мусковит, биотит.

В альбитизированных кварцево-полевошпатовых пегматитах ассоциирует с пироксеном, ферсмитом, ортитом, ильменорутилом и др., в кальцитовых карбонатах — с флогопитом, актинолитом, апатитом, пироксеном, бадделейтом.

Эшинит интенсивно замещается вторичными продуктами, которые развиваются на его кристаллах в виде буроватых и желтовато-серых корочек или проникают в них по трещинкам, образуя сплошные гнезда.

Линдоцит — $(\text{TR}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6$ — структурный аналог эшинита. Подобно эшиниту линдоцит является титано-ниобатом редких земель, но в отличие от него характеризуется низким содержанием ThO_2 (менее 5%).

Разновидностями линдоцита являются танталлиндоцит (Ta_2O_5 32%), алюмолиндоцит, обогащенный алюминием (Al_2O_3 7,37%) и железом (Fe_2O_3 7,68%), а также кальциевый линдоцит (CaO 13,5%), характеризующийся почти полным отсутствием редких земель (TR_2O_3 2,2%) и тория (ThO_2 0,05%) и высоким содержанием ниобия (Nb_2O_5 27,6—52,2%). Содержание TiO_2 колеблется в пределах 12,0—30,0%, редкоземельные окислы комплексного состава присутствуют в количестве 22,5—35,75%; характерны повышенные содержания окиси кальция (2,25—6,5%), несистематически (до 1,5—5%, как и в эшините) в линдоцитах появляется уран. Линдоцит встречается в метамиктном и кристаллическом состоянии. Кристаллизуется в ромбической сингонии и представлен таблитчатыми,

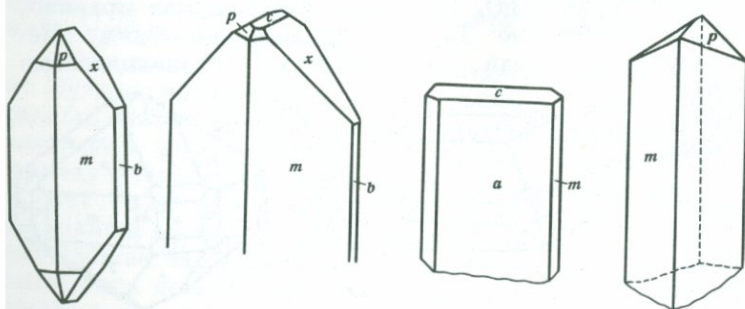


Рис. 41. Кристаллы эшинита

призматическими, длиннопризматическими, игольчатыми кристаллами, обычно изогнутыми в направлении удлинения, иногда призматические кристаллы уплощены по (010) (рис. 42). На кристаллах всегда проявлена продольная штриховка.

Линдокит и алюмолиндокит часто образуют выделения неправильной формы, до 4×6 см. Танталлиндокит и кальциевый линдокит обычно встречаются в виде кристаллов. Кристаллы кальциевого линдокита мелкие, величиной 0,2—0,3 мм. Танталлиндокит образует большие хорошие кристаллы размером до 1×6 см, иногда шестоватые агрегаты или радиальные сростки.

Цвет линдокитов колеблется от черного и черно-бурого до светло-бурого. Замечено, что у метамиктных разновидностей обычно окраска более темная, а у кристаллических — более светлая (от бурой до красно-светло-бурой). У кальциевого линдокита окраска неровная зеленовато-серая. Блеск чаще смолистый и жирный, а также стеклянный, у кристаллического линдокита — до алмазного. Излом неровный (занозистый), полураковистый и раковистый. Спайность не установлена. Для танталлиндокита указывается несовершенная спайность (скорее отдельность), параллельная (010). Плотность 4,55—5,18 г/см³, у танталлиндокита повышается до 5,87 г/см³, а у кальциевого линдокита снижается до 3,94 г/см³. Твердость около 6,0, у танталлиндокита 6,5.

Линдокит относительно редок. Характерен для гранитных пегматитов, где он ассоциирует с бериллом, колумбитом, гранатом, цирконом, флюоритом. Танталлиндокит установлен в альбитизированных гранитных пегматитах (совместно со сподуменом, циннвальдитом, турмалином, бериллом, апатитом, пироксеном), в массивах щелочного комплекса (в ассоциации с чевкинитом, бритолином, висмутовым галенитом и сфалеритом), в карбонатитах (развит преимущественно в кальцитовых разновидностях в ассоциации с гатчеттолитом, форстеритом, флогопитом, бадделитом) и в силикатных метасоматических породах (в ассоциации 1) с эгирином, магнетитом, кальцитом, флогопитом или 2) с ортитом, ильменорутилом, флогопитом, ксенотимом, альбитом, кальцитом, апатитом, сфеном). Алюмолиндокит встречен в кварцевых прожилках среди фенитизированных пород, с титаноколумбитом.

Линдокиты обычно покрываются хрупкими корочками желтовато-бурого и бежевого цвета, которые по составу и структурной характеристике близки к линдокиту, но более гидратированы.

Циркелит — $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ — цирконотитанат кальция, минерал сложного состава, включающий переменные, иногда весьма существенные количества ниобия, тантала, тория, урана, редких земель, железа и др., его формулу можно представить в виде $(\text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{U}) \text{Zr} (\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{Fe})_2\text{O}_7$.

Максимальное содержание Nb_2O_5 27% (обычно 2,5—11%), содержание Ta_2O_5 достигает 1,5—2%, что, учитывая трудную извлекаемость тан-

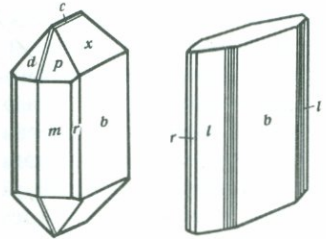


Рис. 42. Кристаллы линдокита

тала и ниобия из минерала, превращает циркелит в существенно вредную примесь тантало-ниобиевых карбонатитовых руд.

Сингония моноклинная (псевдотригональная). Облик минерала весьма характерен: чаще всего это мелкие (1—2 мм, редко до 1,5 см) пластинки черного цвета с сильным металловидным блеском на базальной грани и смолистым — в раковистом изломе. В тонких сколах минерал серовато-или красновато-бурый. Спайности нет, но параллельно базису наблюдается грубая отдельность. Твердость 5,5—6. Плотность 4,02—5,2 г/см³. Весьма характерны разнообразные полигональные сростки и двойники: гексагональные звездочки, розетки, иногда правильные кубы с грубой диагональной штриховкой. В виде мелкой вкрапленности с трудом отличим от темных разновидностей пирохлора (или гатчеттолита), но обычно всегда можно встретить сечения, выявляющие пластинчатый габитус минерала. Четким отличием служит и его специфический металловидный блеск на гранях.

Встречается чаще всего в карбонатитах рудной стадии в ассоциации с пирохлором, бадделейтом, апатитом, диоксидом, форстеритом и магнетитом. Иногда в этой ассоциации вместо форстерита присутствует клиногумит. Помимо карбонатитов установлен в якупирангитах и магнетитовых пироксенитах (Якупиранга, Бразилия), в кальцит-пироксен-амфиболовой породе (Кольский полуостров), в фенитах вокруг нефелиновых сиенитов и в секущих фениты пироксен-биотитовых прожилках (Кольский полуостров). Замещается пирохлором или агрегатом пирохлора и циркона, либо циркона, сфена, ильменита и ферсмита.

Ринколит — $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Ca}, \text{TR})_4(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{O}, \text{F})_2\text{F}_2$ — титаносиликат. Содержит до 4,5% Nb_2O_5 . В группу ринколита входит ряд минеральных видов и разновидностей, имеющих различные названия, но близких по физическим свойствам и химическому составу: ринкит, йонструпин, мозандрит, ловчоррит, гидроринколит. Для этих моноклинных псевдоромбических минералов характерны лучистые и сноповидные агрегаты вытянутых длиннопризматических кристаллов; скрытокристаллический ловчоррит просто узнать — по внешнему виду он похож на столярный клей. Цвет варьирует от темно-желтого до бурого, иногда с зеленоватым оттенком, спайность ясная до (100), излом раковистый, блеск стеклянный или жирный. Твердость 5. Плотность 3,3—3,5 г/см³. Черта бледно-желтая. Обладает повышенной радиоактивностью.

Легко выветривается и превращается в землистую массу белого цвета — вудъяврит, представляющий собой гидратированную смесь окислов титана, кремния, редкоземельных элементов.

Ринколит и минералы его группы характерны для нефелиновых сиенитов и щелочных пегматитов Гренландии, Норвегии, Южной Африки, Тувы, Северного Прибайкалья, Кольского полуострова. Ловчоррит широко распространен в Хибинском щелочном массиве. Ассоциирует с эгирином, пектолитом, натролитом, сфалеритом. Промышленного значения пока не имеет, но в случае крупных скоплений может представить практический интерес как руда на редкие элементы.

Мурманит — $\text{Na}(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — титаносиликат. Содержит до 10,56% Nb_2O_5 . Минерал моноклинный, представлен чешуйчатыми и пластинчатыми слюдоподобными выделениями размером до 60 см². Цвет ярко-фиолетовый, сиреневый, сиреневато-розовый, ярко-розовый, нередко с перламутровым отливом. При изменении становится серебристым, желтым, бурым, коричневым до черного. Блеск стеклянный или жирный, спайность весьма совершенная по (100). Очень хрупкий. Твердость 2—3. Плотность 2,5—2,8 г/см³.

Широко распространен в нефелиновых сиенитах и щелочных пегматитах, где мурманит в значительной части является вторичным минералом, образующимся при позднегидротермальном или гипергенном изменении ломоносовита. Фосфат натрия из ломоносовита выщелачивается очень легко даже холодной водой, в результате наблюдается ряд промежуточных соединений между ломоносовитом и мурманитом. Мурманит также изменяется, превращаясь в тонкоагрегатное бурое вещество, почти не содержащее натрия. Ассоциирует с лампрофиллитом, эгирином, нефелином, содалитом, эвдиалитом, часто содержит многочисленные включения посторонних минералов. Практического значения не имеет.

Щербаковит — $(\text{K}, \text{Ba})\text{Na}(\text{Ti}, \text{Nb})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$ — ромбический ниобосиликат. Содержит 10,44% $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$. Представлен уплощенными длиннопризматическими кристаллами длиной до 5 см с характерным красновато-коричневым цветом. Блеск стеклянный до жирного, спайность несовершенная. Плотность 2,96 г/см³. Твердость 6,5.

Образуется на поздней стадии гидротермального процесса в ассоциации с натролитом, пектолитом, апатитом. Практического значения не имеет.

Комаровит — $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{Nb}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}_3 \cdot 3,5 \text{H}_2\text{O}$ — ниобосиликат. Открыт А. М. Портновым (1971 г.) и назван в честь летчика-космонавта СССР В. М. Комарова. Минерал обнаружен в щелочных пегматитах в виде чешуйчатых, тонкопластинчатых или землистых скоплений бледно-розового цвета, выполняющих прожилки в крупнокристаллическом белом натролите. В ассоциации с комаровитом наблюдаются поздний альбит и переротложенный мелкозернистый натролит. Для него характерны: матовый блеск, белая черта, низкая твердость (1,5—2), средняя спайность по (001), хорошо заметная как в образцах, так и под микроскопом. Плотность 3,0 г/см³. Образование комаровита, по-видимому, связано с изменением поздними щелочными растворами кристаллов ниоболабундовита, также присутствующих в щелочных пегматитах.

ТИПЫ РУД НИОБИЯ И ТАНТАЛА

В настоящее время известно семь генетических групп эндогенных месторождений тантала и ниобия: 1) редкометальные пегматиты, 2) танталоносные топаз-литиионитовые редкометальные граниты, 3) щелочные (криолит-рибекитовые) редкометальные гранитоиды, 4) щелочные полевошпатовые (гранитоподобные) метасоматиты, 5) альбититы, связанные с миаскитами, 6) стратифицированные плутоны агпаитовых щелочных пород

с лопаритовыми горизонтами, 7) редкометальные карбонаты. Число минеральных типов руд, естественно, еще гораздо больше.

Руды пегматитовых месторождений. Все танталоносные пегматиты относятся к натро-литиевому типу гранитных пегматитов по классификации А. Е. Ферсмана. Выделяются три основных типа пегматитовых руд тантала, которые часто присутствуют в составе единых пегматитовых полей или даже отдельных крупных тел, слагая в последних пространственно обособленные участки.

1. Сподуменовые руды служат основным типом литиевого сырья. Тантал в них присутствует в основном в виде железистого (черного до темно-бурого) колумбит-танталита с отношением $Ta : Nb$, близким 1 : 1. Содержание Ta_2O_5 составляет 0,005—0,009%, запасы — до 10 тыс. т, редко больше. Тантал в таких рудах является ценным попутным компонентом при разработке месторождений на литий. Сподуменовые пегматиты сложены в целом весьма крупнозернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата, сподумена, альбита и мусковита, но колумбит-танталит в них образует тонкую (0,01 мм и меньше), визуально подчас трудно различимую, относительно равномерно распределенную вкрапленность. На этом фоне отмечаются, особенно в раздувах жил, гнездовые скопления более крупных (3—5 мм, редко более) кристаллов. Вкрапленность колумбит-танталита тяготеет, как правило, к зонам и участкам интенсивного развития альбитизации; такие руды представлены сравнительно мелкозернистым слюдисто-альбитовым или альбитовым агрегатом, часто содержащим также монтебразит, апатит, турмалин.

2. Берилл-танталитовые руды представляют собой уже самостоятельный тип танталовых руд (с попутным извлечением рудоразборного берилла). В таких рудах содержание Ta_2O_5 повышается до 0,015—0,025%, $Ta : Nb$ -отношение составляет 1 : 1—2 : 1. Запасы Ta_2O_5 измеряются первыми тысячами тонн. Руды сложены темным кварцем, альбитом (особенно пластинчатым клевеландитом, часто голубоватым), микроклином; в подчиненном количестве (главным образом в раздувах жил) присутствуют лепидолит, мусковит, берилл, сподумен, монтебразит. Танталовая минерализация представлена колумбит-танталитом, часто приближающимся по составу к ниоботанталиту. Цвет минерала обычно черный до темно-бурого, но нередко просматриваются красно-бурые внутренние рефлексии (признак повышенной марганцовистости). Размеры его выделений в целом возрастают, иногда встречаются кристаллы и их сростки величиной 2—3 см и более (в зонах пегматоидного и блокового строения). В агрегатах клевеландита размер вкрапленности колумбит-танталита порядка 1—5 мм, в гнездах и прожилках сахаровидного альбита — 0,01—0,1 мм. В участках развития замещающих комплексов (клевеландитового, грейзенового, лепидолитового) наряду с обычными минералами-спутниками танталового оруденения — черным бипирамидальным танталсодержащим касситеритом, щелочным бериллом (зеленоватым, голубоватым или белым), монтебразитом, апатитом, лепидолитом, турмалином (нередко синим или зеленым) — появляются существенно танталовые минералы — танталит, манганотанталит, реже микролит и тапиолит.

3. Лепидолит-танталитовые руды отличаются максимальным содержанием тантала — обычно 0,02—0,04%, в отдельных зонах до 0,2—0,25% (Берник-Лейк, Канада), весьма высоким отношением $Ta : Nb$ (3—6): 1, и чрезвычайным видовым разнообразием танталовой минерализации. Запасы Ta_2O_5 от первых сотен до 4—5 тыс. т и более.

Состав руд: кварц, альбит, микроклин (часто высокорубидиевый), лепидолит (обогащенный рубидием и цезием) и мусковит (обычно рубидиевый или литие-рубидиевый). Соотношения между этими минералами широко колеблются; особенно непостоянно содержание и соотношение слюд (вплоть до полного отсутствия лепидолита или, наоборот, Rb-мусковита). Обычные минералы-спутники танталового оруденения — амблигонит, танталсодержащий касситерит, цветной турмалин (розовый, зеленый и полихромный), воробьевит (морганит), иногда топаз, петалит или поллуцит. Характерны розовые и сиреневые окраски многих минералов: лепидолита, мусковита, турмалина, фосфатов (гердерита, апатита, литиофилита) и др. Типоморфны минералы ряда трифилин — литиофилит, очень широко развиты продукты их гипергенного изменения (сиклерит, пурпурит и целая серия Fe-Mn-фосфатов). В занорышах иногда появляются прозрачные (ювелирные) кристаллы сподумена: бесцветные, розовые (кунциты) и голубовато-зеленые (гиддениты).

Среди танталовых минералов ведущую роль играют танталит или манганотанталит, иногда также воджинит (оловотанталит), псевдооксиолит, микролит, угандит, тапиолит, реже торолит, симпсонит, стибнонтанталит, джалмаит и др. Распределение танталовых минералов неравномерное, гнездовое. Размеры выделений достаточно велики; характерны крупные кристаллы и их агрегаты, гнездовые скопления, густая вкрапленность и прожилки, тяготеющие к агрегатам альбита (клевеландита) и лепидолита или Rb-мусковита. Цвет танталита и воджинита колеблется от темно-бурого (реже черного) до сургучно-красного; красные (марганцовистые) разновидности прозрачны или просвечивают. Микролиты могут быть бесцветны или окрашены в розовый, бурый, желтоватый, зеленоватый цвет.

Руды месторождений, связанных с редкометальными топаз-литий-титановыми гранитами (апогранитами). Руды месторождений данного типа во многих отношениях близки рудам пегматитовых месторождений, особенно к берилл- и лепидолит-танталитовым рудам. Содержание Ta_2O_5 в них составляет 0,012—0,018%, иногда 0,02—0,025%, а в самых верхних присводовых участках рудоносных гранитных куполов — до 0,03—0,04%. Величина $Ta : Nb$ -отношения колеблется от 1 : 2 до 1,5—2 : 1, в среднем она близка 1 : 1. Запасы Ta_2O_5 исчисляются нередко в 10—15 тыс. т и более.

Руды представляют собой средне- или крупнозернистые, реже мелкозернистые, обычно альбитизированные и грейзенизированные граниты, т. е. состоят из кварца, альбита и микроклина с примесью (первые проценты) литиевых слюд (циннвальдита, лепидолита) и топаза. Главную роль чаще всего играет альбит, реже микроклин. Последний во многих месторождениях представлен зеленым амазонитом (в богатых рудах — голубовато-зеленым). В составе руд присутствуют также многочисленные акцессорные минералы гранитов — флюорит, флюоцерит, монацит, мета-

миктные разности циркона, магнетит, гематит, черный бипирамидальный танталсодержащий касситерит, иногда гранат и др.

Танталовая минерализация может варьировать по составу как в разных массивах, так и в пределах одного массива. В месторождениях рассматриваемой группы известны танталитовые, пироклор-микролитовые (неотанталитовые), колумбитовые и танталит-стрюверитовые руды. Последние отличаются существенно микроклиновым составом. Однако главное значение имеют танталитовые и пироклор-микролитовые руды, богатые альбитом и содержащие лепидолит. Танталовые минералы являются типичными акцессорными минералами, образуют рассеянную вкрапленность очень мелких зерен (0,01—0,1 мм, редко до 0,5—1 мм). Минералы ряда колумбита — танталита окрашены в черный цвет (в апикальных зонах массивов часто с красно-бурыми внутренними рефlekсами). Пироклор-микролит имеет медово-желтую до бурой окраску. Зерна пироклор-микролита окружены ржаво-бурыми ореолами. Тем не менее присутствие танталовых минералов в гранитах лишь редко обнаруживается макроскопически или даже под лупой. Легче удается заметить спорадически встречающиеся тончайшие волосные прожилки рудных минералов в гранитах. Для диагностики руд танталоносных гранитов чрезвычайно важны их характерные структурно-текстурные особенности: неравномерное пятнисто-полосчатое (такситовое) распределение альбитизации, присутствие выделений так называемого горошкового кварца (округлые каплевидные порфиробласты, представленные кристаллами с очень слабо развитым поясом призмы) размером 3—5 мм, иногда до 7—10 мм, и такой же величины листочков литиевых слюд — дымчатого циннвальдита или серебристого лепидолита. Для танталоносных гранитов также типичен идиоморфизм выделений калиевого полевого шпата. Топаз, несмотря на его высокое содержание в рудах, без микроскопа не различим, но легко фиксируется в виде крупных кристаллов в грейзенизированных породах зоны экзоконтакта.

Руды месторождений, связанных с редкометальными щелочными гранитоидами. Характерным и широко известным примером месторождений этого типа руд являются колумбито- и пироклороносные граниты плато Джоз в Нигерии. Многими чертами состава и облика, в частности, структурно-текстурными особенностями руды редкометальных гранитов данного типа напоминают руды танталоносных гранитов, отличаясь, однако, более высокой щелочностью. Это отражается как на составе и парагенезисах темноцветных и акцессорных (в том числе рудных) минералов, так и на величине $Ta : Nb$ -отношения, которое здесь составляет 1 : 10, при более высоком, чем в рудах танталоносных гранитов, среднем содержании Ta_2O_5 (0,018—0,22%). Среднее содержание Nb_2O_5 , соответственно, порядка 0,2%. Следовательно, это комплексные тантало-ниобиевые руды. Запасы тантала, заключенные в рудах, на некоторых объектах достигают 100 тыс. т Ta_2O_5 , запасы ниобия часто превышают 1 млн. т Nb_2O_5 .

Кроме тантала и ниобия, подобные руды содержат промышленные концентрации редких земель иттриевой и цериевой подгрупп и циркония,

могут служить источником получения криолита и литиевых слюд. Темноцветные минералы в щелочных гранитах представлены чаще всего темным рибекитом, местами биотитом и (при интенсивном развитии альбитизации) светлым, почти бесцветным эгирином. Грейзенизированные разности обогащаются литиевыми слюдами, состав которых варьирует от циннвальдита до полилитиионита. Чрезвычайно типично широкое развитие наряду с иттрофлюоритом, комплексных алюмофторидов (криолита, томсенолита и продуктов их изменения, а также гагаринита). Рибекитовые разности гранитов часто характеризуются полосчатым сложением, подчеркнутым субпараллельной ориентировкой и группировкой столбчатых кристаллов рибекита и скоплений его мелких зерен.

Щелочные редкометалльные гранитоиды богаты акцессориями; помимо фторидов, в них присутствуют малакон, ксенотим, редкоземельные фторкарбонаты, ферриторит, ураноторианит, касситерит, ильменит, сульфиды, иногда сфен, силикаты редких земель (гадолинит, иттриалит, таленит). Тантало-ниобиевые минералы представлены: в рибекит- и эгири-альбитовых гранитах — танталсодержащим пирохлором, в литионит-альбитовых — колумбитом, отчасти фергусонитом. Соответственно, различаются два типа руд: пирохлоровые (иногда с фергусонитом) и колумбитовые; но при обогащении получают и коллективные концентраты.

Колумбит имеет черную, а пирохлор бурю окраску. Тантало-ниобиевые минералы образуют в рудах сравнительно равномерно рассеянную вкрапленность мелких зерен (от 0,01 до 0,1—0,2 мм, редко крупнее), как правило, визуально не различимых (присутствие пирохлора иногда диагностируется по ржаво-бурому ореолу вокруг его зерен). Более крупные кристаллы тантало-ниобатов присутствуют в составе секущих граниты кварц-полевошпатовых прожилков, которые содержат также минералы циркония и редких земель, иногда криолит, а на отдельных участках образуют скопления типа штокверков.

Руды месторождений, связанных с зонами щелочно-полевошпатовых метасоматитов. Эти руды по составу и внешнему облику напоминают пирохлоровые или фергусонит-пирохлоровые руды щелочных редкометалльных гранитоидов. Они представляют собой своеобразные гранитоидные породы гнейсовидного сложения, в которых темноцветные минералы могут быть представлены щелочными амфиболами (арфведсонитом или рибекитом), светлым эгирином и (или) биотитом. Гнейсовидность метасоматитов является результатом наследования темноцветными компонентами ориентировки минералов в метаморфических породах субстрата (представленных гранито-гнейсами, гнейсами, кристаллическими сланцами).

Руды месторождений данной группы относятся к комплексным тантало-ниобиевым. Месторождения характеризуются весьма большими запасами руд при Ta : Nb-отношении 1 : 10—1 : 12 и среднем содержании Ta₂O₅ 0,02—0,05%, Nb₂O₅ 0,25—0,5%. Кроме того, в этих месторождениях выявлены крупные локальные скопления очень богатых пирохлоровых руд с содержанием Ta₂O₅ 2,5—3,5% и Nb₂O₅ 30—35%.

Состав рудных минералов метасоматитов связан с составом темноцветных. В эгириновых и эгирин-амфиболовых метасоматитах богатые

танталовые руды представлены редкоземельным свинец- и танталсодержащим пирохлором (отношение $Ta : Nb = 1 : 13$), который сопровождается цирконом, гематитизированным ильменитом и серией комплексных алюмофторидов (продуктов замещения криолита). В амфиболовых (рибекитовых и арфведсонит-рибекитовых) метасоматитах (рядовые руды) преобладают пирохлор обычного состава и среди сопутствующих минералов — криолит, ильменит, циркон, отчасти гагаринит. Наконец, в биотитовых метасоматитах пирохлор полностью колумбитизирован, и широко распространен фергусонит. Минералы-спутники: магнетит, монацит, редкоземельный флюорит, торит, малакон, гагаринит, отчасти флюоцерит.

В рудах некоторых месторождений этой группы содержание свинца в танталоносных TR-пирохлорах повышается, вплоть до появления плумбопирохлоров. Во всех перечисленных типах метасоматитов (сортах руд) рудные минералы и, в частности, пирохлор образуют тонкую, довольно равномерную вкрапленность, макроскопически обычно неразличимую. Кроме того, локальное развитие (в зонах позднейших разрывных нарушений) имеют прожилковые руды. Последние носят характер лейкократовых (кварц-полевошпатовых) обособлений типа линз или жилобразных тел, к зальбандам которых тяготеют сегрегации зерен бурого танталсодержащего пирохлора, вплоть до образования его анхимономинеральных скоплений — желваков объемом в несколько кубических метров каждый. Такие рудные блоки на 70—98% состоят из зерен пирохлора и внешне имеют вид сплошных (сливных) пирохлоровых масс.

Редкоземельные альбититовые руды, связанные с миаскитовыми нефелиновыми сиенитами. Примером этих руд является Вишневогорское цирконий-ниобиевое (циркон-пирохлоровое) месторождение на Урале.

На месторождении развиты два основных типа руд: 1) щелочные (миаскитовые) пегматиты и «ощелоченные» (фенитизированные) и альбитизированные гранитные пегматиты, 2) альбитизированные и местами брекчированные и карбонатизированные миаскиты и фениты. В пределах рудоносных зон дробления альбититы по миаскитам и фенитам обычно сильно брекчированы; обломки брекчий иногда цементируются биотит- или пироксен-кальцитовой породой. Эти альбититы и цементирующие их на некоторых участках карбонатные породы и составляют рудную массу, несущую циркон-пирохлоровую (в альбититах) и пирохлоровую (в карбонатных рудах) минерализацию. На долю оруденелых миаскитов и фенитов приходится 95% всех запасов ниобия, хотя среднее содержание Nb_2O_5 в них невелико (порядка 0,2%), т. е. значительно ниже, чем в пегматитах. Величина $Ta : Nb$ -отношения в альбититовых и прожилковых карбонатных рудах составляет 1 : 100, а в фенитизированных и альбитизированных гранитных пегматитах повышается до 1 : 30. Таким образом, оба типа руд являются собственно ниобиевыми.

Главный ниобиевый минерал — пирохлор — образует в альбититах равномерную вкрапленность мелких (0,1—2,0 мм) бурых октаэдрических кристаллов. В кальцитовых (более богатых) рудах выделения пирохлора в целом несколько крупнее, в пегматитах — еще крупнее. Пирохлор местами частично замещен ферсмитом, а ферсмит — колумбитом. На долю

пирохлора приходится 85—90% всего ниобия, заключенного в рудах, остальная часть распределяется между ферсмитом, ильменорутилом, сфеном, ильменитом, колумбитом, эшинитом, цирконом и темноцветными минералами кальцитовых пород.

В альбититовых рудах пирохлор тесно ассоциирует с цирконом; среднее соотношение циркона и пирохлора в них колеблется от 1 : 1 до 2,5 : 1. Циркон образует характерные, часто крупные, бипирамидальные кристаллы, практически лишенные призматических граней. Пирохлор нередко нарастает на гранях кристаллов циркона. Другими минералами — спутниками пирохлора в альбититах и пегматитах являются биотит, ильменит, ильменорутил, эшинит, монацит, ортит, чевкинит, в кальцитовых породах — биотит, апатит, ильменит или сфен.

В целом руды Вишневогорского месторождения наиболее бедны ниобием по сравнению с рудами месторождений других генетических групп, они практически не содержат тантала, а значительная часть альбититовых руд (по фенитам) принадлежит к весьма труднообогатимым.

Лопаритовые руды стратифицированных плутонов агнаитовых нефелиновых сиенитов. Известно только одно месторождение этой генетической группы, оно приурочено к расслоенному щелочному массиву (европейская часть СССР). Месторождение детально изучено, его руды представлены во всех музеях и коллекциях, многократно описаны. Однако, к сожалению, эти руды совершенно не «фотогеничны» и в данный атлас не включены, что, впрочем, нельзя считать существенным пробелом, поскольку все геологи, изучавшие и разведывавшие это месторождение, хорошо их знают, а вероятность нахождения другого аналогичного месторождения по-видимому, ничтожно мала.

Карбонатитовые руды. В месторождениях генетической группы карбонатитов насчитывается пять основных типов руд: 1) гатчеттолитовые (танталоносные) кальцитовые карбонатиты; 2) пирохлоровые (ниобиеносные) кальцитовые карбонатиты; 3) колумбитовые (ниобиеносные) анкеритовые карбонатиты; 4) гатчеттолитовые (танталоносные) апатит-магнетитовые породы (руды); 5) гатчеттолитовые (танталоносные) эгириновые альбититы.

Пятый тип пока не имеет промышленного значения ввиду трудной обогатимости и в атлас не включен. Третий тип обычно тоже не играет самостоятельной роли; колумбит может извлекаться попутно наряду с минералами редких земель и сульфидами.

В рудах четвертого типа тантал (гатчеттолит) также является попутным компонентом, и вопрос о его извлечении возникает лишь в условиях эксплуатации месторождения на железные руды (магнетит) и фосфорное сырье (apatит). Главное значение, следовательно, имеют руды первого и второго типов, которые характеризуются валовым содержанием Nb_2O_5 0,1—0,15%, а в отдельных крупных рудных телах — до 0,3—0,5%, реже до 1% и даже 3—4% Nb_2O_5 (Баррейру-ди-Араша, Бразилия). Содержание Ta_2O_5 в гатчеттолитовых карбонатитах 0,01—0,02%, при отношении $Ta/Nb = 1 : 1,5—1 : 10$, обычно 1 : 5—1 : 8. Запасы металлов весьма крупные, по ниобию иногда гигантские. Руды часто бывают крупновкраплен-

ными, но достаточно хорошо обогащаются даже их (в целом преобладающие) мелковкрапленные разности.

Руды первого и второго типов представляют собой крупно- и среднезернистые кальцитовые карбонатиты с существенным содержанием темноцветных минералов, по составу которых различают форстеритовые, диопсидовые и флогопитовые разности. Текстуры обычно пятнистополосчатые, атакситовые. Часто встречаются крупнокристаллические «пегматоидные» разности с таблитчатыми кристаллами кальцита, местами обогащенные диопсидом, форстеритом, флогопитом, магнетитом и апатитом. Редкометалльная минерализация представлена вкрапленностью бадделеита, циркелита и гатчеттолита или пирохлора. Гатчеттолит особенно характерен для пегматоидных форстерит-кальцитовых карбонатитов. Гатчеттолиты карбонатитовых руд содержат обычно от 8—12 до 25—26% Ta_2O_5 .

К рудам второго типа относятся амфибол-кальцитовые (доломитсодержащие) карбонатиты с пирохлором. Это средне-, мелко- и тонкозернистые полосчатые руды, в составе которых, помимо карбонатов и щелочных амфиболов, присутствуют оранжево-красный тетраферрифлогопит, серпентин (по форстериту), иногда эгирин, магнетит, апатит, пирохлор, циркон. Гатчеттолит преобразуется в пирохлор и далее в ферсмит.

Руды третьего типа представляют собой крупно- или мелкозернистый анкеритовый, реже доломит-анкеритовый или сидеритовый агрегат, часто брекчиевидного сложения; крупнозернистые разности нередко кавернозны. Эти руды содержат флюорит, барит, стронцианит, монацит, фторкарбонаты и карбонаты редких земель, иногда сульфиды свинца, цинка и молибдена. Ниобий присутствует в основном в виде колумбита, развивающегося по пирохлору (часто с образованием губчатых псевдоморфоз).

Руды четвертого типа встречаются не во всех карбонатитовых месторождениях, а лишь в тех, в которых получил широкое развитие так называемый железорудный комплекс. Танталоносные апатит-магнетитовые и форстерит-кальцит-магнетитовые руды отличаются от рядовых, преобладающих в составе «железорудного комплекса», тем что в редкометалльных рудах форстерит и флогопит замещены соответственно гумитом и тетраферрифлогопитом. Это придает танталоносным рудам буровато-серую и розоватую окраску. Для них характерны также резкополосчатые и пятнистые (такситовые) текстуры. Главные редкометалльные минералы таких руд — гатчеттолит, пирохлор, циркелит и бадделеит. На долю первых трех минералов приходится около 80% всего тантала, на долю четвертого — около 10%, остаток рассеивается в магнетите и ильмените. Среднее соотношение циркелита и гатчеттолита примерно 2 : 1. Рудная вкрапленность очень мелкая и, как правило, макроскопически не различима. Редкометалльные минералы находятся в тесных сростаниях между собой и с магнетитом. Ta/Nb-отношение варьирует от 1 : 2 до 1 : 8 в гатчеттолите и от 1 : 10 до 1 : 32 в пирохлоре и циркелите. Постоянно присутствует значительное количество апатита (P_2O_5 около 6%).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 194 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.
- Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. В кн.: Геология м-ний редких элементов, вып. 31. М., «Недра», 1967, 62 с. Авт.: Л. Г. Фельдман, А. Н. Бугаец, В. В. Матнас и др.
- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. — В кн.: Геология м-ний редких элементов, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958, 49 с.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. — Тр. ВИМС, вып. 16. М., «Недра», 1967, 199 с.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 320 с.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.
- Бороздин Л. С., Лапин А. В., Харченко А. Г. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973, 176 с.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1972, 296 с.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959, 618 с.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960, 246 с.
- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1975. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, П. И. Куприянова и др.
- Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. — В кн.: Геология м-ний редких элементов, вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962, 153 с. Авт.: В. С. Гайдукова, Т. Б. Здорик, Ю. Б. Лавренев и др.
- Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., «Недра», 1968, 263 с. Авт.: А. А. Беус, В. В. Беренгилова, Л. И. Грабовская и др.
- Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966, 393 с. Авт.: В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко и др.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1, 2. М., «Наука», 1964, т. 3. М., «Наука», 1966. Коллектив авторов.
- Гинзбург А. И. Месторождения цезия. — В кн.: Геология рудных месторождений СССР, т. 3. М., «Недра», 1974, с. 295—302.
- Гинзбург А. И., Луговской Г. П. Месторождения лития. — В кн.: Геология рудных месторождений СССР. Т. 3. М., «Недра», 1974, с. 278—294.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Месторождения тантала и ниобия. — В кн.: Геология рудных месторождений СССР. Т. 3. М., «Недра», 1974, с. 353—402.
- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А., Гинзбург А. И. Титано-тантало-ниобаты, М., «Недра», 1974, 344 с.
- Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М., «Недра», 1970, 235 с.
- Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., «Наука», 1964, 317 с.

- З а б о л о т н а я Н. П. Месторождения бериллия. — В кн.: Геология рудных месторождений СССР. Т. 3. М., «Недра», 1974, с. 303—352.
- К а л е д о н с к и й комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Наука», 1965, 768 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Т. Булах и др.
- К а п у с т и н Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971, 286 с.
- К у д р и н В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. И. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — Геология м-ний редких элементов, вып. 25. М., «Недра», 1965, 146 с.
- К у з ь м е н к о М. В., А к е л и н Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965, 120 с.
- К у з ь м е н к о М. В., Е с ь к о в а Е. М. Тантал и ниобий. М., «Наука», 1968, 338 с.
- М и н е е в Д. А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов северо-западного Тарбагатая. М., «Наука», 1968, 183 с.
- М и н е р а л о г и я гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1976, 204 с. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и др.
- М и н е р а л о г о - г е о х и м и ч е с к и е и генетические особенности редкометалльных апогранитов. (Сб. статей.) М., «Наука», 1969, 116 с.
- С е м е н о в Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак, (Южная Гренландия). М., «Наука», 1969, 164 с.
- С е м е н о в Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1972.
- М и н е р а л ы. (Справочник). Т. 2, вып. 2, 3. М., «Наука», 1965. 1967. т. 3, вып. 1. М., «Наука», 1972.
- П о ж а р и ц к а я Л. К., С а м о й л о в В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Недра», 1972, 265 с.
- Р е д к о м е т а л ь н ы е гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971, 236 с. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др.
- Р е д к о м е т а л ь н ы е граниты и проблема магматической дифференциации. (Сб. статей). М., «Недра», 1972, 297 с.
- С о с е д к о А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961, 216 с.
- Ф е к л и ч е в В. Г. Берилл. (Морфология, состав и структура кристаллов). М., «Наука», 1964, 125 с.
- Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. Изд. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, 712.
- Ф е р с м а н А. Е. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960, 742 с.

Иллюстрации

МИНЕРАЛЫ И РУДЫ ЛИТИЯ И ЦЕЗИЯ

1. Сподумен.

Прозрачный кристалл из миароловой пустотки. На гранях призмы резкая вертикальная штриховка. Размер кристалла по удлинению 3,5 см. Здесь и далее приведены истинные размеры. Натролитиевый пегматит. Афганистан. Образец А. И. Гинзбурга

2. Гидденит.

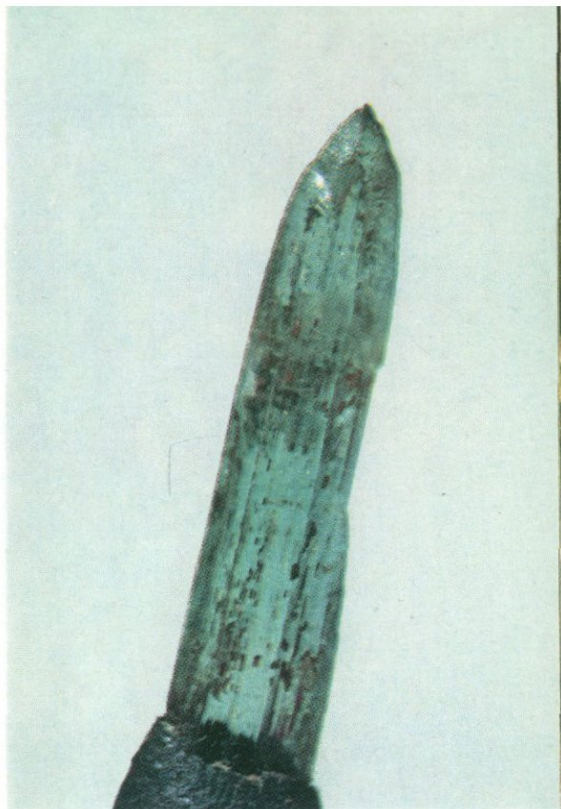
Кристалл характерного удлиненно-призматического габитуса. Размер кристалла по удлинению 1 см. Натро-литиевый пегматит. Стар-Пойнт, шт. Сев. Каролина, США. Музей ЛГИ, № 794/13

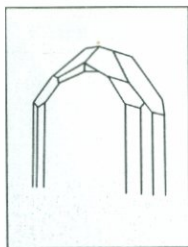
3. Кунцит.

Головка кристалла с доминирующей гранью наклонной призмы. На гранях вертикального призматического пояса отчетливая продольная штриховка и диагональные борозды растворения. Размер кристалла по удлинению около 28 см. Из миарол натро-литиевых пегматитов. Минас-Жерайс, Бразилия. Музей ЛГИ, № 794/31

4. Кунцит и сподумен.

На концевых гранях — фигуры растворения. Размер кристаллов $7 \times 5 \times 2,5$ (голубой) и $6 \times 4 \times 2$ (кунцит). Из миарол натро-литиевых пегматитов. Афганистан. Образец А. И. Гинзбурга



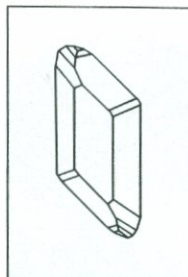


5. Сподумен.

Пластичный трещиноватый кристалл в начальной стадии изменения. Размер $7 \times 3,5 \times 2$ см. Натро-литиевый пегматит. Сибирь. СССР. Образец А. М. Портнова

6. Сподумен.

Характерный, расширяющийся к одному концу кристалл. По трещинам кристалла развивается слюдисто-кварцевый агрегат. Длина кристалла 14 см. Натро-литиевый пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № М-24375

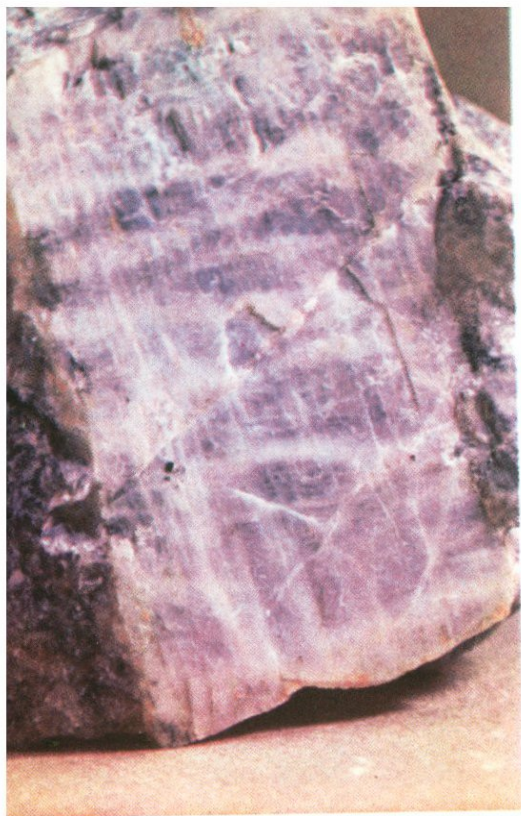


7. Сподумен.

Группа лейстовидных трещиноватых кристаллов, корродируемых мелкозернистым лепидолит-альбитовым агрегатом с зеленым и розовым турмалином. Размер лейст сподумена 8—12 см. Натро-литиевый пегматит. Европейская часть СССР. Коллекция В. В. Матиаса

8. Сподумен.

Головка кристалла с доминирующей гранью наклонной призмы. На гранях призматического пояса грубая штриховка. Размер кристалла 14 см. Натро-литиевый пегматит. Шт. Массачусетс, США. Минер. музей АН СССР, № 30956



9. Псевдоморфоза мусковита по сподумену
в кварц-альбит-слюдистом агрегате из пегматита. Длина замещенного кристалла 12 см. Натро-литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 901

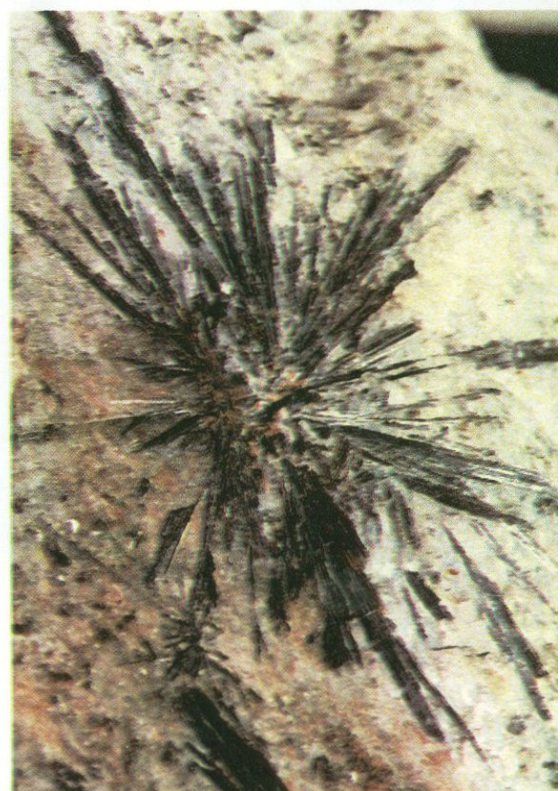
10. Псевдоморфоза онкозина по сподумену.

Вдоль граней кристалла развиваются дендриты окислов марганца. Размер замещенного кристалла 6 см. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 42400

11. Псевдоморфоза циматолита по сподумену
(фрагмент штуфа). Размер целого кристалла 36 см. Натро-литиевый пегматит. Казахстан, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26250

12. Гольмквистит.

Радиально-лучистый сросток в аплитовидном агрегате из эндоконтактной зоны пегматита. Размер сростка в поперечнике 4—5 см. Европейская часть СССР. Коллекция В. И. Степанова



13. Лепидолит.

В центре розетки — щетка выросших пластинчатых кристаллов альбита. Размер сростка в поперечнике 9 см. Натролитивый пегматит. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26867



14. Зональный кристалл слюды

из литиевых пегматитов: по периферии мусковита развивается кайма лепидолита, по трещинам в центральной части пластинки — тонкочешуйчатый лепидолит II. Диаметр пластинки 6 см. Натро-литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № ОП-1057

15. Лепидолит

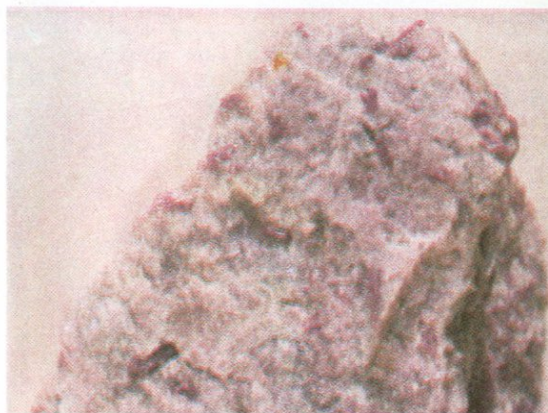
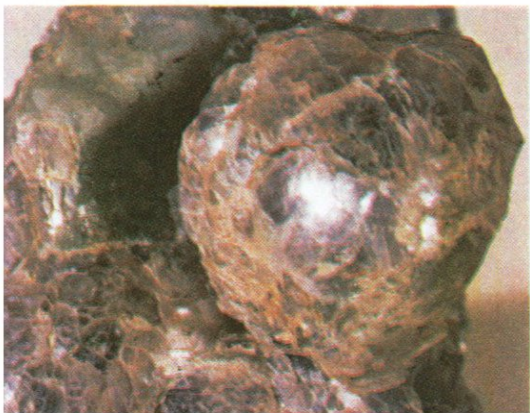
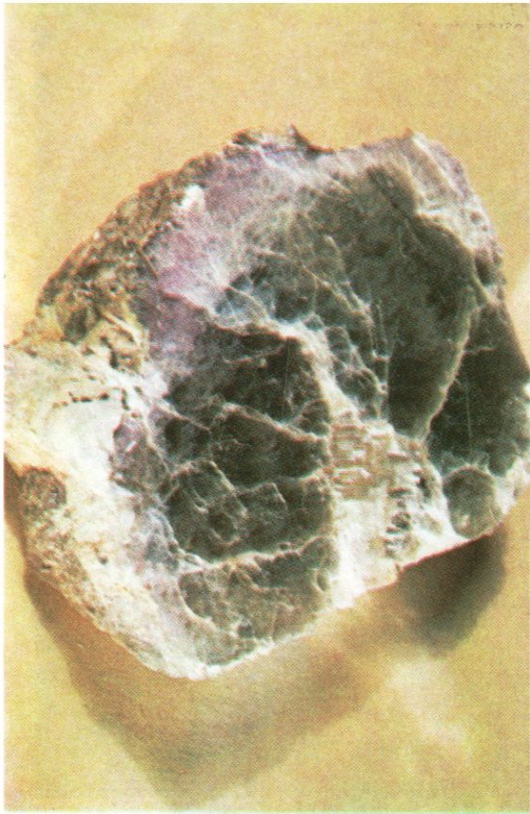
двух генераций из пегматита: ранний крупночешуйчатый в парагенезисе с амблигонитом I (белый) и поздний мелкочешуйчатый, принадлежащий лепидолит-альбитовому замещающему комплексу в парагенезисе с клевеландитом и рубеллитом. Нат. вел. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26396

16. Лепидолит I.

Характерный концентрически-скорлуповатый агрегат («барботовы глазки»). Диаметр лепидолитового «шара» 2,5 см. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Образец А. И. Гинзбурга

17. Лепидолит II.

Тонкочешуйчатый агрегат в ассоциации с розовым турмалином — рубеллитом. Размер штуфа $15 \times 8 \times 7$ см. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26406



18. Лепидолит II.

Тонкочешуйчатый агрегат в ассоциации с кварцем. Размер штуфа $15 \times 9,5 \times 3$ см. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Музей МГРИ, № 22059

19. Лепидолит I.

Звездчатый сросток на кристалле бразилианита. Максимальный поперечный размер сростка 5,5 см. Миаролы натро-литиевых пегматитов. Минас-Жерайс, Бразилия. Музей ЛГИ, № 476-а/2

20. Циннвальдит.

Оторочки в альбандах кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом. Грейзеновый тип минерализации. Рудные горы, ГДР. Нат. вел. Образец А. И. Гинзбурга

21. Лепидолит.

Листочки слюды (размер 0,5—1 см) и точечные выделения пирохлор-микролита в альбитизированном амазонитовом граните. Уменьш. в 1,5 раза. Сибирь, СССР. Коллекция В. В. Матиаса

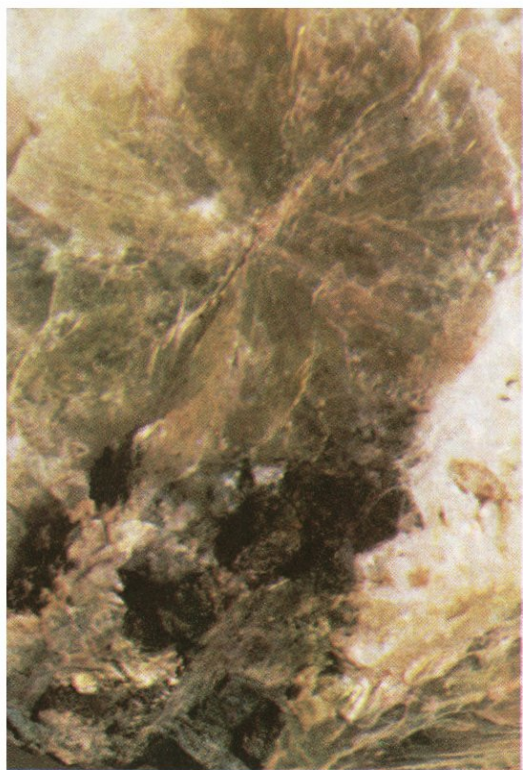


22 и 23. Полилитионит.

Диаметр розеток до 10 см. Нефелин-сиенитовые пегматиты. Илимаусақ, Гренландия. Минер. музей АН СССР, № 61159 (фото 22), Музей ЛГИ, № 655/1 (фото 23)

24. Тайниолит

в ассоциации с астрофиллитом (игольчатые выделения) и альбитом. Диаметр розетки 1,5 см. Щелочные пегматиты. Европейская часть СССР. Коллекция В. И. Степанова



25. Эфесит

из прожилков в зеленокаменной породе.
Размер скопления эфесита $5 \times 1,5$ см.
Намибия. Минер. музей АН СССР,
№ 52002

26. Кукеит.

Агрегат сферолитов в ассоциации с квар-
цем. Диаметр отдельных сферолитов
около 0,3 см. Натро-литиевый пегматит.
Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР,
№ 45750

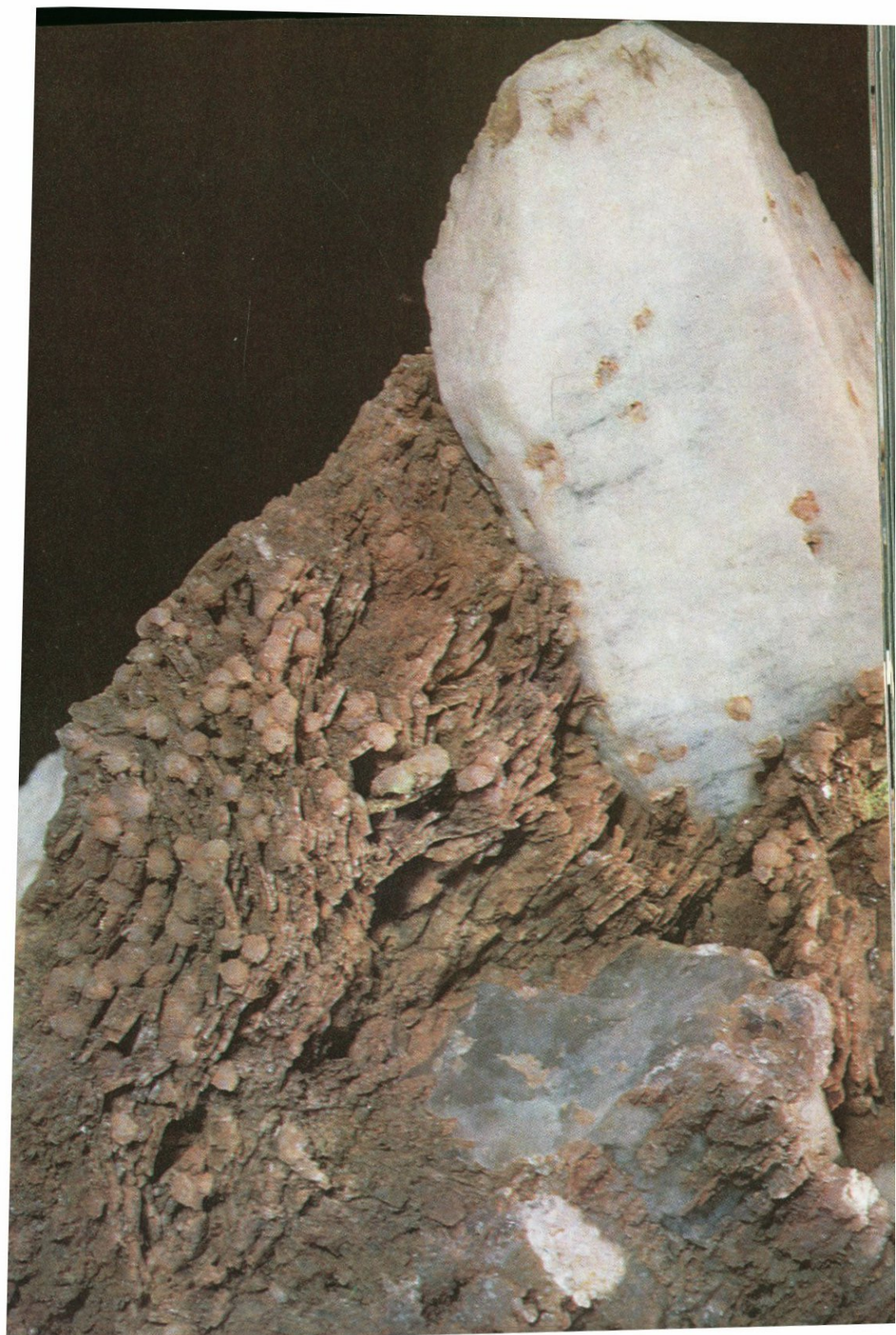
27. Кукеит.

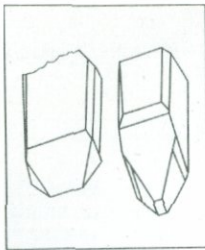
Тонкочешуйчатый агрегат в характер-
ной ассоциации с мелкими кристалли-
ками кварца (горного хрусталя), нарос-
шими на стенках пустоток выщелачива-
ния в пегматите. Нат. вел. Ср. Азия,
СССР. Минер. музей АН СССР, № 45752



28. Кукеит.

Сферолиты, выросшие на пластинчатых кристаллах клеветандита и в меньшей мере на молочно-белой «рубашке» кристалла кварца. Размер сферолитов 0,2—0,3 см. Литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Образец А. И. Гинзбурга





29. Петалит.

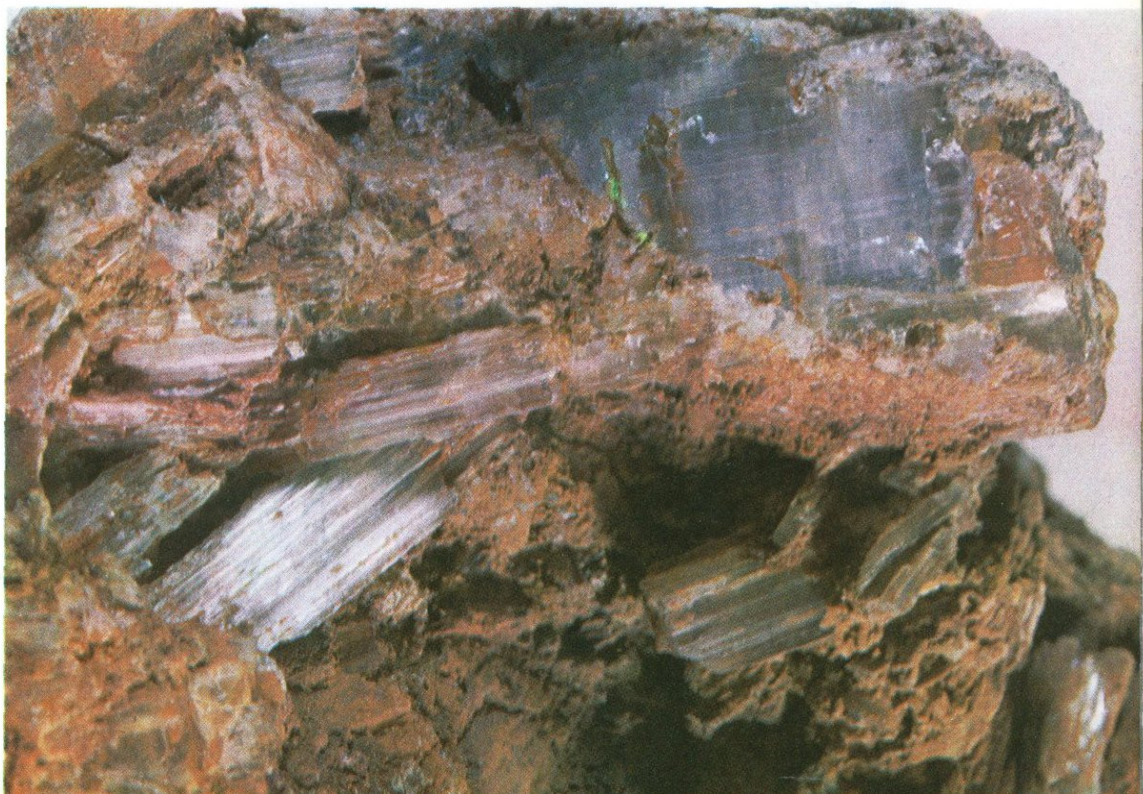
Фрагмент кристалла. Отчетливо видна тонкоплитчатая отдельность и спайность в двух направлениях. С петалитом ассоциирует лепидолит. Размер образца $9 \times 5 \times 4$ см. Натролитивый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. Музей АН СССР, № 45209

30. Касторит

(прозрачный петалит). Миаролы натролитивого пегматита. На гранях кристалла — следы интенсивного растворения. Размер кристалла $3 \times 1,5 \times 1$ см. О. Эльба, Италия. Музей АН СССР, № 562

31. Петалит.

Групповой сросток кристаллов. Окраска обусловлена лимонитизацией в коре выветривания. Размер кристаллов до 6 см. Полость растворения в пегматитах. Сибирь, СССР. Образец В. И. Степанова

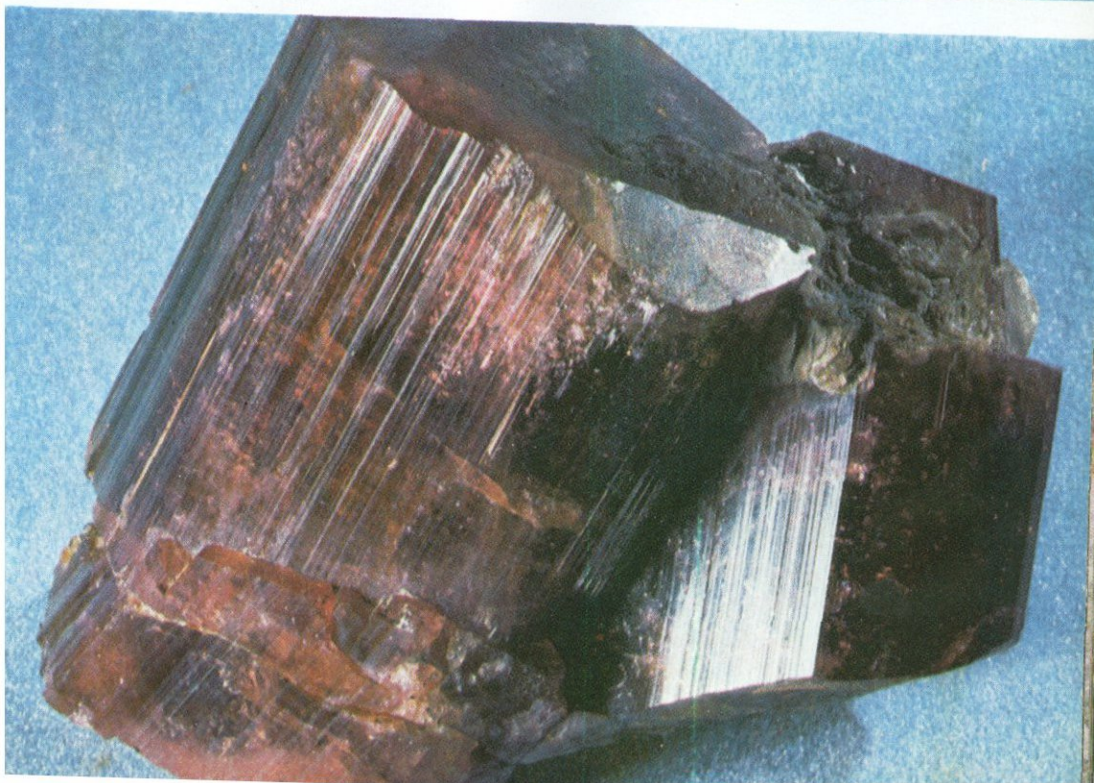


32. Рубеллит.

Изогнутый агрегативный кристалл, составленный из стебельчатых индивидов. По трещине развивается тонкочешуйчатый лепидолит II. Размер кристалла 18 см. Натро-литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Образец А. И. Гинзбурга

33. Эльбаит.

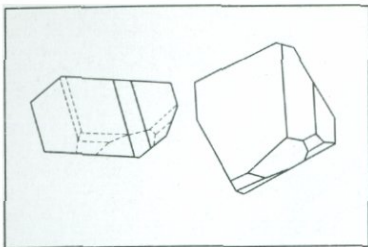
Друза короткостолбчатых кристаллов с резкой вертикальной штриховкой на гравях призмы. Размер большого кристалла 4×3,5 см. Натро-литиевый пегматит. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 31686



34. Согдианит.

Пластинчатые выделения в кварце. Наблюдается грубая плитчатая отдельность, пересекающаяся с системами полисинтетических двойников. Размер выделения $9 \times 4 \times 4$ см. Щелочные пегматиты. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 72028





35. Амблигонит.

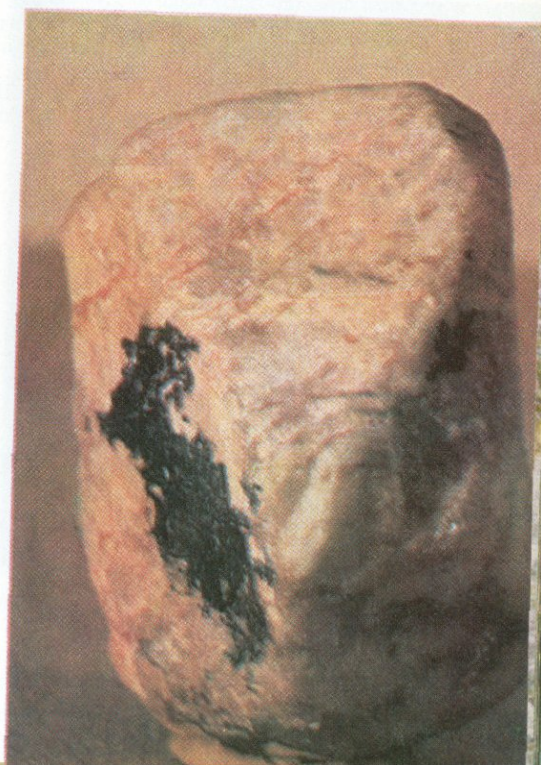
Характерные мелкие желваки с темными каемками гипергенных фосфатов; ассоциирует с голубым клевеландитом. Нат. вел. Натро-литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 63374

36. Амблигонит II.

Выделения характерного облика: остроугольные, часто трапециевидные сечения идиоморфных кристаллов. Отчетливо виден характерный парагенезис с лепидолитом. Размер выделений 1,5—2 см. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 44487

37. Амблигонит.

Короткостолбчатый кристалл со сглаженными ребрами и скругленными гранями, несущими черные пленки гипергенных фосфатов. Размер кристалла 4,5 × 3,5 см. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № K-2218



38. Монтебразит

(гебронит). Фрагмент крупного блока с характерным *неровным изломом*. Неравномерно распределенная бирюзовая окраска вызвана развитием гипергенных фосфатов меди, возникших в связи с процессом изменения серебросодержащего станнина. (Последний образует гнезда внутри блоков монтебразита.) Станнин, как правило, замещен фисташково-зелеными продуктами изменения — «арандизитом»; вблизи них часто встречаются блестящие самородные серебра, высвободившегося в этом процессе. Рыжие пленки и прожилки глинистых минералов окрашены гидроокислами железа. Зона топаз-кварцевых грейзенов с касситеритом. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец Т. Н. Шуриги

40. Литиофилит

в альбитизированном пегматите. (Продолговатый желвак розового цвета.) Литиофилит по периферии окружен каймой сиклерита (черный). Нат. вел. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 59490

39. Амблигонит — монтебразит.

Желваковое выделение с каймой продуктов изменения. Размер образца $10 \times 12 \times 3$ см. Натро-литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Образец Т. Б. Здорик

41. Литиофосфат

(бледно-розовый). Выделение удлиненной формы (длиной около 6 см) в альбитизированном пегматите. Натро-литиевый пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 58501



42. Трифилин

(коричневато-серый). Гнездообразные желваки в агрегате клевеландита (светлый). Видно замещение трифилина по спайности и с периферии гипергенными фосфатами (иссиня-черные). Нат. вел. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 53640

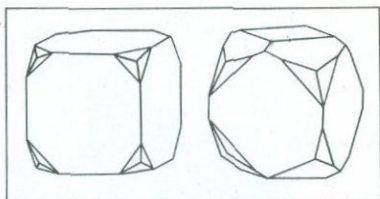
43. Трифилин,

образующий «ельчатые» взаимопрорастания с альбитом. Размер желвака $1,5 \times 4$ см. Видно замещение трифилина поздним фосфатом — арроядитом (черный). Альбитизированный литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 46744



44. Поллуцит

в кварце. Нат. вел. Натро-литиевый пегматит. Европейская часть СССР. Образец Н. А. Велиховой



45 и 46. Поллуцит.

Кристаллы из мнуроловых пустот литиевых пегматитов, где они ассоциируют с кристаллами касторита (см. фото 30)

На верхнем снимке полупрозрачный кристалл поллуцита с фигурами интенсивного растворения на гранях. Размер кристалла $3 \times 2 \times 2$ см. О. Эльба, Италия. Музей ЛГИ, № 762/1 (см. фото 45). На нижнем снимке шероховатые грани кристалла поллуцита покрыты глубокими бороздками, выполненными порошковым материалом. Размер кристалла $3,5 \times 3 \times 2,5$ см. О. Эльба, Италия. Музей МГРИ, № 17007 (см. фото 46)



47. Поллуцит.

Характерное желваковое выделение размером $5 \times 3,5 \times 3$ см. Натро-литиевый пегматит. Сибирь, СССР. Образец Т. Б. Здорик

48. Поллуцит.

Блоковый крупнозернистый, участками сливной, полупрозрачный. Пересечен тонким кварцевым прожилком. Размер образца $6 \times 4 \times 3$ см. Натро-литиевый пегматит. Портланд, шт. Коннектикут, США. Образец В. И. Степанова

49. Поллуцит.

Фрагмент крупного блока; минерал пронизан сетью характерных тонких прожилков. Виден типичный неоднородный «дробный» блеск минерала. Нат. вел. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Образец Т. Б. Здорик



50. Поллуцит

молочно-белый в ассоциации с полихромным турмалином и кварцем. Нат. вел. Натро-литиевый пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 55551

51. Продукты изменения поллуцита.

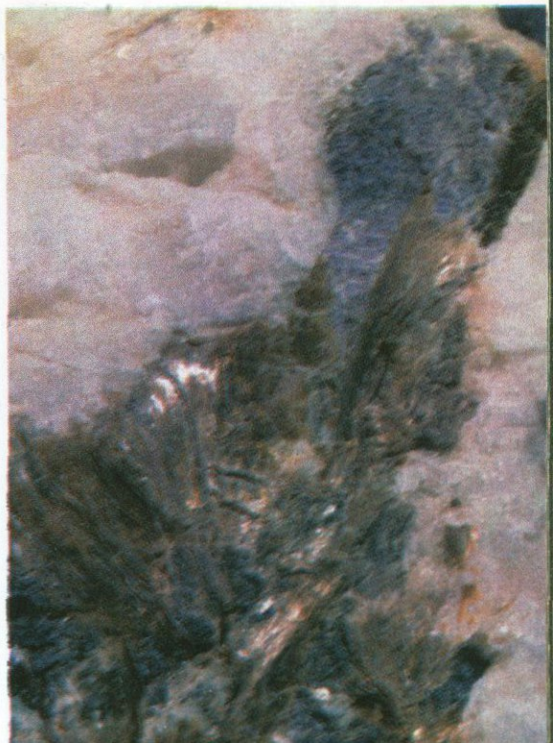
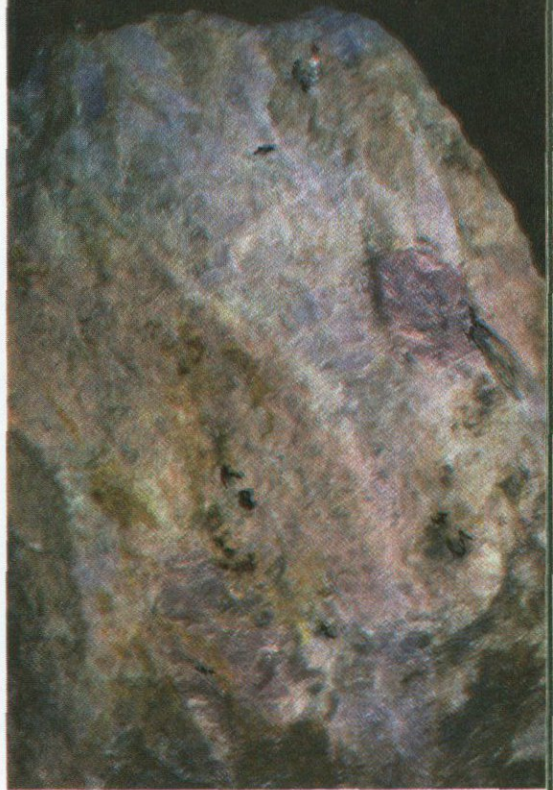
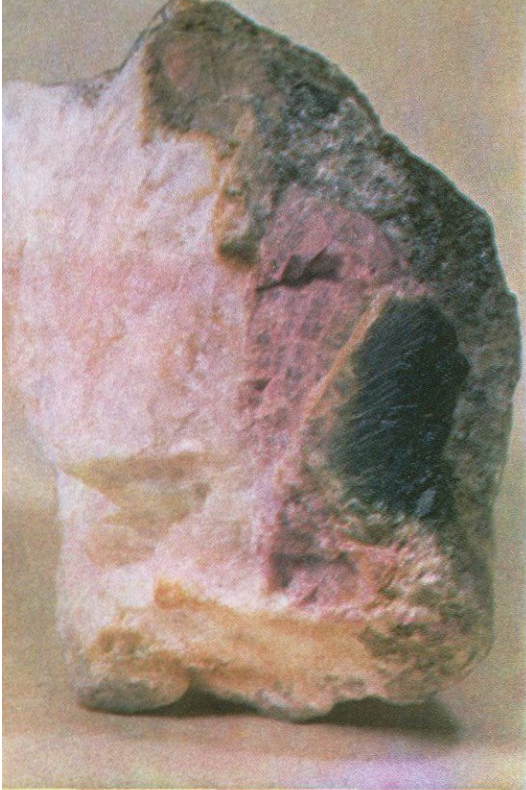
Характерные розоватые рыхлые корочки на поверхности минерала, возникшие при гипергенном изменении. Ясно видна типичная для поллуцита неправильная трещиноватость. С поллуцитом ассоциирует розовый турмалин. Размер образца $10 \times 7 \times 6$ см. Натро-литиевый пегматит. Европейская часть СССР. Образец Н. А. Велиховой

52. Поллуцит.

Фрагмент крупного блока. (Характерная поверхность гипергенно измененного минерала с рельефно выступающими прожилками и включениями темно-зеленого турмалина — верделита.) Натро-литиевый пегматит. Увел. 2 раза. Ср. Азия, СССР. Образец Н. А. Велиховой

53. Цезиевый куплетскит

в ассоциации с кварцем, данбурином, флюоритом и эгирином. Размер выделения 6×7 см. Щелочные пегматиты. Образец В. И. Степанова

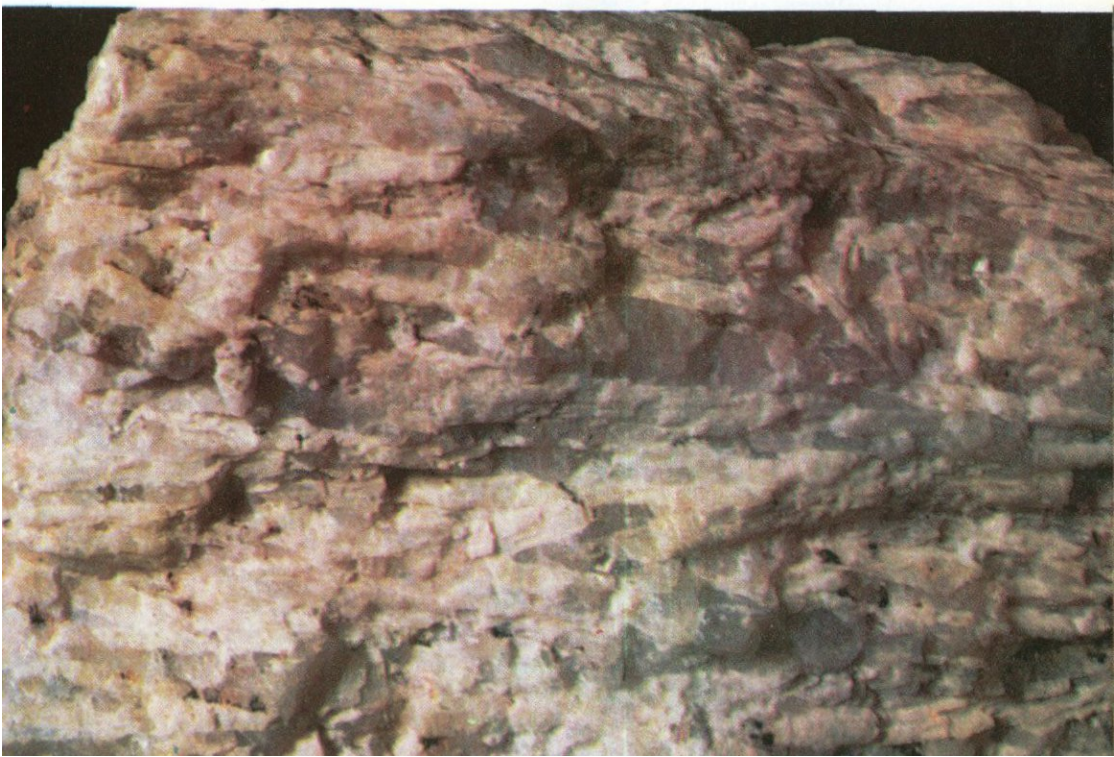
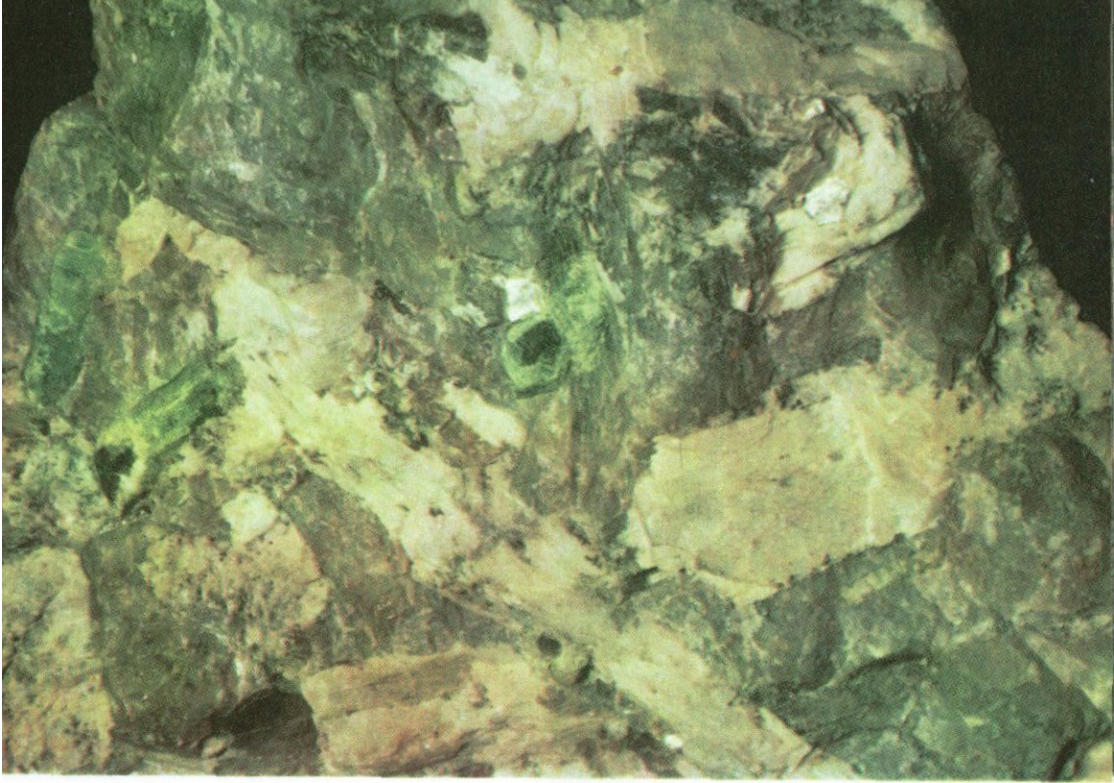


54. Сподуменовый пегматит — литиевая руда.

Розовато-белое — сподумен, серое — кварц, зеленое — турмалин. Длина кристаллов сподумена 12—14 см. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 62628

55. Сподуменовый пегматит — литиевая руда

с ориентированным расположением призматических кристаллов сподумена. Длина кристаллов 8—10 см. В интерстициях кварц (серое). Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 45392

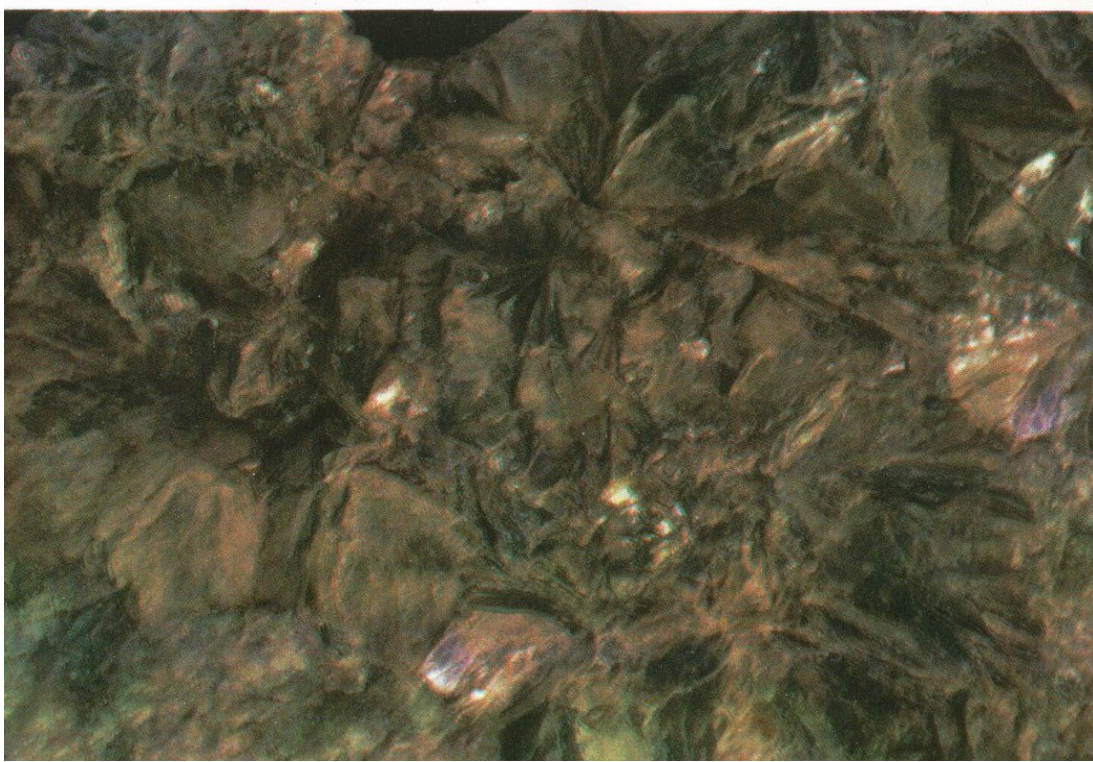


56. Литиевый пегматит.

Массивный агрегат мелкочешуйчатого лепидолита. Нат. вел. Виннипег, Канада. Минер. музей АН СССР, № 57971

57. Циннвальдитовая руда.

Крупночешуйчатый агрегат из зальбанда кварцевой жилы. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 55338



58. Рудоразборный поллцит

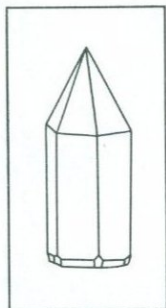
из пегматита. На слегка выветрелой, чуть желтоватой поверхности поллцита четко выделяются тонкие прожилки разного состава. В ассоциации с поллцитом присутствуют клевеландит, кварц (серый) и лепидолит (сиреневый). Размер штуфа 28 × 20 × 8 см. Ср. Азия, СССР. Музей МГРИ, № 215

59. Цезиеносный слюдит,

сложенный тонкочешуйчатым агрегатом цезиевого биотита в сростании с кварцем и флюоритом. Присутствие последнего обуславливает характерный сиреневый оттенок слюдита. В породе спорадически разбросаны длиннопризматические кристаллы темного турмалина. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец Г. П. Луговского

60. Цезийсодержащее перлитовое стекло липаритового состава с мелкими вкраплениями санидина, кварца и кварц-полевошпатовыми сферолитами. Видны трещины сферической перлитовой отдаленности. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец В. В. Матиаса

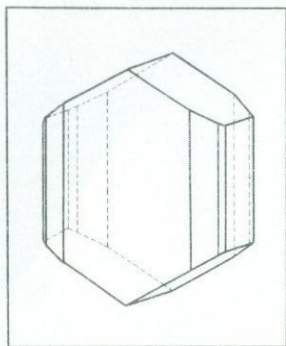




61. Бромеллит.

Выколоч крупного кристалла. На снимке отчетливо видна спайность по призме {1011} и грубая поперечная отдельность. Флогопит-маргарит-бериллиевое месторождение. Размер образца 15 × 8 см. СССР. Минер. музей АН СССР, № 74075



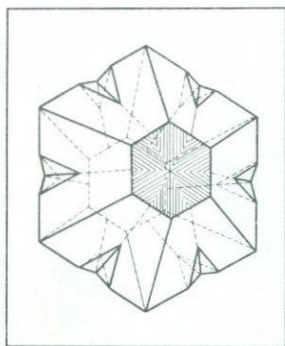


62. Хризоберилл.

Характерный звездчатый тройник из флогопитовых слюдитов. На гранях видна резкая радиальная штриховка. Размер тройника 2 см в поперечнике. Флогопит-маргарит-берилловое месторождение. Экспириту-Санту, Бразилия. Минер. музей АН СССР, № 65180

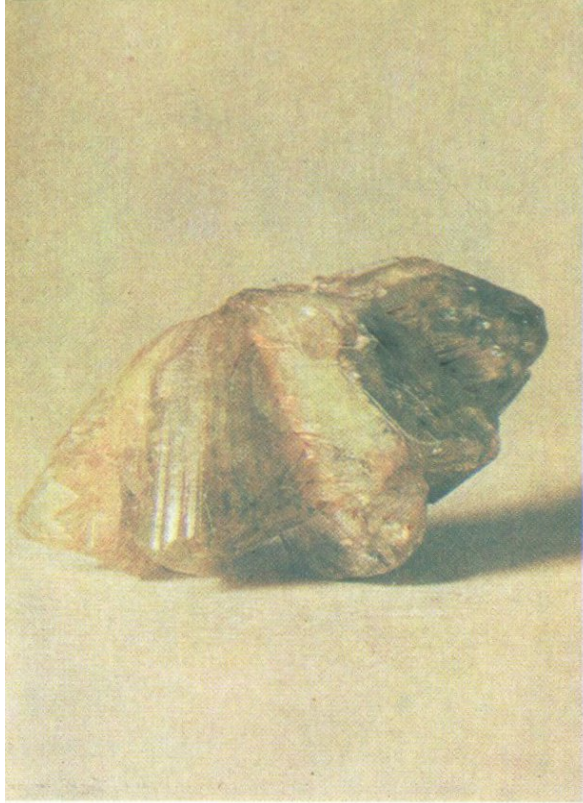
63. Александрит.

Большая друза, включающая двадцать два псевдогексагональных толстотаблитчатых кристалла. Размер штуфа $34 \times 20 \times 15$ см. Флогопитовые слюдиты. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 30295



64. Александрит.

Тройниковые сростки. Слева — типичный псевдогексагональный звездчатый кристалл с резкими входящими углами. Справа — псевдогексагональные кристаллы с заросшими входящими углами. Диаметр сростков 1,5 см. Флогопитовые слюдиты. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 30306



65. Хризоберилл

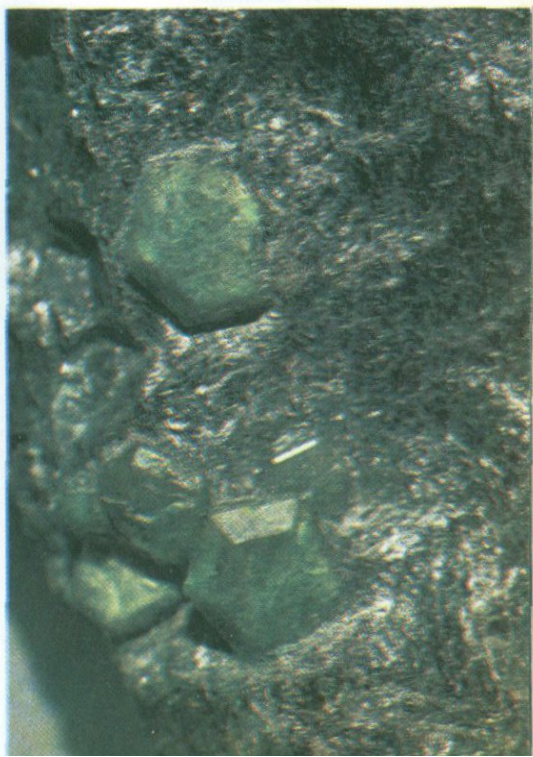
в редкой ассоциации с бериллом. Диаметр кристалла берилла 5 см. Пегматиты. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 60791

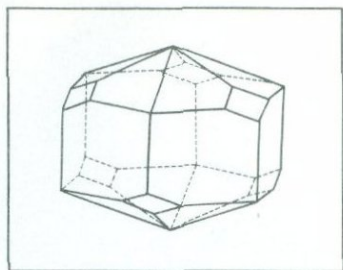
66 и 68. Хризоберилл.

Псевдогексагональные таблитчатые сложные кристаллы (тройники) во флогопитовом слюдите. Размер единичных кристаллов (тройников) до 1,2 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 33046 (66) и № М-4446 (68)

67. Хризоберилл.

Прожилок во флогопитовом слюдите, сложенный светлыми пластинчатыми выделениями. Мощность прожилка в раздуде до 4 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 12009





69. Фенакит.

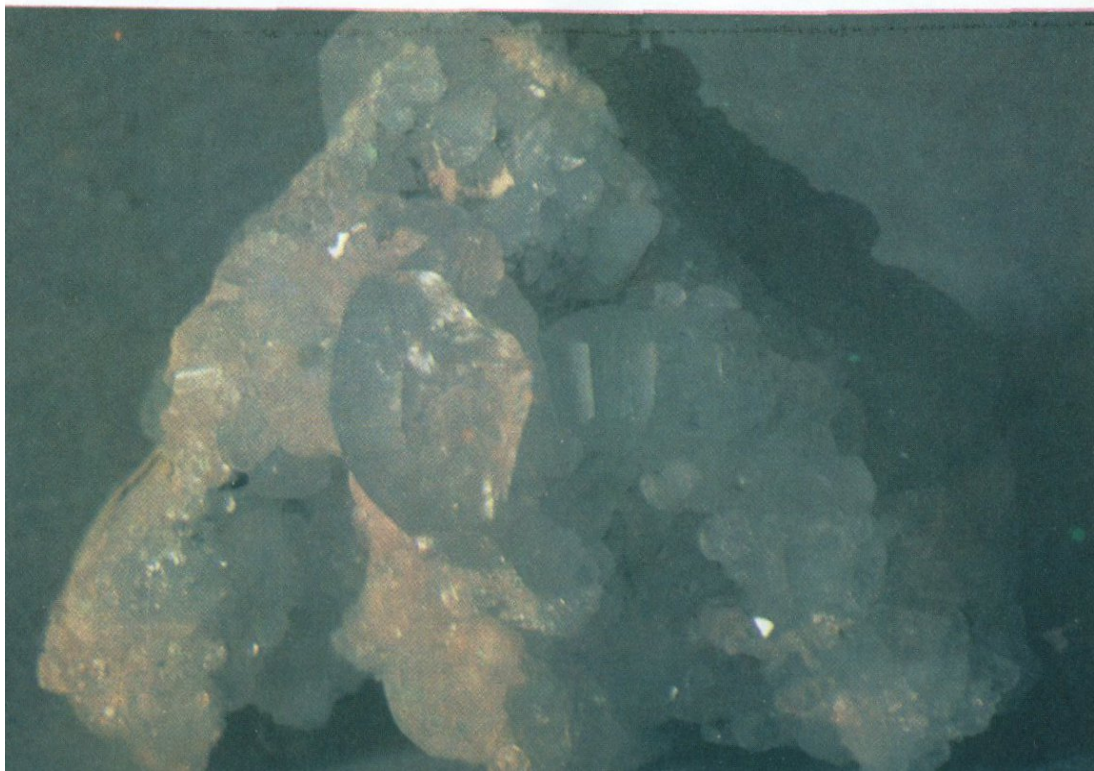
Крупный полупрозрачный монокристалл из пегматита. Ось L3 ромбоэдра ориентирована горизонтально. Размер кристалла 4×3 см. Пегматит. Минас-Жерайс, Бразилия. Минер. музей АН СССР, № 14420

70. Фенакит.

Тройниковый сросток ромбоэдрических расщепленных кристаллов в ассоциации с голубым бериллом и флюоритом. Размер сростка в поперечнике 1,5 см. Флюорит-фенакит-берилловое месторождение. СССР. Образец Т. Н. Шуриги

71. Фенакит.

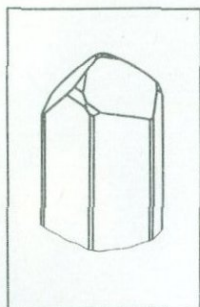
Друза полупрозрачных ромбоэдрических кристаллов. Крупные кристаллы на переднем плане имеют характерный облик уплощенных ромбоэдров в комбинации с гранями призматического пояса. Размер друзы 8 см. Пегматиты Минас-Жерайс, Бразилия. Минер. музей АН СССР, № 234.



72. Фенакит.

Сложный розетковидный сросток на дымчатом кварце. Уплощенные ромбоэдрические «лепестки» фенакита как бы лежат на концах тонкопризматических лучистых сростков, ориентированных перпендикулярно к граням кварца. Размер сростков ~3,5—4 см в поперечнике. Шлировый пегматит в субцелочных гранитах. Казахстан, СССР. Минер. музей АН СССР, № 69708



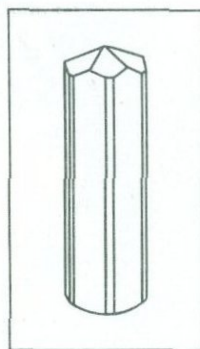


73. Фенакит.

Субпараллельный двойник ромбодально-призматических кристаллов из слюдитов. Грани ромбоэдра облекаются слюдитым агрегатом. Размер сростка 6×4 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 31181

74. Фенакит.

«Рубашка» мелких кристаллов на ортоклазе. Размер кристалла ортоклаза $3 \times 4,5$ см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 31564

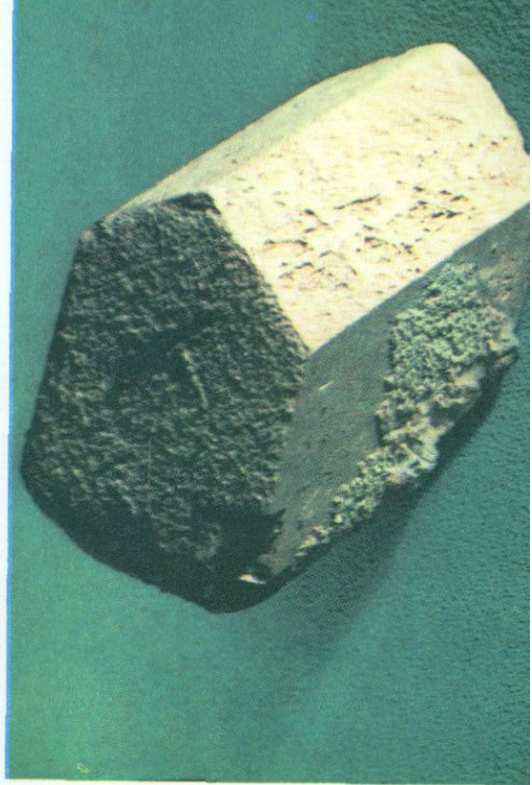
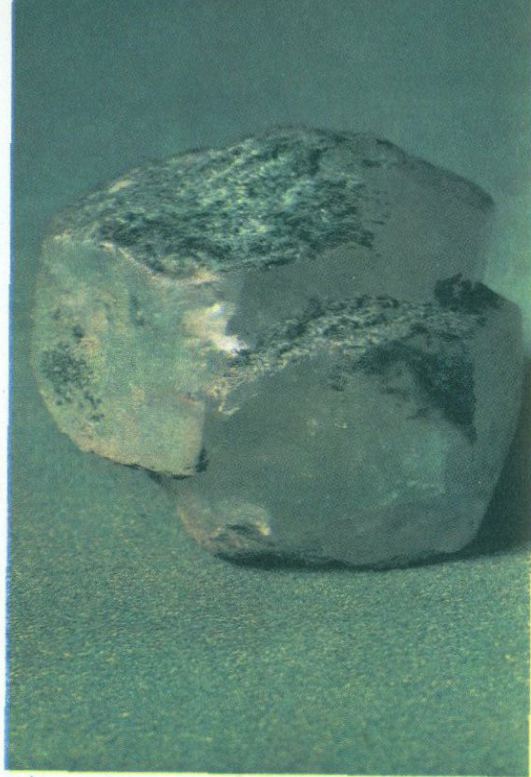


75. Фенакит.

Лучистые розетки из флюорит-фенакитового прожилка в микроклинитах. Размер розеток 1,5 см. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой

76. Фенакит.

В центре сферолита-фенакита — кристалл пирита. Внешняя поверхность сферолита бугорчатая, в сечении видно радиально-лучистое строение. Диаметр сферолита 3 см. Флюорит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец Е. П. Шпанова



77. Фенакит.

Лучистые агрегаты, проросшие флюоритом, в ассоциации с микроклином, кальцитом и пиритом. Размер розеток около 2 см. Флюорит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой

78. Фенакит.

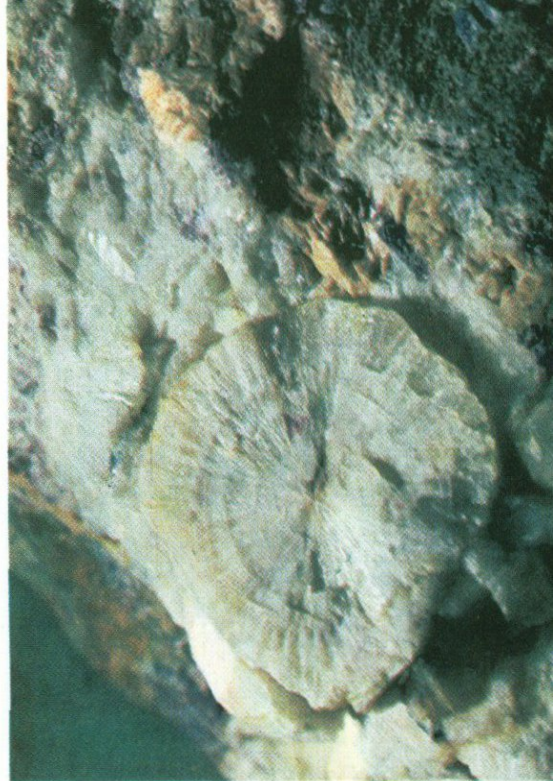
Радиально-лучистая розетка зонально-концентрического строения. Размер розетки 3 см. Флюорит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой

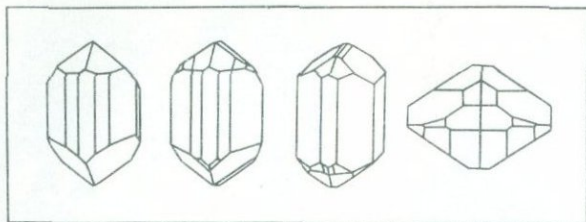
79. Фенакит

двух генераций во флюорит-фенакитовом агрегате. Первая генерация минерала — сферолиты (светло-розовое на переднем плане), вторая генерация — тонкие субграфические прорастания с флюоритом (в левом верхнем углу). Сферолиты обрастают халцедон-опаловым веществом. Размер сферолита 2 см. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой

80. Фенакит.

Обрастание сферолитов фенакита халцедон-опаловым материалом (низкотемпературный). Размер сферолита 2,5 см. Флюорит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой





81. Эвклаз.

Призматический кристалл размером $1,6 \times 1,6 \times 6$ см. Пегматит. Минас-Жерайс, Бразилия. Музей МГРИ, № 21885

82. Эвклаз.

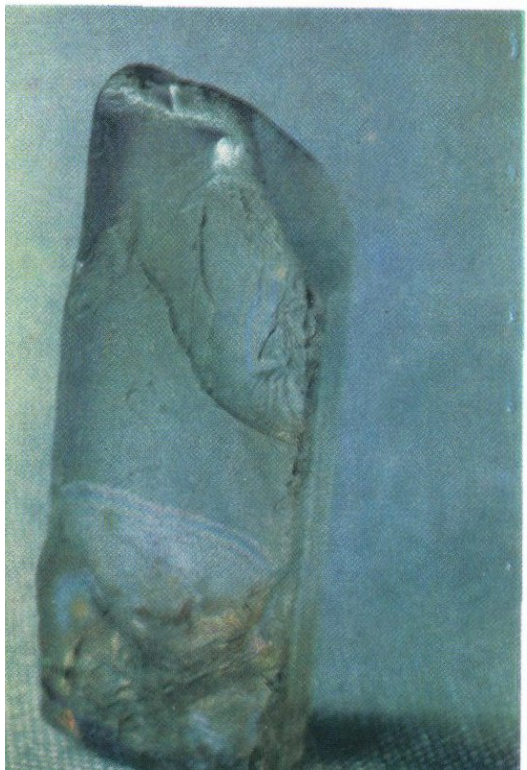
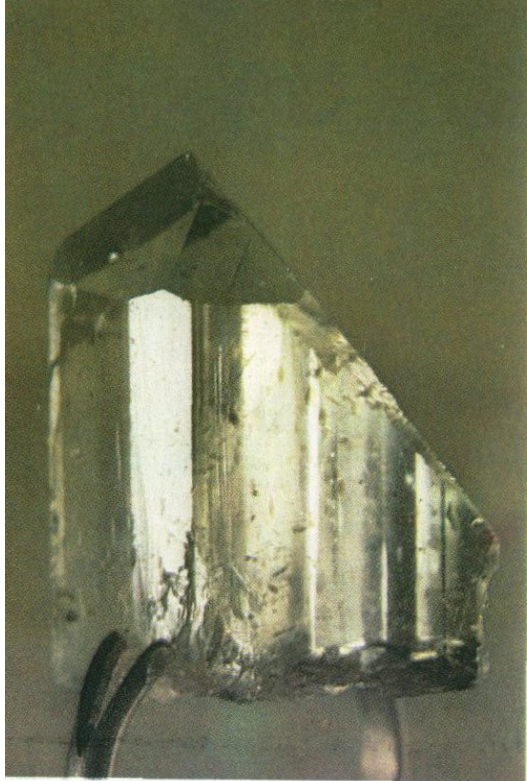
Призматический кристалл со сглаженными ребрами из россыпи. Видна спайность в трех направлениях. Размер кристалла $1,8 \times 0,7 \times 0,4$ см. Урал, СССР. Музей МГРИ, № 21884

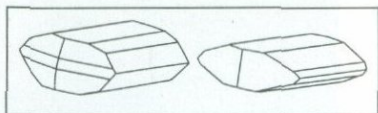
83. Эвклаз.

Бледно-голубой призматический кристалл из россыпи. Ребра сглажены. Наблюдается совершенная спайность по (010). Размер кристалла по удлинению 5 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № К-253

84. Эвклаз.

Бледно-голубые тонкопризматические кристаллы, собранные в звездчатые сростки. Размер каждой розетки в поперечнике 1,5 см. Флюорит-эвклазовые прожилки в битуминозных известняках. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой.



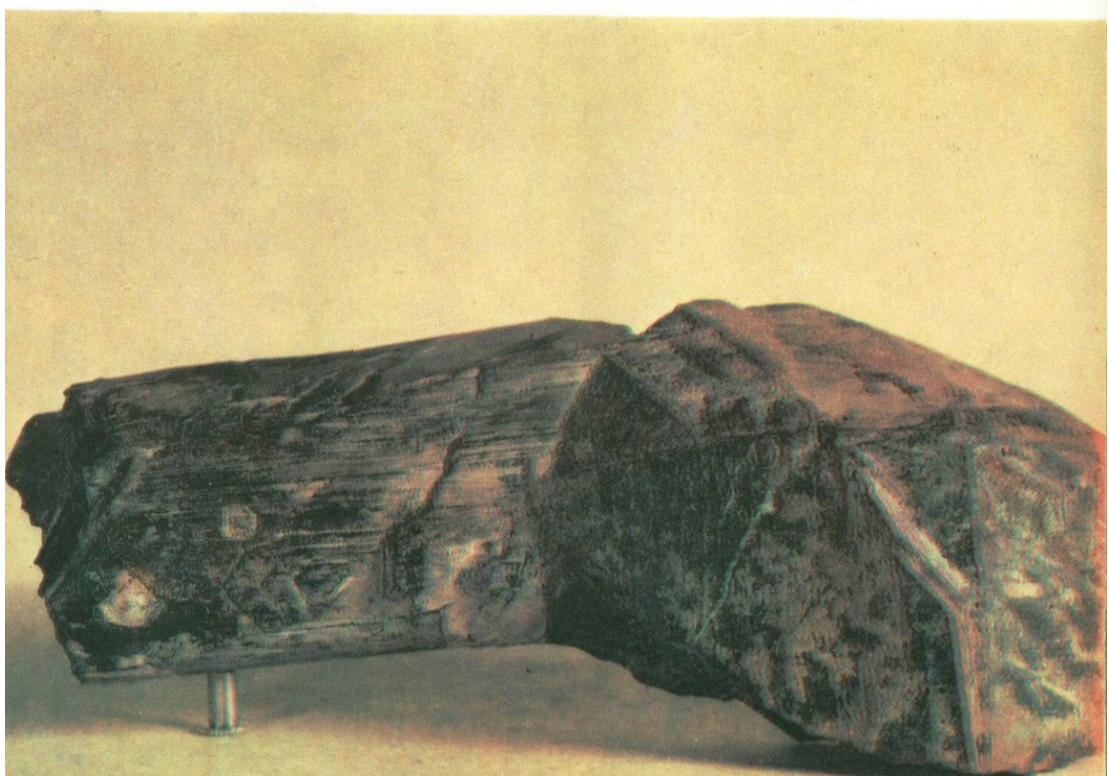


85. Гадолинит.

Гнездо кристаллов. Видна кривогранная форма эллипсоидальных кристаллов, покрытых снаружи корочкой продуктов изменения, в изломе цвет смоляно-черный. Размер штуфа 20×15 см. Пегматит. Хиттерё, Норвегия. Минер. музей АН СССР, № 51384

86. Гадолинит.

Сросток двух призматических кристаллов из пегматитов, покрытых темно-бурой «рубашкой» продуктов изменения. На грани левого кристалла заметна грубая штриховка и небольшая ступенчатая пирамидка роста. Размеры кристаллов: $9 \times 4 \times 3$ см и $8,5 \times 6 \times 5$ см. Хиттерё, Норвегия. Музей МГРИ, № 21886



87. Бериллиевый маргарит.

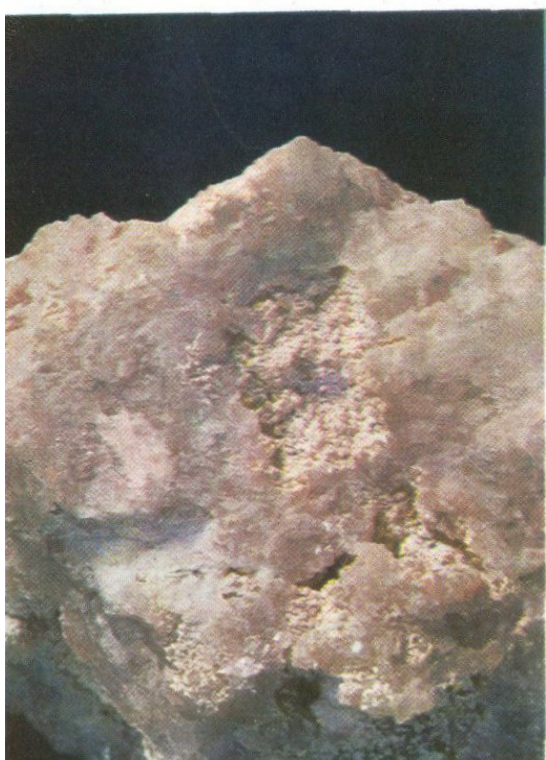
Жемчужно-розовый агрегат в зальбанде берилл-олигоклазовой жилы. Нат. вел. Флогопит-маргарит-берилловое месторождение. СССР. Образец И. И. Куприяновой

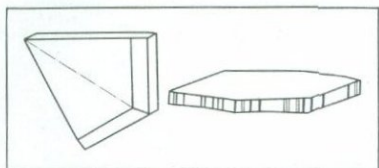
88. Берилит.

Агрегат мелких сферолитов, выстилающий пустотку выщелачивания в эпидимите. Размер пустотки $1 \times 1,5$ см. Щелочной пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 65498

89. Барилит.

Агрегат пластинчатых обособлений в ассоциации с гедифаном и гранатом. Размер обособления 2×1 см. Марганцевые скарны. Франклин, США. Минер. музей АН СССР, № 63468





90. Берtrandит.

Крупнопластинчатый агрегат во флюорите. Размер сростка 2,5 см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 68732

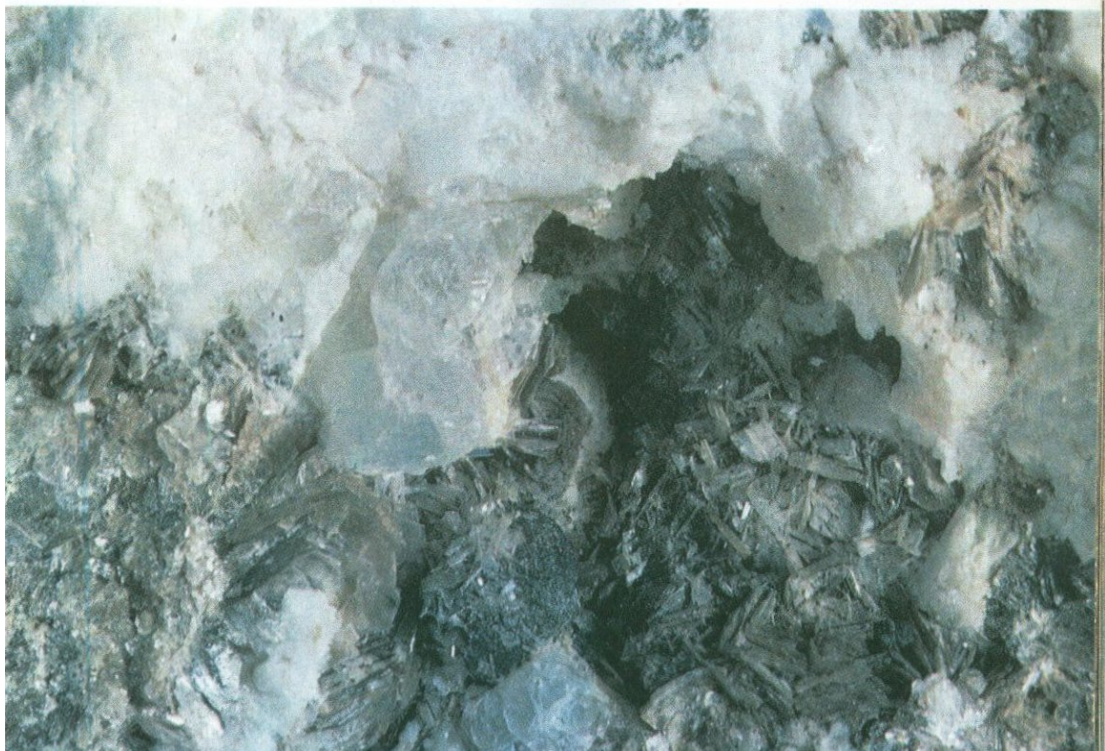
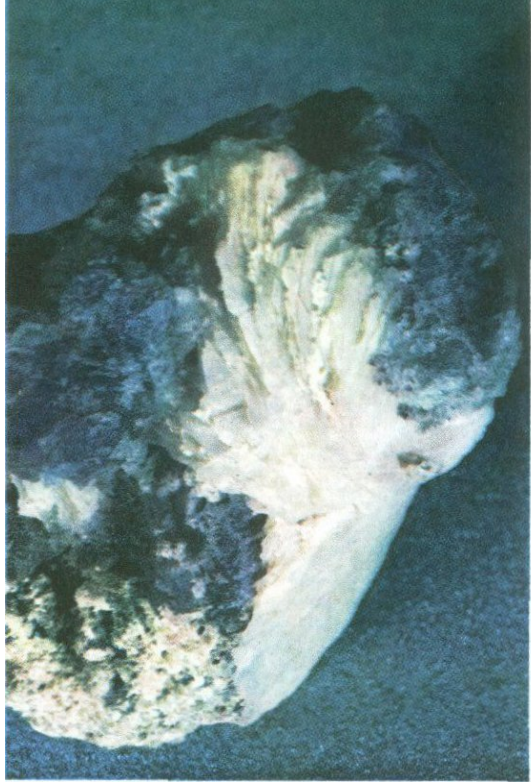
91. Берtrandит.

Радиальные сростки тонких таблитчатых кристаллов в ассоциации с флюоритом на друзовом кварце. Размер сростков 1—1,5 см. Шлировый пегматит. Казахстан, СССР. Минер. музей АН СССР, № 68288

92. Берtrandит.

Друзы пластинчатых кристаллов в пустотах выщелачивания берилла в берилл-мусковит-плагноклазовой жиле. В ассоциации с берtrandитом присутствуют сферолиты сине-зеленого хлорита, октаэдрические кристаллы флюорита, щетки адуляра, выстилающего стенки полости. Увел. в 2 раза. Флогонит-маргарит-берилловое месторождение.

СССР. Образец И. И. Куприяновой



93. Берилл.

Кристалл в кварце (розовое) из ядра
пегматитовой жилы. Длина кристалла
9,5 см. Рёснинг, Намибия. Минер. музей
АН СССР, № 53125



94. Берилл.

«Фаршированный» кристалл. Светло-серый — кварц, черный — турмалин. Увел. в 2 раза. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 56487

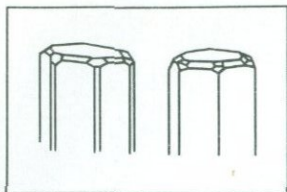
95. Берилл.

Конический кристалл. Длина кристалла 14 см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 845262

96. Щелочной берилл.

Конические кристаллы с нечетко выраженными кристаллографическими формами в ассоциации с мусковитом и турмалином. Размер в поперечнике 8 см. Пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 53928





97. Берилл.

Сросток кристаллов из пустотки в экзо-контактных циннвальдит-топазовых грейзенах надинтрузивной зоны массива амазонитовых гранитов. Диаметр кристаллов 1,5—2 см. Сибирь, СССР. Образец Т. Б. Здорик

98. Аквамарин.

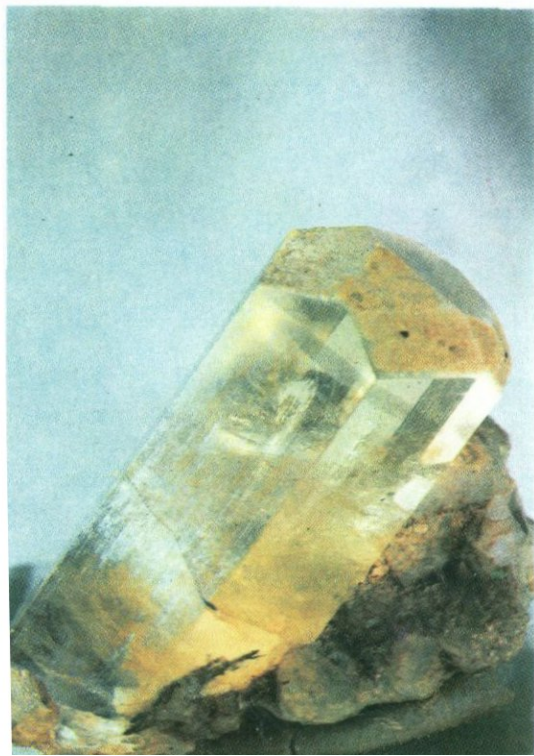
Псевдокристалл, образованный срастанием параллельных индивидов с хорошо выраженной вертикальной штриховкой на гранях призмы и фигурами растворения на пинакоиде {0001}. Диаметр 2 см. Пегматит. Урал, СССР. Музей ЛГИ, № 826/196

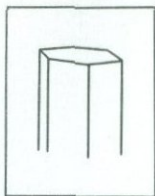
99. Берилл.

Прозрачный кристалл с хорошо развитыми пирамидальными гранями. Параллельно базису видны залеченные трещины. Длина 6 см. Пегматит. Урал, СССР. Музей ЛГИ, № 826/209

100. Берилл.

Псевдокристалл, образованный параллельным срастанием нескольких индивидов. На грани пинакоида (0001) видны швы между индивидами и ступени роста. Диаметр кристалла 4 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 32258





101. Гелиодор.

Форма совершенная, грани призмы и пинакоида прекрасно образованы. Длина кристалла 4 см. Миароловая пустота пегматита. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 13893

102. Гелиодор

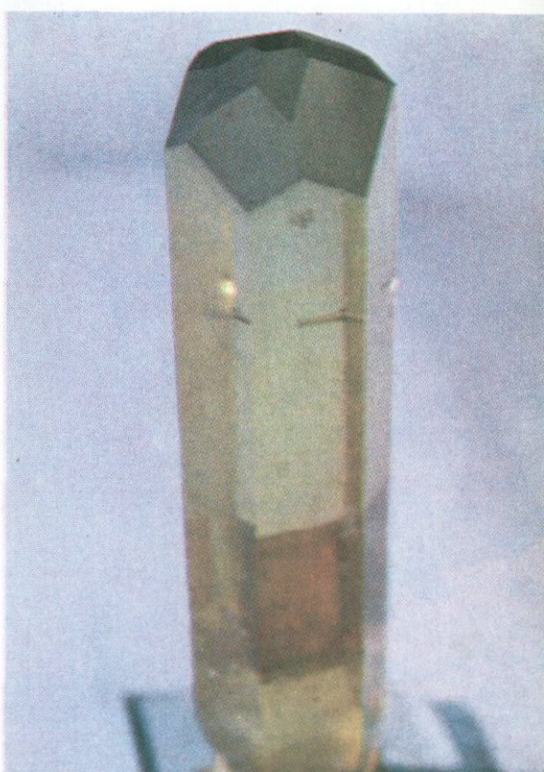
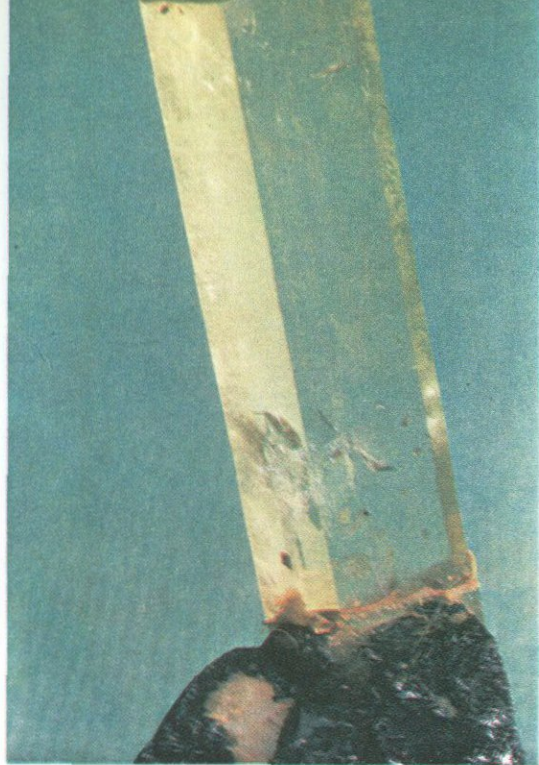
медово-желтого цвета с тонкой штриховкой на гранях призмы. Длина кристаллов 2 и 2,5 см. Диаметр 1,5 и 0,7 см. Пегматит. Сибирь, СССР. Музей МГРИ, № 14596

103. Гелиодор.

Кристалл со сложной головкой. Нижняя часть кристалла теряет прозрачность из-за трещиноватости. Диаметр кристалла 4,5 см. Пегматит. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 37475

104. Гелиодор.

Кристалл с головкой, образованной гранями двух дупирамид. Длина кристалла 10 см. Пегматит. Урал, СССР. Музей ЛГИ, № 826/204



105. Гелиодор

в сростании с турмалином. Миароловая
пустотка полевошпатового пегматита.

Длина мелких кристаллов гелиодора

1—1,5 см. Урал, СССР. Музей ЛГИ,

№ 826/355



106. Берилл.

Зональные кристаллы диаметром 4 и 2,5 см. Пегматит. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № К-1791

107. Воробьевит.

Кристалл с гранями дипирамиды и отчетливо выраженной отдельностью, параллельной базису. Размер кристалла $6 \times 4,5 \times 2,5$ см. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 36188



108. Берилл

(морганит). Фрагмент кристалла. Размер $3,5 \times 4,5$ см. Пегматит. Малагасийская Республика. Минер. музей АН СССР, № 21079

109. Воробьевит.

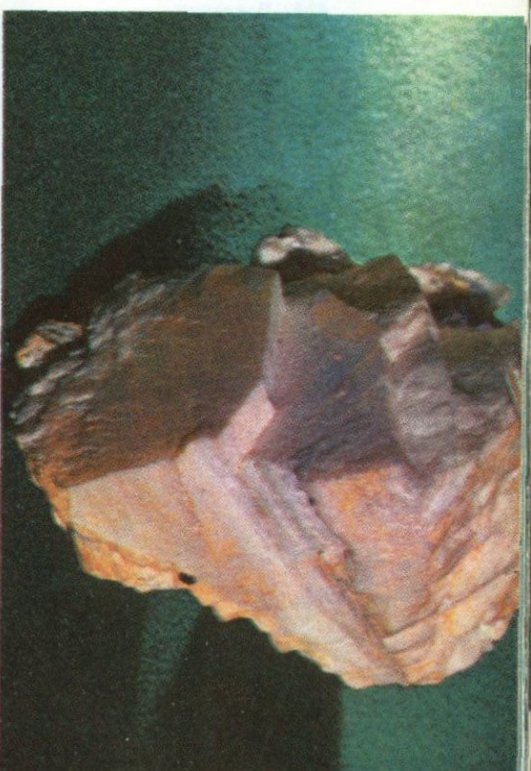
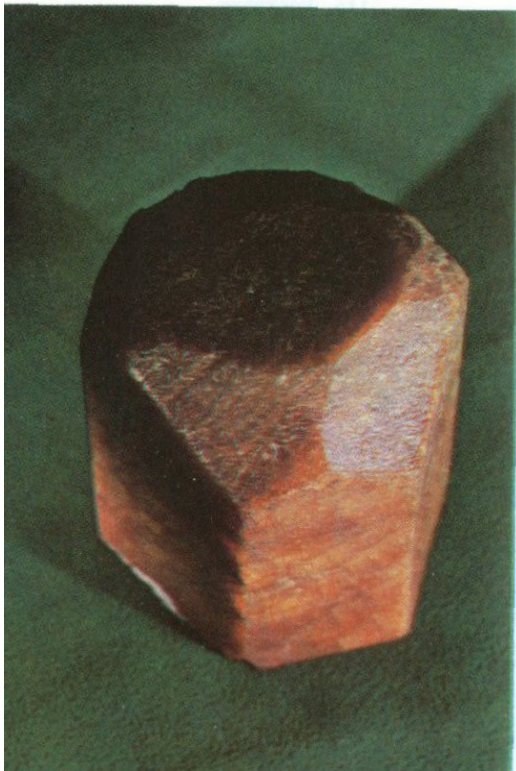
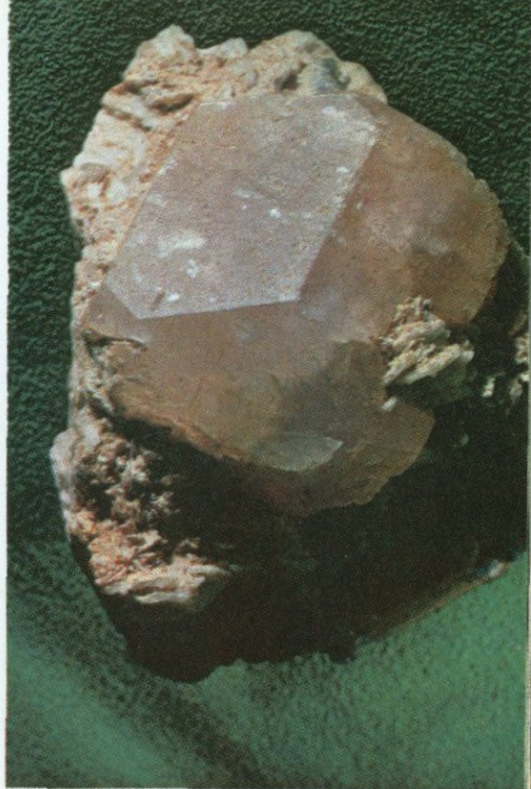
На гранях кристалла нарастает клеветландит. Диаметр кристалла 2 см. Из миароловой пустоты пегматита. Сибирь. Минер. музей АН СССР, № 38183

110. Берилл.

Кристалл с гладкими гранями призмы и шероховатыми — дипирамиды и пинакоида. Размер кристалла 4×7 см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 39183

111. Щелочной берилл.

Сросток субпараллельных, плохо ограниченных кристаллов короткопризматического габитуса. Размер сростка 4×5 см. Натро-литиевый пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 5092



112. Ростерит.

Друза таблитчатых кристаллов. На пинакоидальных гранях некоторых кристаллов видны фигуры растворения. Охристая окраска за счет поверхностной лимонитизации. Размер образца 3×4 см. Из миароловой пустоты пегматита. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № K-1795

113. Ростерит.

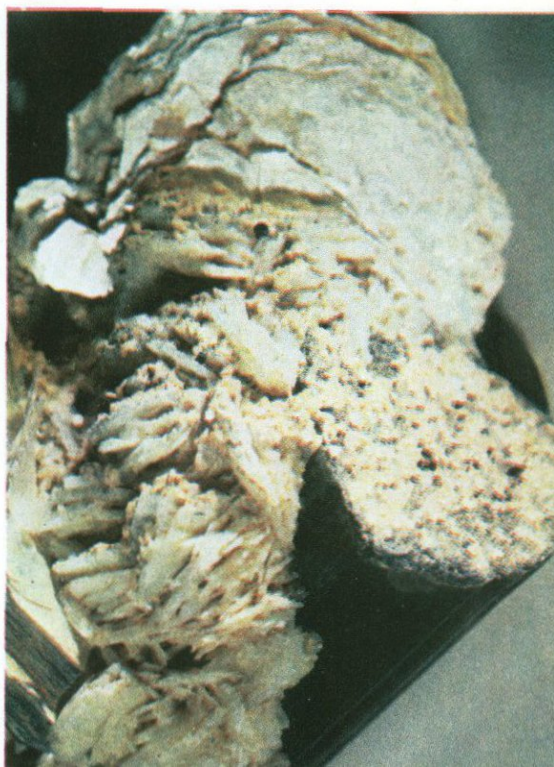
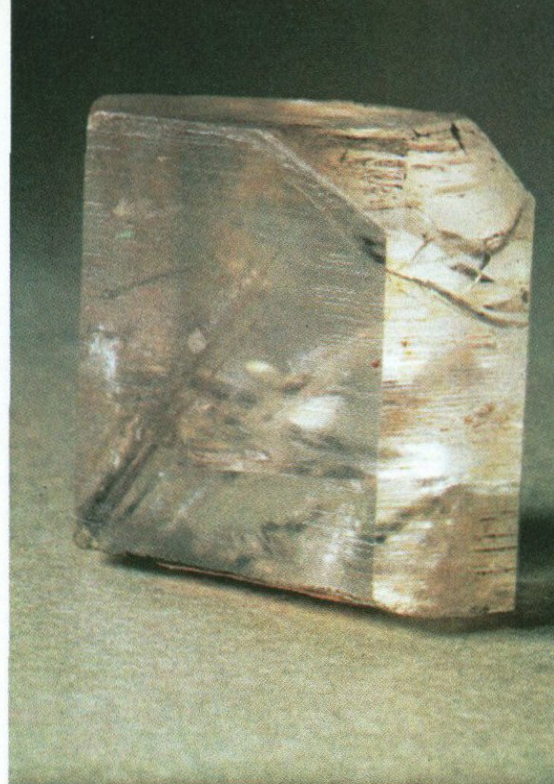
Кристалл с четко выраженной поперечной отдельностью и характерными формами $\{1102\}$, $\{0001\}$, $\{1010\}$. Размер кристалла 2×2 см. Пегматит. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 5165

114. Ростерит.

Друза таблитчатых кристаллов на крупнопластинчатом мусковите. Размер друзы $0,5-0,7$ см. Пегматит. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26866

115. Ростерит.

Таблитчатые кристаллики на базальной грани шерла и на клевеландите. Размер кристалликов $1-2$ мм. Из миароловой пустоты пегматита. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 24101

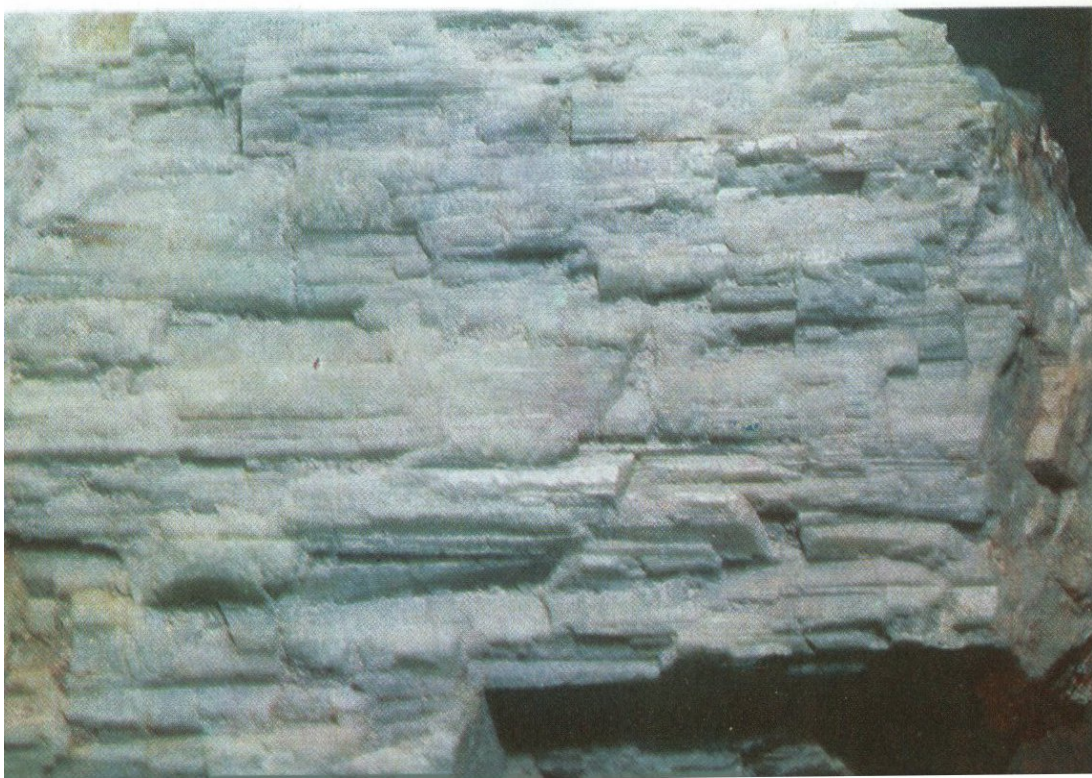


116. Берилл.

Кристалл с глубокими бороздами растворения на всех гранях. Диаметр кристалла 4 см. Пегматит. Европейская часть СССР. Музей ЛГИ, № 826/172

117. Берилл щелочной.

Фрагмент агрегативного сростка столбчатых кристаллов. Нат. вел. Натролитивый пегматит. Сибирь, СССР. Образец Т. Б. Здорик



118. Берилл.

Кристалл слегка конической формы с признаками интенсивного поверхностного растворения. Нат. вел. Шлировый пегматит. Европейская часть СССР, Минер. музей АН СССР, № 71884

119. Берилл.

Уникальный кристалл. Нечеткие кристаллографические очертания обусловлены интенсивным проявлением явлений растворения на гранях и вдоль ребер кристалла. Длина кристалла 20 см. Шлировый пегматит. Урал, СССР, Музей ЛГИ, № 826221



120. Берилл.

Кристалл булавовидной формы, возникшей вследствие интенсивного растворения. Длина кристалла 9 см. Шлировый пегматит. Урал, СССР. Музей ЛГИ, № 826/243



121. Аквамарин.

Щетка кристаллов. Диаметр кристаллов 0,5—1,8 см. Топаз-вольфрамит-кварцевая жила. Сибирь, СССР. Музей МГРИ, № 14571



122. Аквамарин.

На вертикально стоящем кристалле видны нарастающие кристаллы топаза и щетки пластинчатого альбита. Длина кристаллов 6—8 см. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 14538

123. Берилл.

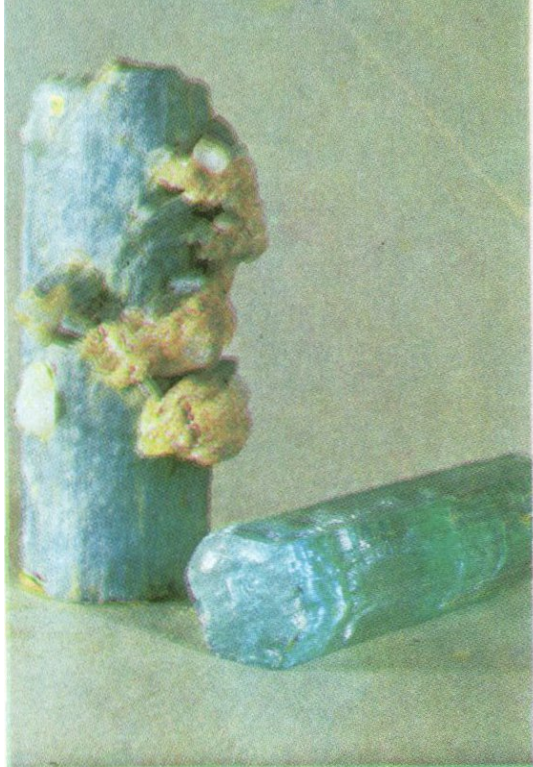
На базальной грани кристалла отчетливо видны зоны роста. Диаметр кристалла 1 см. Флюорит-фенакит-берилловое месторождение. СССР. Образец Т. Н. Шуриги

124. Аквамарин

в скородите. Длина кристалла 7,5 см. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 56483

125. Берилл

во флюоритовом прожилке. Длина кристаллов в центре снимка 2,5—3 см. Флюорит-фенакит-берилловая минерализованная зона дробления. СССР. Образец Т. Н. Шуриги



126. Изумруд.

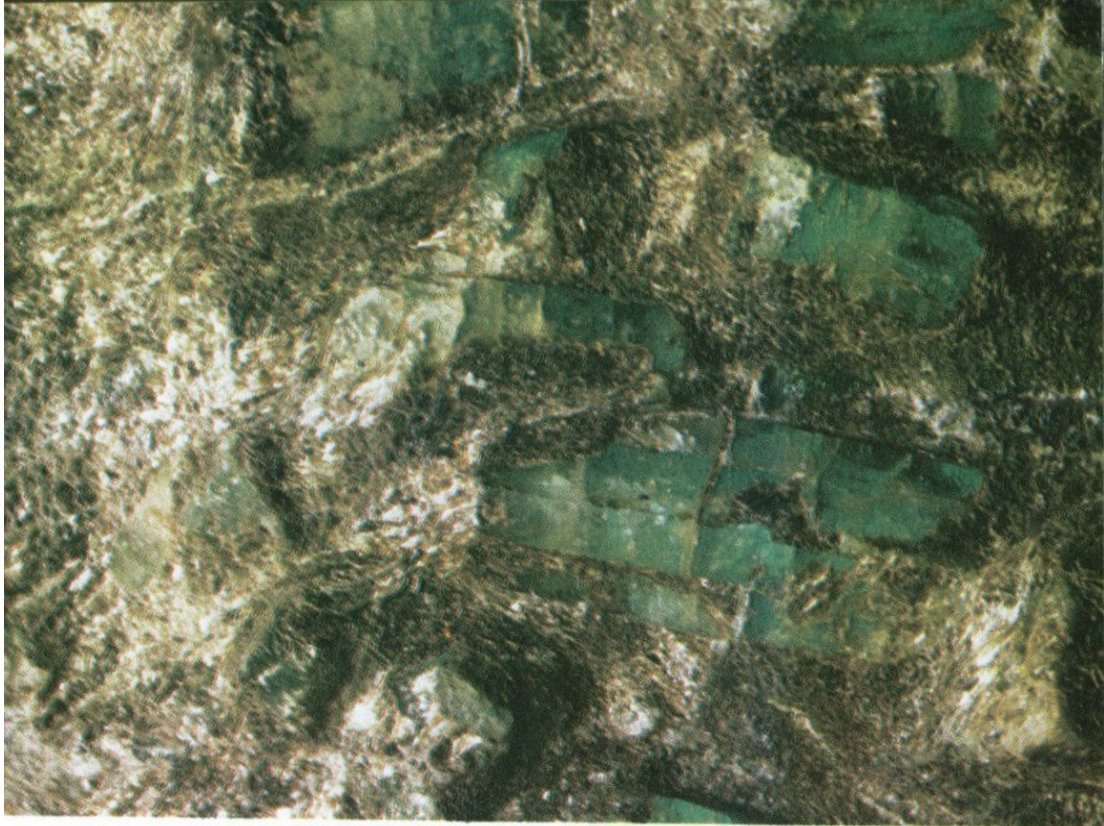
Раздробленные кристаллы в интенсивно рассланцованном флогопитовом слюдите. Диаметр кристаллов до 1 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26240

127. Изумруд.

Кристалл в ассоциации с катаклизированным плагиоклазом среди рассланцованного слюдита. Диаметр кристалла 4,5 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 31225

128. Изумруд

в кальците. Диаметр кристалла 0,8 см. Прожилки в углистых сланцах. Мюзю, Колумбия. Музей МГРИ, № 1434



129. Берилл.

Берилловое «солнце» в прожилке дымчатого кварца с вольфрамитом среди грейзенизированного гранита. Диаметр 4,5 см. Сибирь, СССР. Образец В. В. Дистлера

130. Берилл.

Поздняя (гидротермальная) генерация тонкоигольчатого берилла в пустотке (3 × 4 см) среди дымчатого кварца. Камерный пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 66881

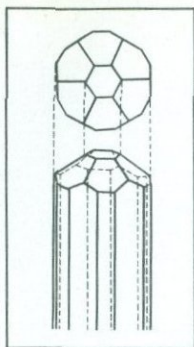
131. Бацит

(скандийсодержащий берилл) во флюорите. Диаметр отдельных индивидов 0,2—0,5 мм. Камерный пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 68287

132. Берилл.

Бесцветные игольчатые кристаллики в полости выщелачивания непрозрачного трещиноватого раннего берилла среди плагиоклазовой жилы. Длина кристалликов до 3—4 см. Урал, СССР. Образец И. И. Куприяновой





133. Миларит.

Агрегат тонкопризматических кристаллов на зональном кварце. Размер кристаллов до 1 см. Камерный пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 66226

134. Миларит.

Призматические «бериллоподобные» кристаллы в ассоциации с дымчатым кварцем. Размер кристаллов — до 2 см. Камерный пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 27768

135. Миларит.

Сноповидные сростки и призматические кристаллы в ассоциации с флюоритом и кальцитом. Размер сростков до 3 см. Флюорит-бериллиевые метасоматиты. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой

136. Миларит.

Друзовидное скопление сноповидных сростков миларита в пустотах растворения. Миларит частично псевдоморфно замещен кальцитом. Размер сростков 3—4 см. Флюорит-бериллиевые метасоматиты. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой



137. Лейкофан.

Таблитчатый полупрозрачный кристалл в ассоциации с альбитом и пироксеном. Размер кристалла 4×2 см. Пегматиты нефелиновых сиенитов. Гренландия. Минер. музей АН СССР, № 48612

138. Мелинофан.

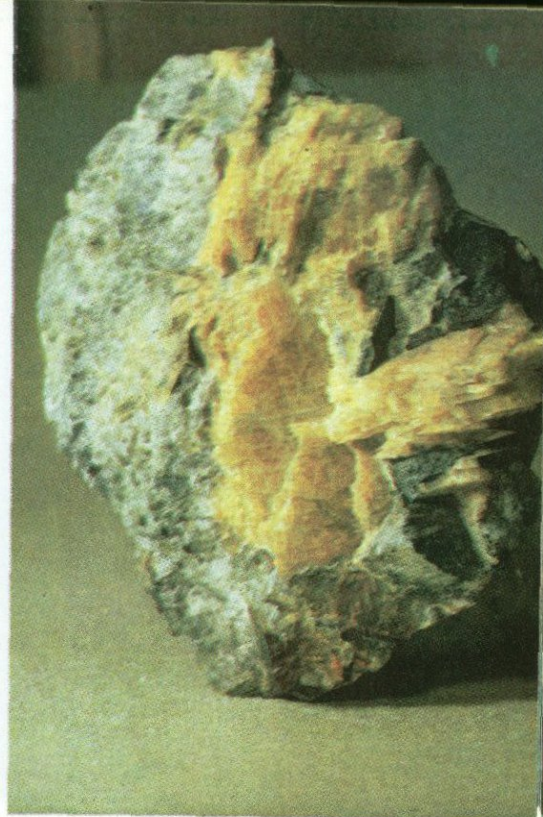
Розетковидный сросток таблитчатых индивидов мелинофана. Нат. вел. Пегматиты нефелиновых сиенитов. Норвегия. Минер. музей АН СССР, № 53111

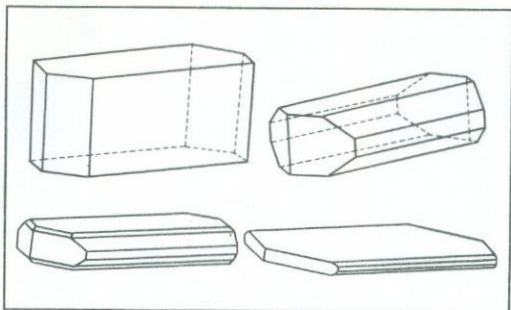
139. Мелинофан.

Сростки пластинчатых кристаллов в ассоциации с флюоритом и альбитом. Размер сростков 3—4 мм. Зона минерализованных везувиановых скарнов. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой

140. Лейкофан.

Сростки пластинчатых кристаллов. Размер сростков 1—2 мм. Альбит-флюоритовые метасоматиты. Сибирь. СССР. Образец В. Т. Шацкой





141. Эпидидимит.

Жеода (в пустоте выщелачивания натролита), выполненная тонкопластинчатыми розовыми кристаллами. Диаметр жеоды 3 см. Пегматиты нефелиновых сиенитов. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 73562

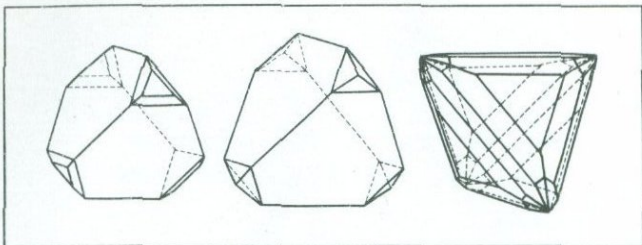
142. Эвдидимит.

Группа кристаллов. На переднем плане — двойник типа «ласточкина хвоста», прикрытый сверху еще одним пластинчатым кристаллом. Размер двойника около 1,5 см. Пегматиты нефелиновых сиенитов. Норвегия. Минер. музей АН СССР, № 18535

143. Эпидидимит.

Пустотка выщелачивания, выстилаемая агрегатом тонкопластинчатых кристалликов эпидидимита и сферобертрандита. Размер кристаллов 0,3—0,5 см. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 61986



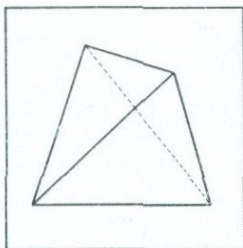


144. Гельвин.

Размер кристалла $3,5 \times 5$ см. Амазонитовые пегматиты. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 32991

145. Гельвин

в сростании с длиннопризматическими кристаллами голубого берилла. Длина кристаллов берилла 4 см. Месторождение Ван Фын Шань, Гуандун, КНР. Минер. музей АН СССР, № 62170



146. Даналит.

Кристалл с грубой штриховкой на гранях. Нат. вел. Альбитизированный пегматит. Сибирь. Образец М. И. Новиковой

147. Даналит.

Тетраэдрические кристаллы. Размер кристаллов 1,5—2 см. Альбитизированный пегматит. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 2896к

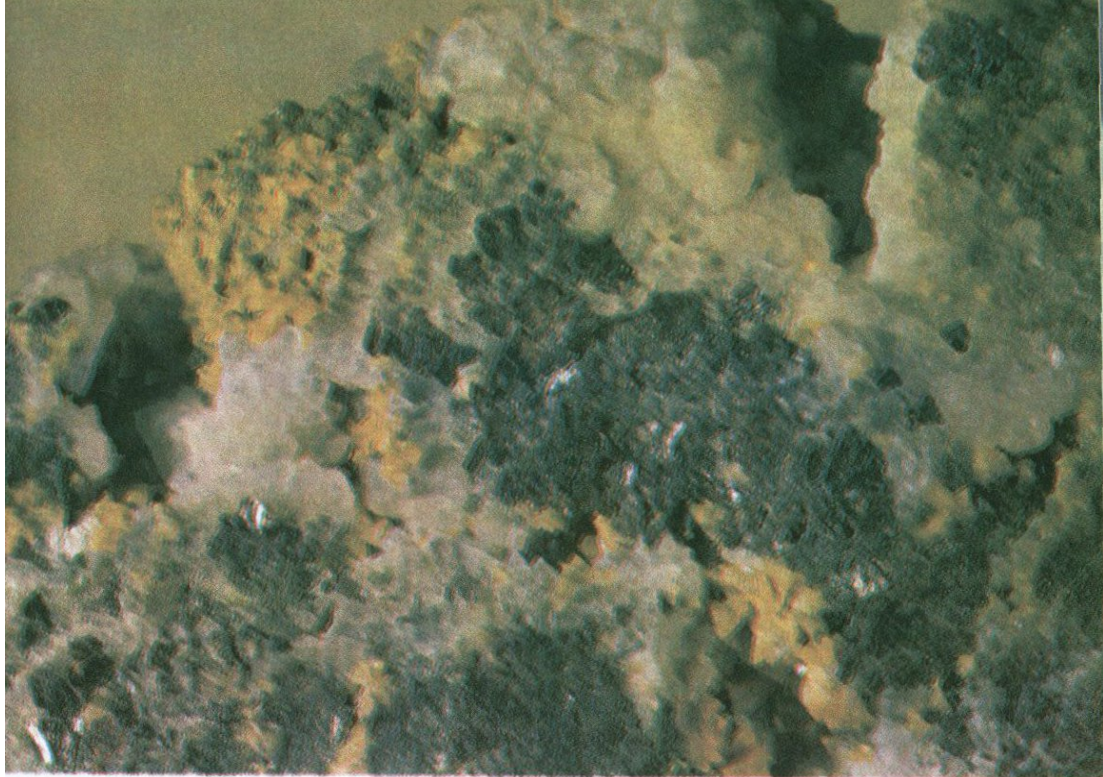


148. Гельвин.

Серно-желтые кристаллики в пустотках среди флюорита. Размер кристаллов 1—2 мм. Магнетит-пироксеновые скарны. Иоганнсгеоргенштадт, ГДР. Минер. музей АН СССР, № 27381

149. Гентгельвин.

«Присыпка» тетраэдрических кристаллов на дымчатом кварце. Размер кристаллов 1—2 см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 67709



150. Гентгельвин

в микроклин-альбитовом агрегате. Размер вкрапленников 1—2 мм. Полевошпатовый метасоматит. Европейская часть СССР. Образец В. Т. Шацкой

151. Гентгельвин

в тесном сростании с кварцем. Размер выделений 3—4 мм. Полевошпатовые метасоматиты. Европейская часть СССР. Образец В. Т. Шацкой

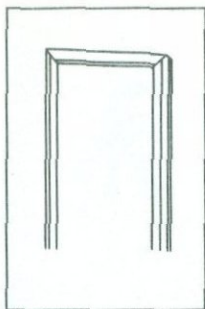
152. Гентгельвин.

Зерна в кварце. Размер скоплений 3—4 мм. Полевошпатовые метасоматиты. Европейская часть СССР. Образец В. Т. Шацкой

153. Гентгельвин.

Тетраэдрический кристалл (розовый) в кварце. Размер сечения кристалла $1,5 \times 1,8$ см. Полевошпатовые метасоматиты. Европейская часть СССР. Образец В. Т. Шацкой





154. Бавенит.

Друзы и корочки, сложенные пластинчатыми кристаллами, растущими в стенках полости в берилл-плагноклазовой жиле. Поперечник сростков 1 см. Флогопит-маргарит-берилловое месторождение. СССР. Образец В. И. Степанова

155. Бавенит.

Агрегат сферолитов среди крупнокристаллического олигоклаза. Диаметр сферолитов 1—1,2 см. Флогопит-маргарит-берилловое месторождение. СССР. Образец И. И. Куприяновой

156. Бавенит.

Радиально-лучистые (веерообразные) сростки в ассоциации с кристаллами флюорита в полости среди берилл-плагноклазовой жилы. Стенки полости частично покрыты щетками кристаллов адуляра. Диаметр сростков достигает 1,2 см. Флогопит-маргарит-берилловое месторождение. СССР. Образец И. И. Куприяновой



157. Бавенит.

Тонколучистые сферолиты в ассоциации с хлоритом и флюоритом. Размер сферолитов до 4 см. Флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой

158. Бавенит.

Тонколучистые сферолиты, пигментированные по периферии хлоритом, в ассоциации с фиолетовым (темное) флюоритом среди кальцита (светлое). Размер сферолитов 1—1,5 см. Флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой

159. Бавенит.

Сросток сферолитов, отпрепарированный при гипергенном выщелачивании кальцита. Размер сростка 2,5 см в поперечнике. Флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой



160. Чкаловит

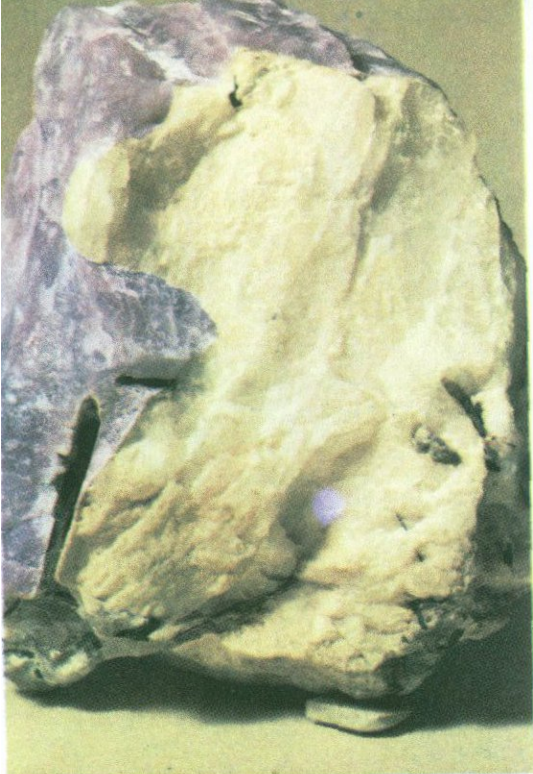
(светлый). Монокристалльное выделение неправильной формы в ассоциации с усингитом (сиреневый) и эгирином. Видны трещины несовершенной спайности. Нат. вел. Пегматиты содалитовых сиенитов. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 40001

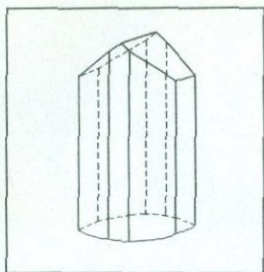
161. Сорсенит.

Субпараллельный сросток пластинчатых индивидов в ассоциации с крупными прозрачными выделениями анальцима. Нат. вел. Щелочной пегматит. Илимаусак, Гренландия. Минер. музей АН СССР, № 67328

162, 163. Тугтуит

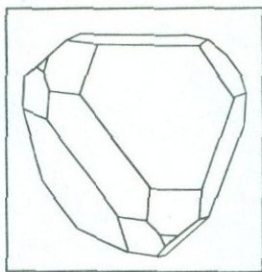
(цикламеново-розовый) по чкаловиту. Нат. вел. Пегматиты содалитовых сиенитов. Илимаусак, Гренландия. Минер. музей АН СССР, № 67189, 74531





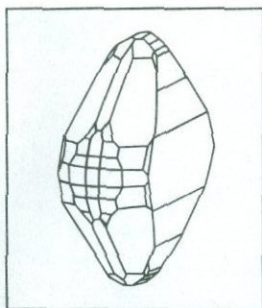
164. Гамбергит.

Уплощенно-призматический кристалл с совершенной спайностью по (010). Размер $3 \times 1,5$ см. Пегматит. Малагасийская Республика. Минер. музей АН СССР, № 20280



165. Родицит.

Кристалл тетраэдрического габитуса в ассоциации с розовым турмалином (рубеллитом) и альбитом. Диаметр кристалла 0,8 см. Литиевые пегматиты Малагасийская Республика. Минер. музей АН СССР, № 41048

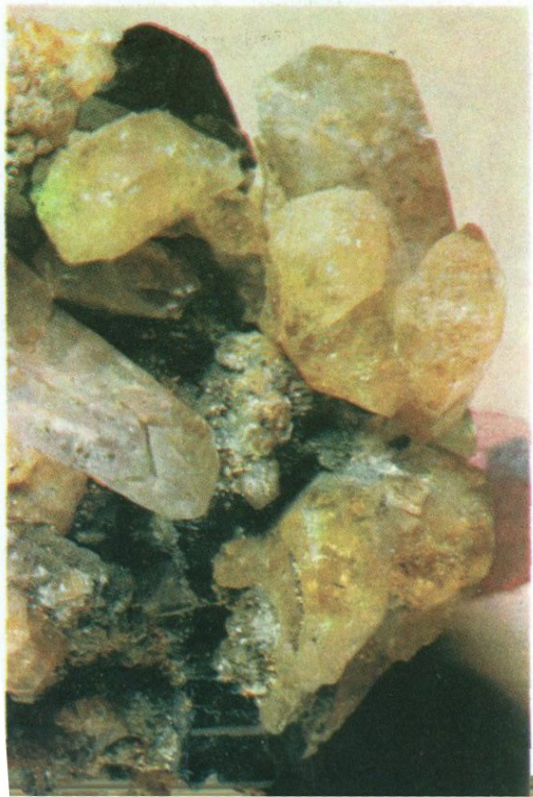


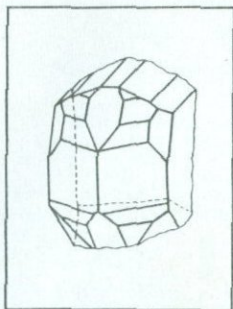
166. Гердерит.

Друза псевдоромбических кристаллов из кварцевой жилы. В сростании с гердеритом находятся дымчатый кварц и касситерит (черный), в пустотках между кристаллами видны сферолиты хлорита. Нат. вел. Касситерит-кварцевая формация. Вост. Сибирь. Образец Б. В. Макеева

167. Бериллонит.

Уплощенный короткопризматический кристалл с хорошо образованной пирамидальной головкой. Размер кристалла $1,5 \times 0,7$ см. Пегматиты. Шт. Мэн, США. Музей МГРИ, № 22213



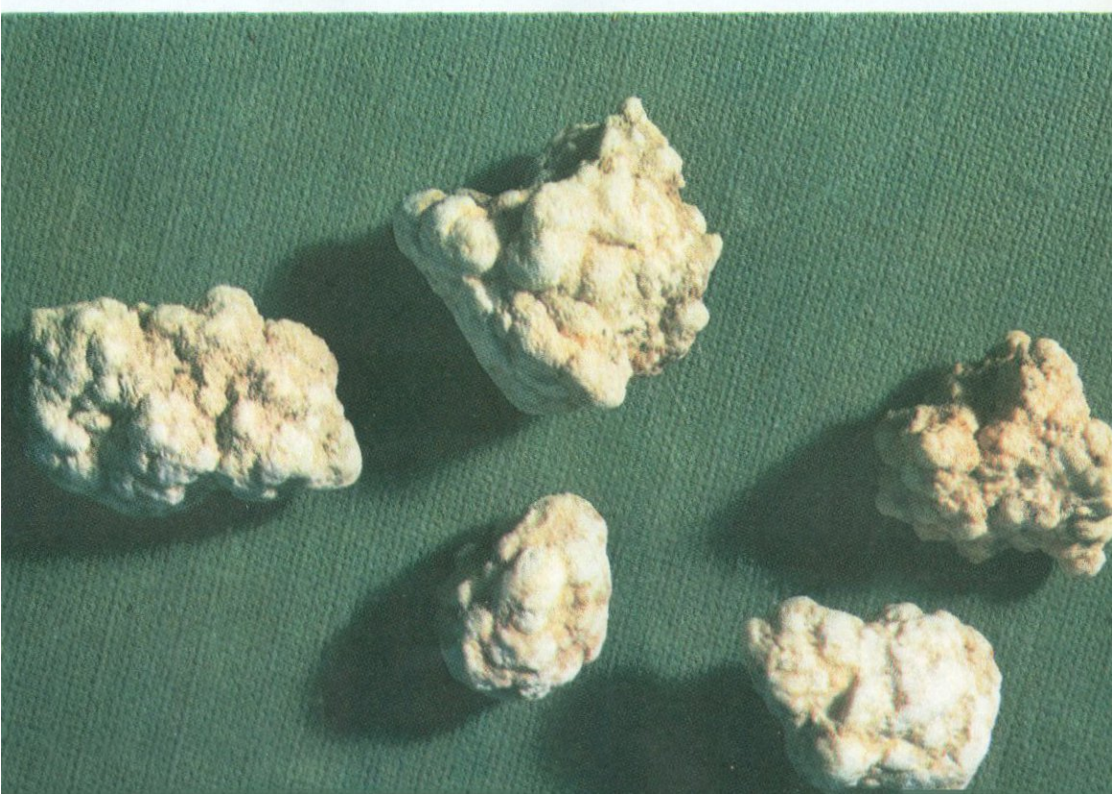


168. Герцерит.

Группа толстотаблитчатых кристаллов. Размер кристаллов $1,5 \times 2$ см. Литиевые пегматиты. Забайкалье, СССР. Минер. музей АН СССР, № 61373

169. Морассит.

Почковидные сростки. Размер выделений $1,5-2$ см. Зона окисления мусковит-флюорит-бериллового месторождения. СССР. Образец В. Т. Шацкой



170. Бериллиносный пегматит
с рудоразборным бериллом в ассоци-
ации с мусковитом и кварцем из редко-
метального пегматита. Длина кристал-
лов 10—12 см. Минер. музей АН СССР,
№ 36418



171. Бериллиеносный полевошпатовый метасоматит
с обильной вкрапленностью бурого гентгельвина. Европейская часть СССР. Образец В. Т. Шацкой

172. Бериллиеносный слюдисто-полевошпатовый метасоматит, включающий скопления мелкозернистого гентгельвина. Европейская часть СССР. Образец В. Т. Шацкой

173. Бериллиеносный скарн.
Гнезда и вкрапленность даналита в метасоматической турмалин-флюоритовой породе по гранат-пироксен-везувиановому скарну. Размер скоплений даналита 2 × 3 см. Ср. Азия, СССР. Образец Н. К. Маршуковой

174. Бериллиеносный скарн.
Хондродит - везувиан - магнетитовый скарн фестончатой ритмичнополосчатой текстуры с хризобериллом и флюоритом. Сибирь, СССР. Образец М. И. Новиковой

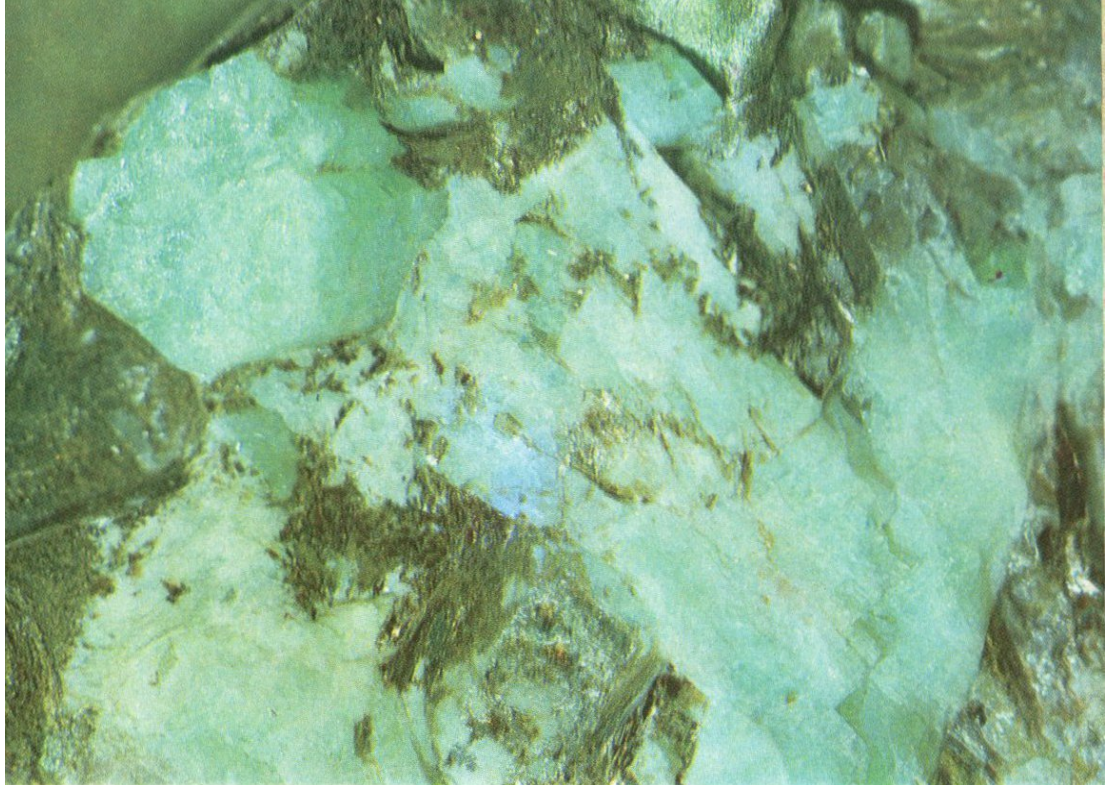


175. Бериллиеносный слюдит.

Гнездо зеленого берилла из берилл-плагноклазовой жилы, подвергшейся тектоническому дроблению и будинированию. Берилл-плагноклазовые будины окружены рассланцованной флоготопивой породой. Берилл образует призматические кристаллы; местами видны сноповидные сростки. Флогопит-маргарит-берилловое месторождение. СССР. Образец И. Т. Александровой

176. Рудоразборный берилл

в ассоциации с молибденитом, флюоритом, мусковитом из кварцевой жилы комплексного берилл-молибденитового месторождения. Диаметр кристаллов берилла 1,5—2 мм. СССР, Музей МГРИ, № 12526



177. Штокверковая бериллиеносная руда.

Отдельные призматические кристаллы и радиально-лучистые сростки берилла во флюорит-биотит-кварцевом прожилке из штокверковой зоны биотит-флюорит-бериллового месторождения. СССР. Образец М. И. Новиковой

178. Комплексная бериллиевая руда. Агрегат кристаллов голубого берилла из минерализованной зоны дробления. Флюорит-фенакит-берилловое месторождение. Диаметр кристаллов 0,2—1 см. СССР. Образец Т. Н. Шуриги

179. Комплексная бериллиевая руда. На переднем плане фенакит (комбинация укороченной призмы и ромбоэдра 1,5 см в диаметре) в агрегате кристаллов голубого берилла. Флюорит-фенакит-берилловое месторождение. СССР. Образец Т. Н. Шуриги



180. Прожилково-метасоматическая мусковит-берилловая руда, образовавшаяся по известняку. Прожилки сложены гребенчатым мусковитом со скоплениями берилла (белое) в центральной части. Мусковит-флюоритовый метасоматит имеет сетчато-ячеистую структуру и содержит мелкую *вкрапленность берилла*. Мусковит-флюорит-берилловое месторождение. СССР. Образец В. Т. Шацкой

181. Топаз-флюоритовая руда ритмичной волнисто-полосчатой текстуры с мелкими (порядка 0,1 мм) выделениями хризоберилла. Топаз-хризоберилл-флюоритовое месторождение. СССР. Образец Е. П. Шпанова

182. Полосчатая флюорит-лейкофановая руда с чередованием мелкозернистых и крупнозернистых полос. Флюорит-лейкофановое месторождение. СССР. Образец В. Т. Шацкой



183. Альбит-бавенит-фенакитовая руда.
Гнездовое скопление фенакита в ассоциации с турмалином, флюоритом, эпидотом и альбитом. СССР. Образец И. И. Куприяновой

184. Альбит-бавенит-фенакитовая руда.
Гнездовое скопление бавенита в ассоциации с турмалином, эпидотом и альбитом. Образец И. И. Куприяновой



185. Кальцит-микроклин-флюорит-фенакитовая руда

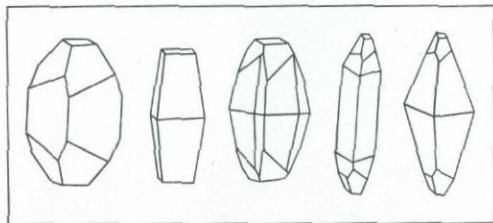
пятнистой текстуры. Фенакит образует тонколучистые сферолиты с включениями микроклина. Флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой

186. Флюорит-берtrandитовая руда массивная мелкозернистая пятнистой текстуры, с угловатыми реликтами сланцев. Берtrandит (белое) обособлен в виде изометричных скоплений. Флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой

187. Микроклин-флюорит-берtrandитовая руда, массивная мелкозернистая. Флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение. СССР. Образец М. И. Новиковой



МИНЕРАЛЫ И РУДЫ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

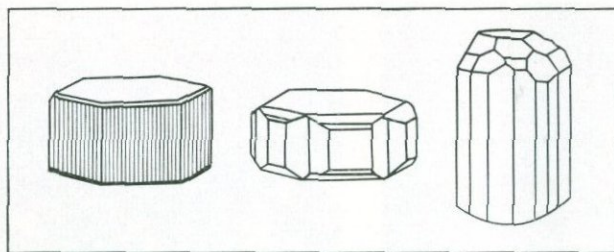


188. Фергусонит.

Кристаллы, растущие перпендикулярно к зальбанду пегматитовой жилы. Длина кристаллов 1,5—2 см. Хиттерё, Норвегия. Музей МГРИ, № 12222

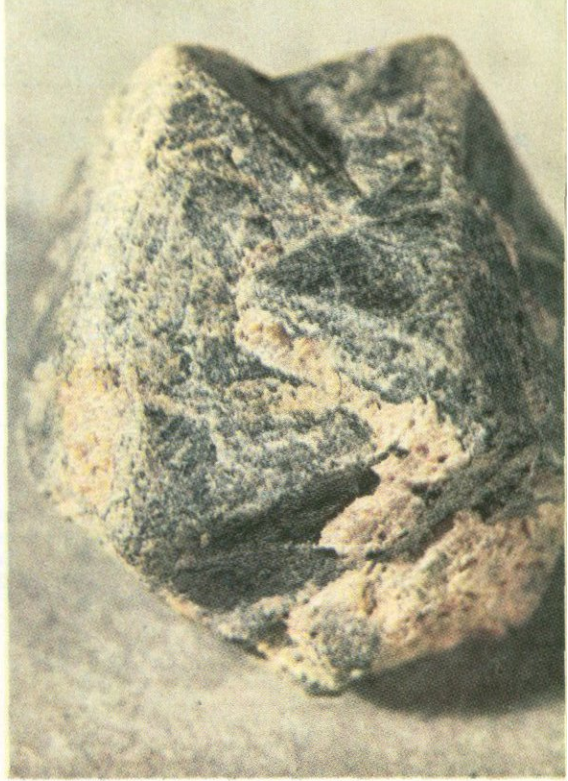
189. Самирезит.

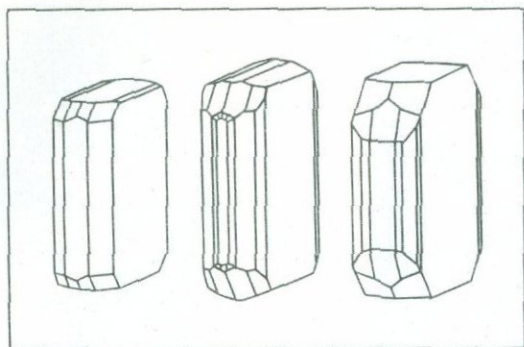
Двойник прорастания. На гранях октаэдра — светлые корочки самирезита поздней генерации. Размер выделения 1,5 см. Пегматиты щелочных гранитов. Сибирь, СССР. Образец Г. П. Луговского



190. Симпсонит.

Фрагменты кристаллов. На гранях правого кристалла — тонкая параллельная штриховка. Размер обломков $1,5 \times 2$ см. Редкометалльные пегматиты. Алто-ди-Гиц, Бразилия. Минер. музей АН СССР, № 61655





191. Колумбит.

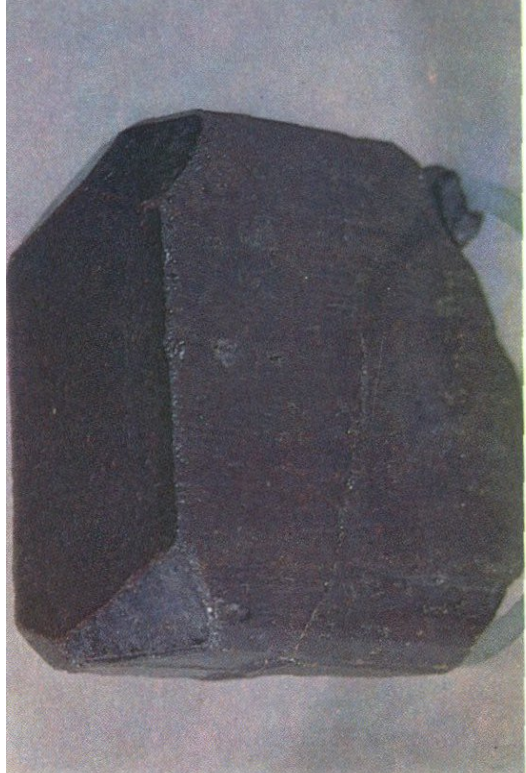
Фрагмент кристалла с хорошо выраженными призматическими, пинакоидальными и пирамидальными гранями. Размер кристалла 3×2 см. Пегматиты. Минер. музей АН СССР, № 2930к

192. Манганоколумбит. Кристалл с доминирующими пинакоидальными и призматическими гранями. Размер кристалла $1,8 \times 2$ см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 70286

193. Колумбит. Головка крупного кристалла с фигурами травления на гранях. Размер кристалла $10 \times 8 \times 8$ см. Пегматиты. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 37653

194. Колумбит.

Псевдоморфозы по пироксену: искаженные октаэдры с кавернозной поверхностью. Размер кристаллов $0,8 \times 0,5$ см. Анкеритовые карбонаты. Сибирь. Образец Т. Б. Здорик



195. Колумбит.

Срастание грубопластинчатых кристаллов с монацитом. Размер сростков 9×10 см. Пегматит. Мозамбик. Минер. музей АН СССР, № 52162

196. Колумбит

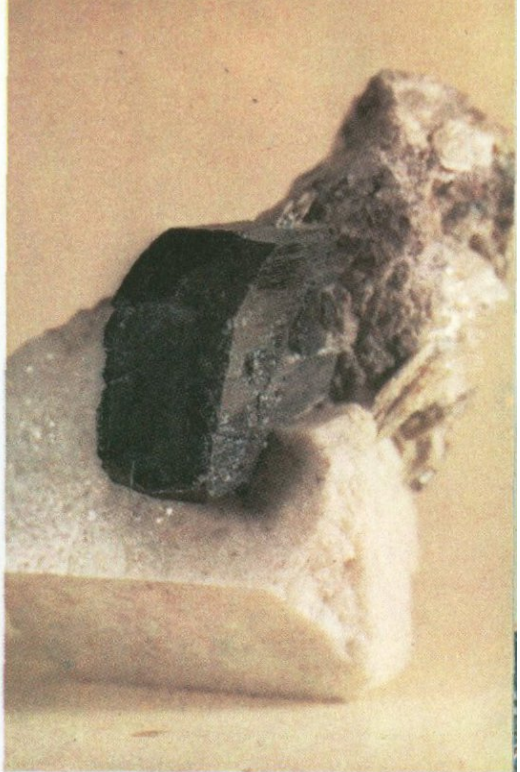
в прорастании с бериллом. Размер кристалла колумбита $3 \times 1,7$. Пегматит. КНР. Музей МГРИ № 42201

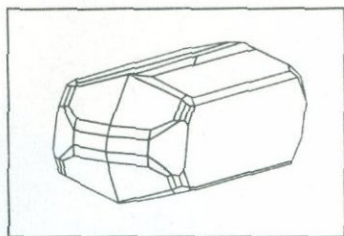
197. Колумбит.

Пластинчатые выделения в ассоциации с микроклином и мусковитом. Размер выделений 4×3 см. Пегматит. Казахстан, СССР. Минер. музей АН СССР, № 55962

198. Колумбит.

Сросток копьевидных и пластинчатых кристаллов. Длина кристаллов колумбита 2—3 см. Пегматит. Финляндия. Музей ЛГИ, № 449/16





199. Танталит-колумбит.

Копьевидный кристалл с характерной волнистой штриховкой роста на гранях. Размер кристалла 8×5 см. Пегматит. Малагасийская Республика. Минер. музей АН СССР, № 12007

200. Танталит.

Скелетный кристалл, проросший альбитом. Субпараллельная вертикальная штриховка прослеживается в различных участках кристалла. Размер образца $10 \times 7 \times 3,5$ см. Пегматит. Европейская часть СССР. Образец В. В. Матвеева

201. Танталит.

Пластинчатые выделения в ассоциации с клеваданитом в кварце. Размер кристаллов танталита $0,5-0,8 \times 0,2-0,3$ см. Пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 58500

202. Танталит.

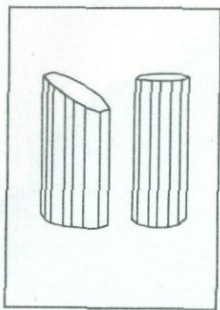
Призматический кристалл из альбитизированного пегматита. Размер кристалла 2 см. Сибирь, СССР. Образец Г. П. Луговского



203. Танталит.

Уникальный гроздьевидный сросток.
Размер сростка $12 \times 15 \times 6$ см. Гранит-
ный пегматит. Казахстан, СССР. Ми-
нер. музей АН СССР, № 74025



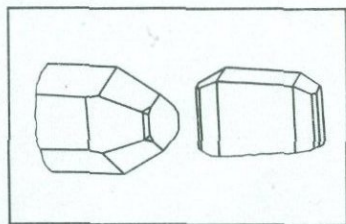


204. Манганотанталит.

Фрагмент призматического кристалла с хорошо выраженной спайностью. Размер образца $4 \times 2 \times 1,5$ см. КНР. Коллекция С. А. Горжевской

205. Манганотанталит.

Призматический кристалл в сростании с колумбит-танталитом в кварце. Размер сростка 4×3 см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Коллекция С. А. Горжевской.

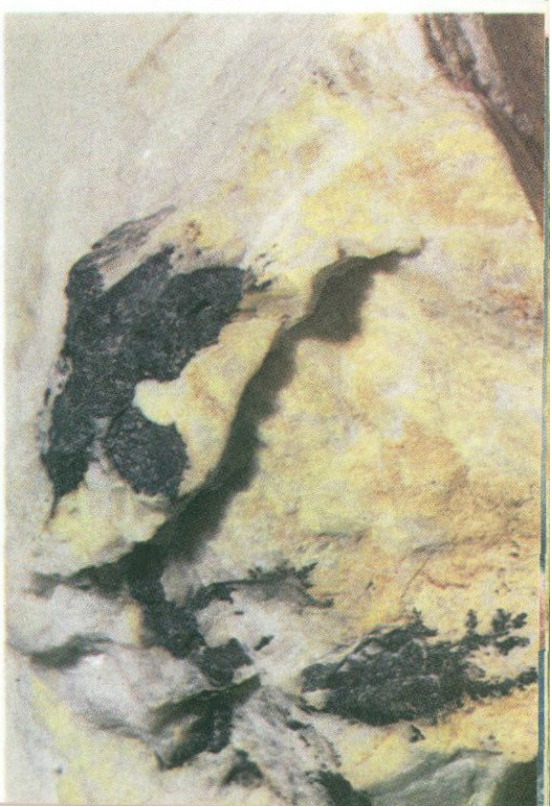


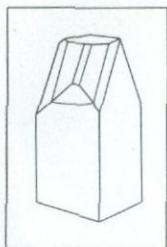
206. Воджинит.

Кайма по периферии сростка грубопластинчатых нечетко выраженных кристаллов танталита. Размер сростка 4×3 см. Пегматит. Сибирь, СССР. Коллекция С. А. Горжевской

207. Воджинит.

Плохообразованные кристаллы и крестообразный сросток. Размер выделений 3—4 мм. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 69713





208 и 209 Самарскит.

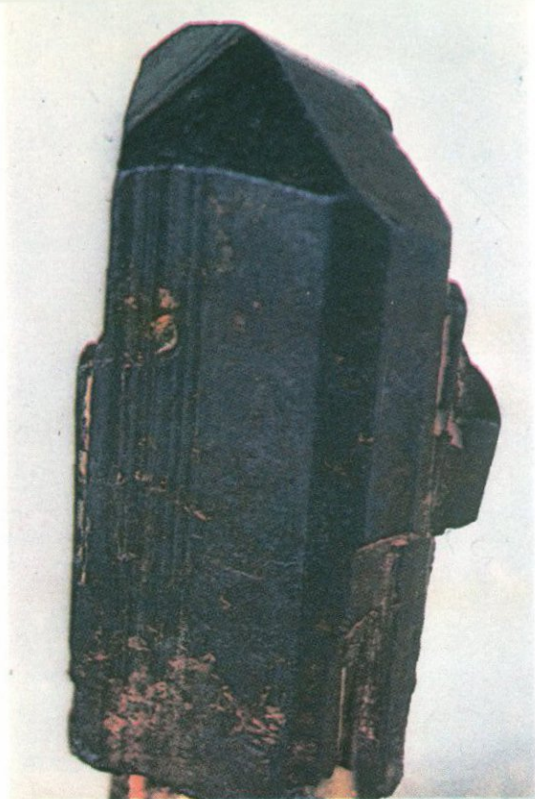
Классические кристаллы из пегматитов. Преобладающие формы: (010), (100), (101). Размер кристалла фото 208 $2,5 \times 1,5 \times 1$ см; фото 209 — $1,5 \times 1,5 \times 1$ см. Урал. СССР, Минер. музей АН СССР, № 26906

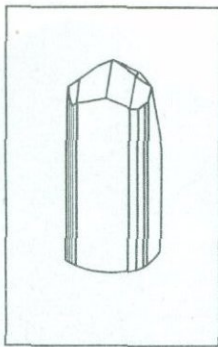
210. Самарскит.

Вокруг кристаллов самарскита — характерные бурые ореолы. Размер выделений $3 \times 2,5$ см. Пегматит. Урал, СССР. Музей АН СССР, № 13054

211. Ампагабент

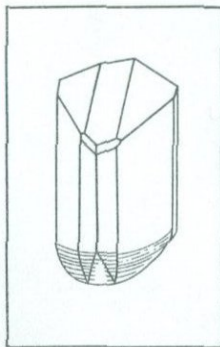
по самарскиту. Размер кристалла $3,5 \times 2,5 \times 2$ см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 13054





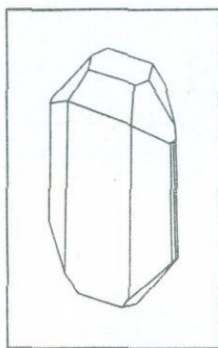
212. Стибиотанталит

в ассоциации с альбит-клевеландитом и розовым турмалином. Размер выделения $2 \times 1,5$ см. Редкометалльный пегматит. Казахстан, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26060



213. Бисмутотанталит.

Кристалл с корродированными гранями. По трещинам развиваются продукты изменения. Размер кристалла 3×3 см. Пегматит. КНР. Коллекция С. А. Горжевской



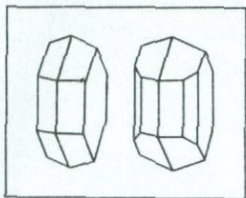
214. Торолит.

Пластинчатый кристалл с ясно выраженной спайностью в двух направлениях. Размер $1,8 \times 1,5$ см. Пегматит. Ср. Азия, СССР. Минер. музей АН СССР, № 44666

215. Стибиотанталит.

Отдельные кристаллы и их фрагменты (размером до 0,5 см). Пегматит. Альто-Ригонда, Мозамбик. Минер. музей АН СССР, № 13054

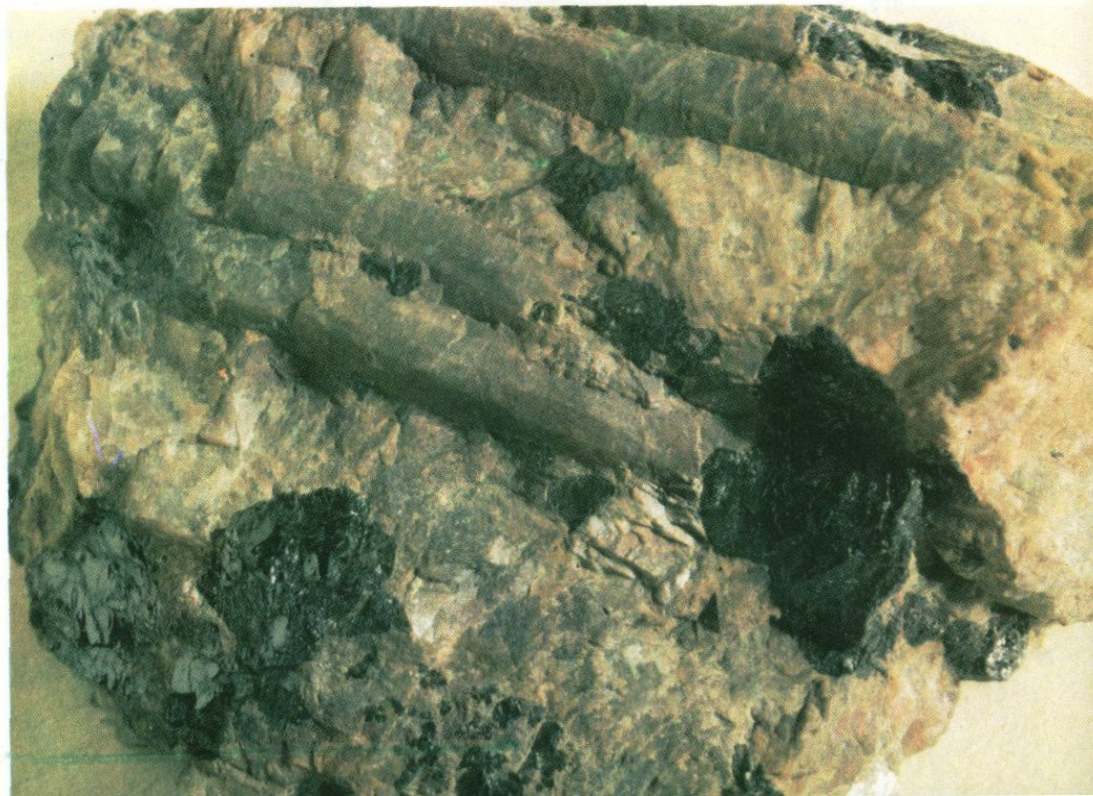


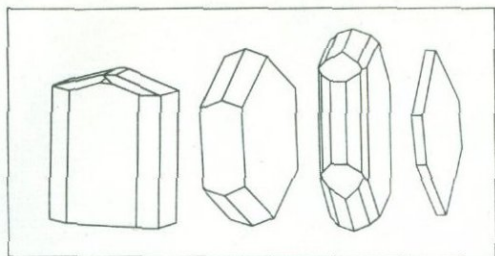


216. Ферсмит.

Нечеткие прожилковидные скопления тонкозернистого агрегата из зоны фени- тизации вокруг массива нефелиновых сиенитов. Мощность прожилка ферсмита около 2,5 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 60571

217. Эвксенит. Гнездообразное скопле- ние неправильных зерен в ассоциации с апатитом. Нат. вел. Пегматит, Кра- гери, Норвегия. Минер. музей АН СССР, № 20286





218. Эвксенит.

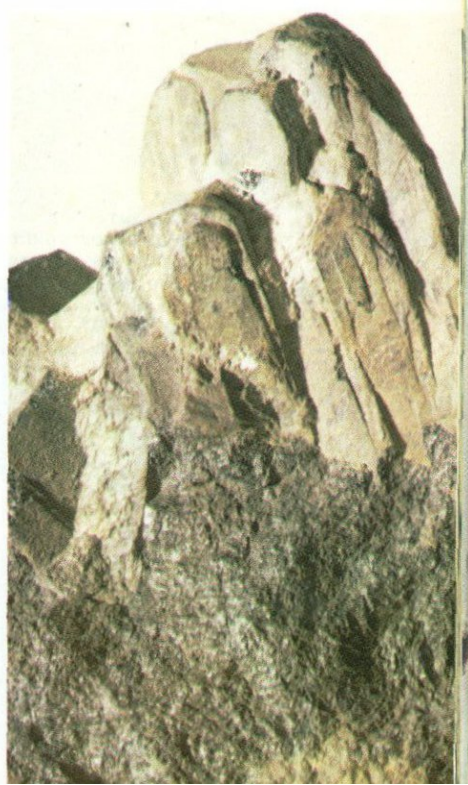
Группа толстотаблитчатых кристаллов, покрытых пленкой вторичных продуктов. Размер сростка 8×7 см. Пегматит. Арендаль, Норвегия. Минер. музей АН СССР, № 52170

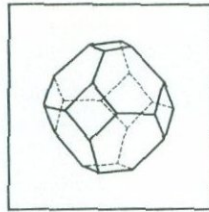
219. Эвксенит.

Фрагмент кристалла. На сколе хорошо видны раковистый излом и смолистый блеск минерала. Размер образца $2 \times 1,5 \times 1,6$ см. Пегматит. Норвегия. Музей ЛГИ, № 869/3

220. Эвксенит.

Уплощенные кристаллы с характерной копьевидной головкой. Формы: (111), (010), (100), (110) и (201). Размер кристаллов $3,5 \times 2 \times 1,5$ см (монокристалл) и $4 \times 3 \times 2,7$ см (сростки). С поверхности кристаллы покрыты тонкой «рубашкой» вторичных продуктов. Пегматит. Шпегерайт, Норвегия. Минер. музей АН СССР, № 2620 и 2621



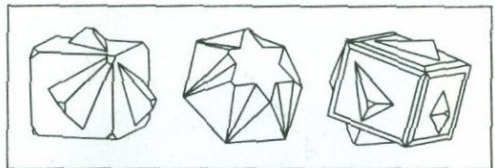


221. Перовскит.

Друза псевдокубических кристаллов в ассоциации с кальцитом, диопсидом и магнетитом. На гранях кристаллов видна скульптурная штриховка. Размер кристалла на переднем плане $3 \times 2,5 \times 2,5$ см. Контактное месторождение. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 30737

222. Кнопит.

Сросток кубооктаэдрических кристаллов в ассоциации с кальцитом из щелочно-ультраосновного массива. Размер ребра большего кристалла 1,5 см. Европейская часть СССР. Образец Т. Б. Здорик



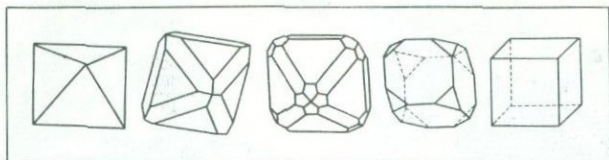
223. Дизаналит.

Псевдокубические кристаллы в ассоциации с кальцитом, апатитом и пироксеном (фассаитом) из дорудных кальцитовых карбонатитов. Размер ребра кристаллов дизаналита 0,6—0,5 см. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 62370

224. Лопарит.

Характерные двойники прорастания. Размер сростков до $1 \times 2 \times 1,2 \times 1,2$ см. Пегматиты нефелиновых сиенитов. Сибирь, СССР. Образец С. А. Горжевой





225. Пироклор.

Октаэдрический (ребро 1,8 см) и кубо-октаэдрический (ребро 3 см) кристаллы из щелочных пегматитов. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 732 (большой) и № 23934 (меньший)

226. Пироклор.

Измененные кристаллы из анкеритовых карбонатитов: коричневый кристалл (ребро 1 см) с поверхности замещен ферсмитом, темно-серый (ребро 2 см) — ферсмитом и частично колумбитом. Якутия, СССР. Образец Т. Б. Здорик

227. Пироклор.

Скопление крупнокристаллического агрегата в кальцитовых карбонатитах. Размер выделения 6×3 см. Альё, Норвегия. Образец С. А. Горжевской

228. Пироклор.

Вкрапленность октаэдрических кристаллов в кальците из кальцитовых линз в щелочном массиве. Размер кристаллов до 0,6—0,8 см. Урал, СССР. Музей МГРИ, № 46429



229. Пироклор.

Деформированные, вплоть до развальцевания, выделения, ориентированные субпараллельно в кальците из тектонической зоны. Нат. вел. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР

230. Бетафит.

Сросток кристаллов, представляющих комбинацию октаэдров и ромбододекаэдров. Снаружи кристаллы покрыты «рубашкой» вторичных минералов. Размер ребра большого кристалла 3 см. Пегматит. Малагасийская Республика. Музей ЛГИ, № 1871а/1

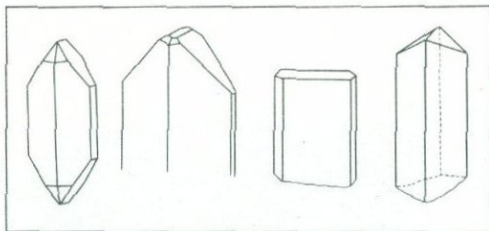


231. Микролит.

Октаэдрический кристалл коричневатозеленого цвета (вверху снимка) в ассоциации с лешдолитом и полихромным турмалином. Размер ребра кристалла 0,7 см. Пегматиты, Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 57041

232. Микролит.

Кубооктаэдрический кристалл из пегматитов. Размер ребра кристалла 1,2 см. Амелия Каунти, шт. Виргиния, США. Минер. музей АН СССР

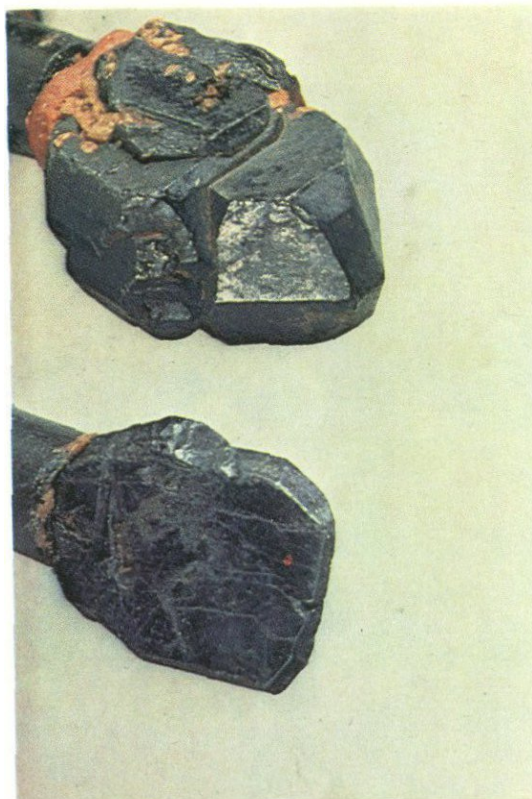
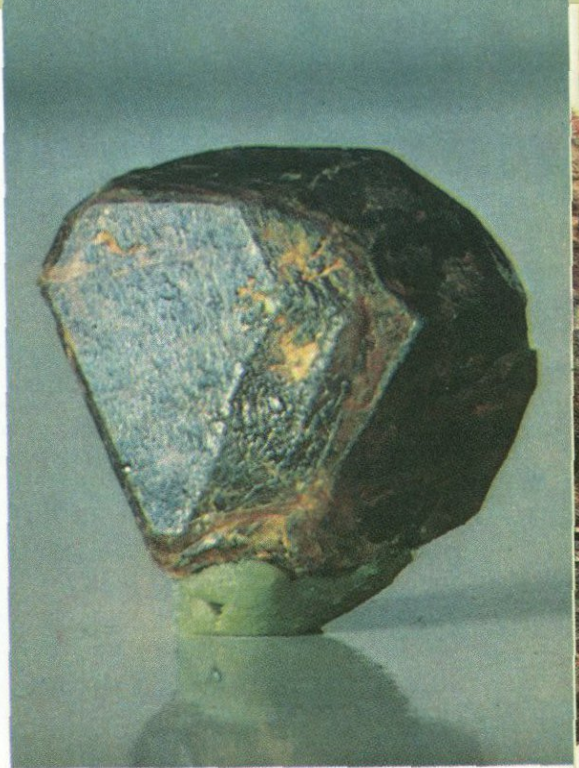


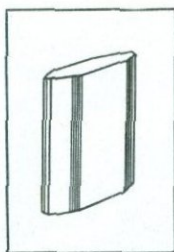
233. Эшинит.

Кристаллы из пегматитов. Преобладающие формы: (110), (120), (011), (021), (111). Размер большего кристалла $2 \times 1,5 \times 1,5$ см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № К-3388

234. Эшинит.

Призматический кристалл из пегматита. Длина кристалла 3 см. Урал, СССР. Минер. музей АН СССР, № 26382



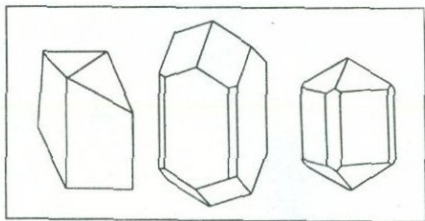


235. Линдоцит.

Агрегат уплощенно-призматических, слегка изогнутых по удлинению кристаллов в ассоциации с амфиболом и альбитом. КНР. Образец С. А. Горжевской

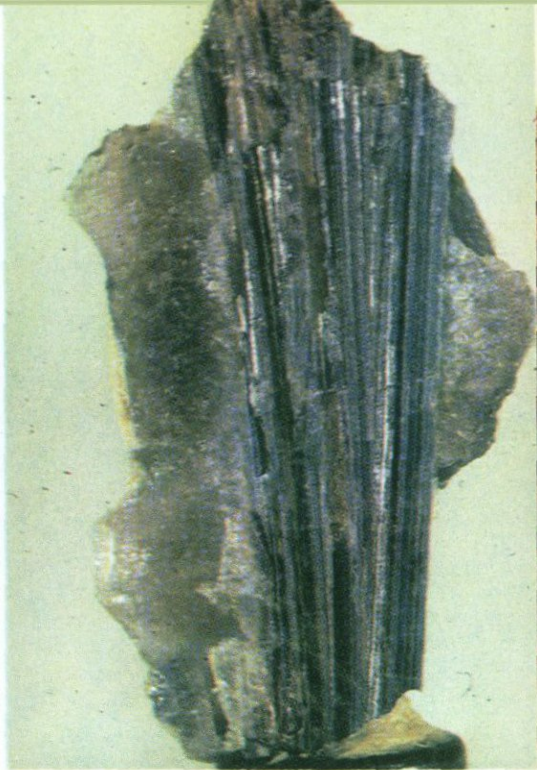
236. Линдоцит.

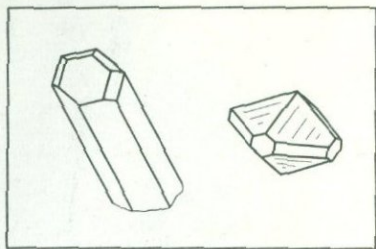
Радиально-лучистый сросток тонкопризматических кристаллов. Длина кристаллов 2,5 см. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 65839



237 и 238. Ильменорутил.

Пластинчатые кристаллы из пегматитов. На рис. 237 видна индукционная штриховка. На рис. 238 — резко выраженная вертикальная штриховка. Размер кристаллов по удлинению 3 и 3,5 см. Урал (рис. 237), Памир (рис. 238). Минер. музей АН СССР, № 62252 и № 38073





239. Стрюверит.

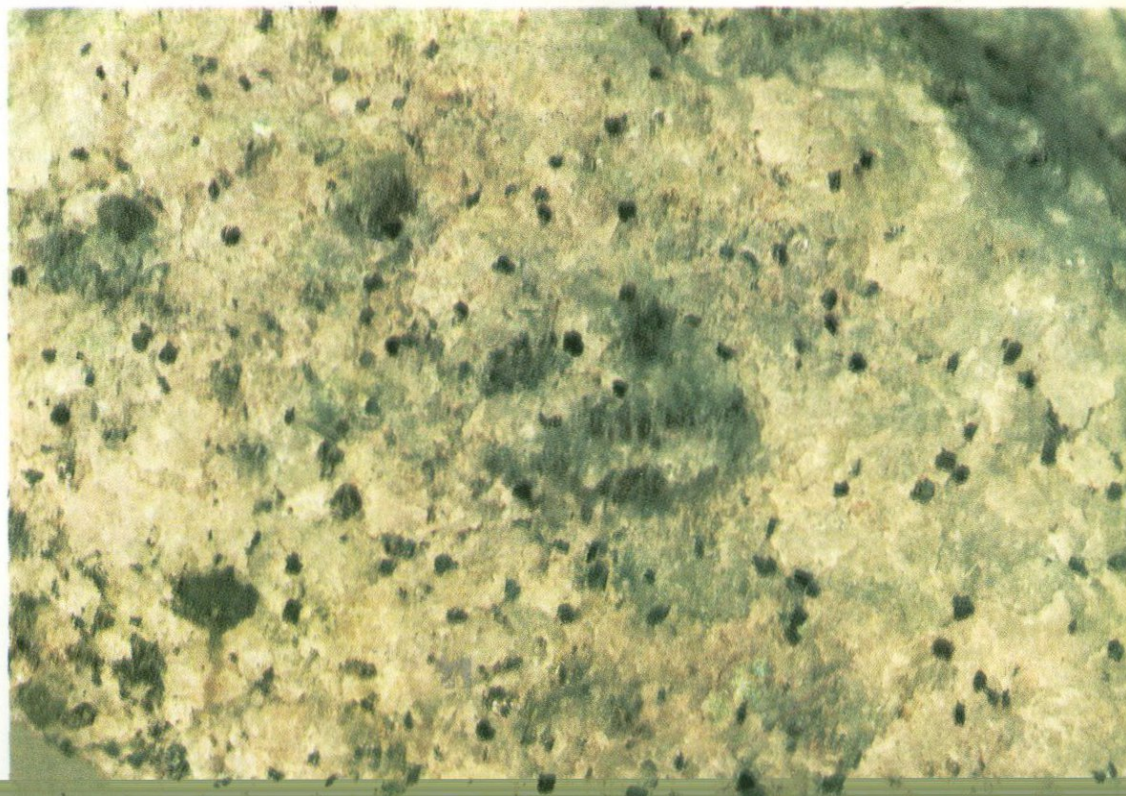
Мелкокристаллические выделения в гранитном пегматите. Размер кристаллов до 5 мм. Кейстаун, шт. Ю. Дакота, США. Минер. музей АН СССР, № 24698

240. Тапиолит.

Таблитчатый кристалл. Размер кристалла $2 \times 1,5$ см. Пегматит. Сибирь, СССР. Минер. музей АН СССР, № 68798

241. Циркелит.

Мелкотаблитчатые выделения в кальцитовом карбонатите. Размер кристаллов 1,5—2 мм. Сибирь, СССР. Образец Т. Б. Здорик



242. Щербаковит.

Гнездо мелких кристаллов (красно-коричневого цвета) в ассоциации с эгирином (зеленый до черного), игольчато-волокнистым агрегатом натролита и пектолита, нефелином.

Нефелин-сиенитовый пегматит. Нат. вел. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 65731

243. Мурманит.

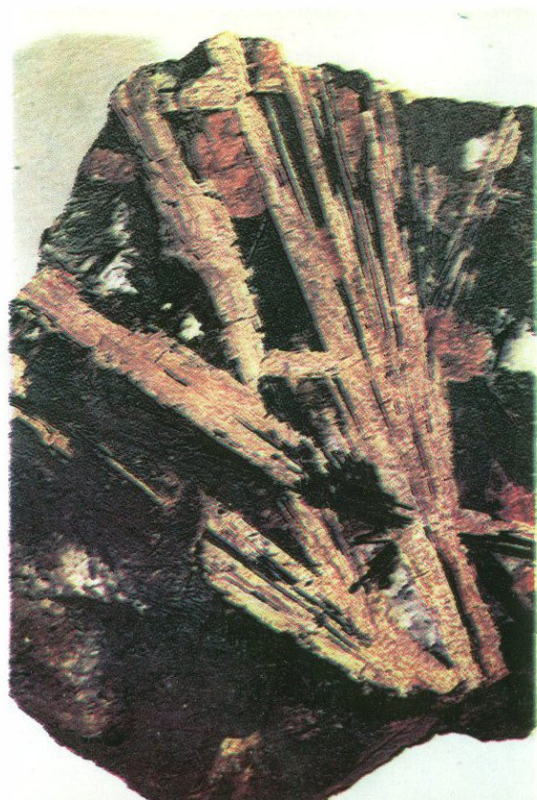
Пластинчатые кристаллы (2,5—3 см) характерного бледно-сиреневого цвета в ассоциации с лампрофиллитом (коричневый), эгирином (зеленый, игольчатый) и нефелином. Нат. вел. Нефелин-сиенитовый пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 36922

244. Ринколит.

Сноповидный сросток длиннопризматических кристаллов длиной 12 см в ассоциации с эгирином (игольчатый), эвдиалитом (малиновый), лампрофиллитом (коричнево-бурый) и нефелином (светлый). Слегка уменьшено. Нефелин-сиенитовый пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 30000

245. Комаровит.

Землистый агрегат (белый, чуть розоватый), выполняющий прожилок в крупнокристаллическом натролите (белый). Размер выделения 3 × 3 см. Щелочной пегматит. Европейская часть СССР. Минер. музей АН СССР, № 73302



246. Комплексная тантало-литиевая руда.

Сподуменовый пегматит с густой вкрапленностью танталита. Танталит (черный) образует скопления крупных таблитчатых кристаллов (3—5 мм), ассоциирующих с пластинчатым голубоватым клевеландитом и лепидолитом. Шестоватый кристалл сподумена (светло-серый) деформирован и разбит поперечными трещинами, залеченными слюди-сто-альбитовым агрегатом. СССР. Образец В. В. Матиаса

248. Танталсодержащая пегматитовая руда.

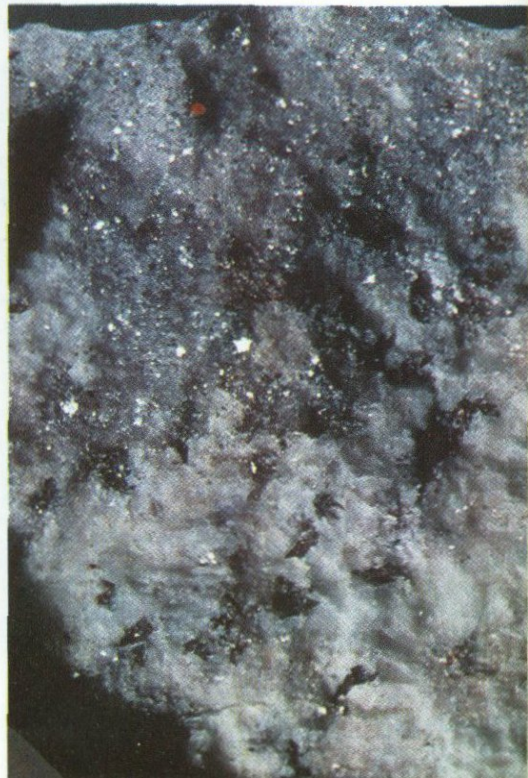
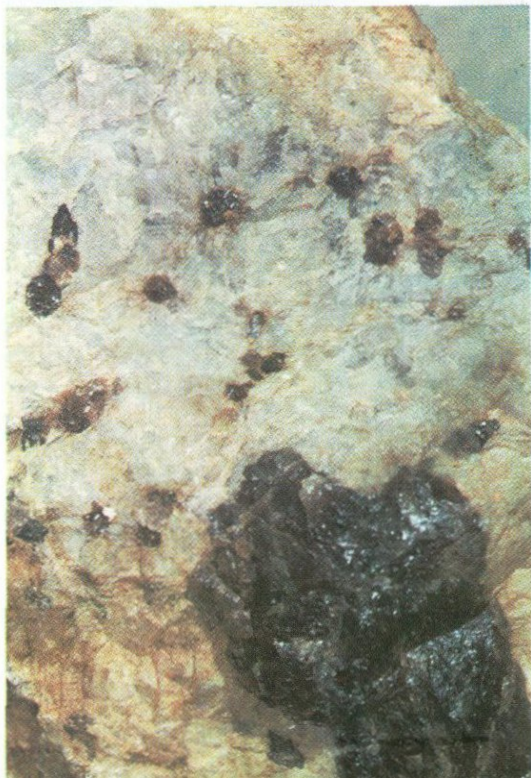
Густая вкрапленность микролита и танталита в клевеландитовом пегматите. Микролит (буро-коричневый) образует многочисленные изометрические кристаллы величиной 1—3 мм, обычно окруженные радиально расходящимися трещинками в альбите, танталит (черный) — более редкие пластинчатые зерна. В левой части снимка — крупное выделение темного дымчатого кварца. Европейская часть СССР. Образец В. В. Матиаса

247. Танталсодержащая пегматитовая руда.

На первом плане гнездо крупных (длиной до 2 см) таблитчатых и пластинчатых кристаллов танталита (темно-бурый до черного) в интенсивно альбитизированном пегматите. По трещинам развит мелкочешуйчатый агрегат поздней светлой слюдки. Европейская часть СССР. Образец В. В. Матиаса

249. Танталсодержащая пегматитовая руда.

На первом плане скопление клиновидных кристаллов воджинита (красновато-бурый) и их сростков (11—15 мм) в агрегате тонкопластинчатого альбита (белый) и мелкочешуйчатого рубидиевого мусковита. Нат. вел. Пегматиты. Сибирь, СССР. Образец Г. П. Луговского



250. Лепидолит-амазонит-альбитовый танталоносный гранит

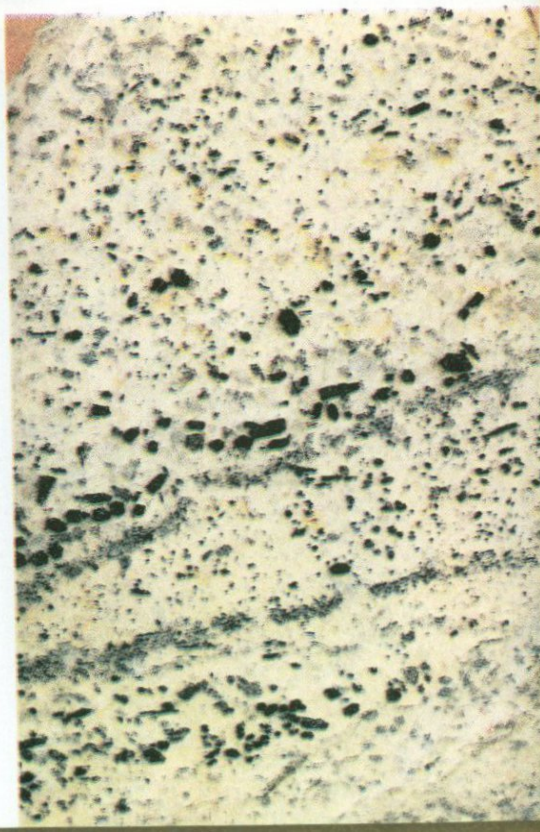
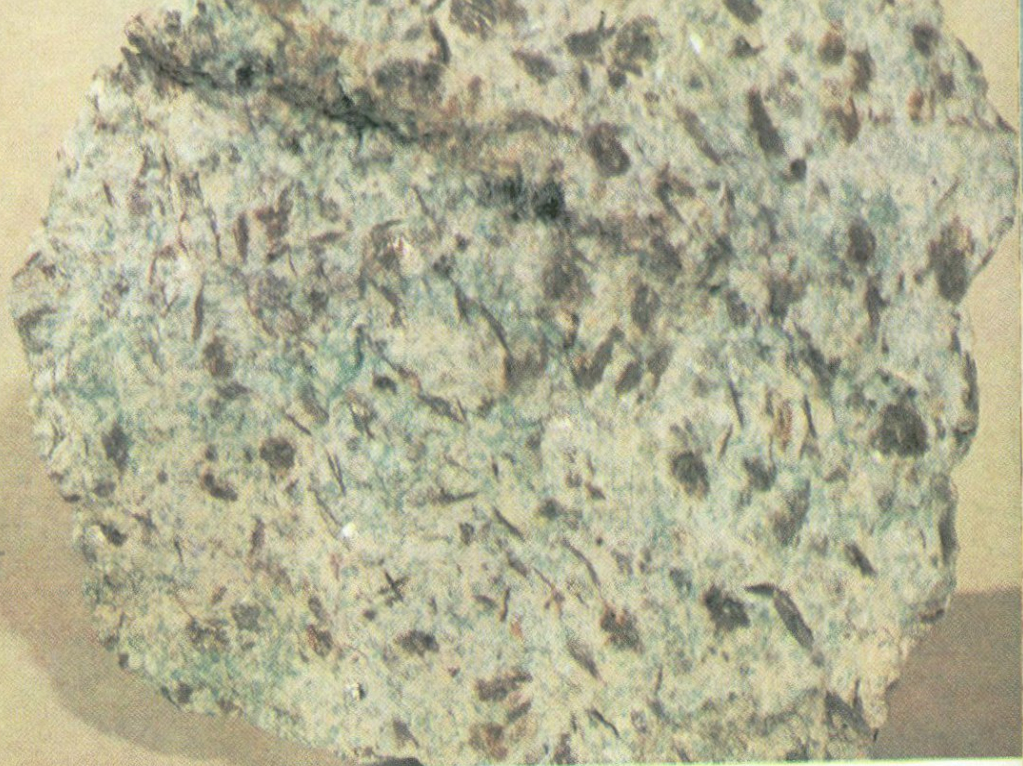
с рассеянной тонкой вкрапленностью колумбит-танталита и пироклор-микролита (на снимке не видна) и прожилками пироклор-микролита мощностью 2—3 мм (на снимке в наклонном положении). Амазонит — зеленый (удлиненные зерна), альбит — светлый, сахаровидный. Чешуйки лепидолита ориентированы преимущественно перпендикулярно к плоскости снимка и имеют вид узких лейст. Характерны выделения дымчатого «горошкового» кварца, образующего изометричные и округлые, часто каплевидные порфиробласты. Сибирь, СССР. Образец В. В. Матиаса

251. Колумбитоносный субщелочной цинвальдит-микроклин-альбитовый гранит.

Тонкая рассеянная вкрапленность колумбита на снимке не видна. Темное — агрегат цинвальдита, крупные светлые выделения — полевоы шпат. Характерны многочисленные округлые порфиробласты «горошкового» кварца (2—3 мм) в поперечнике. Сибирь, СССР. Образец М. А. Кудриной

252. Пироклороносный рибекит-альбитовый гранит

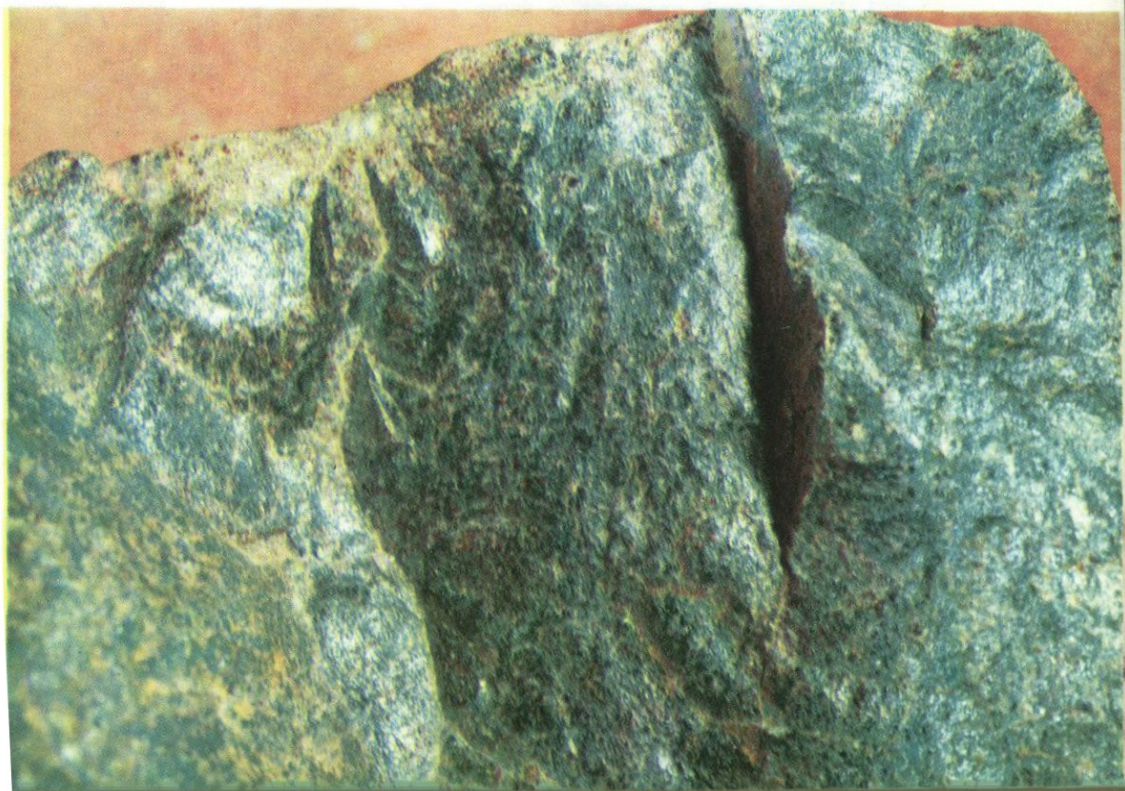
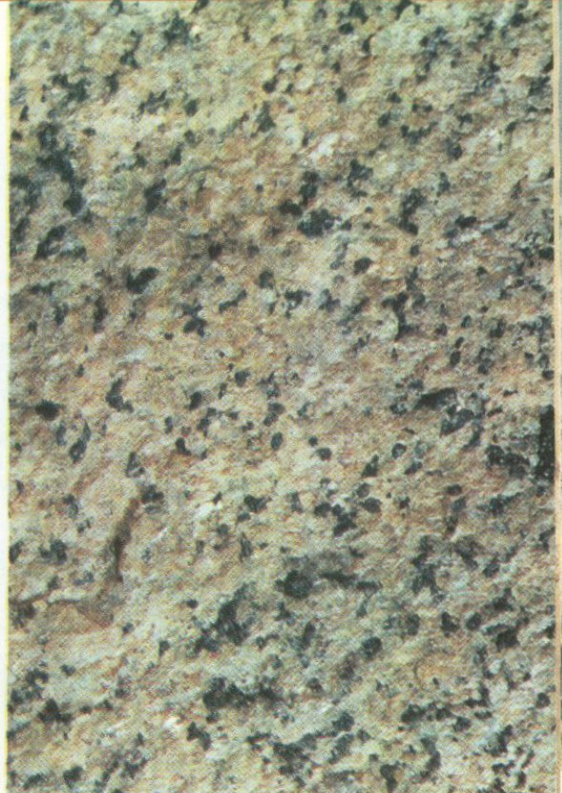
полосчатого сложения. Присутствие пироклоровой вкрапленности маркируется ржаво-бурыми ореолами. Черные столбчатые кристаллы рибекита ориентированы в одном направлении и часто группируются в субпараллельные полосы; то же относится и к более мелким зернам рибекита II. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец М. А. Кудриной



253. Слюдисто-альбитовый метасоматит с тонкой вкрапленностью колумбита и фергусонита (на снимке вкрапленность не видна). Порода включает гнезда и прожилки полихромного флюорита, окраска которого варьирует от густолиловой до белой. Мелкочешуйчатая желтоватая слюдка находится в тесном взаимном прорастании с белым сахаровидным альбитом. Урал, СССР. Образец Н. В. Скоробогатовой

255. Сливной пироклор из зоны массивных руд, слагающих линзы в зальбандах кварц-полевошпатовых жил среди апосиенитовых метасоматитов. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец В. В. Архангельской

254. Полевошпатовый метасоматит (состава рибекитовых гранитов) с тонкой вкрапленностью танталсодержащего пироклора (на снимке вкрапленность не видна). В распределении столбчатых кристаллов рибекита (черное) намечается ориентировка, отражающая общую гнейсовидную текстуру породы. Розовый фон — агрегат полевых шпатов (микроклина и альбита), в котором плохо различимы зерна светло-серого кварца. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец М. А. Кудриной

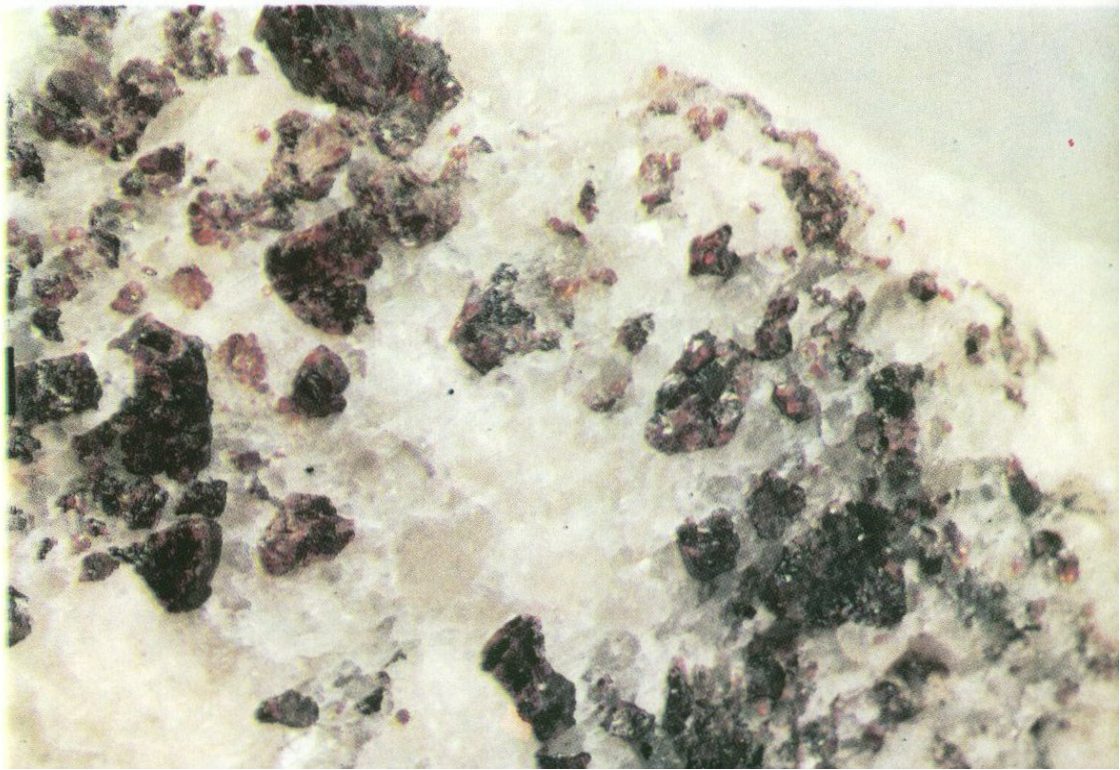


256. Альбитит с вкрапленностью пирохлора.

Октаэдрические кристаллы бурого пирохлора размером 3—5 мм располагаются цепочками вдоль трещин в плотном альбитовом агрегате (светлый фон). Вдоль края штуфа прослеживается меланократовая зона, сложенная агрегатом эгирина. Урал, СССР. Музей МГРИ, № 46430

257. Кальцитовый прожилок с вкрапленностью пирохлора

среди альбитизированных миаскитов. Пирохлор образует красно-коричневые полупрозрачные октаэдрические кристаллы (0,5—0,7 мм) и их сростки, кальцит — белый крупнокристаллический агрегат. Урал, СССР. Музей МГРИ, № 46429



258. Флогопит-кальцитовые карбонаты с обильной вкрапленностью гатчеттолита

(из зоны богатых руд). Поверхность штуфа окрашена в ржаво-бурый цвет гидроокислами железа. Размер зерен гатчеттолита 2—4 мм. СССР. Образец Т. Б. Здорик

259. Тетрафлогопит-кальцитовые карбонаты с тонкой вкрапленностью гатчеттолита и циркелита.

Пятнистая текстура породы обусловлена неравномерным распределением участков магнетит-апатит-гумитового состава, также несущих тонкую гатчеттолит-циркелитовую вкрапленность (размер рудных зерен достигает 1 мм, на снимке они почти не видны); крупные черные октаэдрические кристаллы — магнетит, оранжевые — гумит, бежево-серая масса — апатит. Нат. вел. Европейская часть СССР. Образец Л. Н. Журавлевой

260. Гатчеттолитеодержащие эгирин-кальцитовые карбонаты

с дейстовидным кальцитом и ксеноморфными клиновидными выделениями форстерита и магнетита. Желтое — апатит. Рудная вкрапленность на снимке не видна. Нат. вел. Сибирь, СССР. Образец Ю. А. Багдасарова



**261. Пирохлороносные диопсид-кальци-
товые карбонатиты**

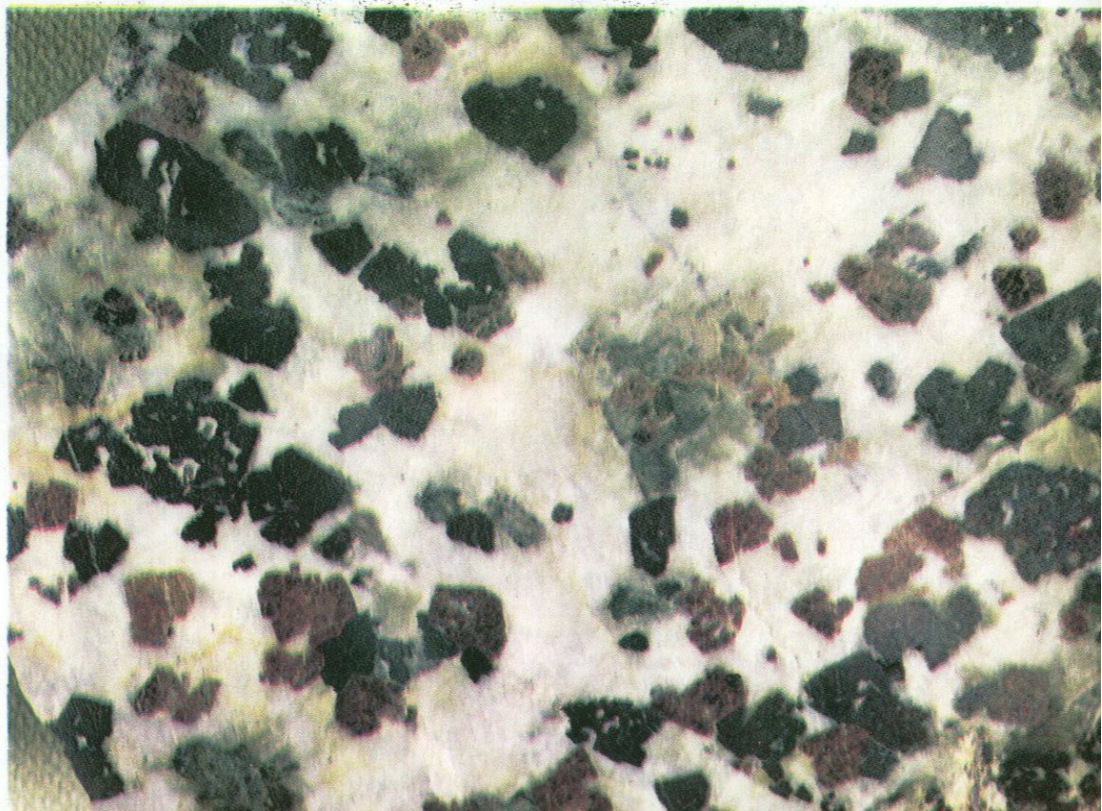
с лейстовым кальцитом и тонкозерни-
стым агрегатом флогопит-магнетит-диоп-
сидового состава в интерстициях между
лейстами. Рудная вкрапленность обыч-
но приурочена к скоплениям темноцвет-
ных минералов. Размер вкрапленников
пирохлора 1—2 мм. Сибирь, СССР. Об-
разец Ю. А. Багдасарова

**262. Пирохлорсодержащие амфибол-каль-
цитовые карбонатиты**

с лучистыми сростками амфибола (арф-
ведсонита). Нат. вел. Сибирь, СССР.
Образец Ю. А. Багдасарова

**263. Кальцит-форстеритовые карбона-
титы**

из рудной зоны с богатой крупной вкра-
пленностью пирохлора (размер зерен
до 1,5—1,7 см). В ассоциации с пиро-
хлором присутствуют магнетит и серпен-
тинизированный форстерит. Для магне-
тита и пирохлора характерна скелетная
форма кристаллов. Сибирь, СССР. Обра-
зец Т. Б. Здорик



СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	5
Предисловие	7
МИНЕРАЛЫ И РУДЫ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ — ЛИТИЯ И ЦЕЗИЯ	9
Общая характеристика	9
Минералы лития и цезия	11
Типы руд лития и цезия	22
МИНЕРАЛЫ И РУДЫ БЕРИЛЛИЯ	25
Общая характеристика	25
Минералы бериллия	26
Типы руд бериллия	45
МИНЕРАЛЫ И РУДЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА	49
Общая характеристика	49
Минералы ниобия и тантала	53
Типы руд ниобия и тантала	77
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	85
ИЛЛЮСТРАЦИИ	87

АТЛАС МИНЕРАЛОВ И РУД РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Редактор издательства Л. Г. Рожкова
Художник А. Д. Смеляков
Художественные редакторы В. В. Евдокимов, В. В. Шутько
Технический редактор А. Г. Иванова
Корректор М. П. Курьлева

Сдано в набор 20/V 1975 г.
Подписано в печать 11/V 1976 г.
Т-09265. Формат 70×90^{1/16}
Бумага офсет. мел. Печ. л. 16,5.
Усл. п. л. 19,3. Уч.-изд. л. 17,55.
Тираж 10 000 экз. Заказ 6959/5315-4.
Цена 4 р. 49 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 5
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, Мало-Московская, 21.

45. 40.



НЕДРА

1966