

Минералогия литофильных редких элементов

# БАРИЙ И СТРОНЦИЙ

Барий был выделен в виде оксида в 1774 г К. Шееле и Ю. Ганом.  
Стронций в виде оксида установлен А. Кроффордом и У. Крюкшенком в 1787 г в стронцианите – минерале, открытом у деревни Строншиан в Шотландии.  
В 1808 г Г. Дэви получил электролизом амальгамы стронция и бария, из которых затем – оба металла.

### **Применение стронция и бария**

Оба металла в основном применяются в виде соединений.

Барит в большом количестве используется как утяжелитель буровых растворов, для повышения качества бумаги, а также в медицине.

Титанат бария – сегнето- и пьезоэлектрик.

Фторид бария – оптический материал, а также компонент фторидных электролитов в аккумуляторах (как и фторид стронция).

Пероксид бария – окислитель.

Соли обоих металлов используются в пиротехнике, а оксиды – компоненты сверхпроводящих керамик.

На основе ферритов стронция делаются постоянные магниты.

Металлический стронций – легирующая добавка к меди.

Также он используется для восстановления урана методом металлотермии.

Электронная конфигурация: стронций –  $[\text{Kr}]5s^2$ , барий –  $[\text{Xe}]6s^2$ .  
В природе они образуют только двухвалентные катионы:  $\text{Sr}^{2+}$  и  $\text{Ba}^{2+}$ .

По содержанию в земной коре стронций и барий различаются менее чем вдвое:

кларк Sr –  $34 \times 10^{-3}$  мас.%,

кларк Ba –  $65 \times 10^{-3}$  мас.%.

У бария известно 190 собственных минералов, а у стронция – 98.

Минералогия бария и стронция имеет свою специфику.

Некоторые черты у стронция и бария общие, другие же индивидуальны, поэтому интересно рассматривать их вместе, отмечая, с одной стороны, сходные особенности, а с другой – различия.

У большинства литофильных редких элементов можно выделить по несколько собственных минералов, играющих существенную геохимическую роль:

у лития это в первую очередь слюды, сподумен, фосфаты,

у бериллия при доминирующей роли берилла всё равно значителен вклад членов группы гельвина, фенакита, берtrandита,

у редких земель это монацит, алланит, карбонаты надгруппы бастнезита,

у циркония – циркон и эвдиалит, у ниобия и тантала – оксиды групп колумбита

и пирохлора, а у бора разнообразие главных минералов – эндогенных

и экзогенных – достигает десятка. У бария и стронция таких минералов

только по одному, и это простые сульфаты – изоструктурные барит  $\text{BaSO}_4$

и целестин  $\text{SrSO}_4$ . Распространенность всех других (весьма многочисленных)

минералов этих элементов несопоставимо меньше по сравнению с целестином

и особенно баритом. Это касается в том числе вторых по распространенности

минералов бария и стронция, которые представляют собой простые карбонаты –

изоструктурные витерит  $\text{BaCO}_3$  и стронцианит  $\text{SrCO}_3$ . Для некоторых формаций,

в первую очередь для щелочной, значимы и другие собственные минералы

этих элементов, но по общей распространенности и способности давать

крупные скопления они не могут соперничать с баритом и целестином.

Большинство же собственных минералов бария и стронция относится к редким.

Таким образом, не просто главными, а резко преобладающими формами концентрации стронция и бария в земной коре выступают сульфаты (чего нет более ни у одного из элементов; это связано с очень низкой растворимостью  $\text{SrSO}_4$  и особенно  $\text{BaSO}_4$ ), причем преимущественно низкотемпературного происхождения. Здесь начинаются различия между Sr и Ba. Стронций – единственный из редких металлов, у которого наиболее мощные скопления, включая промышленные, формируются в ходе экзогенных процессов: это осадочно-диагенетические месторождения целестина (эндогенные месторождения – гидротермальные и карбонатитовые – могут быть весьма богатыми, но намного уступают по масштабу). Барит же, хотя и типичен для осадочных образований, но столь мощных скоплений в них не образует. Его наиболее крупные и богатые месторождения приурочены к относительно низкотемпературной субформации гидротермальной формации (баритовые жилы).



Стронций и барий чаще всего рассматриваются в геохимии

как элементы с близким поведением.

Однако, сходства в строении электронных оболочек и в химических свойствах недостаточно для того, чтобы сделать их кристаллохимическими аналогами – мешает значительная разница в радиусах:

1.25 Å у  $\text{Sr}^{2+}$  и 1.42 Å у  $\text{Ba}^{2+}$  для КЧ = 8.

Для стронция характерен большой разброс координационных

чисел в структурах минералов – от 6 до 12, наиболее обычные варианты – от 7 до 10.

У более крупного бария в минералах встречаются КЧ в основном в интервале от 8 до 12.

Разница в ионных радиусах обуславливает серьезные различия в геохимическом поведении Sr и Ba, особенно хорошо заметные при рассмотрении их собственных минералов. По причине большого размера катиона тенденция к обособлению у  $Ba^{2+}$  значительно сильнее, чем у  $Sr^{2+}$ : при достаточно близких кларках этих элементов число собственных бариевых минералов, известных в природе, почти вдвое превышает число стронциевых. Существенно больше и структурное разнообразие бариевых минералов в сравнении со стронциевыми. Более мелкий  $Sr^{2+}$  может рассеиваться в минералах большего числа элементов, нежели крупный  $Ba^{2+}$ . Стронций может входить как изоморфная примесь в минералы широко распространенного  $Ca^{2+}$  (в первую очередь), а также  $Ba^{2+}$ ,  $REE^{3+}$ , изредка  $Pb^{2+}$ ,  $Na^+$  и  $K^+$ . Для  $Ba^{2+}$  такими элементами-«хозяевами» бывают только  $K^+$  (наиболее типичная ситуация) или  $Sr^{2+}$ ; вхождение бария в позиции структур минералов, возглавляемые другими элементами, наблюдается весьма редко:

это экзотический изоморфизм  $Ba^{2+} \leftrightarrow Pb^{2+}$ , а в отдельных случаях Ba

Для геохимии стронция и бария наиболее важны две связи «петрогенный элемент – редкий элемент» с их участием, обуславливающие рассеянное состояние этих элементов:

$\text{Ca}^{2+}$  –  $\text{Sr}^{2+}$  и  $\text{K}^+$  –  $\text{Ba}^{2+}$ . Ионные радиусы:

1.12 Å у  $\text{Ca}^{2+}$ , 1.25 Å у  $\text{Sr}^{2+}$ , 1.42 Å у  $\text{Ba}^{2+}$  и 1.51 Å у  $\text{K}^+$  для КЧ = 8.

Первая связка более прочная – кристаллохимическое родство кальция со стронцием намного более тесное, чем у калия с барием,

в силу одинаковой валентности, принадлежности к одной группе Периодической системы элементов.

Как следствие, стронций рассеивается по кальцию (по сравнению с парой барий – калий):

- (1) в большем числе минералов (структурных типов);
- (2) в более широком диапазоне обстановок, в первую очередь по температуре;
- (3) в целом, входя в минералы Са в больших количествах, чем барий – в минералы К.



Для стронция главными минералами, в которых он рассеивается, служат средние плагиоклазы (в кислых мала доля Са, а основные приурочены в основном к базитам и гипербазитам, где Sr мало; поэтому из силикатных пород нещелочного ряда наиболее богаты стронцием средние, тогда как барием, как и калием, богаче всего кислые)

и апатит. В плагиоклазах стронция немного (практически всегда <0.1 – 0.5%),

но это важные породообразующие минералы, а апатит – пусть и аксессуарий,

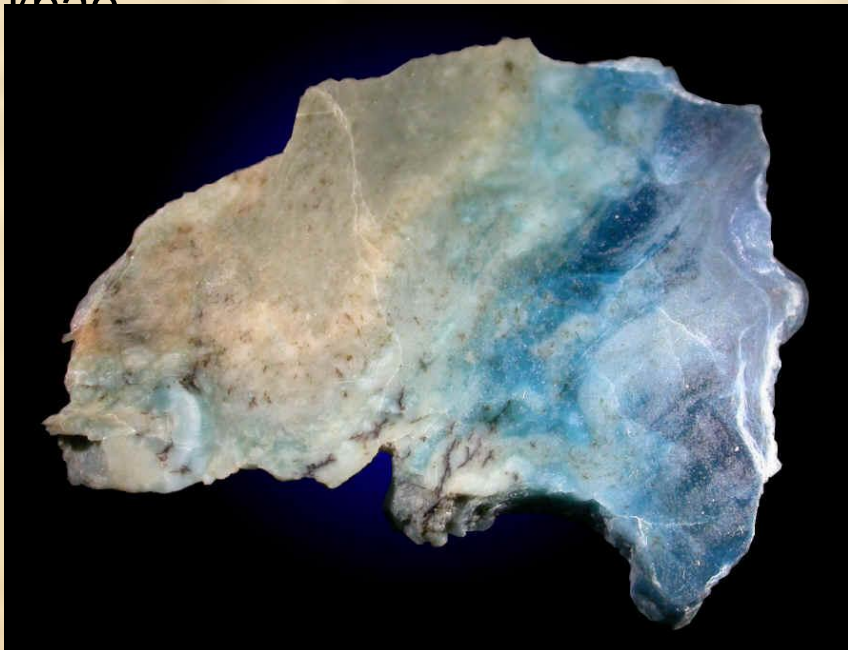
зато обладающий очень высоким сродством к Sr и концентрирующий его нередко в количествах до целых %, поэтому их роль в геохимии стронция

близка. С падением температуры изоморфная емкость этих минералов в отношении Sr существенно не меняется: например, осадочный апатит (фосфорит) бывает сильно обогащен Sr. Входит стронций и в апатит костей

живых организмах, что является большой проблемой: с одной стороны,

Роль других кальциевых минералов в геохимии стронция заметно меньше,  
в т.ч. распространенных – пироксенов и амфиболов. Их структуры более плотные, и замещение Ca на Sr затруднено. Исключением являются обогащенные одновременно K и Sr ярко-синие щелочные амфиболы ряда калиевый рихтерит  $\text{KNaCaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$  – калиевый магнезиоарфведсонит  $\text{KNa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$  из щелочных пород Мурунского массива в Южной Якутии («дианит»: до 3.7% SrO) и обогащенных Mn яшмоида («ирнимита») Ирнимийского месторождения марганца в Хабаровском крае.

**Sr-содержащие разновидности калиевого рихтерита**



Мурун, Ю. Якутия

ХОДИТ,



Ирнимийское, Хабаровский край

В геохимии бария важную роль играют тоже полевые шпаты, но уже не плагиоклазы, а калиевые, и слюды – биотит и мусковит. Между калиевыми и бариевыми (цельзиан, парацельзиан) полевыми шпатами существует полная смесимость, но промежуточные члены рядов с сопоставимыми количествами К и Ва в природе очень редки: наиболее обычен КПШ с содержанием до первых десятых долей процента Ва, реже до 1-2%. В слюдах похожая ситуация. Однако, учитывая широкую распространенность этих минералов, можно уверенно говорить, что в высокотемпературных ассоциациях (магматические породы, высокотемпературные метасоматиты) главная часть бария находится именно в этих алюмосиликатах. Их изоморфная емкость с падением температуры существенно уменьшается. Таким образом, барий заметно более некогерентный элемент, чем стронций, и его концентрация сильнее растет в остывающих системах от магматических к постмагматическим системам. Важную роль играет также метасоматическая переработка магматических пород с калиевыми полевыми шпатами и слюдами. Так, альбитизация кислых магматических пород с растворением КПШ приводит к высвобождению геохимически значимого количества бария. Вместе с барием остаточного флюида он служит источником для формирования гидротермальной баритовой (намного реже – виверит-баритовой) минерализации.



Барий и стронций не образуют собственных минералов на магматическом этапе в породах нормального ряда (в высокощелочных магматических породах у стронция известны собственные минералы, в первую очередь лампрофиллит). В силу более выраженной геохимической некогерентности барий в заметно больших количествах, чем стронций, накапливается к постмагматическим этапам и способен дополнительно концентрироваться на гидротермальных стадиях в результате мобилизации из растворяющихся или перекристаллизующихся ранних калиевых полевых шпатов и слюд. Именно в гидротермалитах возникают главные скопления его собственного минерала – барита. Баритовые и сульфидно-баритовые месторождения этого типа, чаще всего жильные или стратиформные, распространены по всему миру и служат главным промышленным источником барита и, соответственно, бария.

Реже встречаются виверит-баритовые гидротермальные месторождения (Арпаклен, Туркмения; Архыз, Сев. Кавказ).



Полость в крупной баритовой жиле.  
Белореченское месторождение барита,  
Сев. Кавказ.



По сравнению с барием стронций накапливается к низкотемпературным постмагматическим стадиям заметно слабее, и значение гидротермальных образований в его концентрировании намного меньше. При выветривании магматических пород он рассеивается и с поверхностными водами попадает в океан (талассофильность Sr выше, чем у Ca).

Растворимость хлорида и карбоната стронция в холодной воде больше относительно соответствующих солей кальция, а у их сульфатов – наоборот (отметим, что в присутствии хлорид-иона растворимость  $\text{SrSO}_4$  растет).

В результате, не только в сульфатных, но и (в первую очередь) существенно карбонатных осадках способна формироваться богатая целестиновая минерализация. Барит и Ba-содержащий целестин тоже могут формироваться здесь, но в резко подчиненных количествах: экстремально низкая растворимость  $\text{BaSO}_4$  в воде (0.0015 г/л при н.у.) не дает достичь высоких концентраций бария в холодных растворах.

Месторождения целестина связаны с осадочными породами в основном каменноугольного, пермского и неогенового возраста (Аурташ, Казахстан; Арик и Бейнеу-Кыр, Туркмения; Пинега, Архангельская обл.; месторождения Пермского Предуралья и Тульской обл.; и др.). Целестин формирует пласты или горизонты конкреций в мергелях, известняках, реже в гипсово-ангидритовых породах.

## Целестин



Аурташ, Мангышлак, Казахстан



Бейнеу-Кыр, Туркмения



Помимо целестина, стронций в осадочных месторождениях может эффективно концентрироваться в составе боратов. Известна целая серия гипергенных боратов, которые селективно концентрируют стронций. Они формируются как в морских осадочных месторождениях (из существенно хлоридных растворов: члены рядов хильгардит–кургантаит и джинорит–стронциоджинорит, витчиты, стронциоборит: соляные месторождения Прикаспия, Германии, Сибири), так и в озерных вулканогенно-осадочных (танеллит, витчиты: Крамер и другие месторождения Калифорнии). Все эти бораты имеют слоистую или квазислоистую (группа хильгардита) структуру. Одни из них селективно стронциевые, как, например, **танеллит**  $\text{Sr}_2[\text{B}_{12}\text{O}_{18}(\text{OH})_4]\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , другие иногда содержат примесь кальция: это полиморфные модификации **витчита**  $\text{Sr}_2[\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2\text{V}(\text{OH})_3]\cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и **стронциоборит**  $\text{Sr}_2[\text{B}_{12}\text{O}_{20}(\text{OH})_2\text{V}_4\text{O}_2(\text{OH})_6]$ . В структурах других боратов имеется

по две неэквивалентных катионных позиции, одна из кальцием,

а в другой, более крупнообъемной, наблюдается полная изоморфная смесимость Ca и Sr.

Таковы члены рядов хильгардит  $\text{Ca}_2[\text{B}_5\text{O}_9]\text{Cl}\cdot\text{H}_2\text{O}$  –

**кургантаит**  $\text{CaSr}[\text{B}_5\text{O}_9]\text{Cl}\cdot\text{H}_2\text{O}$  и джинорит

$\text{Ca}_2[\text{B}_{12}\text{O}_{19}(\text{OH})_3\text{V}_2\text{O}(\text{OH})_3]\cdot 5\text{H}_2\text{O}$  –

**стронциоджинорит**

$\text{CaSr}[\text{B}_{12}\text{O}_{19}(\text{OH})_3\text{V}_2\text{O}(\text{OH})_3]\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ . Примесь бария

во всех этих минералах ничтожна. В природе



Если экзогенная минералогия стронция генетически связана практически только с осадочными бассейнами, то у бария, наоборот, за единственным исключением (осадочно-диагенетический барит) – с сушей: корами выветривания и зоной окисления месторождений разных типов. Барит устойчив к процессам выветривания, но многие другие минералы, в т.ч. с примесным барием (КПШ, слюды) легко разлагаются и служат поставщиком бария в экзосферу.

Представители «малых» классов кислородных соединений бария – арсенаты, селенит, нитрат, хромат, вольфрамат, частично фосфаты и ванадаты – минералы зоны окисления рудных месторождений. Конечно, они не играют большой роли в геохимии бария (за исключением урановых слюдок), но достаточно разнообразны. В зоне окисления сульфидных руд обычен и гипергенный барит. Наиболее существенную роль здесь играют барий-марганцевые оксиды – «псиломеланы», к которым относятся представители двух структурных типов: романешит и голландит. Сродство туннельных структур этих минералов к барию весьма велико, и в продуктах выветривания многих пород и руд они выступают главной формой его концентрации. Силикаты бария – представители самого многочисленного класса его минералов – в экзогенных объектах не образуются.

Минералы стронция для кор выветривания и окисленных руд нехарактерны.

Голландит. Зауберг, Саксония, Германия.





В относительно высокотемпературных дифференциатах магматических пород нормального ряда, особенно кислых (гранитных пегматитах, грейзенах и др.), минералов стронция и бария практически нет. Появляются они в гидротермалитах, связанных с основными и средними породами, и то в основном в достаточно низкотемпературных (цеолиты). Таким образом, минералогия стронция и бария (за исключением щелочных пород: о них – ниже) – это в основном минералогия низкотемпературных гидротермальных и экзогенных образований.

В этом тоже отличие Ba и Sr от других литофильных редких элементов.

Среди метаморфитов выделяются развитые в основном в калифорнийском регионе (США и Мексика) санборнитовые породы. Их тела, достигающие 400 x 200 м, состоят в основном из слоистого силиката **санборнита**  $Ba_2[Si_4O_{10}]$  практически стехиометричного состава; в подчиненных количествах в них присутствуют кварц, диопсид, витерит и разнообразные бариевые силикаты, в основном эндемичные (более 10 видов). Они содержат в дополнение к барию Al (цельзиан), Fe (джиллеспит, тарамеллит), Mn (верпланкит), Ti (фресноит, титантарамеллит), Ca (уолстрёмит, макдональдит) и др.



Санборнит

Джиллеспит

Фресноит

Сан Бенито, Калифорния,  
США

Трес Позос, Баха Мексика

Нью Идрия, Калифорния  
США

Из других метаморфитов отметим высокомарганцевые – продукты преобразования осадочных марганцевых руд: гондиты и подобные им породы, в т.ч. родонитовые.

Бариевая минерализация в них представлена в первую очередь бариевым аналогом

анортита – **цельзианом**  $Ba[Al_2Si_2O_8]$ . Это главная обстановка нахождения собственно бариевых полевых шпатов: ромбический аналог цельзиана **парацельзиан**

тоже встречается здесь (Беналт, Уэльс). Обогащенные барием марганцевые метаморфиты с цельзианом и более редкими слоистыми (киноситалит, йошимураит,

эрикссонит и пр.) и другими Ва-силикатами развиты на Среднем и Южном Урале

(Малоседельниковское, Бородулинское и др.), в Хабаровском крае (Ирнимийское),

Японии (Казо, Рито и др.), Австралии (Брокен Хилл), Великобритании (Беналт), Швеции (Якобсберг), Намибии, ЮАР (месторождения

Иногда бариево-силикатная минерализация возникает в метаморфизме стратиформных барит-сульфидных массивов с целью цельзиана и Ва-содержащих разновидностей КПШ (гидроксилианит). Они встречаются

кларит  $Ba[Al_2Si_2O_8] \cdot nH_2O$ , венкит и др. Такие объекты встречаются на Урале (Саурейское и др.) в Центральном Казахстане.



Кристаллы цельзиана. Беналт Майн, Уэльс, Великобритания.



Максимальным видовым и структурным разнообразием минералов Sr и Ba характеризуются постмагматические дифференциаты щелочных комплексов. При этом бариевые минералы связаны с массивами всех типов – от щелочно-ультраосновных до щелочно-гранитных (меняется только состав минерализации), стронциевые же резко тяготеют к щелочно-ультраосновным и нефелин-сиенитовым комплексам, а в дифференциатах щелочных гранитов их практически нет. Исключение – массив Ивигтут (Юж. Гренландия), где в очень специфических фторалюминатных, существенно криолитовых метасоматитах среди щелочных гранитов развиты фторалюминаты со стронцием – шесть минеральных видов, один из которых – **ярлит** – дает ощутимые скопления.



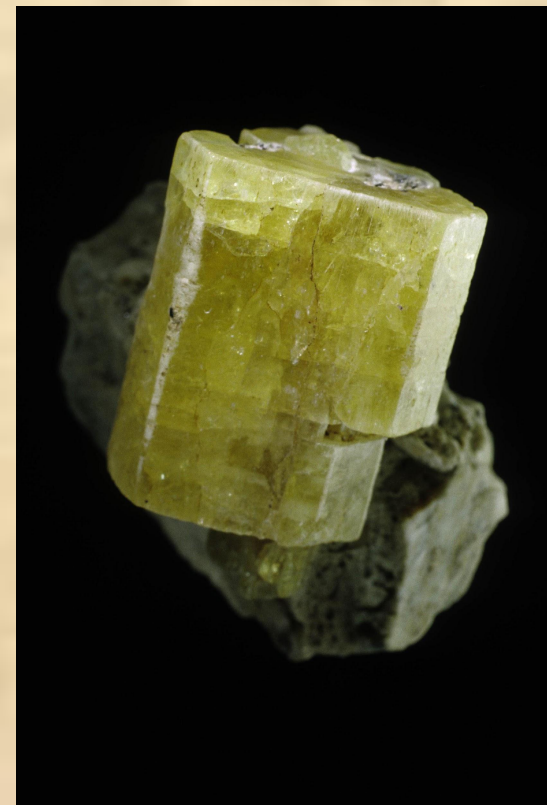
В щелочных комплексах встречено 95 собственных минералов бария (50% от общего их количества) и 66 собственных минералов стронция (67%). Большая часть этих минералов эндемична для щелочной формации (которая особенно значима для минералогии стронция: здесь относительный дефицит кальция, и стронций не находится в такой степени под его «диктатом», как в других эндогенных образованиях).

У стронция все фосфаты группы апатита (6 видов), все силикаты группы нордита (5 видов), все 10 фторидов известны только в щелочных массивах. Там же встречаются все 11 стронциевых карбонатов, из которых 10 (кроме стронцианита) – эндемики щелочных комплексов. Большинство находок стронциевых цеолитов и стронциевых членов группы чевкинита тоже связано с этой формацией. В то же время, стронциевые бораты и члены группы эпидота в ней не встречаются, а характерны для других обстановок.

У бария с щелочными комплексами тоже связаны все карбонаты (21 минерал, в основном эндемики), а также большинство слоистых титаносиликатов (17 из 20 в других формациях неизвестны), все члены групп джоакинита и бенитоита, 26 из 55 прочих силикатов, большинство галоидов, четвертая часть фосфатов.

На магматическом и раннепегматитовом этапах развития высокощелочных комплексов геохимическая история стронция расщеплена на две ветви. Одна из них – главная – связывает его с более мелкими катионами – Ca и в меньшей степени Na и REE: стронций рассеивается в апатите, плагиоклазах, титаните, эвдиалите, ринките, лопарите и др. Вторая ветвь роднит Sr с крупными K и Ba, совместно с которыми он входит в калиевые полевые шпаты, лампрофиллит. Из собственных минералов стронция в силикатных агпаитовых породах и их дифференциатах наиболее распространен именно лампрофиллит; иногда его содержание доходит до породообразующего (Ловозеро, Кольский п-ов). Однако, основная часть стронция сосредоточена здесь в минералах группы апатита, в первую очередь во фторапатите. Апатит именно щелочной формации наиболее богат этим элементом. Так, в магматическом апатите Хибинского массива (Кольский п-ов), в т.ч. породообразующем, обычно содержатся 2–5 мас.% SrO, а в пегматитовом доходит до 10% и даже более. Именно в щелочных массивах встречены все собственно стронциевые члены группы апатита. Минералы группы перовскита, в т.ч. практически бескальциевые (лопарит: Ловозеро) тоже могут концентрировать Sr в геохимически значимых количествах. На более поздних стадиях Sr изоморфно связан уже практически только с Ca, в то время как Ba и REE обособляются, формируя собственные фазы.

Фторапатит с 10 мас.% SrO. Ловозеро, Кольский п-ов.

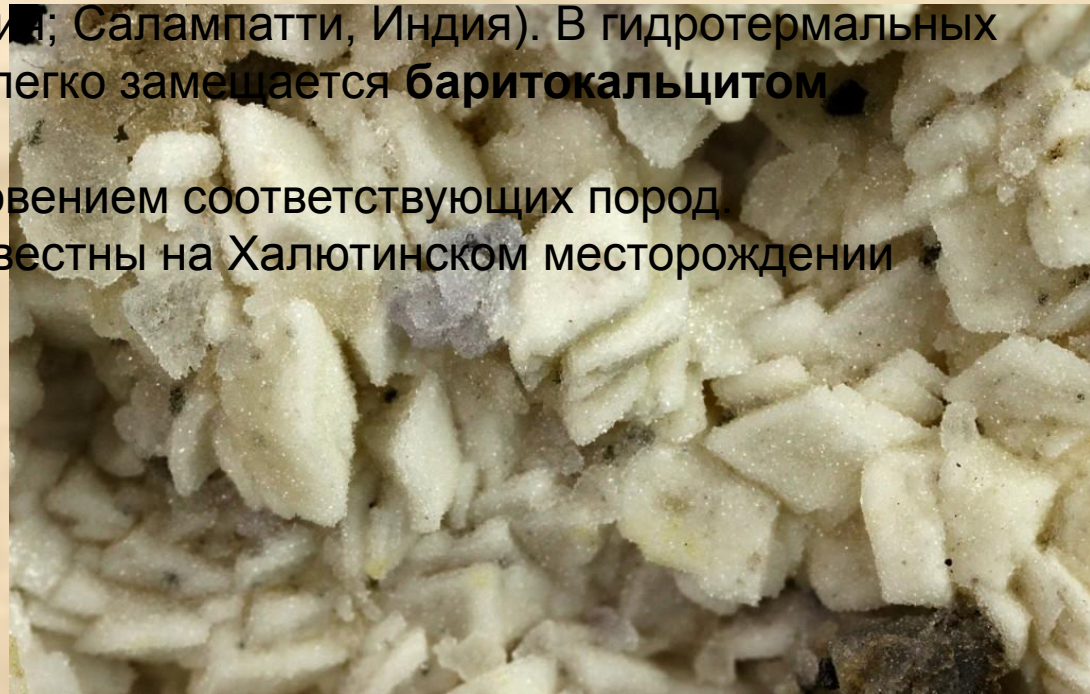


Геохимическая история бария в щелочных породах тесно связана с калием, а в агпаитовых и карбонатитовых – еще и со стронцием.

В ранних (магматических, раннепегматитовых) ассоциациях силикатных агпаитовых пород практически не образуется его собственных, да и вообще сколь-либо богатых им фаз. Это обусловлено обилием здесь минералов калия – каливых полевых шпатов и слюд, в которых он рассеивается. Рассеивается он и в минералах стронция – лампрофиллите (нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты), бербанките (карбонатиты) и др. Лишь в некоторых глубинных (связанных с кимберлитами) щелочных парагенезисах встречены кричтонитоподобные оксиды ряда линдслейит–матиасит. На позднепегматитовой и особенно гидротермальной стадиях, наоборот, концентрированное состояние бария преобладает над рассеянным, причем в силу большего ионного радиуса барий обособливается раньше, чем стронций.



Наиболее богаты минералами бария, а особенно стронция, из образований щелочной формации карбонатиты, связанные с щелочно-ультраосновными интрузивными массивами. Часть этих элементов и здесь рассеивается (например, для стронция наблюдается необычное для него поведение – вхождение в кальцит в количествах до 1 мас.%; этим характеризуется в основном магматогенный кальцит карбонатитов), но во многих случаях мы наблюдаем породообразующие карбонаты бария или/и стронция. Таковы, например карбонатиты с породообразующим **бенстонитом**  $(Ba,Sr)_6Ca_6Mg(CO_3)_{13}$  (Мурун, Якутия; Салампатти, Индия). В гидротермальных условиях бенстонит неустойчив и легко замещается **баритокальцитом**  $BaCa(CO_3)_2$  и стронцианитом  $SrCO_3$  с возникновением соответствующих пород. Стронцианитовые карбонатиты известны на Халютинском месторождении (Бурятия).



Бенстонит. Минерва Майн,  
Иллинойс, США.

Иногда роль породообразующих минералов в карбонатитах исполняют и карбонаты более сложного состава, содержащие существенные количества

*REE*: **бербанкит**  $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,REE,Ba,Ca})_3(\text{CO}_3)_5$  или **карбоцернаит**  $(\text{Ca,Na})(\text{Sr,REE,Ca,Ba})(\text{CO}_3)_2$  (Вуориярви, Сев. Карелия; Хибины, Кольский п-ов; Горное Озеро, В. Сибирь). В карбонатитах, при общем резком

преобладании карбонатов Sr и Ba, иногда существенна и роль сульфатов –

барита и/или целестина (Халютинское, Бурятия; Тунгусское, М. Сибирь).

Именно в этой формации наиболее широко распространены промежуточные между Ba и Sr в минералах ряда барит–целестин промежуточные его члены.



**Бербанкит (коричневый) в кальцитовом карбонатите.  
Хибины, Кольский п-ов.**

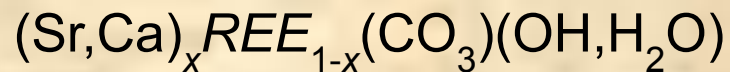


Наибольшее же разнообразие минералов стронция и бария связано с относительно низкотемпературными – позднепегматитовыми, гидротермальными ассоциациями в нефелин-сиенитовых и особенно карбонатитовых комплексах. Здесь распространены силикаты, карбонаты, фосфаты, в меньшей степени сульфаты, оксиды и фториды обоих элементов.

Иногда они дают богатые скопления, но общая масса этих минералов невелика.

Впрочем, в сильно переработанных на гидротермальной стадии стронциево-редкоземельных (в основном бербанкитовых) карбонатитах возникают обширные участки с богатой

представленной в основном стронцианитом и **анкилитом-(Ce)**



(Вуориярви и Салланлатва,

Сев. Карелия;

Себлявр, Кольский п-ов).



Анкилит-(Ce). Сент-Илер, Канада.



Говоря о карбонатитах, следует упомянуть еще один интересный аспект минералогии стронция и бария: резко обогащенные этими элементами (часто с сильным преобладанием над всеми остальными крупными катионами) ниобаты группы пирохлора в корках выветривания карбонатитовых комплексов – **стронциопирохлор** и **бариопирохлор**. Не вызывает сомнения, что Sr и Ba попали в них на гипергенной стадии путем природного катионного обмена, заместив Ca и Na. Источником их стали выветривающиеся Sr,Ba-карбонаты из карбонатитов. Таким образом, эти минералы группы пирохлора имеют смешанное «эндогенно-экзогенное» происхождение. Один из главных мировых источников ниобия сегодня – легко разрабатываемые месторождения Бразилии – Араша, Каталао-II, Тапира, приуроченные к коркам выветривания карбонатитовых массивов. Главный рудный минерал в них – бариопирохлор.



Псевдоморфоза стронциопирохлора по двойнику лопарита. Ловозеро, Кольский п-ов.

Изоморфизм между стронцием и барием, а также у каждого из них с другими катионами проявляется очень по-разному в минералах различных структурных типов, а иногда и в разных обстановках (в первую очередь при разных температурах). Анализ статистических данных по составу собственных минералов этих двух элементов показывает, что кристаллохимия их скорее различна, чем сходна. Так, у достаточно распространенных минералов полный изоморфизм между Sr и Ba наблюдается только в рядах барит–целестин, лампрофиллит–баритолампрофиллит, бербанкит–ханнешит (фазы с плотными структурами) и стронциопирохлор–бариипирохлор (с «рыхлыми» структурами). Из более редких к ним добавляются NaBa/NaSr-упорядоченные полевые шпаты (ряд стрональсит–банальсит), члены подгруппы вуориярвита в группе лабунцовита, цеолиты ряда брюстерита, карбонаты ряда доннейит–маккельвиит, фосфаты ряда настрофит–набафит.

Примеров, когда минералы оказываются селективно стронциевыми или бариевыми, намного больше. Так, барий практически не входит в минералы тех рядов, где стронций имеет полную смесимость с кальцием или редкоземельными элементами (т.е. полиэдры «мелкие»).

Это касается минералов со структурами как плотными (группы эпидота, чевкинита, анкилита), так и «рыхлыми», цеолитоподобными (ряды томсонита, хильгардита–кургантаита, группа эвдиалита).

Практически не входит барий в CaSr-члены группы апатита, а редкие бариевые минералы этой группы обеднены Sr и Ca.

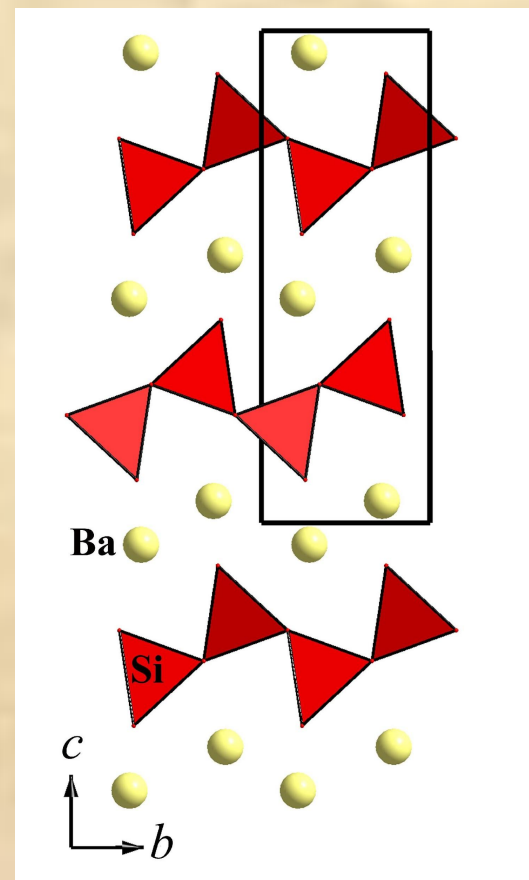
Многие минералы селективно стронциевые: в них не фиксируется сколь-либо существенных примесей как Ba, так и Ca (группа нордита, танеллит, калистронцит и др.) Из бариевых минералов меньше всего стронция содержится в тех, где полиэдры крупные, и существенно проявлен изоморфизм Ba с K: слюды, безнатриевые полевые шпаты, цеолиты серии филлипсита. Селективно бариевыми являются слоистые титановые силикаты (гетерофиллосиликаты) надгруппы бафертисита, члены группы бенитоита, большинство Ba-силикатов с плотными структурами.



В щелочных комплексах раздельное нахождение Sr и Ba в минералах резко преобладает над совместным: менее трети от всего количества структурных типов стронциевых и бариевых минералов, известных в щелочных массивах (а этих структурных типов более 80), демонстрируют существенную смесимость между Sr и Ba. Соответственно, более двух третей минералов этой формации всегда содержат практически только Sr или только Ba.

Барий, в отличие от стронция, имеет сильное сродство к структурам слоистого характера, где его крупные атомы располагаются послойно. Наглядные примеры – слюды, санборнит, гетерофиллосиликаты, урановые слюдки, семейство Ba,*REE*-фторкарбонатов (кордилит, хуанхит, цебаит, кухаренкоит). Полиэдры стронция, наоборот, редко образуют слоистые мотивы (исключения – лампрофиллит и Sr-бораты). Это различие хорошо иллюстрируется тем, что слоистый катионно-упорядоченный Ba,*REE*-фторкарбонат хуанхит с Ba:*REE*=1 и почти без Sr имеет практически безбариевый Sr,*REE*-аналог с таким же отношением Sr:*REE*=1 – анкилит – с цепочечным катионным мотивом и неупорядоченным распределением Sr и *REE*.

Кристаллическая структура санборнита  $Ba_2[Si_4O_{10}]$



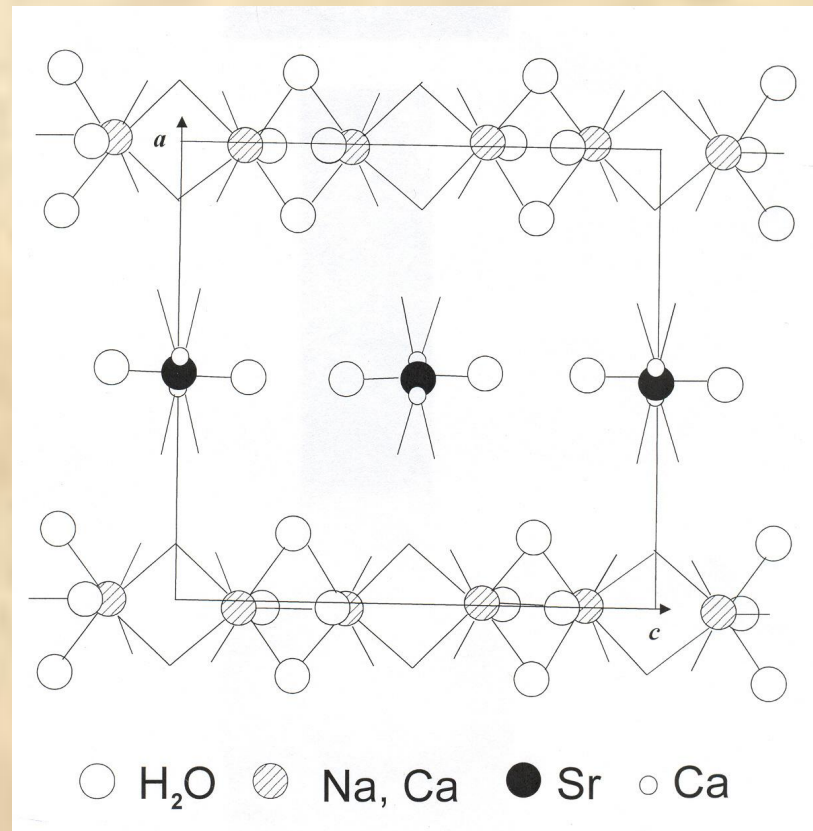
Различия в поведении Sr и Ba даже в цеолитных структурах ярко иллюстрирует разделение этих элементов между алюмосиликатными цеолитами, которые в щелочных комплексах (Хибины, Ловозеро, Ковдор и Африканда Кольский п-ов; Вишневые горы, Ю. Урал; Бурпала, Прибайкалье; Инагли, Ю. Якутия; и др.) имеют отчетливую редкометальную – стронциевую и бариевую – специализацию. Примесные стронций и барий характерны для большинства цеолитов в щелочных массивах; не так редко их концентрации достигают до нескольких мас. %, и иногда эти элементы становятся в цеолитах видообразующими. В целом, роль цеолитов в геохимии стронция и бария вполне значима.

Только в **брюстерите** и в редчайшем белльбергите Sr и Ba накапливаются вместе, во всех же остальных случаях мы наблюдаем сильное фракционирование Ba и Sr между разными цеолитными фазами.



Брюстерит-Sr. Строншиан, Шотландия.

Для Sr наиболее эффективным концентратом из цеолитов оказался **ТОМСОНИТ**: в минерале из Хибин зафиксировано самое высокое содержание этого элемента для природных цеолитов вообще: 19.4 мас.% SrO. Sr/Ca-отношение в томсонитах варьирует от 0.00 до 3.45. Катионы Ca и Sr в минералах этого структурного типа находятся в изолированных “фонарях”. Катионная позиция расщеплена в бесстронциевом томсоните на две отстоящих друг от друга на 0.8 Å подпозиции, заселенных Ca статистически. Это связано с объемом “фонаря”, который слишком велик для того, чтобы ион Ca находился в его центре. Sr в томсоните локализуется в позиции внутри “фонаря”, но в отличие от Ca размещается непосредственно в центре полости. Таким образом, крупный ион Sr имеет здесь явное энергетическое преимущество перед Ca, что и объясняет высокую степень сродства томсонита к Sr.



**Расположение катионов и молекул воды в цеолитных полостях у томсонита-Sr.**



Селективно бариевый цеолит один – **ЭДИНГТОНИТ**, но он сравнительно малораспространен. В широкопористых цеолитах с неупорядоченным  $AlSiO$ -каркасом Ва концентрируется вместе с К; главными носителями Ва выступают минералы серии филлипсита; нередок в щелочных комплексах и ее барий-доминантный член – **гармотом**. Статистика составов показывает, что Ва имеет к структурному типу филлипсита большее сродство, нежели К. Это подтверждается данными экспериментов по ионному обмену, показывающим наиболее высокую избирательность структурного типа филлипсита по отношению именно к Ва: изотермы обмена Na в филлипсите на Li, K, Rb, Cs, Ca, Sr оказались обратимыми, а изотерма Ва – необратимой, т.е. Ва наиболее прочно удерживается в структуре типа филлипсита.



**Эдингтонит**  
Морсвуд, Англия



**Двойники гармотома**  
Нортфилд, Массачусетс, США



**Андреасберг, Гарц, Германия**

С усложнением структуры минерала (особенно той ее части, что образована полиэдрами катионов с высокими силовыми характеристиками) и ростом степени упорядоченности в ней компонентов увеличивается вероятность появления селективно бариевой или стронциевой фазы.

Наименьшее число минералов с широкими пределами изоморфных замещений <Ba-Sr> отмечается среди минералов сложного состава со смешанными анионными радикалами, особенно гетерофиллосиликатов и силикатов с гетерополиэдрическими каркасами.

В минералах более простого состава и строения – оксидах, карбонатах, фосфатах – Ba и Sr чаще проявляют широкий изоморфизм.

В некоторых минералах Sr и Ba могут частично или полностью занимать разные позиции, причем это реализуется в минералах различных химических классов и с совершенно разным строением. Так, в фосфатах ряда ольгита, чья «сверхплотная» структура является производной от структурного типа глазерита,

двенадцативершинники (расстояние  $M - O = 3.0 \text{ \AA}$ ) заселяются Ba, Sr и K, а десятивершинники ( $M - O = 2.8 \text{ \AA}$ ) - Sr, Na и REE.

В силикатах группы джоакинита, кроме позиций, всегда занятых Ba, есть позиции,

которые могут заселяться REE, Sr или Ba; таким образом, в стронциоджоакините

наблюдается практически полное разделение Sr и Ba по разным позициям.

Вхождение Sr в позиции как вместе с более крупным Ba, так и с более мелким Ca

демонстрирует непрерывный изоморфный ряд паральстонит

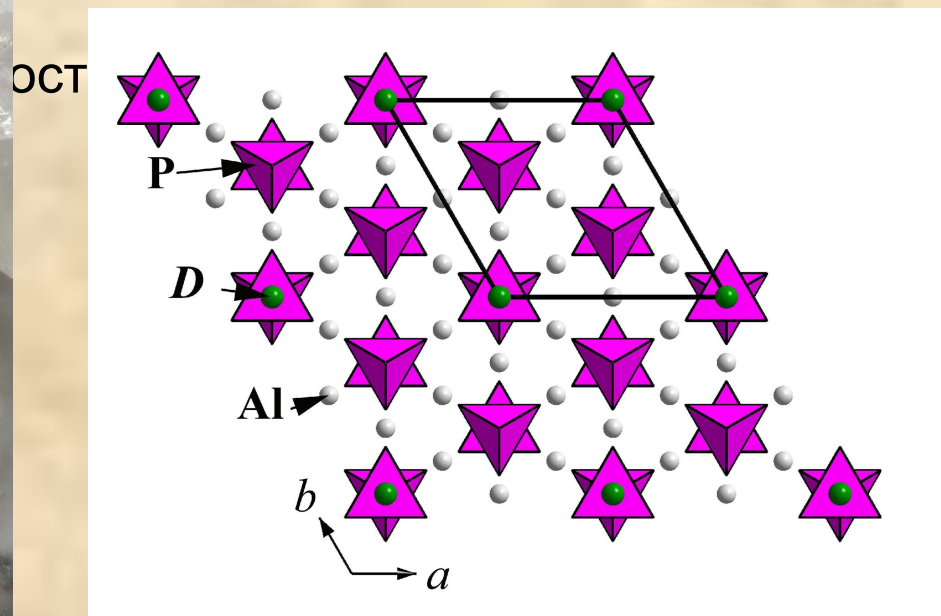
$(Ba, Sr)(Ca, Sr)(CO_3)_2$  –

олекминскит  $(Sr, Ba)(Sr, Ca)(CO_3)_2$ . В минералах с цеолитным строением полное разделение Sr и Ba по разным позициям зафиксировано для членов группы лабунцовита – в первую очередь для алсахаровита-Zn.

Нередко даже изоструктурные минералы Sr и Ba не образуют изоморфных рядов.



Очень интересный пример демонстрируют минералы ряда  
**гояцит**  $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$  – **горсейксит**  
 $\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ ,  
 представители структурного типа ярозита, из месторождения Тигриное  
 в Приморье: в их кристаллах пирамиды нарастания граней разных  
 простых  
 форм избирательно концентрируют стронций или же барий. Таким  
 образом,  
 в пределах одного кристалла возникают одновременно



Гояцит. Ленгенбах, Швейцария.

Кристаллическая структура  
 гояцита–горсейксита ( $D = \text{Sr}, \text{Ba}$ )

Интересно отметить один из способов разделения Ba и Sr, часто реализующийся в щелочных гидротермалитах. Очень устойчива тесная ассоциация стронциевых карбонатов с бариевыми цеолитами. Такие ассоциации встречены во многих массивах: это Хибины (эдингтонит + стронцианит и анкилит в натролитовых ядрах пегматитов долины Гакмана и перевала Обманный; гармотом + анкилит в натролитовой жиле на горе Коашва; гармотом + стронцианит в карбонатитах залива Тульилухт), Ловозеро (гармотом + стронцианит), Ковдор (эдингтонит + анкилит), Себлявр (эдингтонит + анкилит и стронцианит), Салланлатва (гармотом + стронцианит), Айс-Ривер (эдингтонит + анкилит).

В этих парагенезисах часто присутствуют и другие минералы Ba (барит, карбонаты, минералы группы лабунцовита), но не силикаты Sr. Таким образом, высокая активность углекислоты препятствует образованию стронциевых цеолитов намного сильнее, чем бариевых.

**Барит** формируется в очень широком диапазоне обстановок в результате гидротермальных, метасоматических, осадочно-диагенетических процессов. Самые богатые его скопления связаны со средне- и низкотемпературными гидротермальными месторождениями.

## БАРИТ



Пёла, Саксония, Германия



Мибладен, Марокко



Барит формирует полный изоморфный ряд с целестином. Третьим компонентом в этой системе выступает  $\text{CaSO}_4$ , но его содержание в минералах ряда барит–целестин редко поднимается выше 5 мол.



Барит. Чихуахуа, Мексика.



Барит высокостронциевый, с серой.  
Тарнобжег, Польша.

## Барит из осадочных образований (Крым).



Конкреция из глин.  
Симферополь.



Сферолит с вивианитом  
из железных руд. Керчь.



## Барит из низкотемпературных гидротермальных жил



Эльбрусский рудник, Сев. Кавказ



Альберода, Саксония, Германия



Самое большое количество **целестина** связано с осадочными породами, где он в основном образуется инфильтрационным путем, что обуславливает морфологию его агрегатов: наиболее часто встречаются конкреции, жеоды.



Сросток-конкреция целестина, насыщенная частицами песка. Унгоза, Зап. Казахстан.



Жеода целестина. Сакоани, Махаянга, Мадагаскар

Очень характерна тесная ассоциация целестина, в т.ч. высокобариевого («баритоцелестина») с самородной серой.



Целестин с серой.  
Калтаниссета, Сицилия, Италия.



Встречаются и скопления этого минерала гидротермального происхождения, но заметно реже. Они как правило связаны с проявлениями щелочных пород: известны в карбонатитах (Халютинское, Бурятия), кимберлитах (трубка Удачная, Якутия). Для рудных месторождений целестин намного более редок, чем барит.



Целестин. Тафоне,  
Тоскана, Италия.



Целестин  
с флюоритом.  
Мелкор Мускиз,  
Мексика.

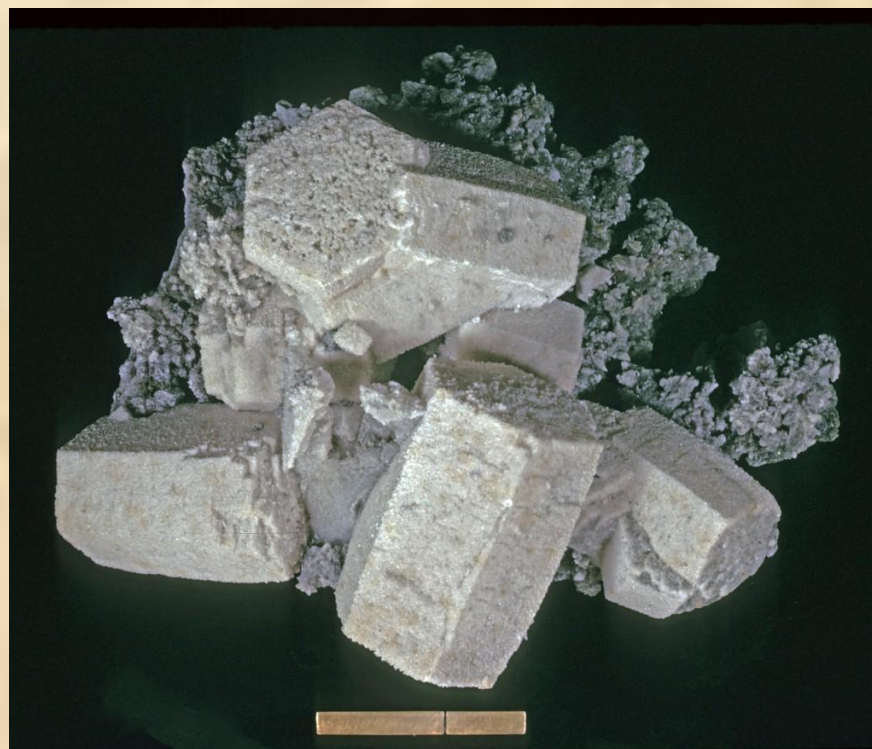


**Витерит**  $\text{BaCO}_3$  – второй по распространенности минерал бария, иногда образующий достаточно крупные залежи. Наиболее часто он встречается в гидротермальных месторождениях с преобладающим баритом (наиболее известные – Альстон Мур в Англии, Арпаклен в Туркмении, стратиформные месторождения на стыке штатов Теннесси, Иллинойс и Миссури в США), в небольших количествах отмечается в поздних ассоциациях карбонатитов, в гидротермалитах щелочных пород, некоторых высокобариевых метаморфитах.

### Витерит (Англия)



Акомб, Нортумберленд



Альстон Мур, Кемберленд

Витерит – ромбический минерал, представитель структурного типа арагонита с самым крупным катионом. В силу этого у него наиболее выражена склонность к двойникованию (тройникованию) арагонитового типа, стремление повысить симметрию до гексагональной.

Витерит встречается в природе практически только в виде псевдогексагональных тройников.



Витерит. Дентон, Иллинойс, США.



**Стронцианит**  $\text{SrCO}_3$  – второй по распространенности минерал стронция, но диапазон его обстановок формирования шире, чем у целестина. Распространен эндогенный стронцианит намного шире, чем экзогенный (хотя и в осадочных породах этот минерал встречается). Он дает значительные скопления в карбонатитах, встречается в различных типах гидротермальных месторождений, является обычным поздним минералом щелочных гидротермалитов многих массивов.



Стронцианит.  
Строншиан, Шотландия.



Стронцианит изоструктурен арагониту и вивериту и нередко содержит первые проценты кальция или бария. Высококальциевые разновидности весьма редки (специфические карбонаты Мурунского массива, Ю. Якутия).

Из других примесей отметим редкоземельные элементы (до первых процентов), причем часто преобладает  $\text{La}^{3+}$  - крупнейший из  $\text{REE}^{3+}$ .

Стронцианит. Ротгюльден,  
Зальцбург, Австрия.



По распространенности стронцианит не настолько уступает целестину, как витерит – бариту. Вероятно, это связано с тем, что разница в растворимости между сульфатом и карбонатом бария значительно больше, чем в аналогичной паре стронциевых минералов. Также отметим, что, если ассоциация витерита с баритом вполне обычна, то целестин и стронцианит вместе встречаются редко.

## СТРОНЦИАНИТ



Сент-Илер, Канада



Ламинг, Штирия, Австрия



Полиморфизм  $\text{CaCO}_3$  весьма интересен в отношении концентрирования катионов-примесей разными фазами: в кальците резко преобладают примесные катионы меньшего, чем кальций, размера – Mn, Fe, Mg, Zn, а в арагоните – большего: Sr, Ba, Pb. При этом двойной карбонат со структурой, производной от кальцитовой – доломит – имеет близкого структурного «родственника» с барием вместо кальция – **норсетит**  $\text{BaMg}(\text{CO}_3)_2$ .



Норсетит на сидерите. Кремиковцы, Болгария.



Искаженную арагонитовую структуру имеют карбонаты **группы анкилита**

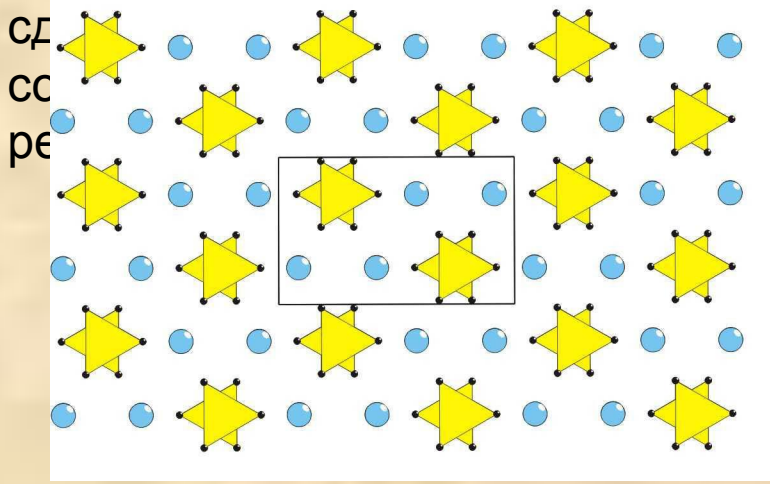
с общей формулой  $M^{2+}_x LREE_{1-x} (CO_3)(OH, H_2O)$ , где  $M = Sr, Ca, Pb$ .

Катионы  $M$  и  $REE$  располагаются неупорядоченно, OH-группы и молекулы воды также занимают единую позицию. Наиболее распространен **анкилит-(Ce)** – стронциевый член состава  $(Sr, Ca)_x LREE_{1-x} (CO_3)(OH, H_2O)$ , а кальциоанкилиты редки,

несмотря на значительно большую распространенность Ca относительно Sr в природе.

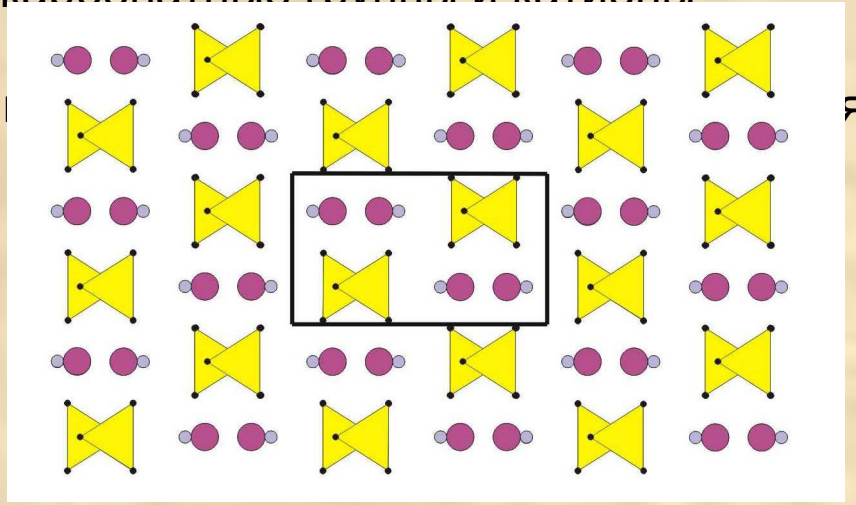
Это говорит о высоком сродстве структурного типа анкилита к Sr, видимо, в силу близости радиусов Sr, La и Ce. Преобразование стронцианитовой структуры в анкилитовую подразумевает появление новой позиции для OH-группы:

$Sr^{2+} \rightarrow REE^{3+} + OH^-$  (эта позиция дозаполняется молекулами воды, поскольку замещение Sr на REE неполное). При этом карбонатные группы и катионы



Стронцианит

алов групп



Анкилит

Члены группы анкилита – характерные минералы гидротермалитов щелочных комплексов, особенно карбонатитовых, где они могут давать значительные скопления, часто в тесной ассоциации со стронцианитом, слоистыми  $\text{CaREE}$ - и  $\text{BaREE}$ -фторкарбонатами, цеолитами.



Расщепленные кристаллы анкилита-(Ce) на натролите.  
Коашва, Хибины, Кольский п-ов.



Двойные карбонаты состава  $BaCa(CO_3)_2$  с катионно-упорядоченными структурами триморфны: **альстонит**, **паральстонит** и **баритокальцит**. Они встречаются в высокобариевых гидротермалитах (Альстон Мур и другие в Кемберленде, Англия), а также в связи со щелочными комплексами, особенно карбонатитовыми. Наиболее распространен баритокальцит, иногда слагающий зоны в карбонатитовых телах; как правило, он развивается по бенстониту. В паральстоните в обе позиции, и кальциевую, и бариевую, может в больших количествах входить стронций, вплоть до преобладания в обеих. Такой минерал состава  $(Sr,Ba)(Sr,Ca)(CO_3)_2$ , обнаруженный в карбонатитах Мурунского щелочного комплекса, получил название **олекминскит**.



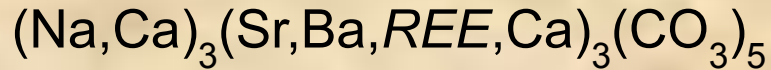
Альстонит. Розбери, Тасмания, Австралия.



Баритокальцит. Альстон Мур, Кемберленд, Англия.

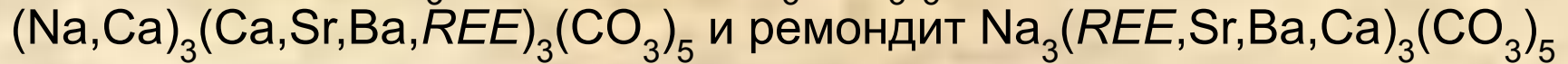


Карбонаты **группы бербанкита** также имеют отчетливо выраженное структурное сродство к стронцию: **бербанкит**



распространен в природе достаточно широко, тогда как изоструктурные и образующие с ним полные ряды твердых растворов

**ханнешит**  $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Ba}, \text{Sr}, \text{REE}, \text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$ , кальциобербанкит



редки.

Бербанкит – типичный ранний акцессорный или даже породообразующий карбонат некоторых типов кальцитовых

рудный

минерал Sr, REE, Ba (Буориярви, Сент-Илер)

Он легко изменяется

в гидротермальных условиях,

замещаясь целой гаммой

бесщелочных карбонатов:

стронцианитом, анклилитом-(Ce),

синхизитом-(Ce), витеритом,

маккельвиитом и др.



Бербанкит. Сент-Илер, Канада.

В некоторых карбонатитах сходного состава место бербанкита занимает более низкощелочной **карбоцернаит**  $(Ca,Na)(Sr,Ca)(CO_3)_2$ .

Члены группы бербанкита и карбоцернаит встречаются не только в карбонатитах. Так, они распространены в гидротермалитах агпаитовых нефелиновых сиенитов (Хибины; Сент-Илер, Канада; и др.).



Карбоцернаит.  
Кировский рудник,  
Хибины, Кольский п-ов.



Карбонаты группы маккельвиита тоже встречаются в поздних гидротермалитах, связанных с агапитовыми (Хибины; Сент-Илер) и карбонатитовыми (Вуориярви) комплексами. Это тоже двойные карбонаты, содержащие редкоземельные элементы, причем не только легкие, но и тяжелые, которые обычно (вместе с иттрием) преобладают. Интересно разделение  $REE^{3+}$  по двум позициям в этих минералах: наиболее крупноразмерные (в первую очередь La и Ce) входят в позицию (Sr,Ba), а прочие – вместе с Na и Ca. **Доннейит-(Y)**  $(Sr,Ba,LREE)(Y,HREE,Na,Ca)(CO_3)_2 \cdot H_2O$  и **маккельвиит-(Y)**  $(Ba,Sr,LREE)(Y,HREE,Na,Ca)(CO_3)_2 \cdot H_2O$  образуют между собой

изо  
наб  
эпи  
чле



мен  
еск



иногда  
ариевого

Эпитаксическое нарастание доннейита-(Y) на маккельвиит-(Y). Кировский рудник, Хибины, Кольский п-ов.

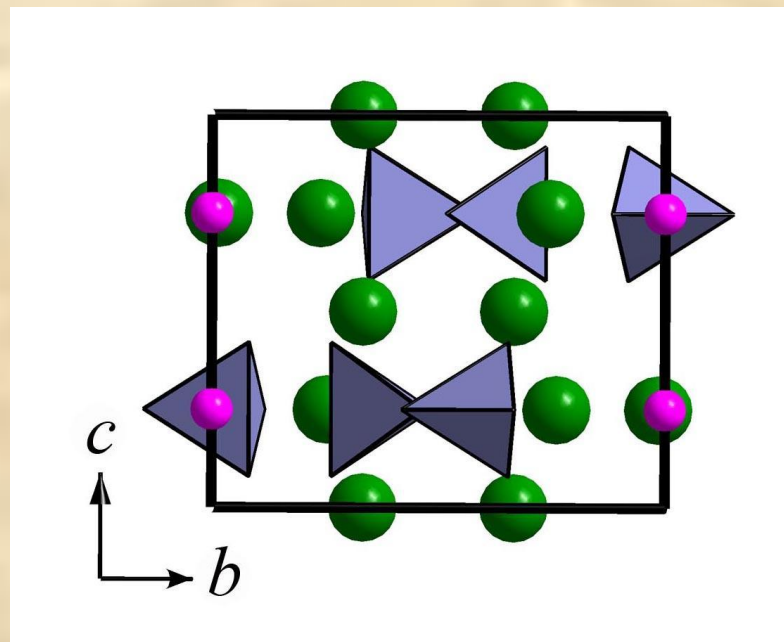
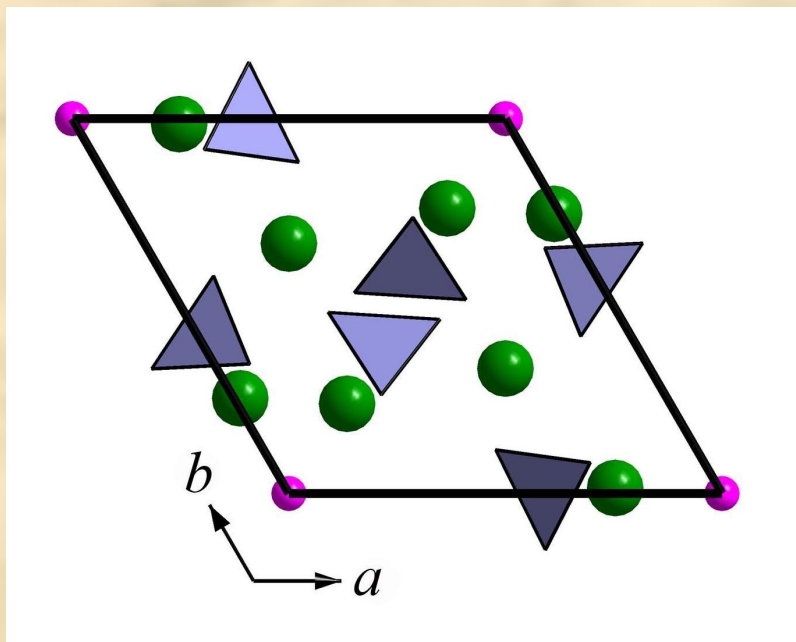


Члены надгруппы бастнезита–фатерита, слоистые фторкарбонаты  $M$  и  $REE$ , где  $M = Ca, Ba$  или  $Na$ , достаточно многочисленны. В этой надгруппе присутствуют 7 бариево-редкоземельных членов с разными величинами  $Ba:REE$ -отношения и различными соотношениями  $REE$ . Это редкие по сравнению с кальциево-редкоземельными членами надгруппы, хотя в отдельных случаях наблюдаются их скопления (специфические карбонатиты месторождения Биряя, Сибирь, с видообразующим **кордилитом-(Ce)**). Встречаются они, кроме карбонатитов, в поздних гидротермалитах, связанных с щелочными массивами. Структуры минералов этой надгруппы построены на основе чередующихся слоев катионов одного сорта:  $M$  или же  $REE$ , т.е. они строго упорядочены, изоморфизма между  $M$  и  $REE$  нет. Среди  $M$ -катионов отсутствует в существенных количествах стронций, наиболее близкий по размерам к  $LREE^{3+}$ : с ним редкоземельные элементы формируют главным образом катионно-неупорядоченные карбонаты – члены групп бербанкита и анкилита, карбоцернаит.



Кордилит-(Ce). Сент-Илер, Канада.

Из фосфатов для минералогии и геохимии наиболее стронция важны **члены группы апатита**. В структуре апатита два типа позиций кальция, и в позициях обоих типов он способен замещаться стронцием вплоть до практически полного их заселения. Случай, когда все позиции кальция в структуре апатита заняты стронцием, наиболее редок: это чисто стронциевый изоструктурный аналог фторапатита **стронадельфит**  $\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ . Промежуточные случаи, охватывающие почти весь диапазон значений Sr/Ca-отношения, более распространены.



Кристаллическая структура апатита (две проекции)

Во всех случаях стронций, если его становится достаточно много, и кальций упорядочиваются (что приводит к понижению симметрии от  $P6_3/m$  до  $P6_3$ ), но в разных случаях по-разному. Сначала происходит

преимущественное заполнение стронцием одной из двух позиций внутри

девятивершинника с возникновением **фторкафита**  $\text{SrCaCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$ .

Далее стронцием заселяются уже семивершинные полиэдры, а в одном

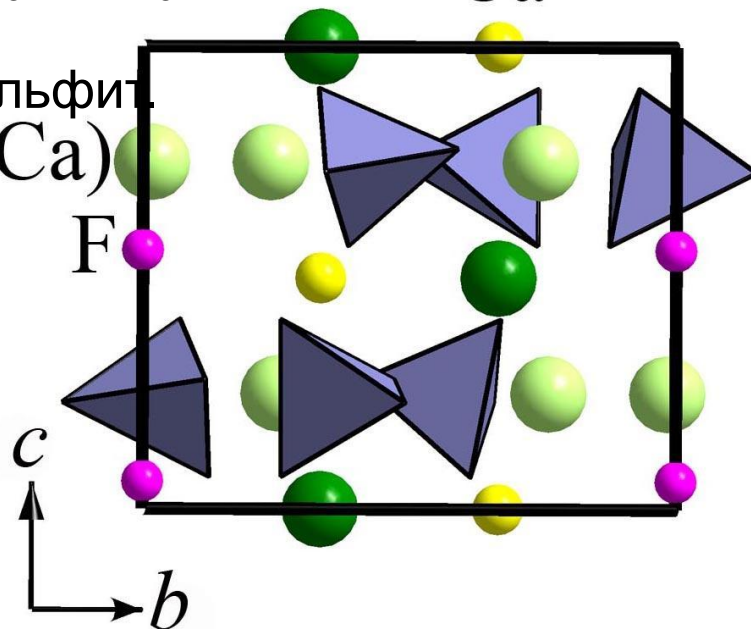
из девятивершинных продолжает концентрироваться кальций – появляется **фторстрофит**  $\text{SrCa}(\text{Sr,Ca})_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$ . Следующая стадия –

чисто стронциевый минерал стронадельфит.

(Sr,Ca)

F

Кристаллическая структура  
фторстрофита





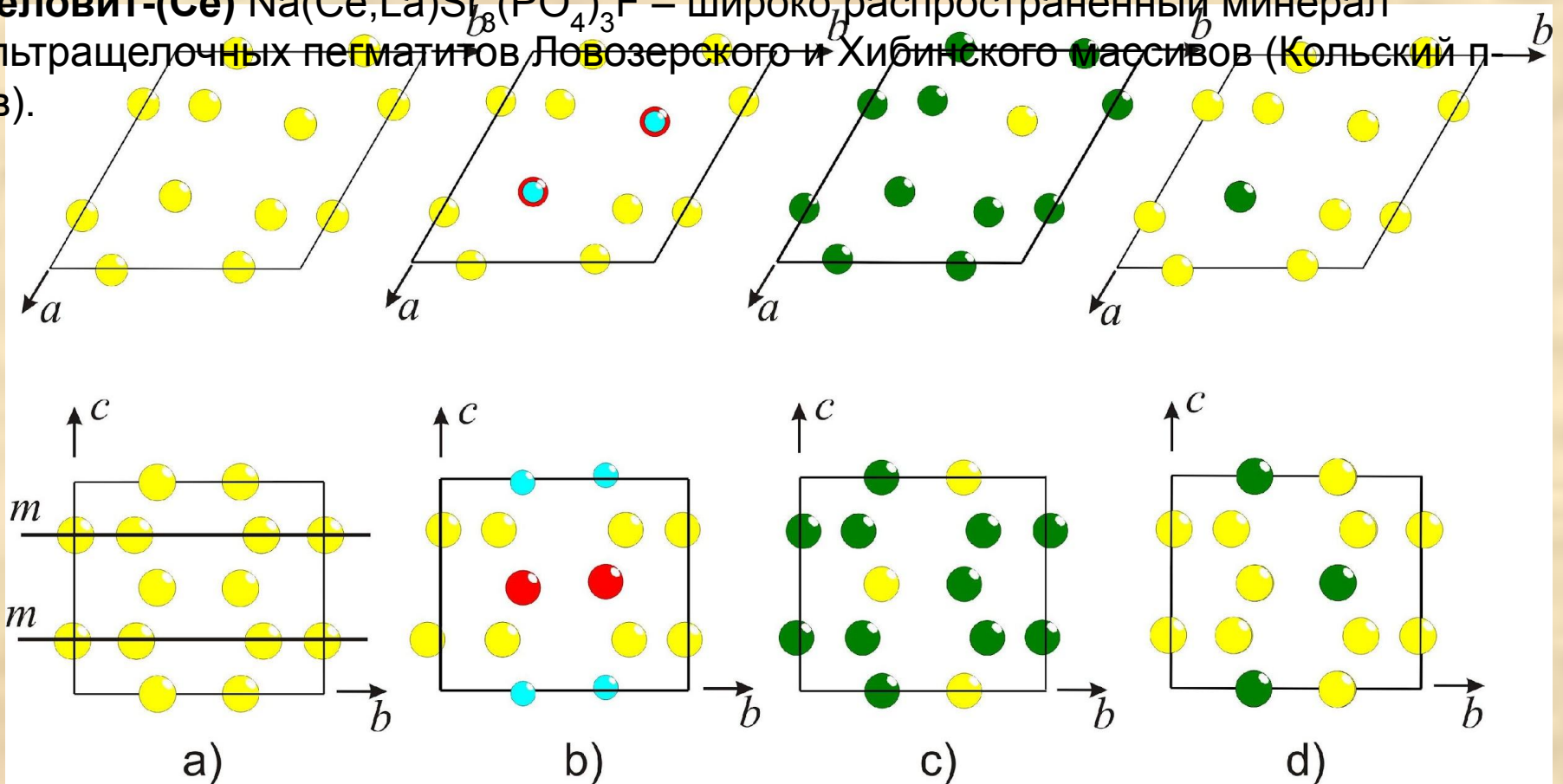
Помимо такой изовалентной схемы  $\text{Sr}^{2+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$ , простой в написании, но сложной по механизму, в минералах группы апатита реализуется еще гетеровалентная схема

беловитового типа: упорядоченное замещение  $3\text{Sr}^{2+} + \text{LREE}^{3+} + \text{Na}^+ \rightarrow 5\text{Ca}^{2+}$ .

При этом позиции внутри девятивершинников послойно заполняются Na и REE, а в семивершинниках концентрируется стронций (замещаемый кальцием и барием лишь

в очень слабой степени): возникает строгоупорядоченный минерал беловит.

**Беловит-(Ce)**  $\text{Na}(\text{Ce}, \text{La})\text{Sr}_b(\text{PO}_4)_3\text{F}$  – широко распространенный минерал ультращелочных пегматитов Ловозерского и Хибинского массивов (Кольский п-ов).



Не только беловит, но и все остальные высокостронциевые члены группы апатита (где Sr возглавляет хотя бы одну структурную позицию) приурочены к высокощелочным породам.

Барий для апатитоподобных минералов нехарактерен и не появляется

в качестве видообразующего катиона, то практически полностью занимает соответствующие позиции, принимая примеси Sr и тем более Ca

в незначительном количестве. Таков, в частности, хлорно-бариевый аналог беловита

**куаннерсуит-(Ce)**  $\text{Na}(\text{Ce},\text{La})\text{Ba}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}_{0.5}\text{Cl}_{0.5}$

из щелочного комплекса Илимаусак (Юж. Гренландия).



Беловит-(Ce) в уссингите.  
Ловозеро, Кольский п-ов.



Минералы ряда **лампрофиллит**  $\text{Sr}_2(\text{Na},\text{Mn},\text{Fe})_2\text{NaTi}_3[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_2$  – **баритолампрофиллит**  $\text{Ba}_2(\text{Na},\text{Mn},\text{Fe})_2\text{NaTi}_3[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_2$  тоже встречаются только в агпаитовых щелочных комплексах, причем лампрофиллит может быть породообразующим минералом, особенно в пегматитах (Ловозеро и Хибины, Кольский п-ов; Инагли, Ю. Якутия; Кондер, Хабаровский край). От ранних генераций к поздним отношение Ba:Sr в этих минералах как правило растет.



Лампрофиллит.  
Кондер, Хабаровский  
край.



Члены ряда лампрофиллита – единственные представители слоистых титаносиликатов (гетерофиллосиликатов) группы бафертисита, у которых среди межслоевых катионов существенную роль играет стронций: еще 20 минералов этой надгруппы – селективно бариевые.



Лампрофиллит. Ловозеро, Кольский п-ов.

В структурах этих минералов самые крупные катионы Ba(Sr) располагаются слоями, разделяющими гетерополиэдрические пакеты, образованные катионами с более высокими силовыми характеристиками.

**Бафертисит** и близкородственные ему низко- и бесщелочные бариевые гетерофиллосиликаты – типичные минералы бария в метасоматитах щелочных гранитов.



Бафертисит со сфалеритом и эгирином. Дарай-Пиоз, Таджикистан.



Крупные катионы  $Ba^{2+}$  способствуют формированию вокруг них не только слоистых,

но и каркасных гетерополиэдрических мотивов, причем не только плотных, но и «рыхлых», вплоть до цеолитоподобных.

К микропористым бариевым силикатам с гетерополиэдрическими каркасами,

в частности, относятся члены группы бенитоита с общей формулой  $BaM^{4+}[Si_3O_9]$ , где  $M = Ti$  (**бенитоит**),  $Zr$  (**бацирит**),  $Sn$  (**пабстит**). Эти минералы

встречаются в щелочных гидротермалитах, метасоматитах

пегматитах, как и представители **группы джоакинита**,

где  $Sr$  и  $Ba$  разделяются по разным позициям.



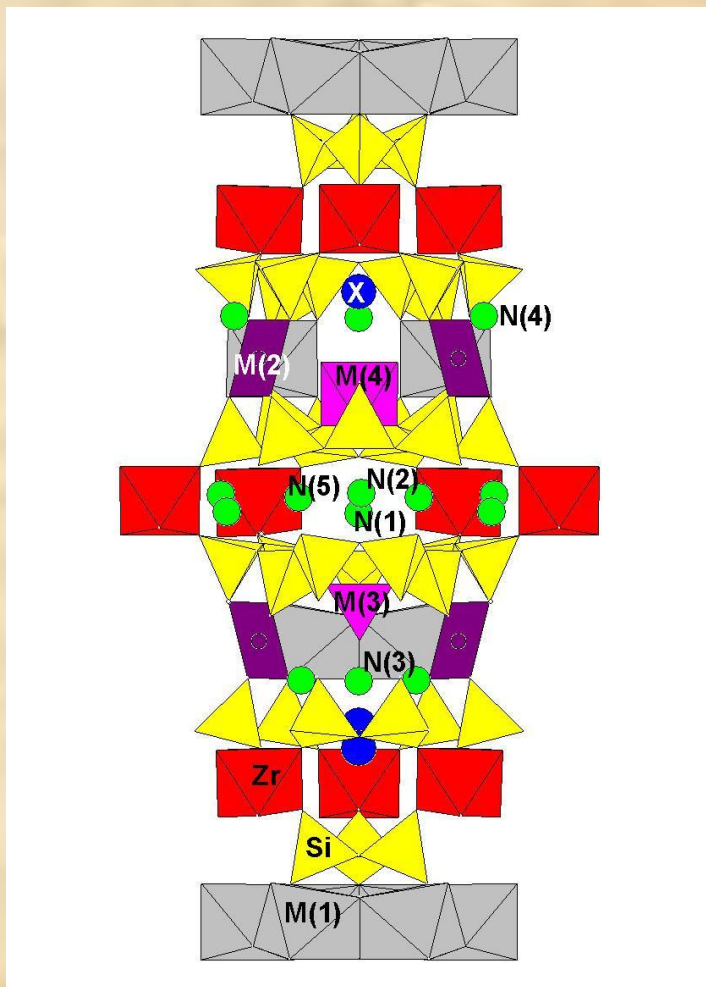
Джоакинит-(Ce).  
Сан-Бенито, Калифорния, США.



Бенитоит с нептунитом.  
Сан-Бенито, Калифорния, США.



Стронций концентрируется в одной из цеолитных позиций в крупных полостях очень сложной структуры минералов **группы эвдиалита**, вплоть до формирования собственных минералов – хомяковита, манганохомяковита, тасекита. Барий для эвдиалитов нехарактерен.

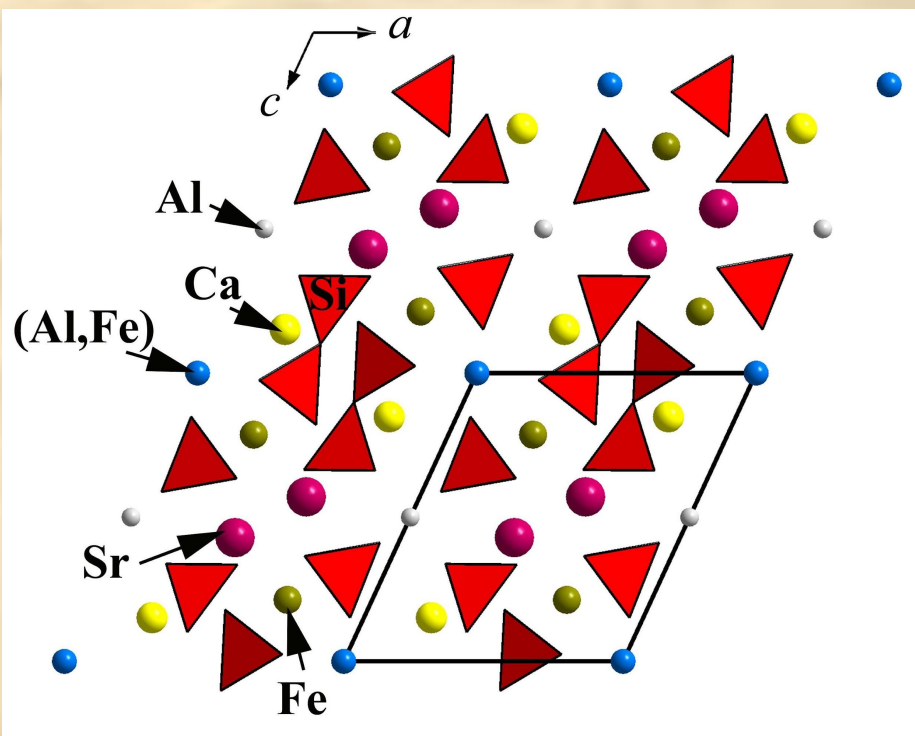


Кристаллическая структура эвдиалита



Хомяковит. Сент-Илер, Канада.

Из селективно стронциевых силикатов, содержание бария в которых ничтожно, отметим представителей **группы эпидота**. Наличие в плотной структуре эпидота двух неэквивалентных разноразмерных позиций кальция позволяет формировать катионно-упорядоченные фазы, где в более крупную позицию могут входить, вплоть до ее полного заселения, атомы *REE*, Pb, Sr. CaSr-упорядоченные представители группы эпидота – **эпидот-(Sr)**, **клиноцоизит-(Sr)**, **пьемонтит-(Sr)** – характерны для высокомарганцевых метаморфитов и скарнов (м-ния Калахари в ЮАР, Лигурии в Италии и др.). Интересно отметить редкий для природных силикатов изоморфизм Sr и Pb.



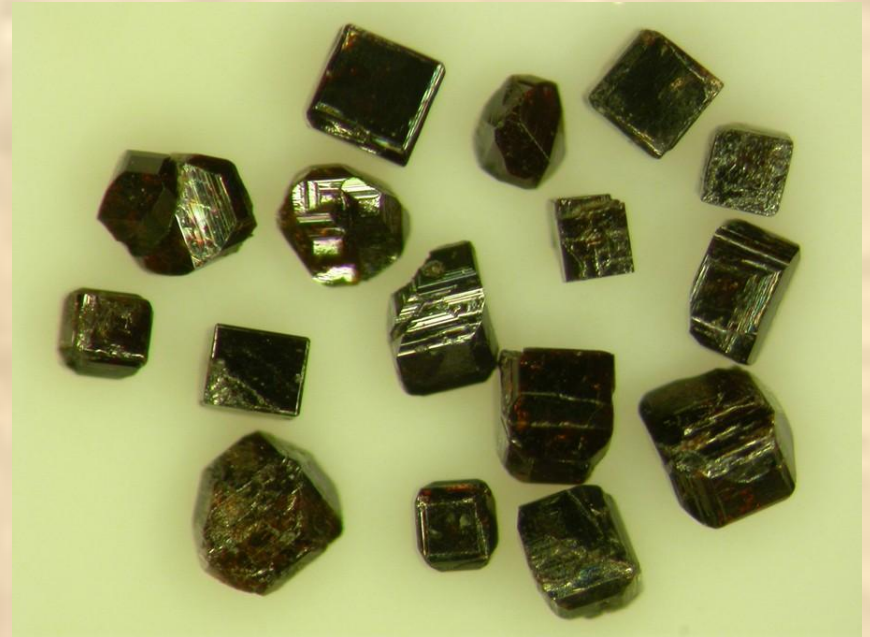
Кристаллическая структура эпидота-(Sr)

Пьемонтит-(Sr).

Гамбатеза, Лигурия, Италия



Концентрирование Sr и Ba в составе природных оксидов группы перовскита геохимически значимо в щелочно-ультраосновных и некоторых агпаитовых (Ловозеро на Кольском полуострове) комплексах, несмотря на то, что содержания этих компонентов в перовските и лопарите обычно невелики. Собственный стронциевый представитель группы – **таусонит**  $\text{SrTiO}_3$  в значительных количествах установлен в некоторых фельдшпатоидных породах Мурунского массива (Ю. Якутия). Его бариевый аналог **бариоперовскит**  $\text{BaTiO}_3$  открыт недавно в виде микровыделений в щелочных гидротермалитах с бенитоитом, связанных с глаукофановыми сланцами в Сан-Бенито, Калифорния, США.

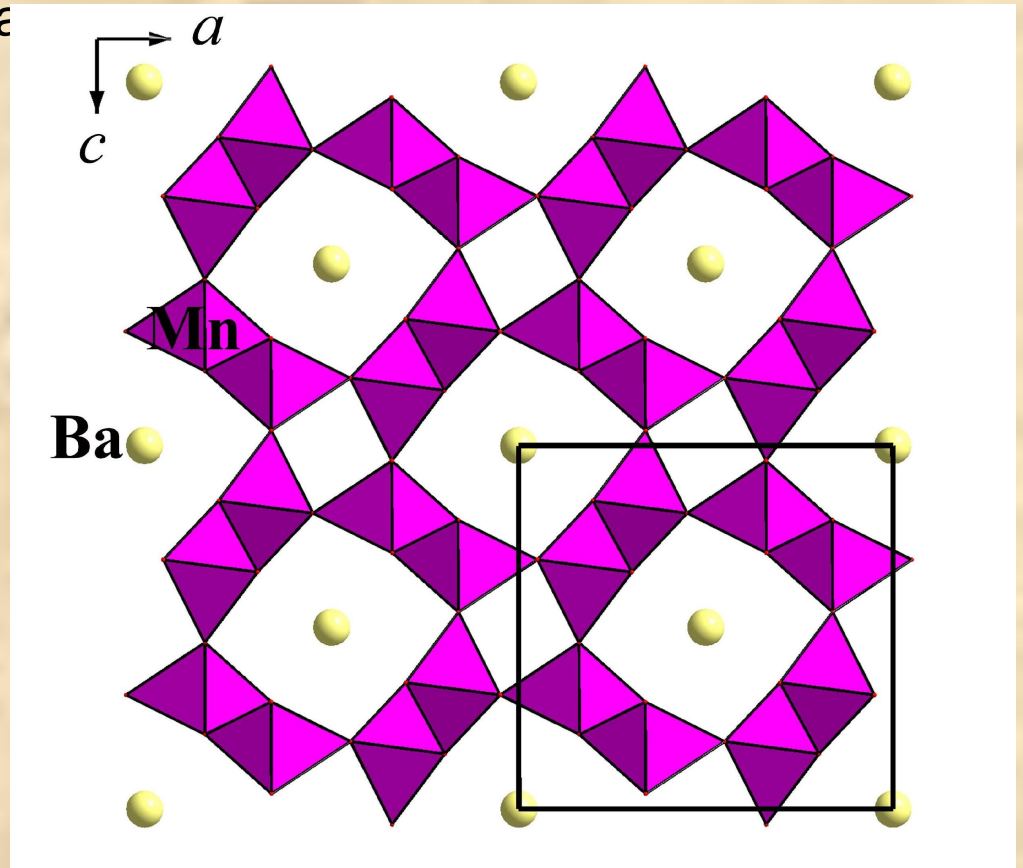


Таусонит. Мурун, Ю. Якутия.



Барий хорошо фиксируется в туннелях рутилоподобных оксидов **группы криптомелана** – как титановых (маннардит, анкангит, генримейерит, редледжеит с общей формулой  $Ba(Ti, V, Fe, Cr)_8O_{16}$ ), так и марганцевого – **голландита**  $Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ . Титановые минералы этой группы редки, за исключением **маннардита**, оказавшегося характерным концентратором ванадия в метаморфогенных кварцах Каратау в Южном Казахстане.

Кристаллическая структура голландита



Все они имеют эндогенное происхождение. Голландит иногда тоже встречается в эндогенных (гидротермальных, метаморфических) образованиях, чаще же он связан с корой выветривания марганценосных пород. Еще более здесь распространен ВаMn-оксид другого структурного типа – **романешит**. Оба этих минерала имеют высокое сродство к барию. В голландите Ва легко замещается на К, Рb, но не на Sr: стронциевый аналог голландита **стронциомелан** – весьма редкий минерал.



Голландит. Кастаньола,  
Тоскана, Италия.



Романешит. Чихуахуа, Мексика.



Среди **урановых слюдок** бариевые не относятся к редким. В зоне окисления многих

урановых месторождений распространены фосфатные члены группы – **ураноцирцит**  $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$  и его дегидратированный аналог **метаураноцирцит**  $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Реже встречаются их арсенатные аналоги

**хейнричит**  $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-12\text{H}_2\text{O}$  и **метахейнричит**  $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ .

Пятиводный ванадат той же стехиометрии **франсвиллит**  $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  имеет

уже другую структуру.



Ураноцирцит. Мукури,  
Минас Жерайс, Бразилия.



Метаураноцирцит. Менценшванд,  
Шварцвальд, Германия.