

МИКРОКРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ И МЕХАНИЗМ РОСТА БАЙКАЛИТА

Байкалит можно рассматривать как провинциальное название своеобразного диопсида, впервые обнаруженного в районе р. Слюдянки (Южное Прибайкалье) К. Лаксманом около 1786 г. и отнесенного им к зеленоватому шерлу. И.М. Ренованц дал этому минералу название "байкалит" [1, 2]. Принадлежность байкалита к пироксенам группы диопсида установил Н.И. Кокшаров [3].

Крупные и мелкие серо-зеленые, иногда темно-зеленые или почти белые толсто-призматические кристаллы байкалита и их сростки заключены в крупно-кристаллический желтый кальцитовый мрамор или в метасоматическую породу с разным соотношением кальцита, флогопита, реже апатита. Позднее на месте находки байкалита К. Лаксманом стало разрабатываться всемирно известное Слюдянское месторождение флогопита. Многочисленными работами был установлен его метасоматический генезис, а кристаллы байкалита стали рассматриваться как пример метакристаллов [4–7, и др.].

Особенности микрокристалломорфологии слюдянского байкалита

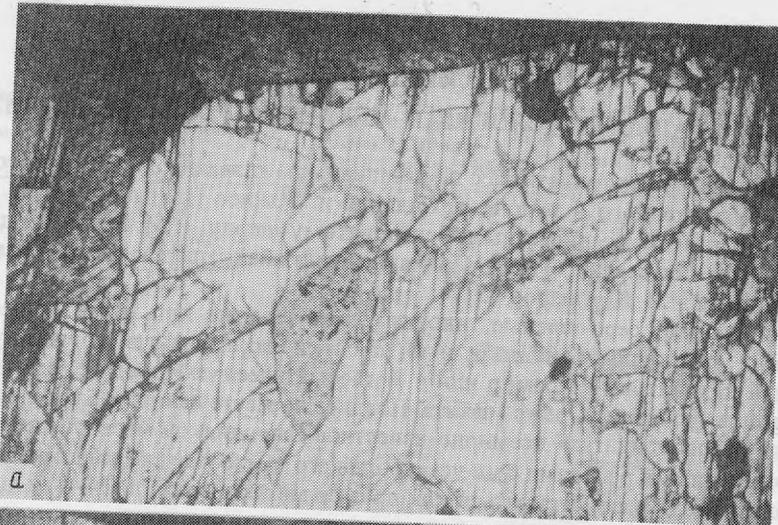
Макрокристаллография слюдянского байкалита изучалась Н.И. Кокшаровым [3, 8] и С.К. Крыловой [9]. По их данным, байкалит имеет грани следующих простых форм: $a\{100\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $m\{110\}$, $p\{101\}$, $z\{021\}$, $v\{221\}$, $u\{111\}$, $s\{111\}$, $o\{221\}$, $\lambda\{331\}$, $\gamma\{151\}$.

Наши исследования были сосредоточены на микроморфологии кристаллов слюдянского байкалита, так как ее особенности проливают свет на механизм роста подобных макрокристаллов. Материал для исследования был нами собран на Слюдянском месторождении в 1974 г. Кроме того, в Минералогическом музее АН СССР была просмотрена под микроскопом MeF "Reichert" коллекция байкалита, а ряд кристаллов был отобран и приобретен в Бюро минералов этого музея. Макроморфология кристаллов байкалита изучалась с помощью прикладного гониометра Каранжо и таблицы углов между гранями диопсида из справочника К. Хинтце [10], микроморфология его граней и морфология в прозрачных шлифах — под универсальным оптическим микроскопом MeF "Reichert", и под электронным микроскопом BS = 242 "Tesla" методом реплик. Извлечение метакристаллов из кальцитсодержащих пород осуществлялось механическим путем, а также растворением кальцита в HCl.

Размеры изученных метакристаллов колебались от нескольких миллиметров до 30 см в длину. Цвет их был обычно серо-зеленый, кристаллы непрозрачны или полупрозрачны. Главными габитусными гранями являются пинакоиды $\{100\}$, $\{010\}$ и призма $\{110\}$. На крупных кристаллах сложное строение граней можно обнаружить макроскопически и при небольшом увеличении. Характерно вращение округлых, овальных и веретенообразных, как бы оплавленных включений вмещающей породы в поверхность метакристаллов, а также их нахождение внутри этих метакристаллов нередко на значительном удалении от гранной поверхности.

Рис. 1 иллюстрирует особенности взаимоотношений метакристаллов байкалита, которые видны в прозрачных шлифах, с вмещающей породой. Характерны неровный профиль граней крупных и мелких кристаллов байкалита в породе, глубокие заливчатые внедрения вмещающей породы внутрь метакристаллов, изолированные овальные и веретенообразные включения кальцита и других минералов вмещающей породы в глубине кристаллов байкалита.

Из многих просмотренных кристаллов байкалита в Минералогическом музее АН СССР в микроморфологическом отношении особенно показательны кристаллы четырех образцов.



а



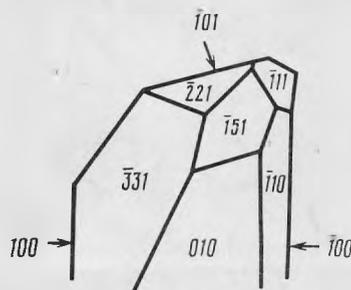
б



б

Образец 11047. Хорошо образованный, симметрично развитый большой кристалл (рис. 2). Формы — $\{110\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{111\}$ и др. На грани $\{010\}$ тонкая штриховка, штрихи широкие. Высота торцов штрихов-выступов 0,5 мм, ширина поверхностей параллельной грани 1–5 мм. На гранях $\{331\}$, $\{221\}$ и $\{151\}$ наблюдается своеобразный микрорельеф, отражающий структуру вмещающего мрамора. С большой отчетливостью видны отпечатки отдельных зерен кальцита и границы срастания между ними; по отпечаткам со штриховкой видна разная ориентировка зерен кальцита. В зависимости от ориентировки зерен кальцита получается разная глубина отпечатка зерна

Рис. 2. Облик и простые формы крупного кристалла байкалита. Обр. 11047, уменьш. ≈ 5



на поверхности байкалита (рис. 3, а). Штрихи-выступы — сплошные и прерывистые — выступают в виде узких гребней над общей поверхностью отпечатка зерна, или в пределах отпечатка зерна наблюдается односторонняя ступенчатость у микрослоев роста (частая, редкая вплоть до гладких участков). На некоторых участках отпечаткового микрорельефа видны контуры фигур травления. Сходная морфология отпечатков микрорельефа ранее наблюдалась нами на метакристаллах везувиана из Ахматовской копи (Урал), выросших в мраморе (обр. 31384) — см. таблицу XIII в работе [11]. Грани $\{110\}$ совершенно гладкие. На гранях $\{100\}$ и $\{111\}$ наблюдаются характерные червеобразные углубления от включений.

Образец 23387. Характерна грубая штриховка (расчлененность микрорельефа 0,5 мм), являющаяся комбинационной (между гранями $\{100\}$ и $\{110\}$).

Образец 12607. Полупрозрачный кристалл бутылочного цвета. На хорошо развитых гранях 010 грубая вертикальная штриховка. Высота штрихов в среднем 0,5 мм, ширина 1–4 мм. Выявляется колебательный характер штриховки. Грани $\{110\}$ гладкие. На гранях $\{100\}$ наблюдаются червеобразные, вытянутые в вертикальном направлении борозды — следы от неполного зарастания грани на месте труднорастворимых минералов породы (рис. 3, б). Борозды представляют канальчатые углубления, полые или частично заполненные реликтами вмещающей породы.

Образец 11036. На грани $\{100\}$ также видны борозды неполного зарастания.

На кристаллах из нашей коллекции, помимо отмеченных выше особенностей, изредка наблюдались довольно гладкие габитусные грани с мелкими, кучно расположенными, слегка удлинненными углублениями, возможно, вызванными травлением байкалита (рис. 3, в). На этих гранях наблюдается также тонкая слоистость роста с произвольным направлением слоевых линий. Редкие плоские выступы и углубления роста имеют сглаженный профиль и овально-неправильные контуры с асимметричным ступенчатослоевым строением (рис. 3, в, г). Метакристаллы с таким микрорельефом заключены в чистый мрамор.

Аналогичный микрорельеф как микрорельеф второго порядка наблюдается на

Рис. 1. Взаимоотношения байкалита и мрамора в прозрачных шлифах

а — заливы и овальные включения мрамора в байкалите, увел. 20; б — неровный профиль граней мелкого зерна метакристалла байкалита в мраморе, увел. 10; в — волнистые контуры веретенообразных включений мрамора, захватываемых растущей гранью байкалита, увел. 20

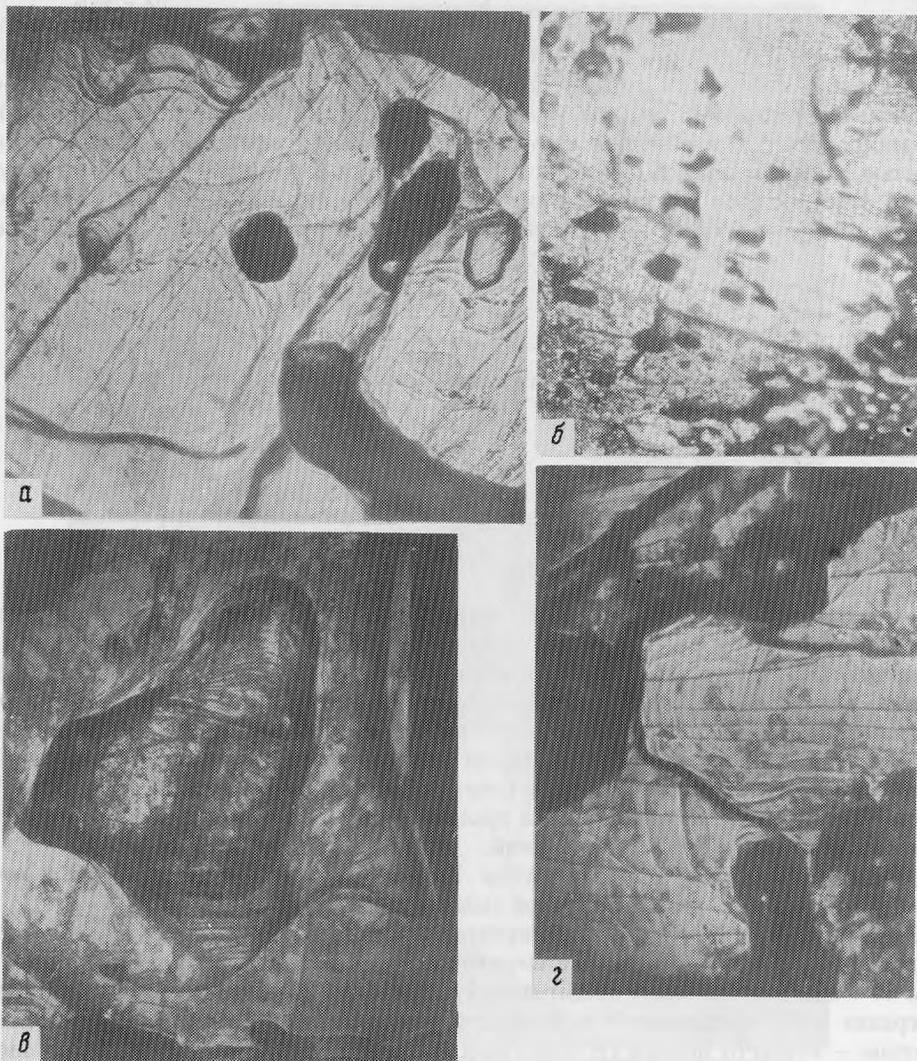


Рис. 3. Микрорельеф "рыхлых" и "плотных" граней байкалита

а — разница в микрорельефе отпечатков от разноориентированных зерен мрамора, увел. 5; *б* — червеобразные канальчатые борозды на грани (100), увел. 5; *в* — тонкий метасоматический микрорельеф и следы травления на гладкой габитусной грани, увел. 8; *з* — асимметричное слоистое строение плоского выступа на гладкой габитусной грани (деталь рис. 3, *в*), увел. 45

неторцевой поверхности крупных плоских меандрирующих выступов, разделенных или включающих овальные углубления с вростками вмещающей породы (рис. 4, *а*). Метакристаллы с таким микрорельефом заключены в мрамор, содержащий силикатные минералы.

На некоторых кристаллах число углублений с включениями на гранях значительно и они, сливаясь, образуют своеобразный меандровый микрорельеф из сопряженных меандров-выступов и меандров-углублений (рис. 4, *б*). Расчлененность такого меандрового микрорельефа и площадь отдельных меандров зависят от структуры замещаемой байкалитом породы. На крупных кристаллах байкалита участки граней, заключенные в полосах породы с разной структурой, различаются по расчлененности меандрового микрорельефа и по средней площади индивидуальных меандров. На рис. 4в, *з*

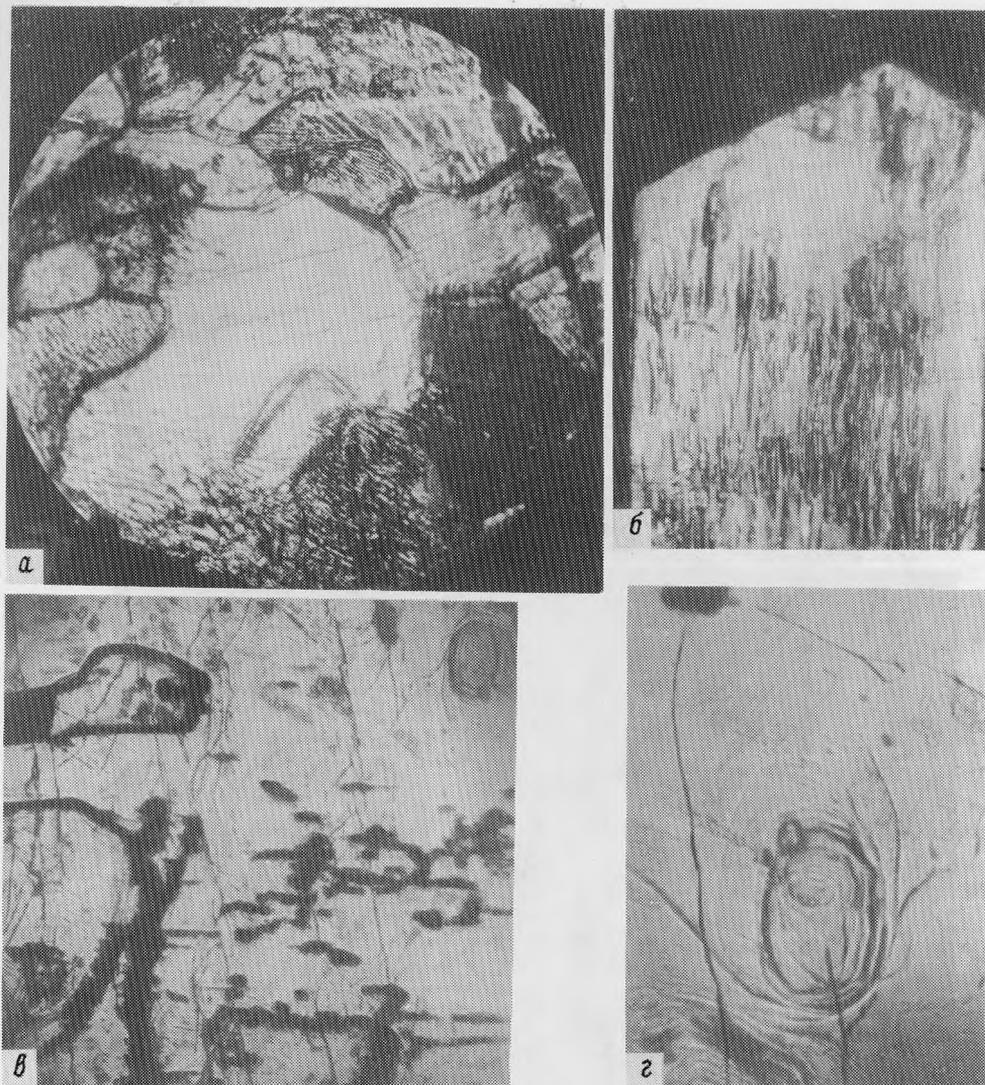


Рис. 4. Типы и детали меандрового микрорельефа на гранях байкалита

а — тонкий метасоматический микрорельеф второго порядка на поверхности крупных меандров-выступов, увел. 10; *б* — меандровый микрорельеф на грани метакристалла байкалита, выросшего в породе с обилием некарбонатных минералов, увел. 5; *в* — ступенчато-слоистое строение меандра-выступа, увел. 15; *г* — асимметричное и ступенчато-слоистое строение меандра-углубления, увел. 10

показано асимметричное ступенчато-слоистое строение меандра-выступа и меандра-углубления.

Своеобразный микрорельеф наблюдается на габитусных гранях вертикального пояса у метакристаллов байкалита, заключенных в равномернозернистую породу. На широких плато, вытянутых в вертикальном направлении и расположенных на разных уровнях (торцевые грани плато и их ребра большей частью параллельные габитусным граням и ребрам), наблюдаются меандры-углубления, напоминающие иероглифические письма (рис. 5, *а*). Поверхность меандров-выступов со стороны габитусной грани, заключенных между меандрами-углублениями, более ровная, чем у последних. На рис. 5, *б, в*, представляющих увеличенные участки поверхности, изображенной на рис. 5, *а*, видно, что дно глубоких меандров-углублений чаще имеет V-образный (реже овальный) профиль поперек удлинения углублений, иногда бывает плоским. Нетор-



Рис. 5. Иероглифический метасоматический микрорельеф и его детали на габбитусных гранях байкалита

a — микрорельеф на плато, расположенных на разных уровнях, увел. 5; *б, в* — строение меандров-углублений и сопряженных с ними меандров-выступов: (деталь рис. 5, *a*), увел. 15; *z* — микрорельеф без существенного меандрирования на плато, расположенных на разных уровнях, увел. 5

цовая поверхность меандров-выступов покрыта плоскими слоями роста с криволинейными слоевыми линиями, причем часто наблюдается избирательное проявление скелетных валиков по краям меандров-выступов.

На метакристаллах из мрамора, содержащего небольшое количество силикатных минералов, меандрирование форм метасоматического роста на габбитусных гранях выра-

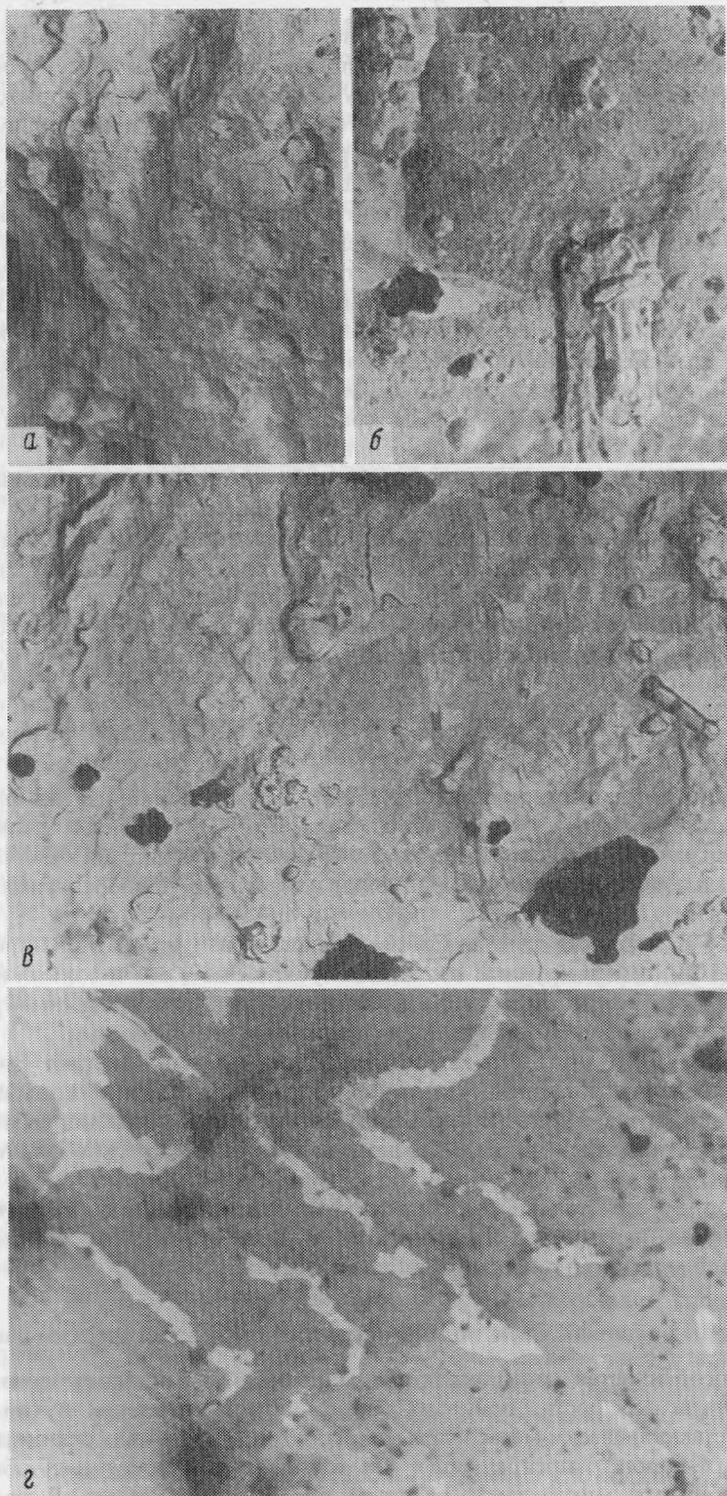


Рис. 6. Микрорельеф большого увеличения под электронным микроскопом на плоских гранях кристаллов байкалита

а — мелкобугорчатый микрорельеф и меандр-выступ на габитусной грани, увел. 6500; *б, в* — выступы и меандры с элементами правильной огранки, увел. 15000 (*б*), 6500 (*в*); *г* — автодекорирование реплики в участках тонких меандров-выступов, увел. 3000

жено слабо (рис. 5, з). Поверхность неторцевых широких граней плато и меандров-выступов относительно ровная с тонкими слоями роста. Ребра фигур роста почти параллельны ребрам габитусной грани. Профиль меандров-углублений корытообразный.

Строение габитусных граней слюдянского байкалита с относительно плоским микро-рельефом изучалось под электронным микроскопом. Мелкобугорчатый и мелкоямчатый микро-рельефы наиболее часто наблюдались в тех случаях, когда мелкие, приблизительно одинаковые размеры и без четкой кристаллографической огранки выступы и углубления были расположены на относительно гладкой гранной поверхности, местами сложенной невысокими меандрами-выступами со слабо бугристой поверхностью и овальным профилем (рис. 6, а). Отмечено небольшое количество твердых включений, извлеченных на реплику. На гранях с несколько более расчлененным микро-рельефом и даже в отдельных участках плоских граней наблюдаются более крупные выступы и меандры, в микро-рельефе которых в значительной степени участвуют геометрически правильные реберные и гранные формы (рис. 6, б, в). Размеры твердых включений неправильной формы, извлеченных на реплику, здесь также большие. Размеры мелких и крупных включений, а также углублений и выступов, рассчитанные по теням напыления (под углом 45°), составляют 0,1–5 мкм в высоту.

На одной очень гладкой грани под электронным микроскопом наблюдалась тонкая штриховка от слоев роста со слегка извилистыми слоевыми линиями. Это своеобразное автодекорирование реплики, когда на отдельных участках один из слоев реплики не отстал от поверхности кристалла, позволяет подчеркнуть локализацию тонких меандров, осложняющих общую слоисто-штриховатую поверхность грани (рис. 6, з).

Особенности микрокристалломорфологии байкалита из других месторождений

При изучении некоторых кристаллов диопсида типа байкалита из флогопитовых месторождений близкого и аналогичного типа была установлена полная аналогия в особенности гранной морфологии этих метакристаллов со слюдянскими байкалитами. Особенно показательны два метакристалла из фондов Минералогического музея АН СССР.

Образец 50478, Аддан, Восточная Сибирь. Кристалл из карбонатной породы. Поверхность грани (100) имеет крупные вмятины глубиной до 1 мм и тонкий иероглифический микро-рельеф. Все это представляет картину, близкую к описанным ранее примерам микро-рельефа с червеобразными и неправильными углублениями.

Образец 49532, США, штат Нью-Йорк. Голубовато-зеленый кристалл. Его можно рассматривать как типичный пойкилобласт. Микро-рельеф на зернах кальцита подчинен в основном микро-рельефу диопсида. Между выступами и субиндивидами на поверхности диопсида, а также внутри него заключены овальные, как бы оплавленные, включения кальцита.

Характерно, что кристаллы диопсида из флогопитовых пород месторождений неслюдянского типа, например с Лебяжинского рудника (Урал), имеют отличающуюся от байкалитовой микрокристалломорфологию [12].

Механизм роста байкалита по микрокристалломорфологическим данным

Изучение особенностей микрокристалломорфологии байкалита позволяет представить механизм его роста. Байкалит растет метасоматическим путем в процессе глубокого метаморфически-метасоматического преобразования силикатно-карбонатных осадочных пород с превращением их в мраморы с прослоями обогащенными иными, чем кальцит, минералами, главным образом силикатами. В процессе роста кристаллы байкалита приобретают хорошо выраженное правильное ограничение в соответствии с его симметрией и геометрией элементарной ячейки. Объясняется это тем, что для крупных кристаллов байкалита слюдянский мрамор является макроскопи-

чески достаточно однородной средой. Микроскопическая неоднородность на уровне крупности зерна замещаемой породы наоборот сказывается очень сильно на морфологии кристаллов, главным образом на микрокристалломорфологии отдельных граней. При этом в чистом мраморе образовались метакристаллы байкалита с относительно гладкими или даже блестящими гранями форм $\{100\}$, $\{110\}$, $\{001\}$, реже $\{111\}$. Эти структурно плотные грани растут путем тангенциального разрастания тонких слоев по всей поверхности грани. При электронном микроскопировании макроскопически гладких граней выявилось, что микронеоднородности в структуре замещаемой породы влияют на характер разрастания слоев роста и, в частности, приводят к меандрированию растущих слоев. Грани $\{010\}$ покрыты комбинационной штриховкой, в которой участвуют более плотные микрограни $\{110\}$.

Другие грани, особенно грани головок, у которых индекс больше единицы, имеют микрорельеф в виде отпечатков структуры породы. Это говорит о том, что такие "мягкие", структурно рыхлые грани не росли путем разрастания слоев тангенциально по всей поверхности грани. В генерации новых слоев участвовала структура не только самого пироксена, но и примыкающие участки структуры замещающихся и перекристаллизовывающихся зерен кальцита. Характерный ребристый и односторонне-ступенчатый микрорельеф в пределах отпечатков от отдельных зерен кальцита возник в результате совместно идущих роста замещающего мрамор диопсида и преобразования пограничной поверхности испытывающего перекристаллизацию мрамора. Поэтому в отпечатковом микрорельефе на гранях диопсида со сложными индексами отразились как растворение в отдельных участках кальцита, так и перекристаллизация поверхности с образованием индукционного микрорельефа на границе с диопсидом.

Индукцию на растущей поверхности диопсида можно трактовать как отражение микроморфологии поверхности мрамора в подвижном фронте замещения. Развитие отпечаткового индукционного микрорельефа только на структурно рыхлых гранях байкалита говорит о том, что у растущего метакристалла структурно плотные грани оказывают большее давление на породу, чем структурно рыхлые ("мягкие") грани. Это эффект анизотропии кристаллизационного давления [13]. Не последнюю роль в возникновении получающегося таким образом микрорельефа в пределах отпечатков от отдельных зерен кальцита играла и ориентировка преобладающих трещин спайности (одного, преобладающего при механическом одностороннем давлении направления) в зернах кальцита. Схема развития отпечаткового микрорельефа для зерен с разной ориентировкой кристаллов кальцита и трещин спайности одного направления дана на рис. 7, а.

Рост байкалита в мраморе, неоднородном по структуре и содержанию некарбонатных минералов, приводит к захвату и изолированию в теле метакристалла отдельных овальных и веретенообразных включений замещаемой породы, отличающейся большей плотностью и обилием некарбонатных включений, а также отдельных зерен ее минералов (рис. 7, б). При неполном изолировании включения образует перетяжка (шейка). Мелкие включения на поверхности грани образуют следы. На плотных гранях пояса вокруг оси C , особенно на гранях $\{100\}$, за включениями образуются прямые и извилистые, удлинённые по оси C канальчатые углубления, как следствие торможения включением или их группой тангенциально распространяющихся слоев роста. Эти слои имеют наибольшую скорость разрастания вдоль оси C , т.е. вдоль структурно плотных направлений (в частности цепей Si_2O_6). Сочетание такого анизотропного и ограниченного слоистого роста с его метасоматическим характером, т.е. в твердой среде, приводит к меандрированию слоев роста и к извилистому, червеобразному, в конечном счете, характеру штрихов-углублений (рис. 7, в).

При росте в более разнородной по плотности породе на плотных габитусных гранях возникают расположенные на разной высоте плато с иероглифическим микрорельефом вследствие избирательности в замещении отдельных участков вмещающей породы. Иероглифический рисунок является результатом того, что меандры-выступы в процессе избирательного замещения породы в поверхностной части метакристалла стремятся

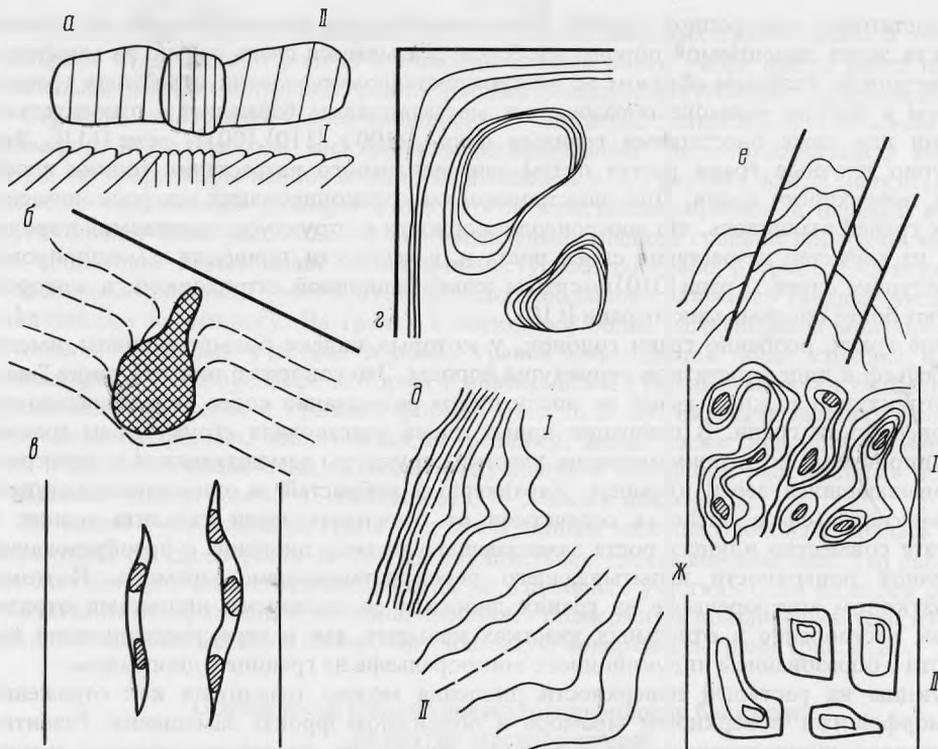


Рис. 7. Схемы образования различных форм гранного микрорельефа на метакристаллах байкалита

а – изменение микрорельефа в пределах отпечатка от различных зерен мрамора в зависимости от ориентировки кристаллов и угла наклона трещин спайности кальцита к поверхности макрограницы байкалита (*I* – ориентировка трещин спайности, *II* – отпечатковый микрорельеф); *б* – последовательные стадии образования веретенообразного включения мрамора в байкалите; *в* – образование извилистого канала вдоль цепочки включений расположенных не на одной прямой на габитусной грани байкалита, при анизотропном тангенциальном росте слоев на ней; *г* – схема строения группы меандров-углублений при росте в нетрещиноватой породе (скелетные валики по краям и общие контуры меандров параллельны контурам габитусной макрограницы); *д* – схема строения меандров-выступов, образовавшихся вдоль наклонных трещин в мраморе (*I* – крутопадающая трещина в мраморе, *II* – пологая трещина); *е* – схема строения ступенчатых выступов со смещением линий меандрирующих слоев вдоль границ слоев в мраморе; *ж* – два типа микрорельефа габитусных границ (*I* – сильное меандрирование форм метасоматического роста на гранях байкалита, выросшего в неоднородном мраморе с обилием труднозамещаемых включений; *II* – слабое меандрирование этих форм на гранях байкалита, выросшего в однородном мраморе с редкими и относительно замещаемыми включениями)

приобрести оформление с контурами, параллельными плотнейшим рядам в структуре диопсида. Скелетные валики по краям меандров-углублений также растут интенсивнее по направлениям, совпадающим с контурами габитусных границ (рис. 7, *г*). Возможно, что на характер иероглифического микрорельефа оказывает влияние графический характер распределения трудно замещаемых байкалитом минералов в породе.

Асимметрично построенные и произвольно ориентированные на габитусной грани штрихи-выступы разрастаются вдоль трещин, направленных под произвольным углом к контурам и поверхности этой макрограницы. Характер ступенчатой слоистости (частота слоев, высота ступеней, направленность слоевых линий) зависят от угла наклона трещины к плоскости габитусной макрограницы (рис. 7, *д*). При параллельной трещиноватости, связанной со слоистостью замещаемой породы, меандры могут иметь параллельные прямые границы в отдельных участках слоевых контурных линий со значительным смещением поверхности слоя по обе стороны от прямой границы (рис. 7, *а*). Меандрирование форм метасоматического роста на гранях байкалита развито слабо, если равномернозернистый нетрещиноватый мрамор содержит мало труднозамещае-

мых некарбонатных минералов или некарбонатные минералы, относительно легко поддающиеся замещению. На рис. 7, ж сравниваются два типа микрорельефа, со слабым и сильным меандрированием слоев роста в углублениях и около них.

Таким образом, особенности микрокристалломорфологии байкалита несут информацию о его росте метасоматическим путем при сопряжении с перекристаллизацией вмещающей породы, что соответствует тесной связи процессов перекристаллизации и метасоматизма [14].

Метакристаллы байкалита обладают многообразием проявлений особенностей микрокристалломорфологии метасоматического роста минералов, и их метакристаллы могут рассматриваться как своеобразные модели при изучении и демонстрации микрокристалломорфологии метасоматического роста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Технологический журнал. СПб., 1809, т. 1, ч. 1
2. Раскин Н.М., Шафрановский И.И. Эрик Густавович Лаксман, выдающийся путешественник и натуралист XVIII в. Л.: Наука, 1971.
3. Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России. 1862, т. 4.
4. Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.; Л.: ГОНТИ, 1939.
5. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. Ин-та геологии АН СССР, 1947, вып. 29, петрогр. серия (№ 10).
6. Калинин П.В., Роненсон Б.М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. — Сов. геология, 1957, № 58.
7. Резницкий Л.З. Минеральные ассоциации магнезиальных скарнов Слюдянских флогопитовых месторождений. — В кн.: Минералогия Прибайкалья. Путеводитель Байкал. экскурсии 11-го съезда Международной минералогической ассоциации, 1978. Иркутск, 1978.
8. Kokscharow N. Materialien zur Mineralogie Russlands. 1878, Bd. 5.
9. Крылова С.К. К кристаллографии байкалита. — Тр. ЛИГЕМ АН СССР, т. 7.
- 10.
11. Фекличев В.Г. Микрокристалломорфологические исследования. М.: Наука, 1970.
12. Фекличев В.Г. Микрокристалломорфологический анализ. — М.: Наука, 1966.
13. Фекличев В.Г. Анизотропия кристаллизационного давления у растущего метакристалла. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6.
14. Ланда Э.А. К вопросу об условиях образования метакристаллов и бластокристаллов. — Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1979, т. 287.

УДК 549.752/757 + 552.322.2

Л.Г. ФЕЛЬДМАН, Т.Б. ЗДОРИК

О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ МИНЕРАЛОВ СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ ПИРОХЛОРА И КОЛУМБИТА В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ КАРБОНАТИТАХ И ПЕГМАТИТАХ

Соотношения редкометальных карбонатитов и пегматитов недавно были рассмотрены в общем виде авторами совместно с А.И. Гинзбургом [1]. Проведенный анализ показал, что при всех очевидных различиях этих двух больших групп месторождений, между ними констатируются и определенные черты сходства, имеющие принципиальный характер и относящиеся к некоторым их существенным генетическим особенностям, а точнее — к условиям минералообразования в пегматитах и карбонатитах. Одним из таких моментов, сближающих их между собой, является широкое развитие в тех и других танталониобатов структурных типов пироклора и колумбита.

Как известно, с редкометальными карбонатитами и пегматитами связаны высокие концентрации ниобия и тантала в земной коре, вследствие чего к этим генетическим группам принадлежат важные промышленные типы месторождений указанных металлов [2]. Ведущую роль в составе тантало-ниобиевого оруденения как в карбонатитах,