

Э.Г. КОЛОМЫЦ

Кристалло-
морфологический

АТЛАС
СНЕГА

Демонстрируются 320 микрофотографий кристаллов глубинной изморози, свежеснежавшего, метелевого, лежалого, мелко- и среднезернистого снега из различных горных и равнинных районов СССР. Показаны основные типы геометрической симметрии, а также стадийные формы роста и разрушения кристаллов, конструктивного и регрессивного метаморфизма как в рыхлом, так и в плотном снегу. Охарактеризованы основные пластично-вязкие деформации и разрывные нарушения в кристаллических индивидах, растущих под давлением вышележащих слоев снега. Иллюстрируются морфологические особенности контактного взаимодействия частиц в кристаллических агрегатах в свободных и стесненных условиях роста. Приводятся некоторые микроморфологические признаки скелетных кристаллов глубинной изморози. Фототаблицы кристаллов снабжены схемами и необходимыми пояснениями, в которых подчеркнуты наиболее важные кристалломорфологические признаки гидротермических полей и поля деформирующих напряжений в снежной толще.

Атлас рассчитан на практических работников снеголавинных станций и снегомерных партий, а также на исследователей в областях физики снега, минералогической кристаллографии и роста кристаллов.

Предисловие

Теоретические и методические вопросы структурного снеговедения изложены автором в двух ранее опубликованных монографиях: «Структура снега и ландшафтная индикация» (М., Наука, 1976) и «Методы кристалломорфологического анализа структуры снега» (М., Наука, 1977), а также в серии статей, опубликованных в Трудях Высокотермического геофизического института (выпуски 43, 49, 52). Настоящий Атлас служит иллюстративным дополнением к этим работам. Он призван облегчить внедрение методов современной кристалломорфологии в инженерно-гляциологическую практику и в различные направления исследований по физике снега.

Приведенные в Атласе 320 микрофотографий кристаллов снега получены самим автором в различных горных и равнинных районах СССР: в Хибинах, на Центральном Кавказе, в Западной и Восточной Сибири, на юге Дальнего Востока. Кристаллы для фотографирования брались непосредственно из снежных шурфов, поэтому их морфология отображает естественные условия сублимационного метаморфизма сезонного снежного покрова. При микрофотографировании использовалась установка, состоящая из монокулярного микроскопа (Биолам или геологического) и фотокамеры МФН-8 для пластинок размером 9×12 см. Фотографирование производилось в солнечной тени в отраженном свете, с 27-кратным увеличением.

Структура Атласа следующая. В первом разделе кратко показаны кристаллические массы свежеснежавшего, свеженаметенного и лежалого слабо перекристаллизованного снега, а также фирново-ледяных корок. Второй раздел посвящен демонстрации основных видов геометрической симметрии кристаллов конструктивного метаморфизма (глубинной изморози) — от правильных шестигранных призм до скошенных псевдотриклинных индивидов без видимых элементов симметрии.

В третьем и четвертом разделах представлены различные классы и типы форм глубинной изморози, характеризующие соответственно различные стадии и варианты единого сублимационно-метаморфического цикла сухого снежного покрова. При этом третий раздел касается главным образом рыхлого снега, где кристаллы растут в относительно свободных условиях и дают наиболее четкие стадийные формы роста и растворения, с хорошим проявлением симметричных признаков. Четвертый же раздел посвящен конструктивному метаморфизму плотного метелевого снега, в котором кристаллы растут в стесненных условиях. Формы вторичного идиоморфизма здесь несут неизбежный отпечаток контактного взаимодействия частиц и больших давлений вышележающих слоев.

Во всех случаях, где это было возможно, все стадийные формы идентифицированы также по их геометрической симметрии. В то же время во втором разделе каждая подгруппа симметрии формы представлена определенным набором стадийных состояний кристаллов — от гранных до скелетных и секториальных. Такая перекрестная характеристика двух основных кристалломорфологических признаков структуры снега (внешней симметрии и стадийного состояния формы) должна способствовать выработке практических навыков диагностики кристаллических индивидов при анализе проб снега как в холодной лаборатории, так и непосредственно в шурфах.

В пятом разделе Атласа демонстрируются некоторые мезо- и микроморфологические признаки различных механических деформаций растущих кристаллов в толщах плотного метелевого снега, находящихся в естественных условиях под большой компрессионной нагрузкой. Здесь показаны результаты пластично-вязких и хрупких деформаций частиц-индивидов, отмечены генетико-индикационные признаки механических деформаций, выявляемые при значительном оптическом увеличении.

Шестой раздел иллюстрирует некоторые наиболее характерные сростки кристаллов, образующие волокнистые и монокристаллические агрегаты. Показаны различные виды контактов между разновозрастными кристаллами и индивидами разных возрастных генераций. Представлены также случаи взаимодействия частиц, находящихся в состоянии деформирующих напряжений. Наконец, в заключительном седьмом разделе представлены типичные микроморфологические признаки скелетных кристаллов глубинной изморози: зональное строение граней, лестницы макроступеней дефектного роста, скульптура незамкнутых полостей, реберные сочленения ступеней и отсутствие самих ребер, каркасные и кольцевые структуры.

В Пояснениях к таблицам форм кристаллов приводятся краткие сведения о тех закономерностях симметричной и возрастной организации кристаллических сообществ в толще снега, которые более обстоятельно изложены в упомянутых выше монографиях и статьях.

Используемые в Атласе понятия и термины даются без дополнительных пояснений, поэтому начинающему исследователю работу с Атласом желательнее проводить одновременно с прочтением соответствующих разделов из этих работ, а также с изучением материала из учебных пособий по геометрической кристаллографии и росту кристаллов.

Во втором разделе Атласа и в Пояснениях к фототаблицам каждая подгруппа видимой симметрии снежных кристаллов обозначена символом (например, $3L_2 2 PPS - mmm$ для планарно-клинчатого вида симметрии ромбической подгруппы). Первая часть этого символа обозначает формулу симметрии, где L_n — ось сим-

метрии n -го порядка, P — плоскость симметрии, параллельная главной кристаллографической (оптической) оси кристалла, Π — плоскость симметрии, перпендикулярная этой оси, C — центр симметрии (инверсии). Вторая часть символа — обозначение симметрии в международной номенклатуре. Здесь оси симметрии указываются цифрами, соответствующими порядкам осей, плоскости — буквой m . Если плоскость симметрии перпендикулярна оси симметрии, то между двумя знаками ставится дробная черта; если же плоскость проходит через ось, то соответствующие знаки пишутся рядом. В международной номенклатуре обозначаются только порождающие элементы симметрии.

В целом подборка фактического материала, помещенного в Атласе, и его интерпретация отвечают развиваемой автором концепции о едином направленном процессе сублимационного метаморфизма снежного покрова и его природных вариантах (программах, или алгоритмах), которые рассматриваются как полиморфные модификации этого спонтанного процесса эволюции кристаллических сообществ в толще снега. Практическое значение этой концепции, в частности для разработки определенных методов прогноза снежных лавин, состоит, очевидно, в том, что она позволяет исследователю или инженеру-практику предвидеть конкретные возможные состояния структуры снега на заданные интервалы времени в данной ландшафтной обстановке, исходя из этапов предшествующих изменений структуры, ее текущего состояния и комплекса воздействующих метеорологических условий.

Сублимационный метаморфизм отложенного снега обнаруживает как однозначно детерминированные, так и вероятностные закономерности. Сублимационно-метаморфическому циклу свойственна в целом однозначная направленность — «жесткие» генетические связи (связи развития и регулирования) между стадиями роста и последующего растворения кристаллов. В то же время он имеет стохастические свойства, придающие ему известную «пластичность» в различных условиях. Этим обеспечивается природное многообразие проявлений единого по своей сути способа организации сезонного снежного покрова. Однозначная детерминация носит главным образом внутренний характер саморазвития кристаллических сообществ в снежных горизонтах. Она связана с инвариантностью стадийного роста кристаллов. Вероятностные же свойства метаморфизма определяются пространственной и временной изменчивостью внешних по отношению к каждому горизонту условий этого роста. Четкое разграничение саморегулируемых процессов метаморфизма в снежной толще, с одной стороны, и процессов регуляции их извне, с другой, является необходимым условием для выявления закономерностей предшествующего развития структуры снега и для прогноза ее будущих изменений.

Однозначная направленность сублимационного метаморфизма обусловлена тем, что принципиально один и тот же характер структурных связей в горизонте может осуществляться различными типами данного класса форм кристаллов. Переход же горизонта с одной программы преобразований на другую есть форма проявления устойчивости процесса саморазвития кристаллических сообществ в определенных интервалах возмущения внешней среды. Однако адаптация — не главная движущая сила структурных изменений снежной толщи, а только регулирующий механизм ее саморазвития как открытой термодинамической системы.

Процессы саморазвития и адаптации кристаллических масс в толще снега носят не индивидуальный, а групповой характер, так как они осуществляются на уровне снежного горизонта, а не единичного кристалла. Следовательно, ведущим объектом кристалломорфологического анализа структуры снега в природных условиях должны быть не отдельные кристаллические формы сами по себе, а генетические снежные горизонты как целостные сообщества этих форм и как составляющие структурные единицы вертикальных снежных разрезов. Кристалломорфология же вскрывает важнейшие руководящие признаки структуры снега и служит базой для расчета целого ряда производных структурных параметров снежной толщи. Некоторые методы таких расчетов приведены в заключительных разделах пояснений к фототаблицам кристаллов.

ТАБЛИЦЫ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ

Формы кристаллов свежеснежного, переотложенного и лежалого снега и погребенных фирново-ледяных корок (табл. 1—6)

Геометрическая симметрия кристаллов сублимационного метаморфизма (табл. 7—20)

Стадийные формы роста и разрушения кристаллов глубинной изморози в рыхлом снеге (табл. 21—40)

Морфология кристаллов глубинной изморози из плотного метелевого снега (табл. 41—51)

Механические деформации кристаллов (табл. 52—60)

Кристаллические агрегаты и контакты (табл. 61—72)

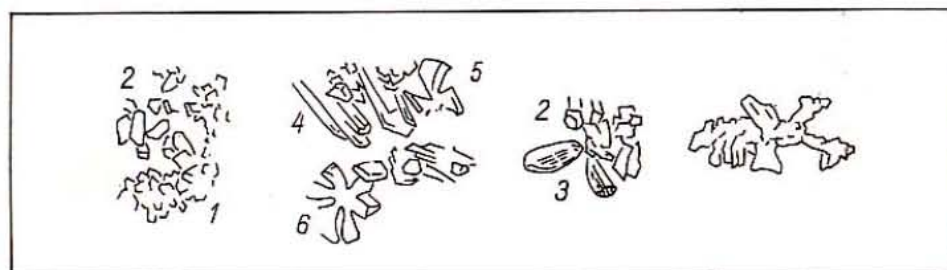
Микроморфология кристаллических индивидов (табл. 73—81)

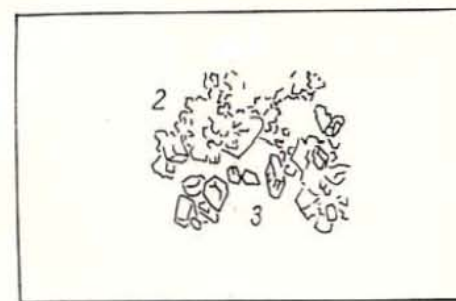
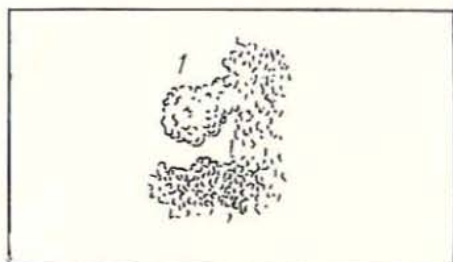
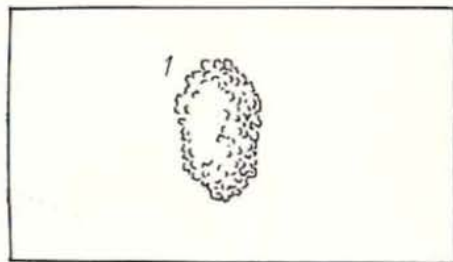
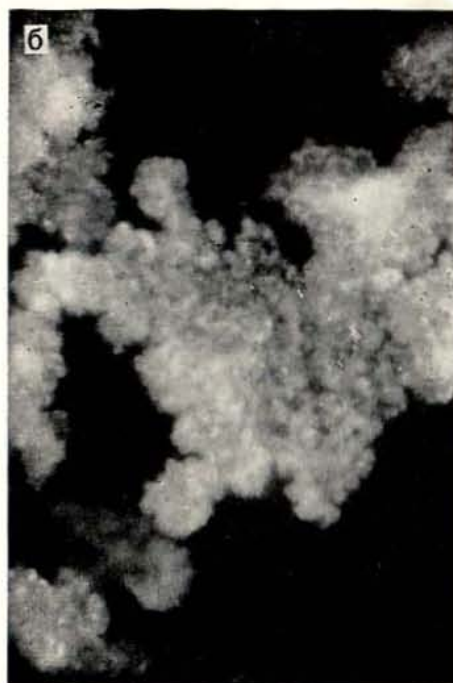
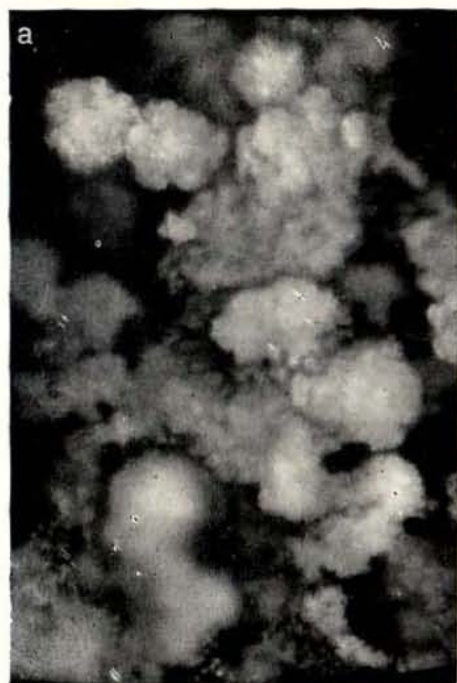
Формы кристаллов свежевыпавшего, переотложенного и лежалого снега и погребенных фирново-ледяных корок

Таблица 1

Таблица 1. Первично идиоморфные кристаллы свежевыпавшего снега. *а, в* — изометричные (1) и пластинчатые (2) формы с отдельными столбчатыми индивидами типа «пули» (3); *б* — игольчатые (4) и звездчатые шестилучевые (5, 6) формы; *г* — скелетная вершинная форма (дендрит).

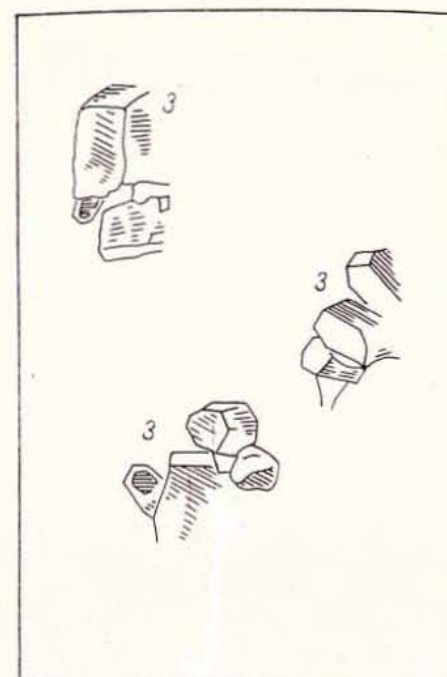
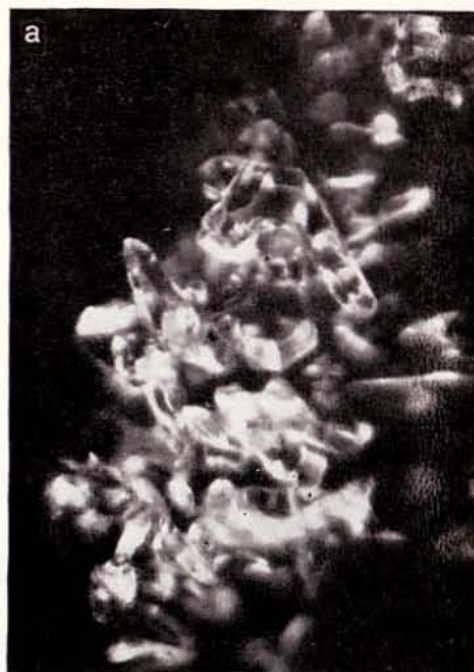
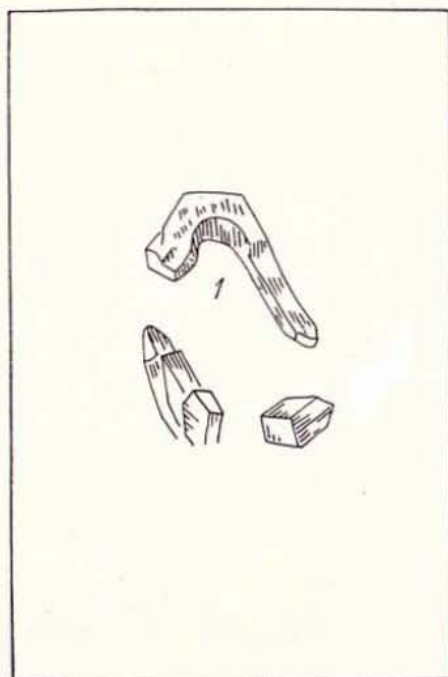
1 мм





1 мм

Таблица 2. Свежевывавший и свеженаметенный снег. а, б — кристаллы снега (1), выпадающего в общую метель; в, г — изометричные формы свежего метелевого снега (2), с отдельными частицами, сохранившими первичные плоские грани (3).



1 мм

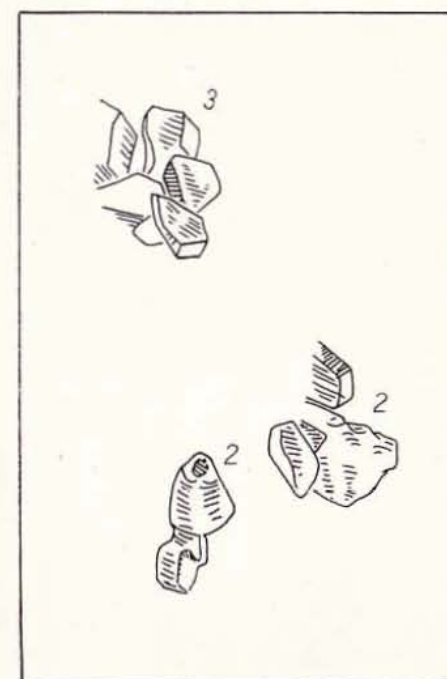


Таблица 3. Лежалый снег, слабо подверженный конструктивному метаморфизму. *а* — в массе округлых деструктивных форм встречаются отдельные эмбриональные вторично идиоморфные кристаллы (*1*); *б, в* — преобладают еще ксеноморфные частицы (*2*), среди которых растут новые гранные призмочки (*3*).

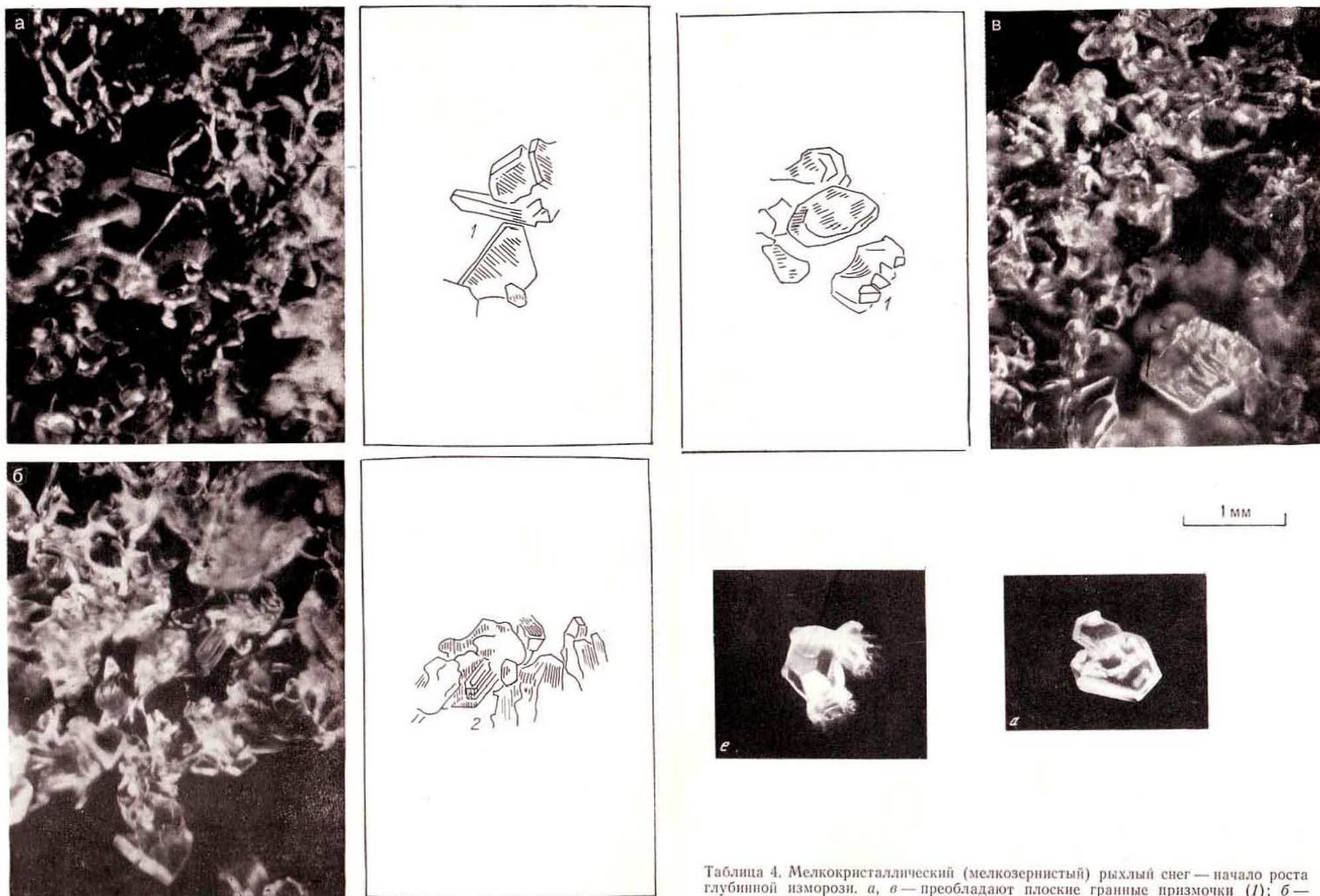


Таблица 4. Мелкокристаллический (мелкозернистый) рыхлый снег — начало роста глубокой изморози. *а, в* — преобладают плоские гранные призмочки (1); *б* — наряду с ними встречаются растущие плоские полускелетные формы (2).

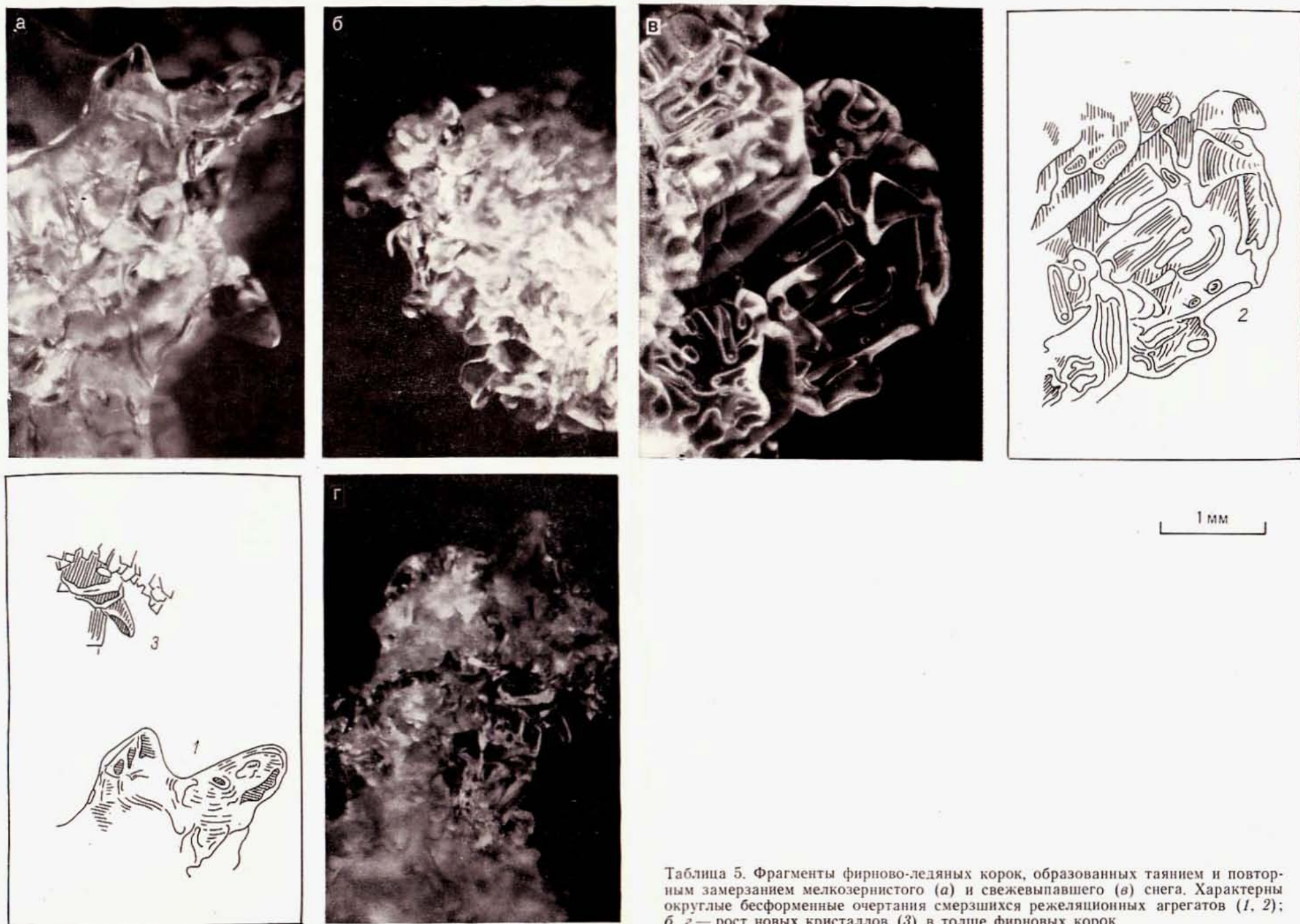
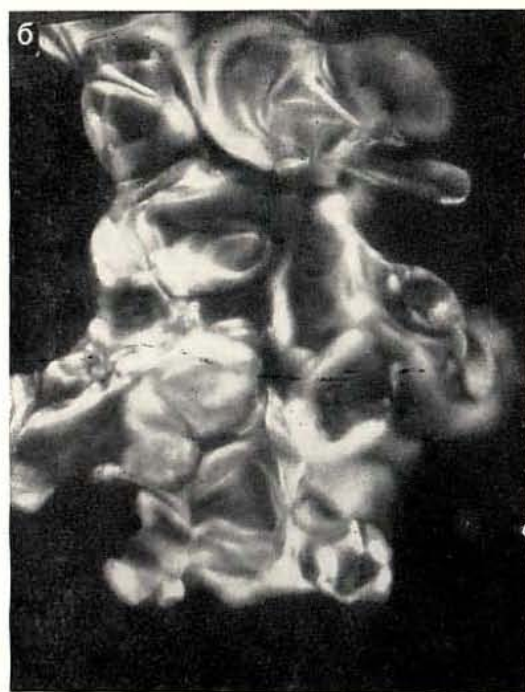


Таблица 5. Фрагменты фирново-ледяных корок, образованных таянием и повторным замерзанием мелкозернистого (а) и свежеснега (б). Характерны округлые бесформенные очертания сросшихся режеляционных агрегатов (1, 2); б, г — рост новых кристаллов (3) в толще фирновых корок.



1 мм

Таблица 6. Фирново-ледяные корки, созданные режеляцией мелко-среднекристаллического снега. *a* — тесное соприкосновение оплавленных кристаллов с сохранившимися границами (1); *б, в* — прежние кристаллы потеряли свои прежние очертания; сохранились отдельные зерна (2) и поры (3).

Геометрическая симметрия кристаллов сублимационного метаморфизма

Таблица 7



1 мм

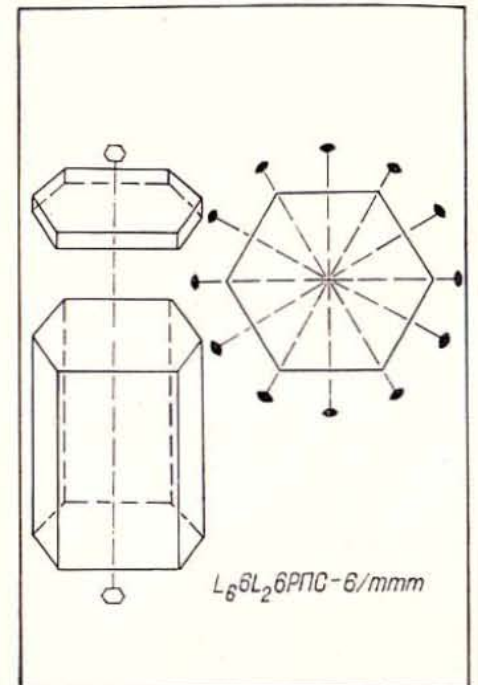
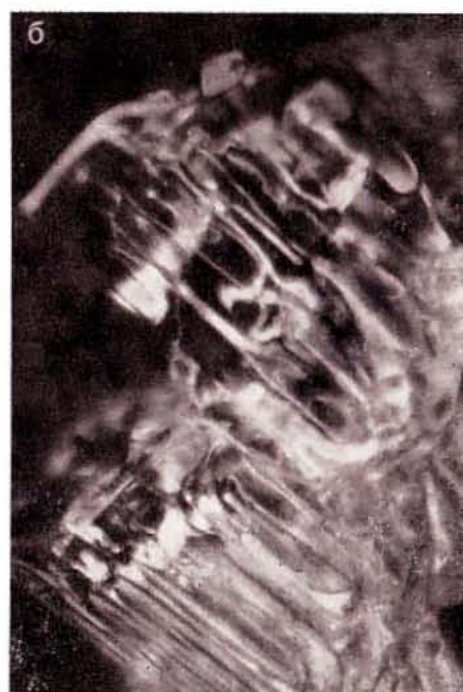


Таблица 7. Планаксиальный вид симметрии гексагональной подгруппы. Стадийные формы: *а, б* — гранные плоская и столбчатая; *в, г, д* — скелетные столбчатые.



1 мм

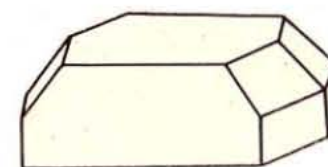
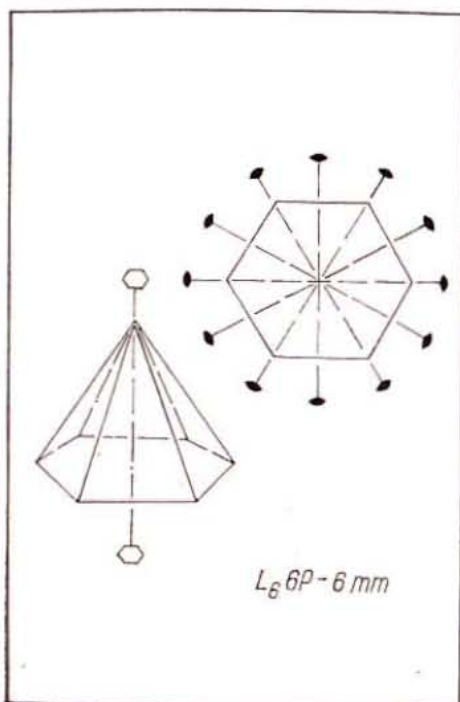


Таблица 8. Планы вид симметрии гексагональной подгруппы. Стадийные формы: *a* — гранная столбчатая; *б, в, г* — скелетные столбчатые; *д* — секториальная плоская.

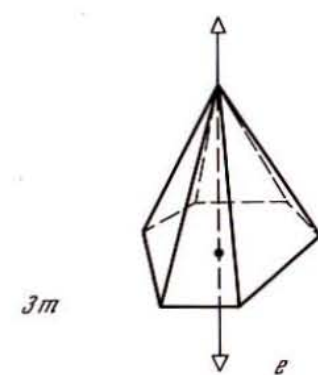
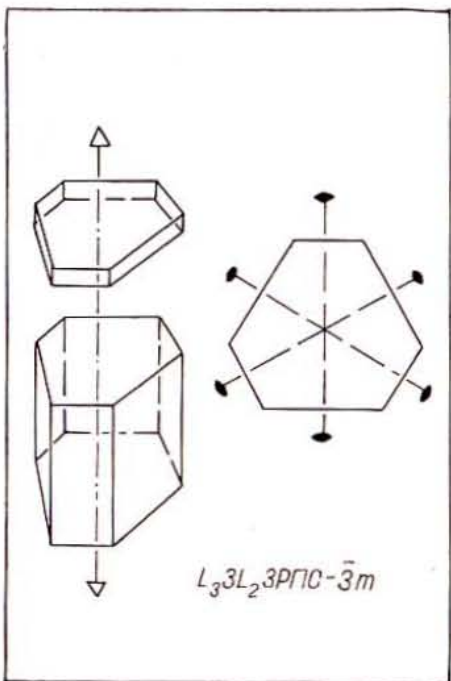
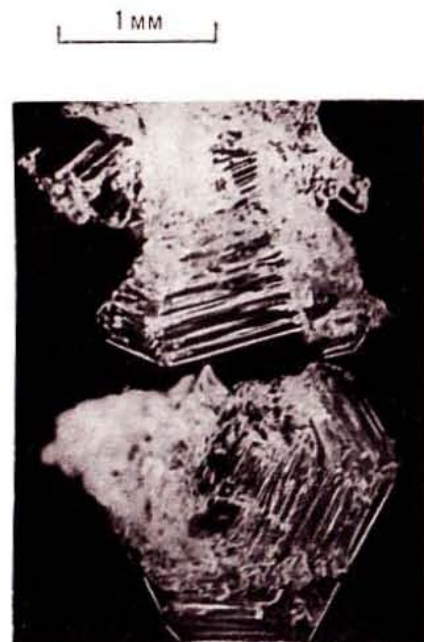


Таблица 9. Планаксиальный вид симметрии тригональной подгруппы. Стадийные формы: а, б, в — гранные плоские; г — полускелетная столбчатая; д — скелетная столбчатая.



1 мм

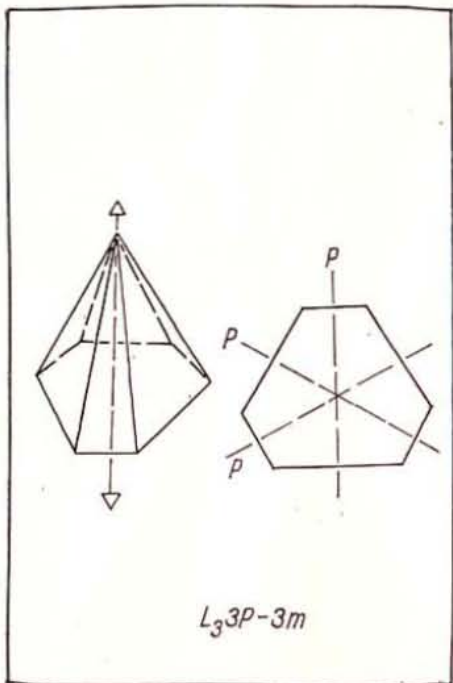


Таблица 10. Планальный вид симметрии тригональной подгруппы. Стадийные формы: а, г — гранные плоские; б — столбчатая полускелетная; в, д — скелетные столбчатые.

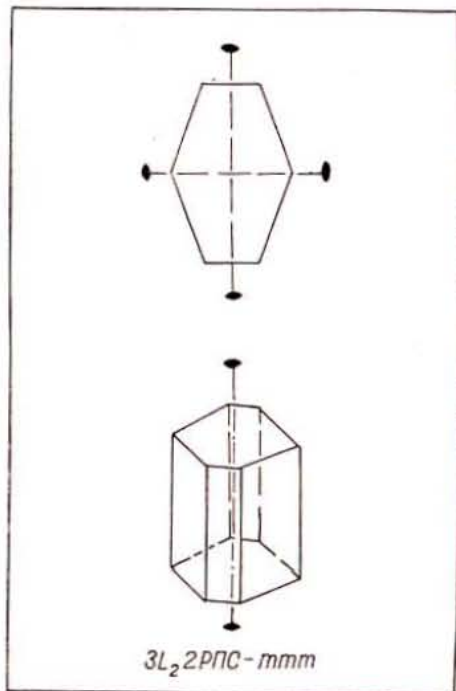


Таблица 11. Планаксиальный вид симметрии ромбической подгруппы. Стадийные формы: а — гранная плоская; б, в — гранные столбчатые; г, д — скелетные столбчатые.

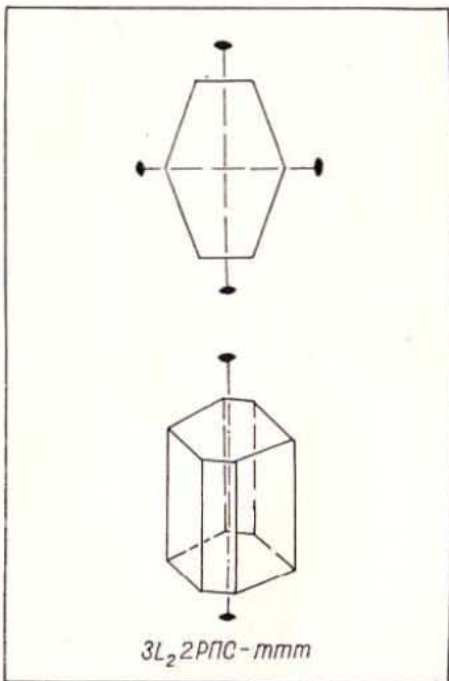


Таблица 11. Планаксиальный вид симметрии ромбической подгруппы. Стадийные формы: а — гранная плоская; б, в — гранные столбчатые; г, д — скелетные столбчатые.

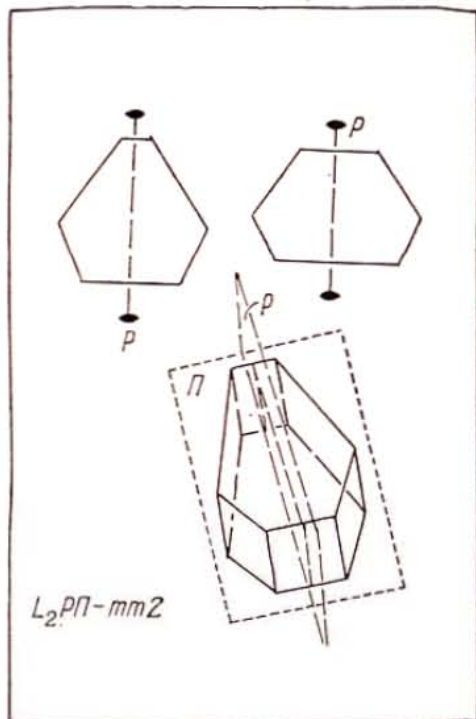
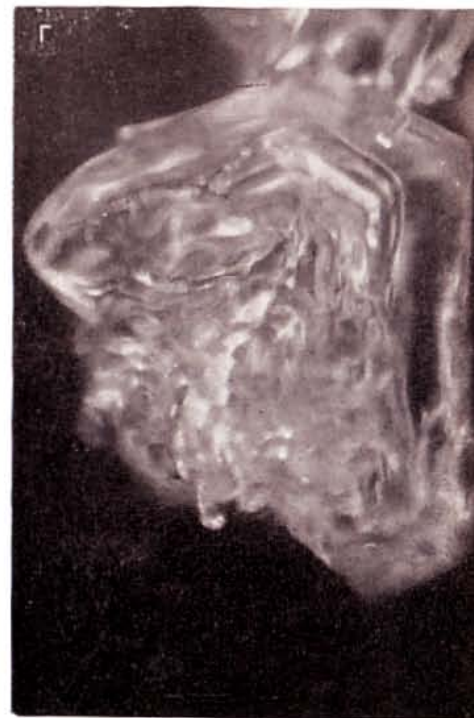
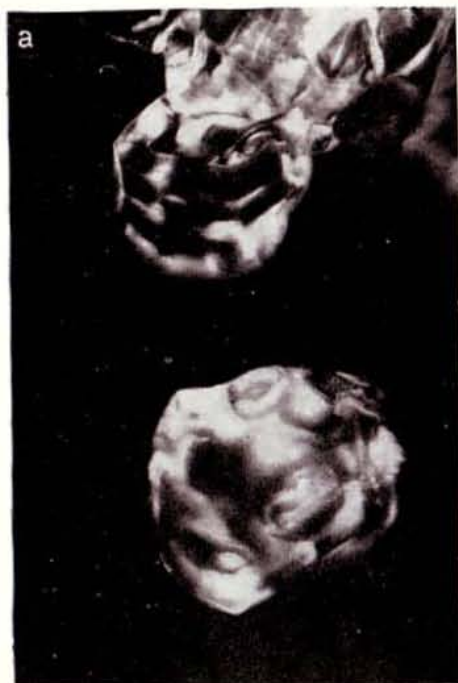


Таблица 12. Планы вид симметрии ромбической подгруппы (призматические кристаллы). Стадийные формы: а, б — гранные столбчатые; в, г — скелетные столбчатые; д — полускелетная плоская.



1 мм

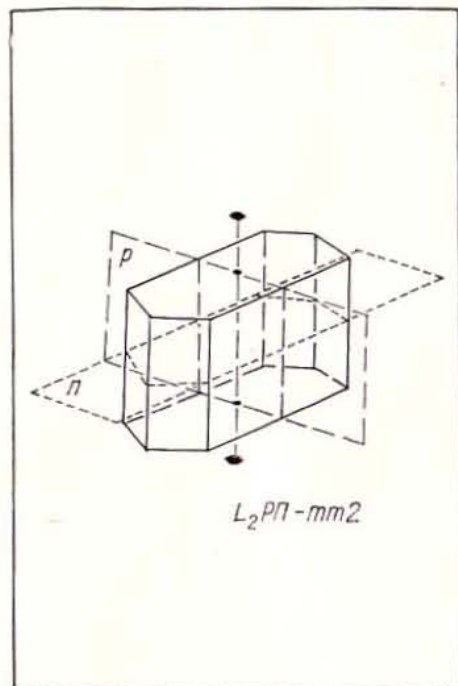


Таблица 13. Планы вид симметрии ромбической подгруппы (призмы). Стадийные формы: *а* — гранные столбчатые; *б* — полускелетная плоская; *в* — гранная и скелетная столбчатые; *г*, *д* — скелетные столбчатые.

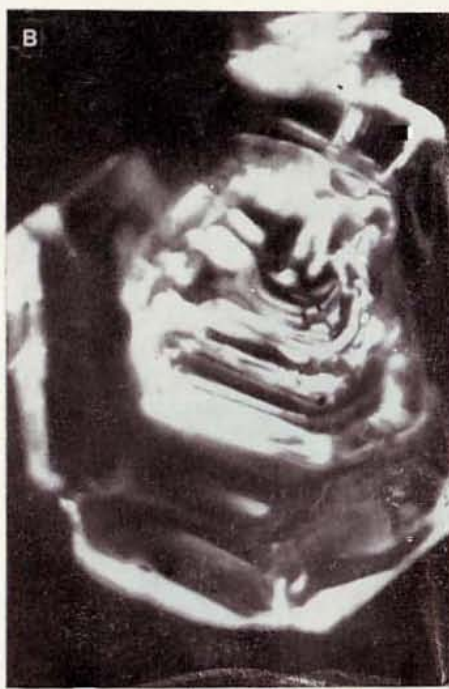
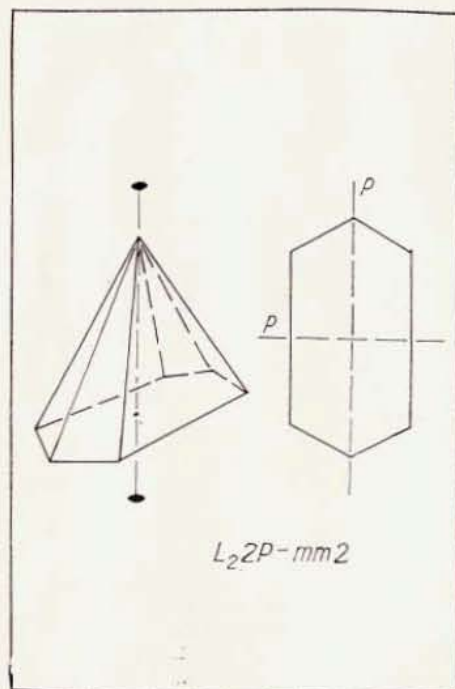


Таблица 14. Планальный вид симметрии ромбической подгруппы (пирамиды). Стадийные формы: а, б — гранные плоские; в — полускелетная плоская; г — скелетная столбчатая; д — гранная столбчатая.

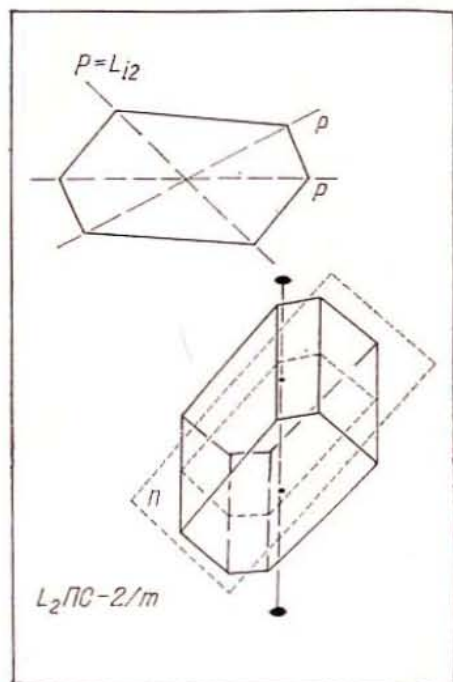


Таблица 15. Планаксенальный вид симметрии моноклинной подгруппы. Стадийные формы: а, б — гранные плоские; в, г, д — скелетные плоские; е — скелетная столбчатая.

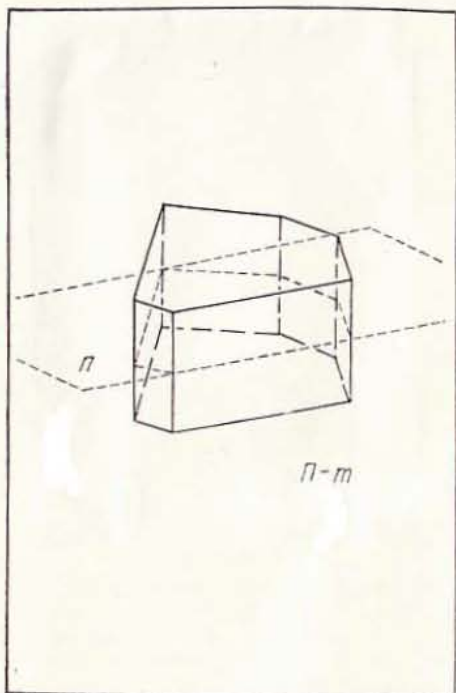


Таблица 16. Планальный вид симметрии моноклинной подгруппы. Стадийные формы: а — гранные плоские; б — гранные столбчатые; в — скелетная столбчатая; г — полускелетная плоская; д — скелетная и полускелетная столбчатые.

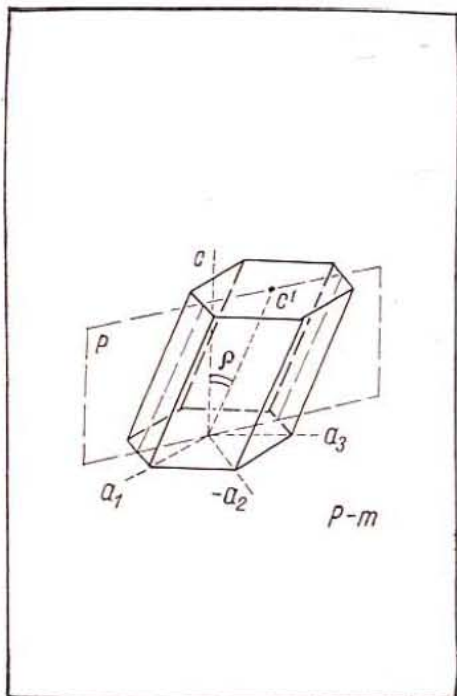
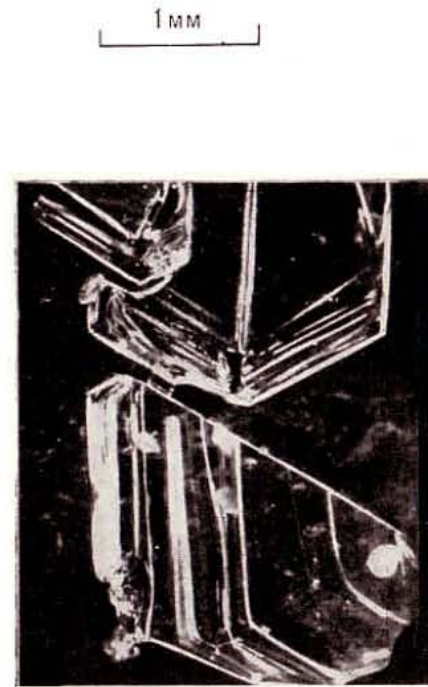
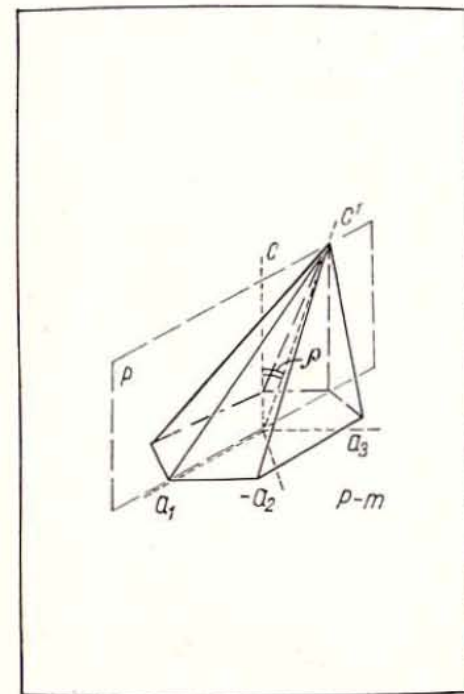


Таблица 17. Планы вид симметрии моноклинной подгруппы (скошенные призмы с правильным шестигранным основанием). Стадийные формы: *а* — столбчатая полускелетная; *б* — гранная и скелетная (в плотном снеге); *в*, *г*, *д* — скелетные плоские.



1 мм

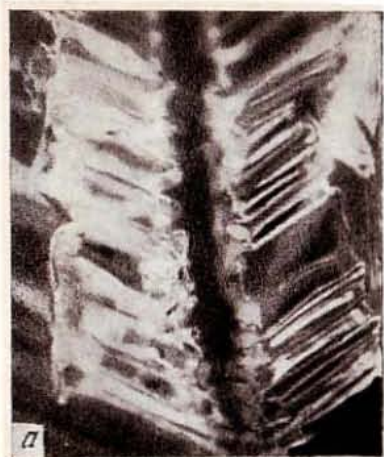


Таблица 18. Планный вид симметрии моноклинной подгруппы (косые пирамиды с правильным шестигранным основанием). Стадийные формы: а, б — полускелетные столбчатые; в, д — полускелетные плоские; г — скелетная столбчатая (старейшая).

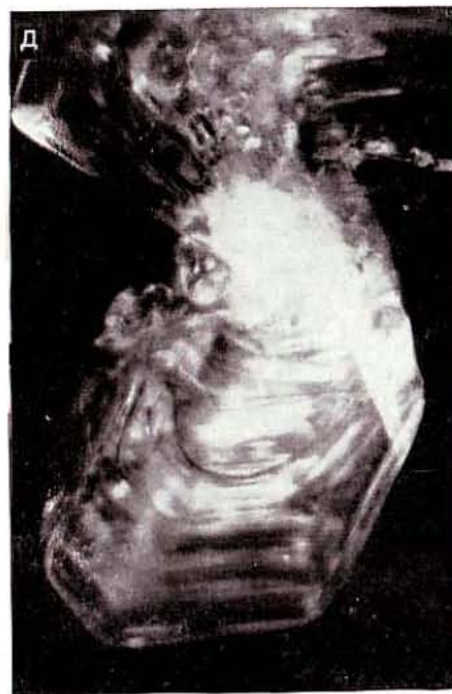
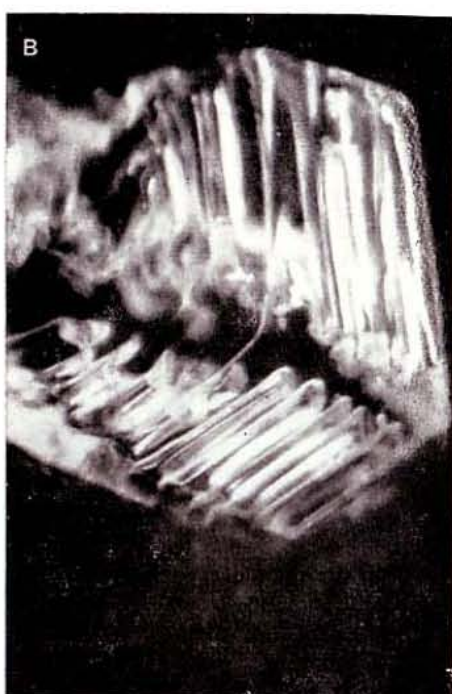
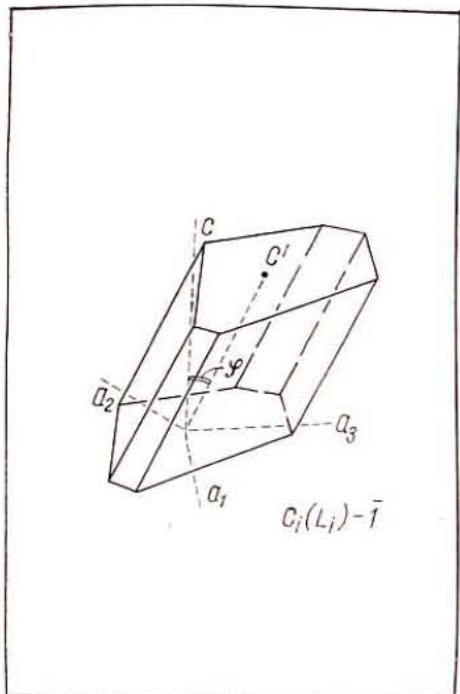


Таблица 19. Центральный вид симметрии триклинной подгруппы (призмы). Стадийные формы: *а* — гранная плоская; *б* — полускелетная и скелетная плоские; *в*, *г*, *д* — скелетные плоские.

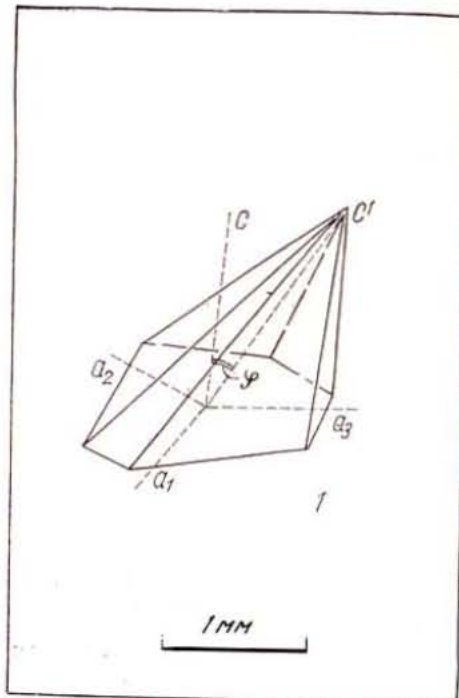
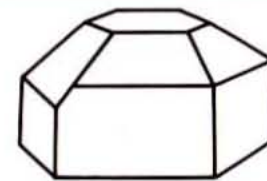


Таблица 20. Прimitивный вид симметрии триклинной подгруппы (пирамиды). Стадийные формы: а, б — полускелетные плоские; в, г — скелетные плоские; д — секторная плоская.

Стадийные формы роста и разрушения кристаллов глубинной изморози в рыхлом снеге

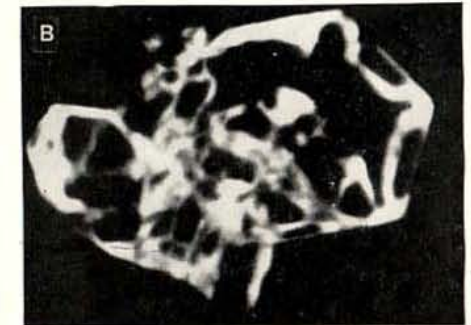
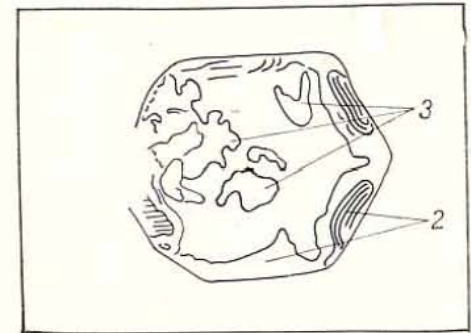
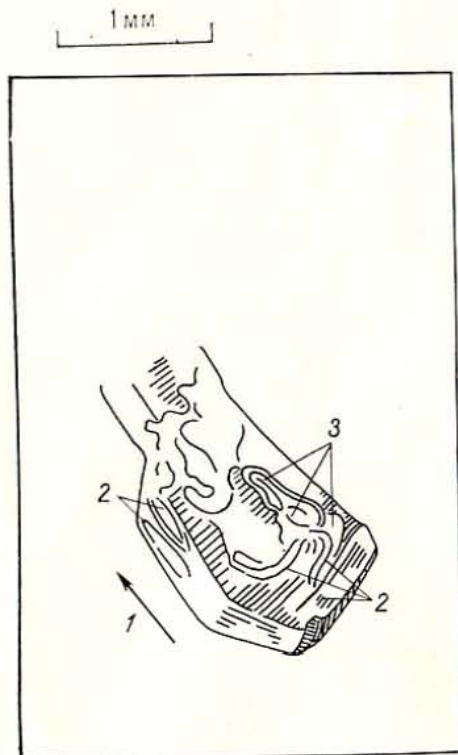


Таблица 21. Стадия роста плоских гранных призм. *а* — рост индивида новой генерации навстречу потоку водяного пара *I*; симметрия: *б, г* — планаксиальная тригональная ($\bar{3}m$) и планальная псевдоромбическая ($mm2$); *в* — планаксиальная псевдоромбическая (mmm); *д* — плоская усеченная пирамида с «многокатной крышей», срезающей верхние ребра. 2 — волнообразные макроступени бездефектного слоевого роста; 3 — зародыши новых слоев.

Стадийные формы роста и разрушения кристаллов глубинной изморози в рыхлом снеге

1 мм

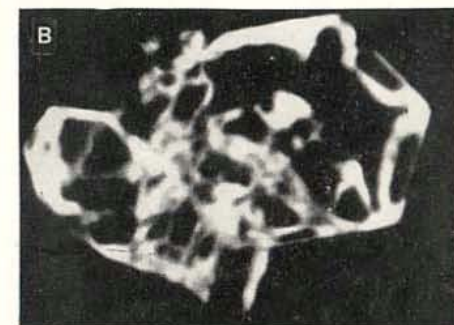
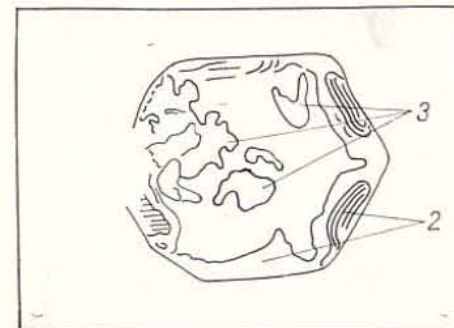
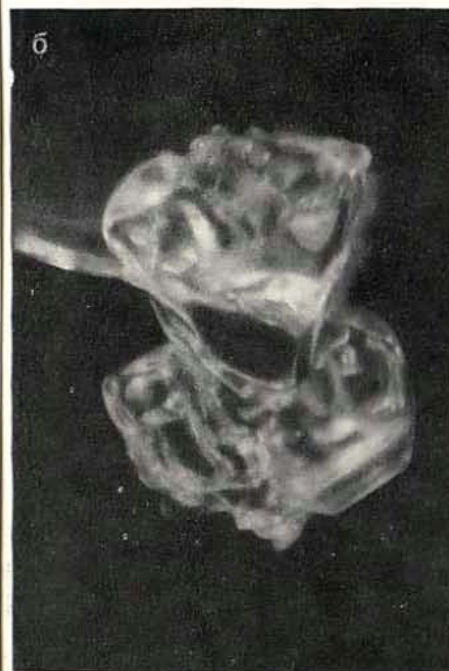
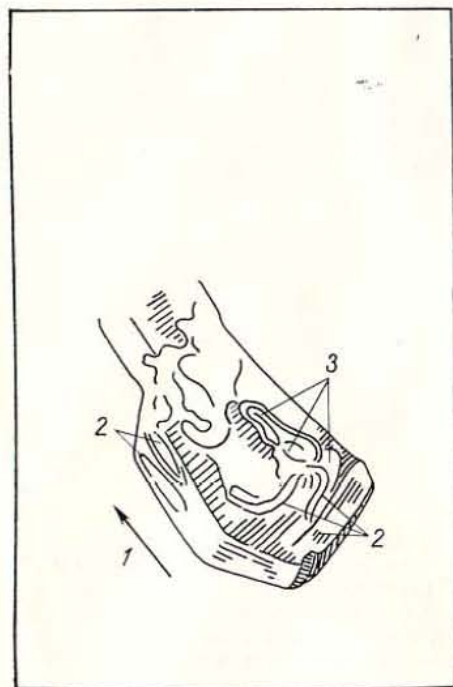


Таблица 21. Стадия роста плоских граничных призм. *а* — рост индивида новой генерации навстречу потоку водяного пара *1*; симметрия: *б*, *г* — планаксиальная тригональная ($\bar{3}m$) и планальная псевдоромбическая ($mm2$); *в* — планаксиальная псевдоромбическая (mmm); *д* — плоская усеченная пирамида с «многокатной крышей», срезающей верхние ребра. 2 — волнообразные макроступени бездефектного слоевого роста; 3 — зародыши новых слоев.





1 мм

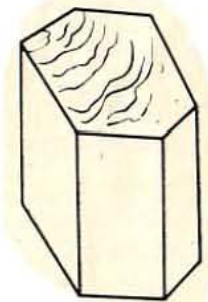
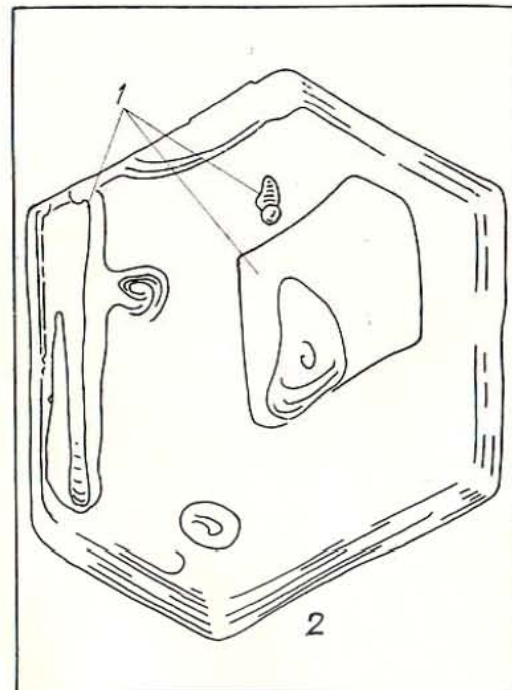
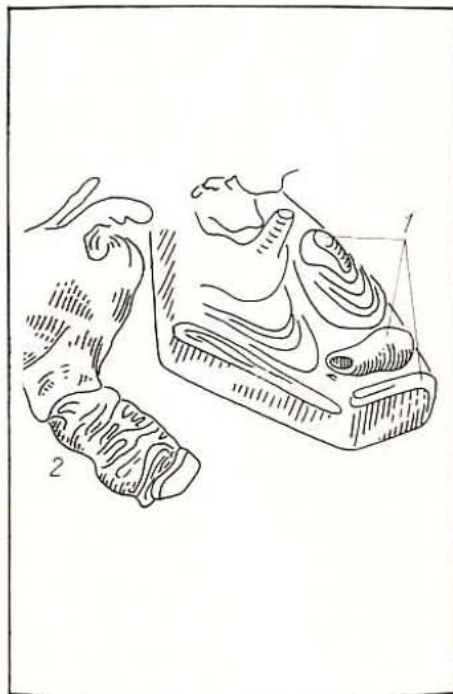
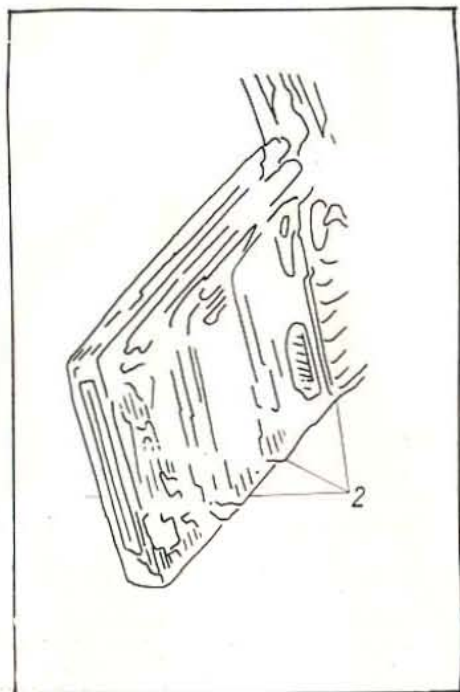
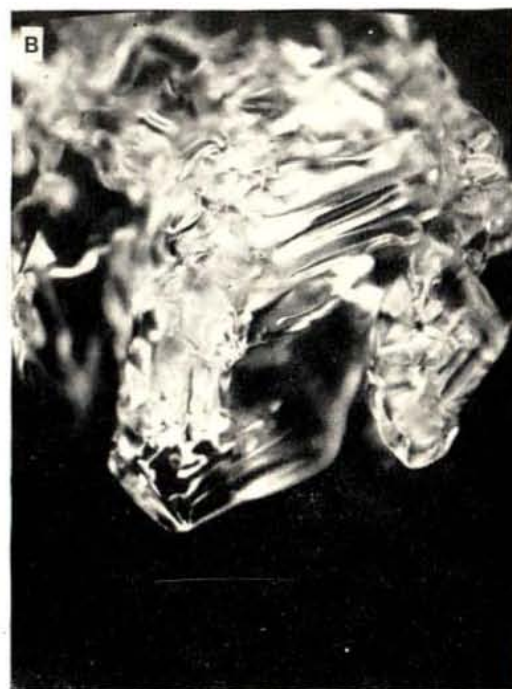
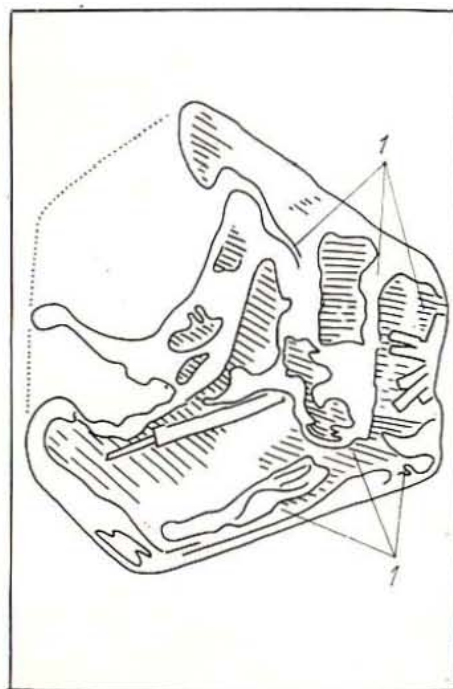


Таблица 22. Стадия роста столбчатых гранных призм и пирамид. Симметрия: *a* — планальная псевдомоноклинная (m); *б* — планаксиальная псевдомоноклинная ($2/m$); *в* — планаксиальная псевдоромбическая (mmm). На схемах: 1 — зародыши новых слоев и макроступени гранного роста; 2 — плоская гранная призма.



1 мм

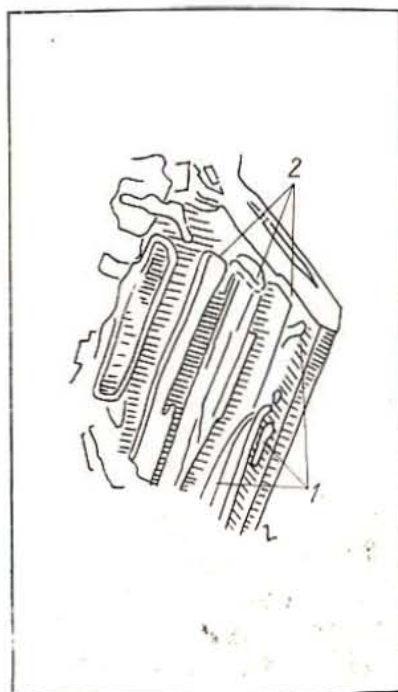
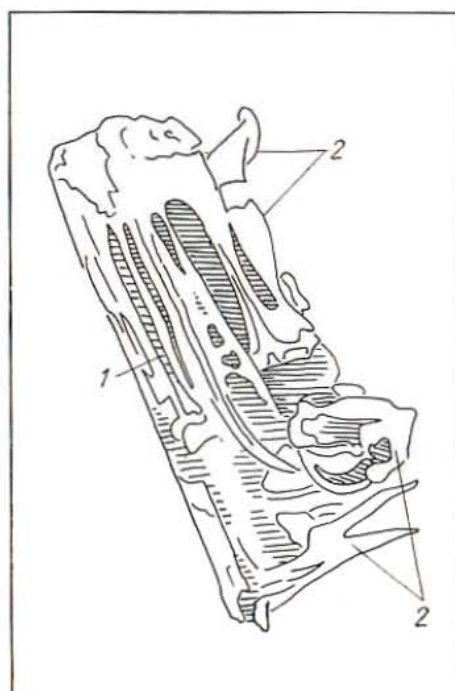
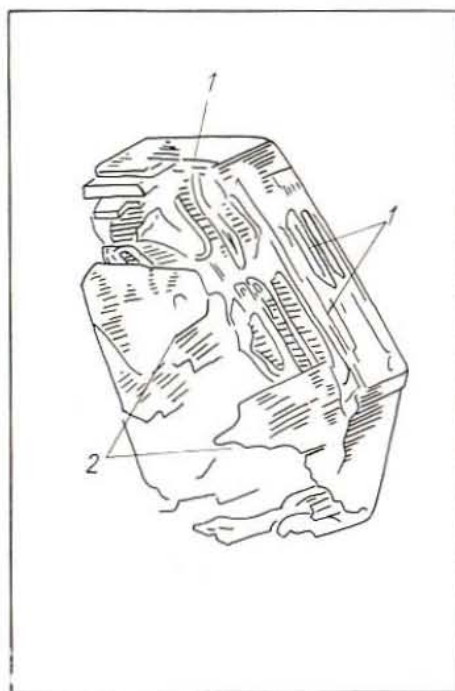


Таблица 23. Стадия роста плоских полускелетных кристаллов. Симметрия: *a* — планальная псевдоромбическая ($mm2$); *б, в, г* — планаксиальная псевдомоноклинная ($2/m$). На схемах: 1 — следы прежнего гранного роста; 2 — ступени скелетного роста, создающие ажурную скульптуру вициальных граней.



1 мм



Таблица 24. Стадия роста плоских полускелетных кристаллов. Симметрия: а, в, г — планальная псевдоромбическая ($mm2$). На схемах: 1 — макроступени, оставшиеся от прежнего гранного роста; 2 — растущий вверх «частвокол» скелетных призматических граней реберного типа.

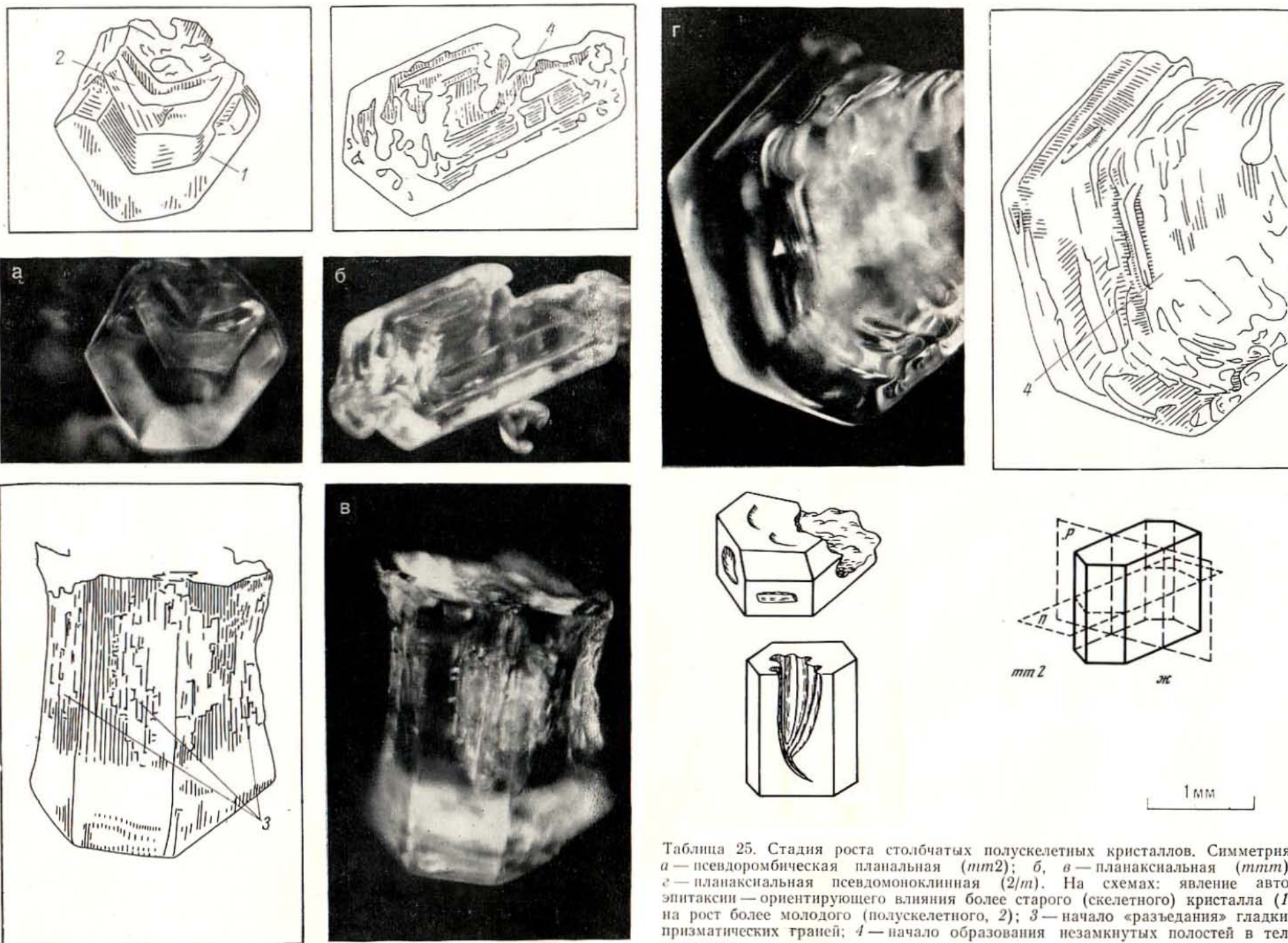
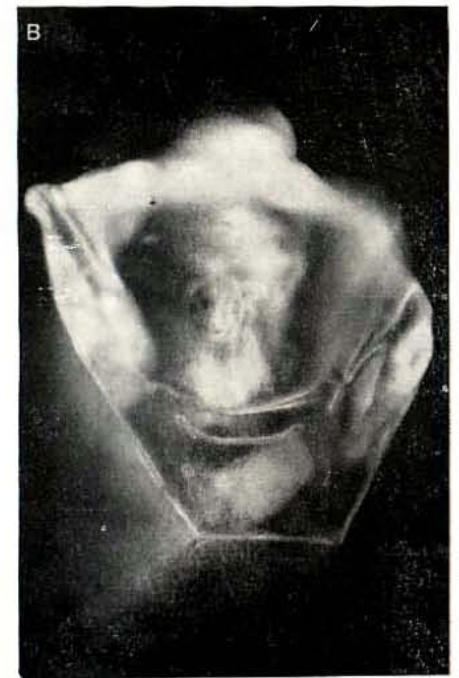
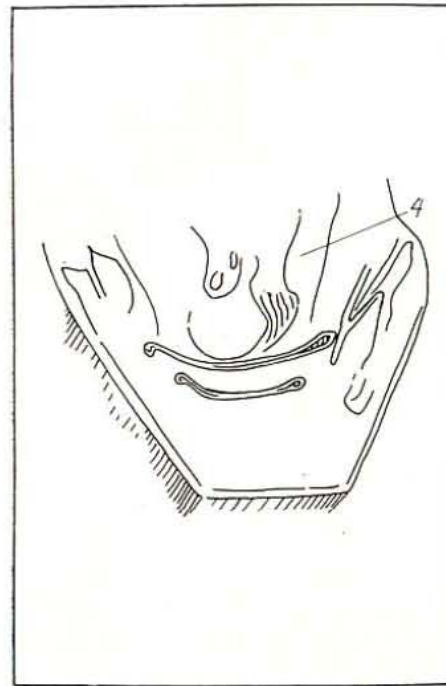


Таблица 25. Стадия роста столбчатых полускелетных кристаллов. Симметрия: а — псевдоромбическая планальная ($nm2$); б, в — планаксиальная (mmm); г — планаксиальная псевдомоноклинная ($2/m$). На схемах: явление автоэпитаксии — ориентирующего влияния более старого (скелетного) кристалла (1) на рост более молодого (полускелетного, 2); 3 — начало «разъедания» гладких призматических граней; 4 — начало образования незамкнутых полостей в теле кристалла.



1 мм



Таблица 26. Стадии роста столбчатых полускелетных и скелетных кристаллов. Симметрия: а — планаксиальная псевдоромбическая (mmm); б, в, г — планальная моноклинная (m). На схемах: 1 — ступени скелетного роста; 2 — незамкнутые полости в теле скелетного кристалла; 3 — отчлениющийся субиндивид; 4 — растущие полости в полускелетных формах.

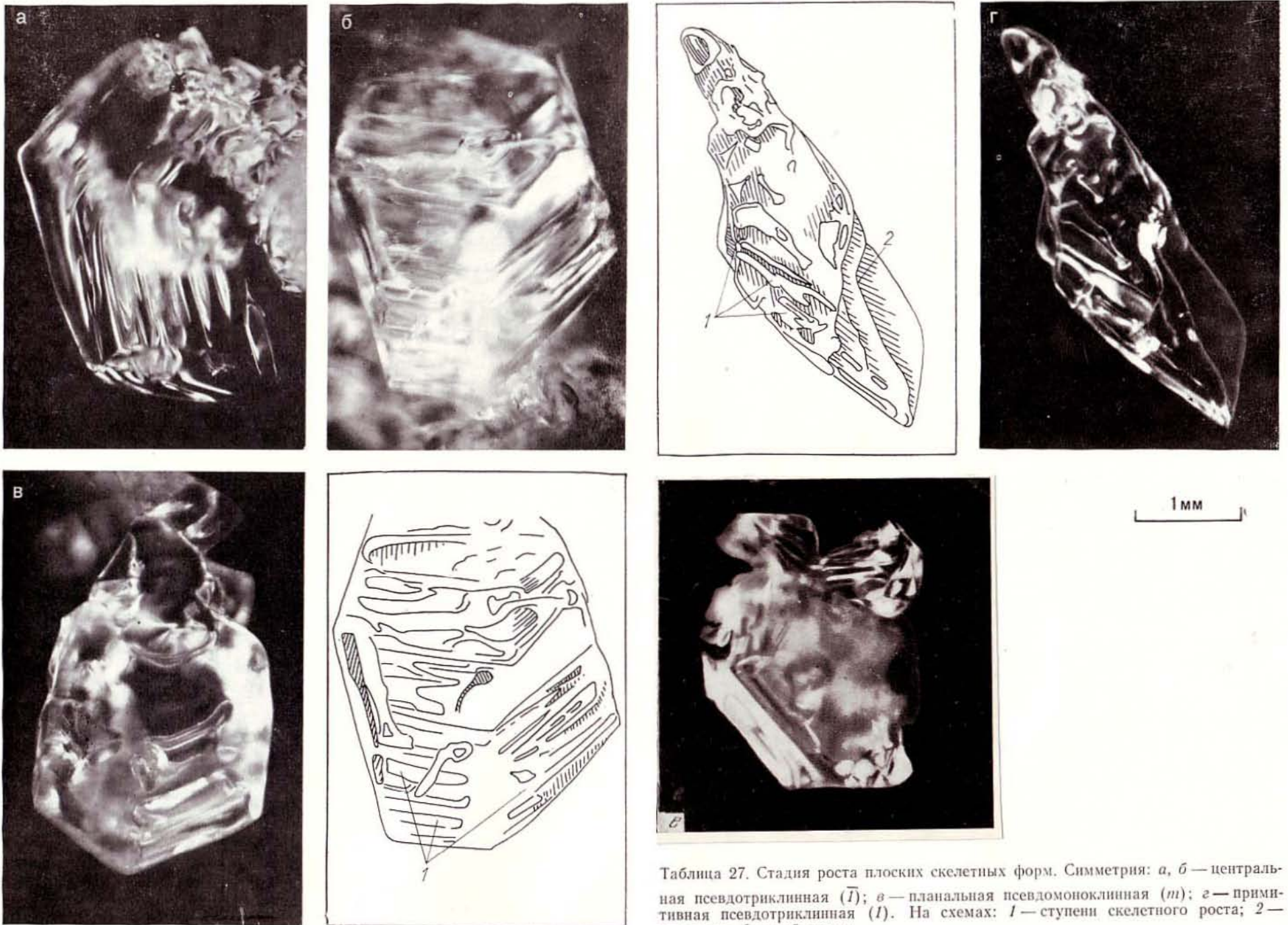


Таблица 27. Стадия роста плоских скелетных форм. Симметрия: а, б — центральная псевдотриклинная ($\bar{1}$); в — планальная псевдомоноклиная (m); г — примитивная псевдотриклинная (1). На схемах: 1 — ступени скелетного роста; 2 — испарение боковой грани.

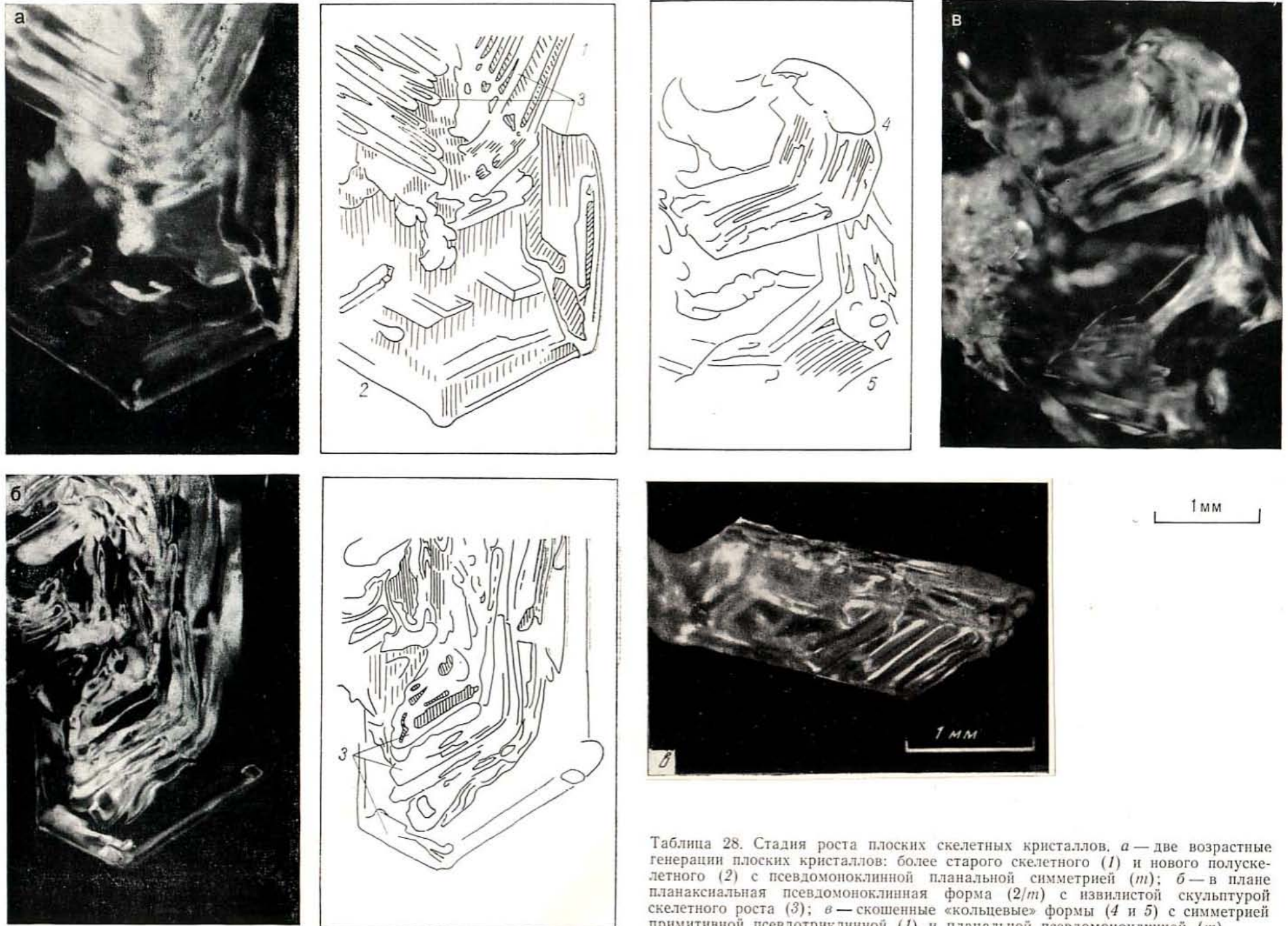


Таблица 28. Стадия роста плоских скелетных кристаллов. *а* — две возрастные генерации плоских кристаллов: более старого скелетного (1) и нового полускелетного (2) с псевдомоноклинной планальной симметрией (*m*); *б* — в плане планаксиальная псевдомоноклинная форма (2/*m*) с извилистой скульптурой скелетного роста (3); *в* — скошенные «кольцевые» формы (4 и 5) с симметрией примитивной псевдотриклинной (1) и планальной псевдомоноклинной (*m*).

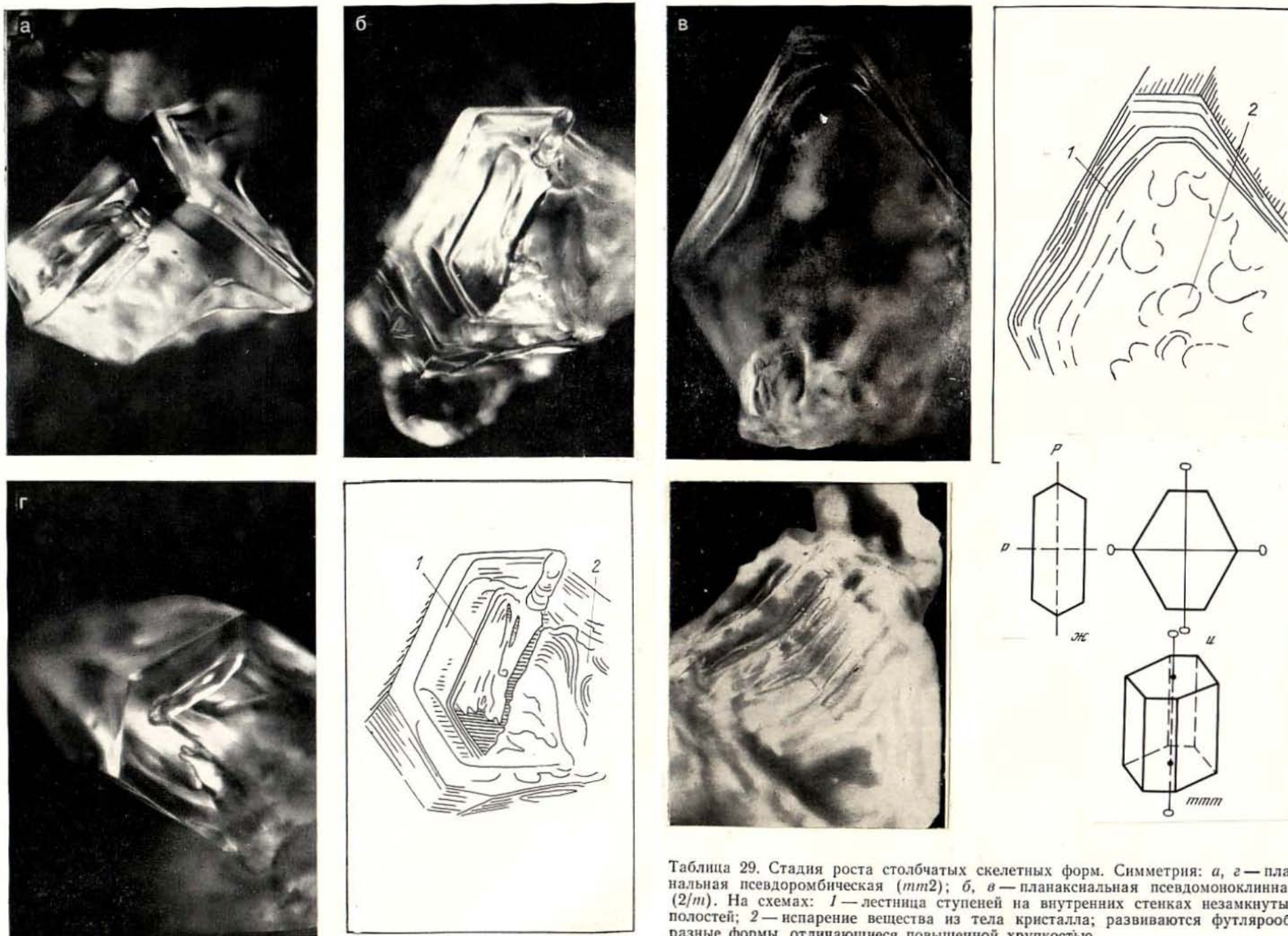


Таблица 29. Стадия роста столбчатых скелетных форм. Симметрия: а, г — планарная псевдоромбическая ($mm2$); б, в — планаксиальная псевдомоноклиная ($2/m$). На схемах: 1 — лестница ступеней на внутренних стенках незамкнутых полостей; 2 — испарение вещества из тела кристалла; развиваются футлярообразные формы, отличающиеся повышенной хрупкостью.

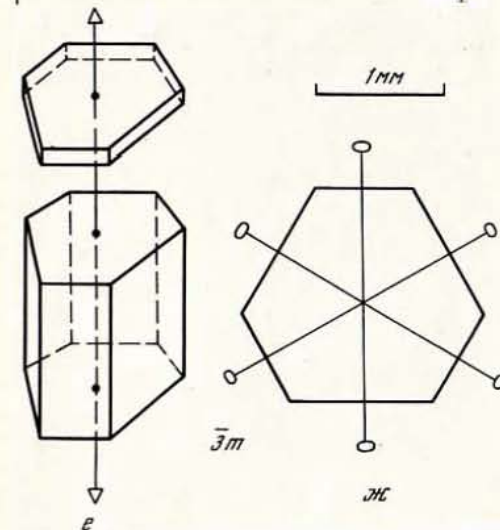
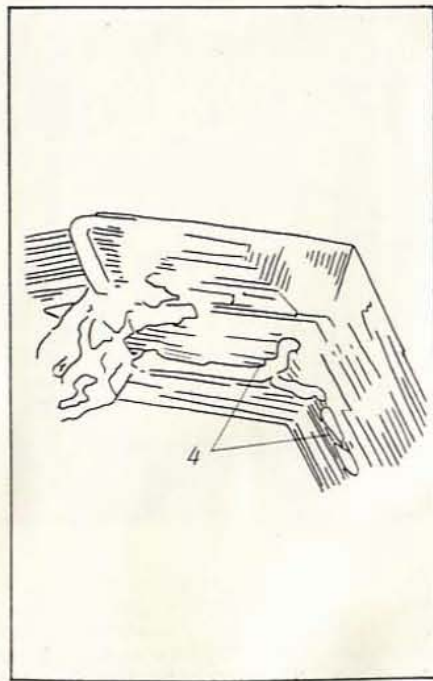
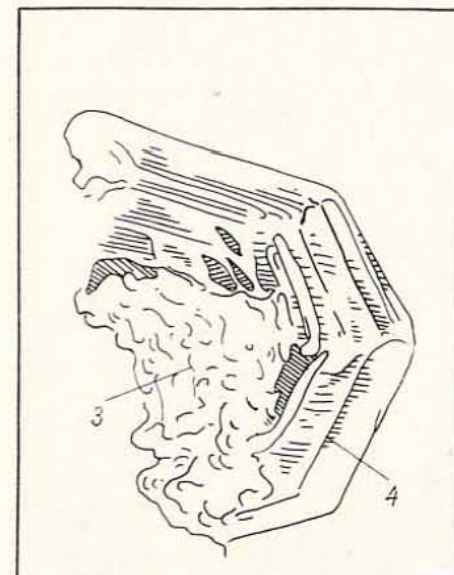
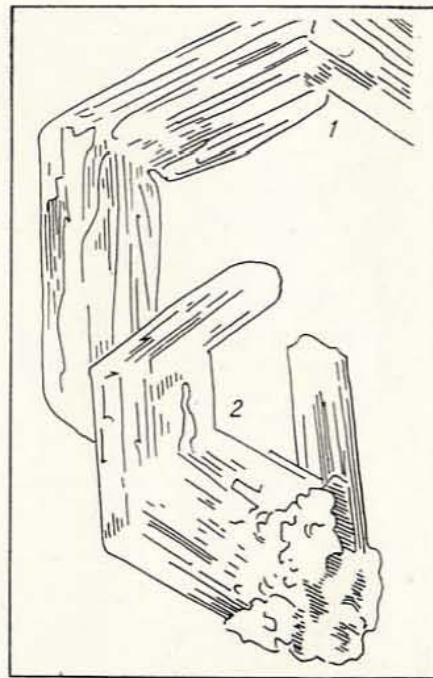
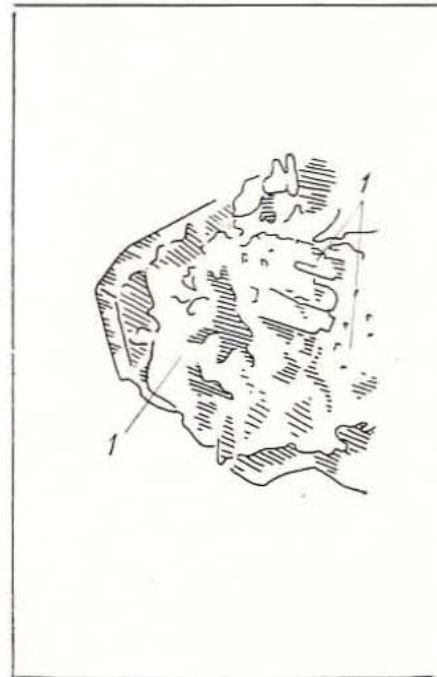


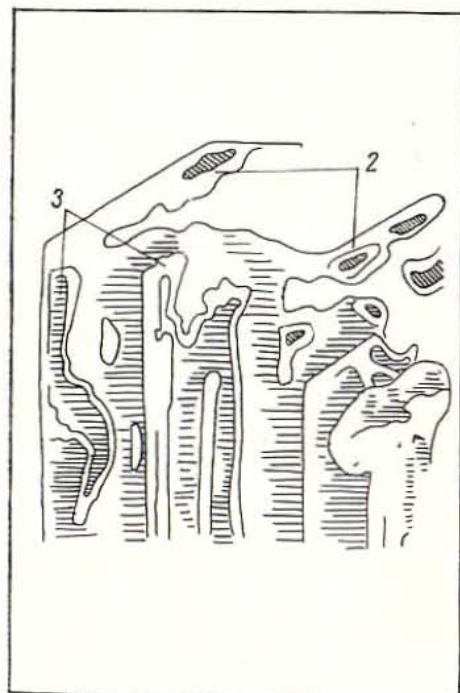
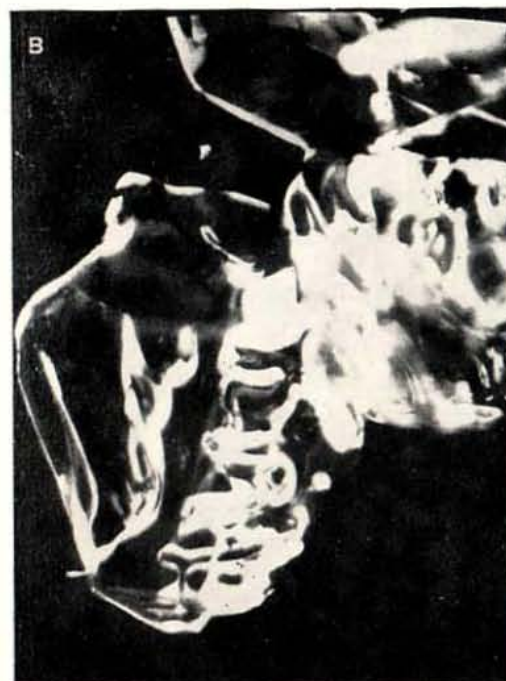
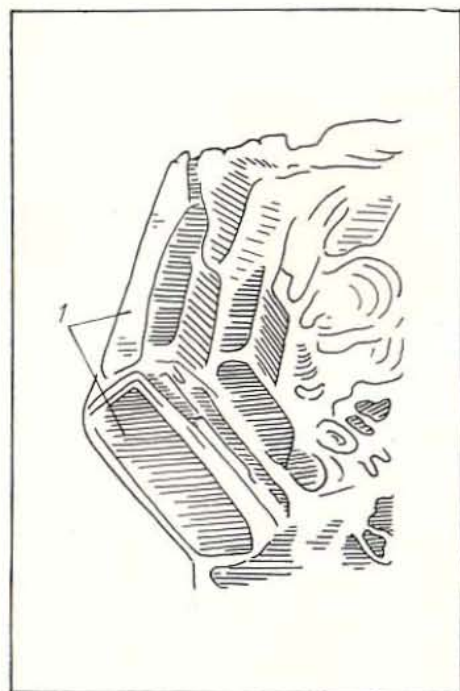
Таблица 30. Стадия роста столбчатых скелетных кристаллов. Симметрия всех форм планальная псевдомоноклинная (m). *a* — «кольцевые» каркасные формы с ориентирующим влиянием кристалла 1 на кристалл 2 (автоэпитаксия); *б, в, г* — призмы с незамкнутыми полостями (3) и ступенчатостью граней (4).



1 мм



Таблица 31. Стадия секторного роста — стареющие плоские скелетные формы с примитивной псевдотриклиной симметрией (1). Характерны нечеткость ступеней прежнего скелетного роста (1) и пластинчатые выросты по базису с неровными краями (2). При расщеплении кристалла (б) образуются субиндивиды (3).



1 mm

Таблица 32. Стадия скелетного роста плоских скелетных форм. Симметрия псевдотриклинная примитивная (1). Старые скелетные кристаллы разваливаются. От них отчлениются отдельные субиндивиды, разориентированные и испаряющиеся (1); от некоторых граней остаются лишь фрагменты (2); исчезает скульптура скелетного роста (3).

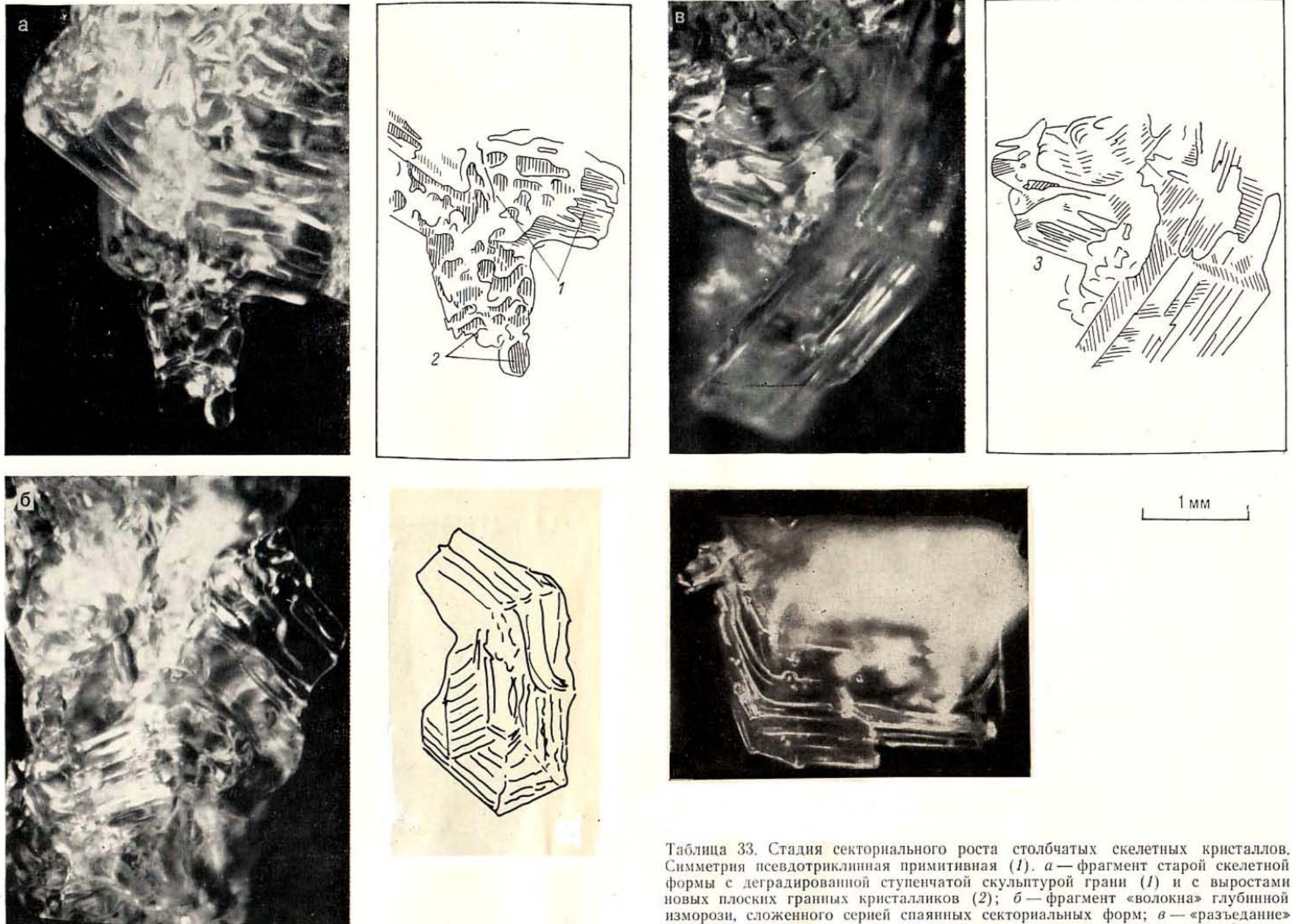
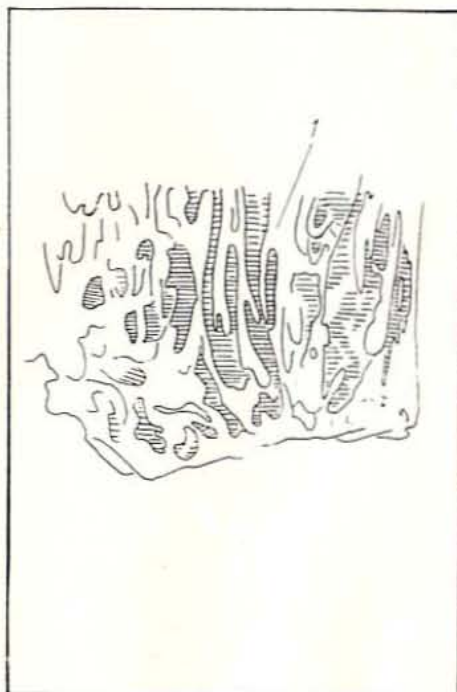


Таблица 33. Стадия секториального роста столбчатых скелетных кристаллов. Симметрия псевдотриклинная примитивная (1). а — фрагмент старой скелетной формы с деградированной ступенчатой скульптурой грани (1) и с выростами новых плоских граничных кристалликов (2); б — фрагмент «волокна» глубинной изморози, сложенного серией спаянных секториальных форм; в — «разъединение» скелетного кристалла по главной оси, с ячеистыми следами испарения (3).



1 мм

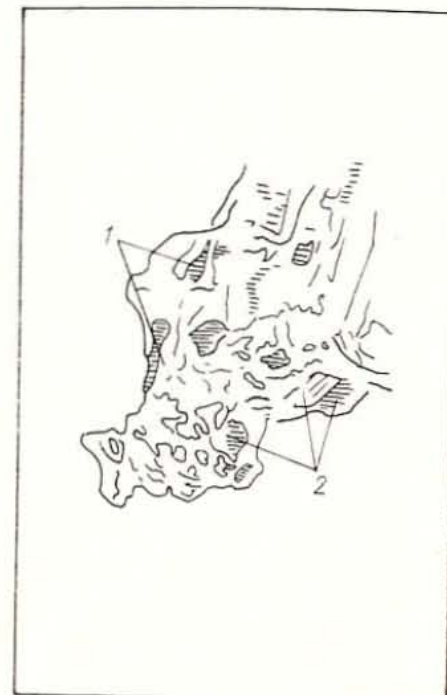
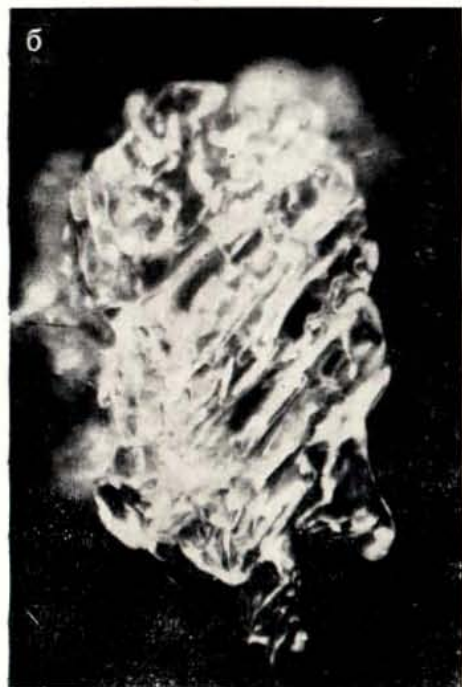


Таблица 34. Старение и разрушение столбчатых скелетных кристаллов, теряющих свои правильные очертания (а, в) и превращающиеся в слабо связанные агрегаты субиндивидов (б, г). Характерны извилистость и фрагментарность скелетной скульптуры (1), а также сквозные щели (2), по которым идут распад и грануляция индивидов.

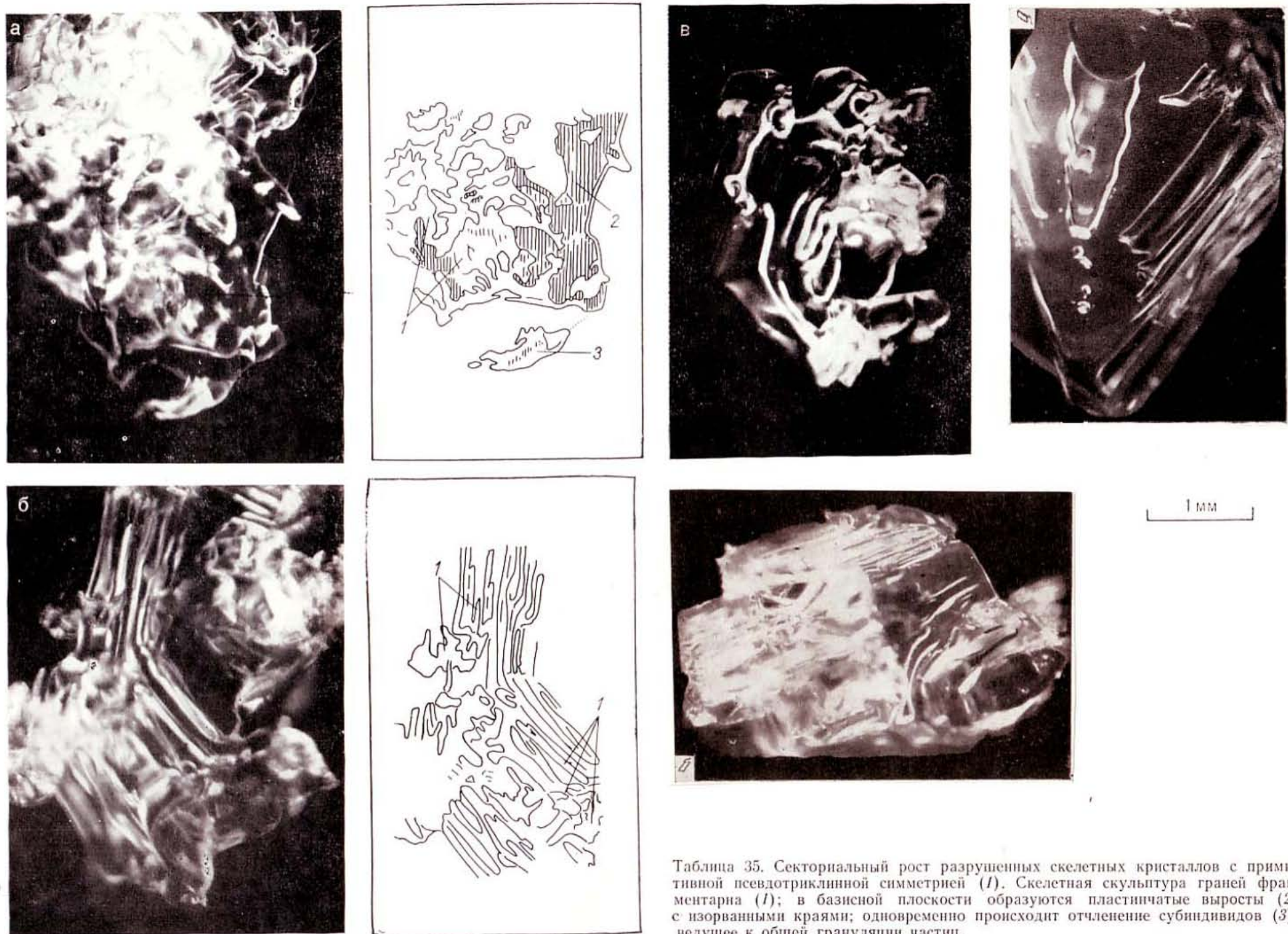
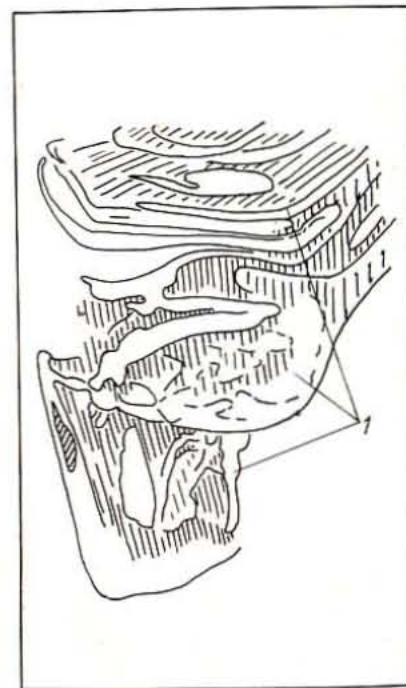


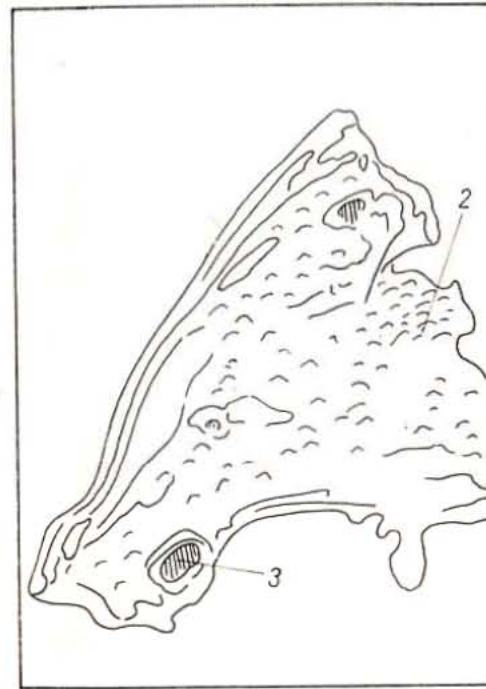
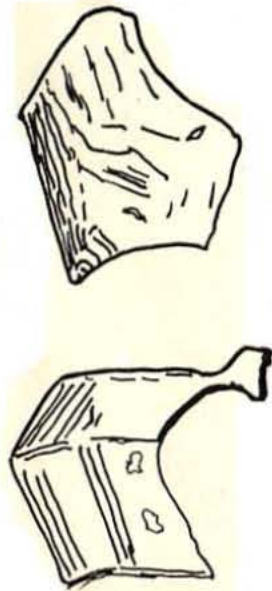
Таблица 35. Секториальный рост разрушенных скелетных кристаллов с примитивной псевдотриклиной симметрией (1). Скелетная скульптура граней фрагментарна (1); в базисной плоскости образуются пластинчатые выросты (2) с изорванными краями; одновременно происходит отщепление субиндивидов (3), ведущее к общей грануляции частиц.



1 мм

1 мм

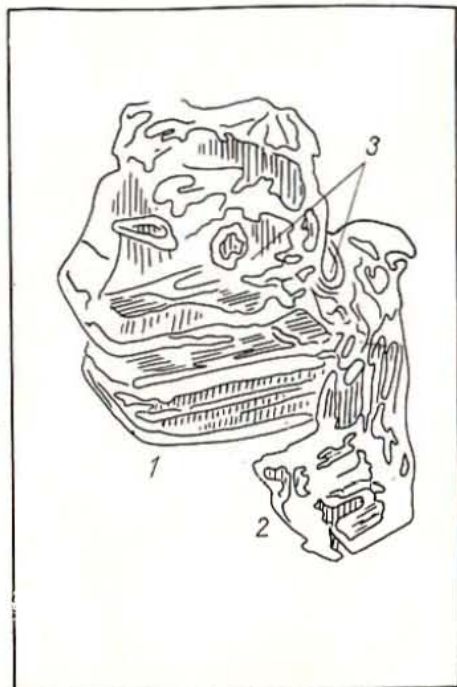
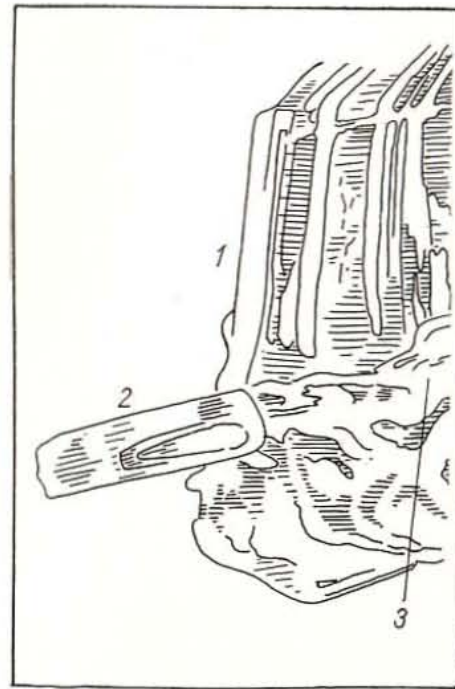
Таблица 36. Стадия образования пластинок в результате полного распада скелетных форм. Преобладают взаимно разориентированные субиндивиды (1) или отколовшиеся фрагменты секторов (б, в). Сохраняются лишь наиболее крупные следы прежней скелетной скульптуры (2). Возникают вторичные мелкозернистые агрегаты (3) — признак перехода к сублимационно-фирновой стадии регрессивного метаморфизма.



1 мм



Таблица 37. Пластинчатые формы — результат регрессивного метаморфизма. Симметрия примитивная псевдотриклинная (1). В кристалле а сохранились следы скелетного роста (1). Пластинки б, в бесформенны, с бугорчатой микроскульптурой (2) и сквозными отверстиями (3).



1 мм



Таблица 38. Образование кристаллов новой возрастной генерации (2) из концевых участков более старых форм (1), достигших скелетной стадии. Характерно несовпадение направлений главных осей старых и новых кристаллов. Зародышами новой кристаллизации служат макродефекты в старых кристаллах с «язычками» законсервированного режеляющей питательной вещества (3).



1 мм

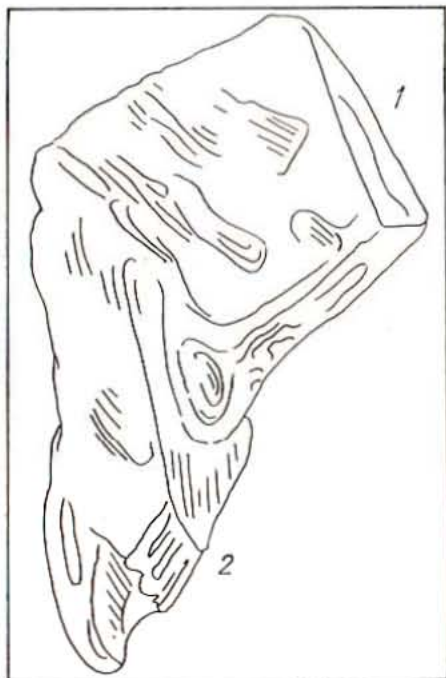
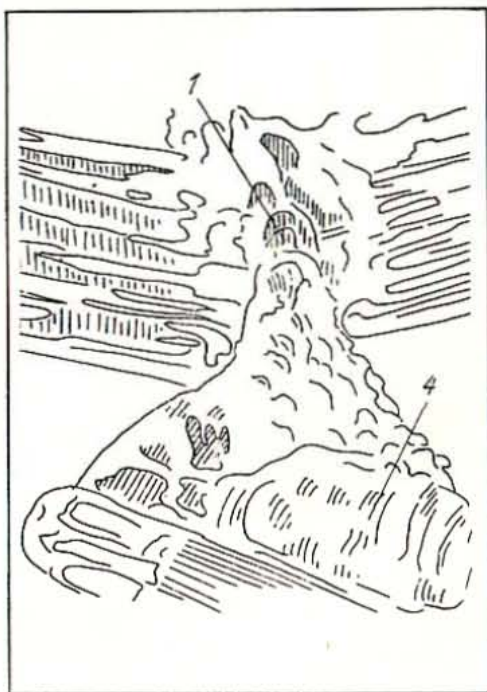


Таблица 39. Примеры сочленения разновозрастных кристаллов.
a, б — два скелетных кристалла, снятые с двух взаимно перпендикулярных направлений; столбчатая скелетная форма (1) дала начало развитию плоской скелетной (2); *в* — рост плоской гранной призмы (4) из базисного угла скелетной формы (3).



1 мм



Таблица 40. Сочетания двух и трех кристаллических индивидов различных возрастных генераций. Поверхность излома (1), реберные щели (2) и незамкнутые полости (3) одного кристалла служат местами зарождения форм новой генерации. В случае *a* новый кристалл несет следы индукционной штриховки (4) — показателя стесненных условий роста.

Морфология кристаллов глубинной изморози из плотного метелевого снега

1 мм

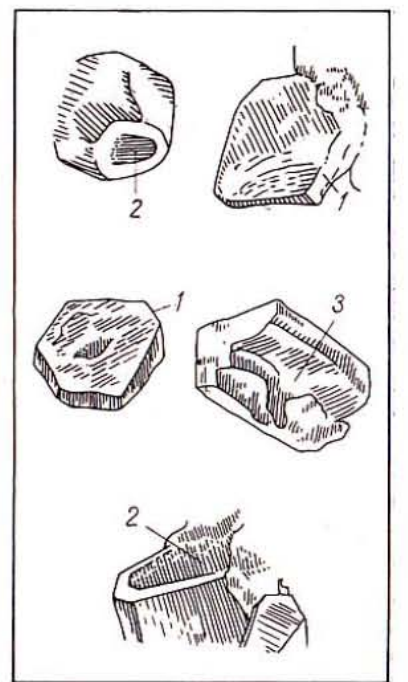
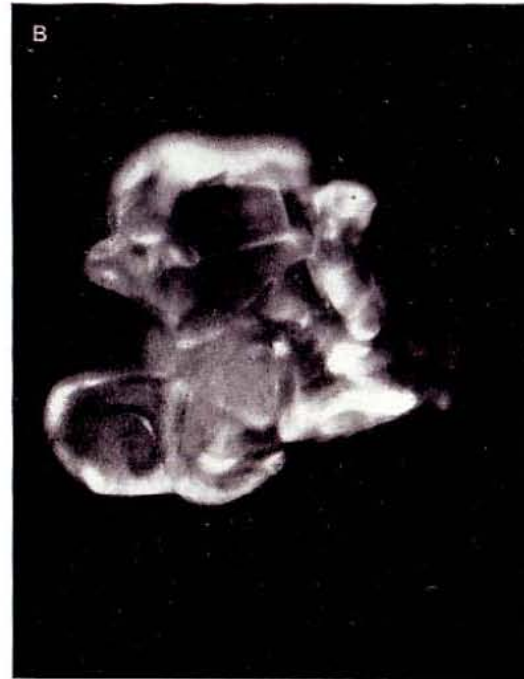
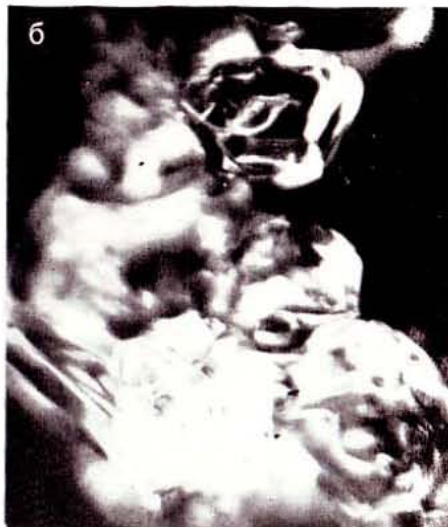
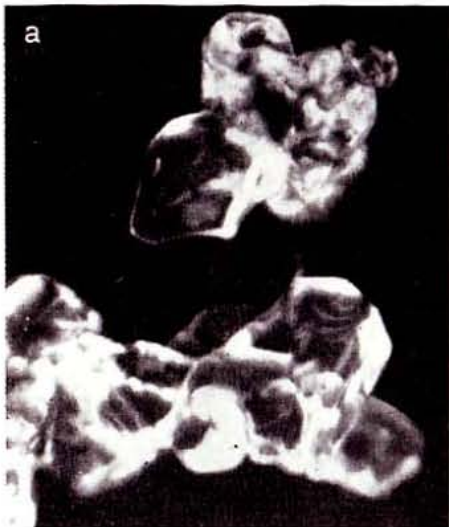
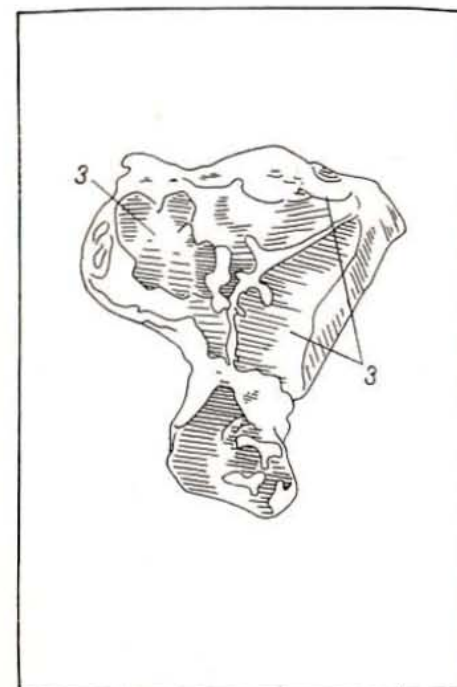


Таблица 41. Эмбриональные формы глубинной изморози, развивающиеся в плотном метелевом снегу. *а, б* — плоские граничные призмочки, часто с закругленными углами (1); *в, г* — некоторые частицы обнаруживают первые следы скелетного роста (2); *д* — плоские призмы растут в тесном соприкосновении своими гранями, о чем говорят искажения формы и грани-отпечатки (3).



1 mm

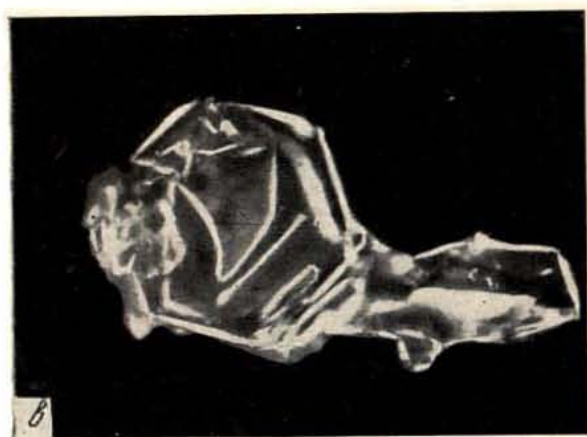
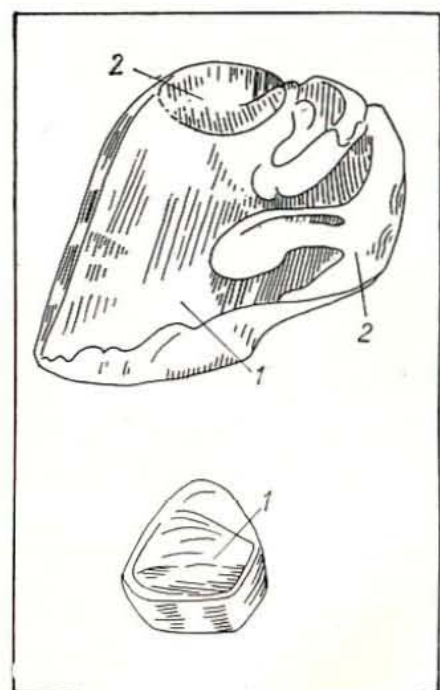


Таблица 42. Начальные стадии роста глубинной изморози в плотном метелевом снегу. Симметрия форм: а, б — планальная псевдомоноклинная (m); г — планальная псевдоромбическая ($mm2$, верхний индивид). Плоские гранные формы имеют гладкую плоскую поверхность отдельных граней (1) и в то же время округлые очертания периметра (2). На деформированных гранях часто встречаются индукционные отпечатки (3).

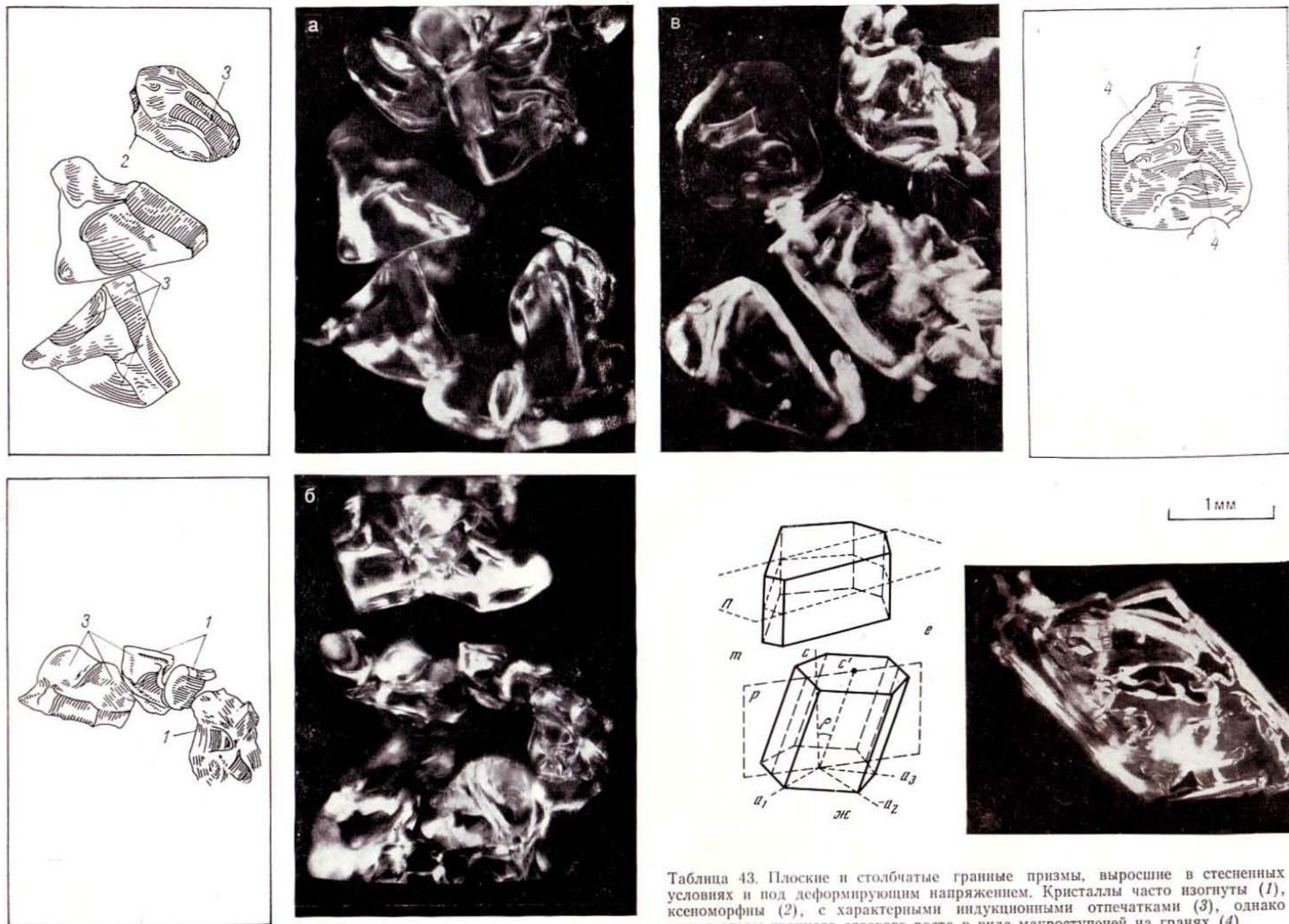


Таблица 43. Плоские и столбчатые граничные призмы, выросшие в стесненных условиях и под деформирующим напряжением. Кристаллы часто изогнуты (1), ксеноморфны (2), с характерными индукционными отпечатками (3), однако имеют следы гранного слоевого роста в виде макроступеней на гранях (4).

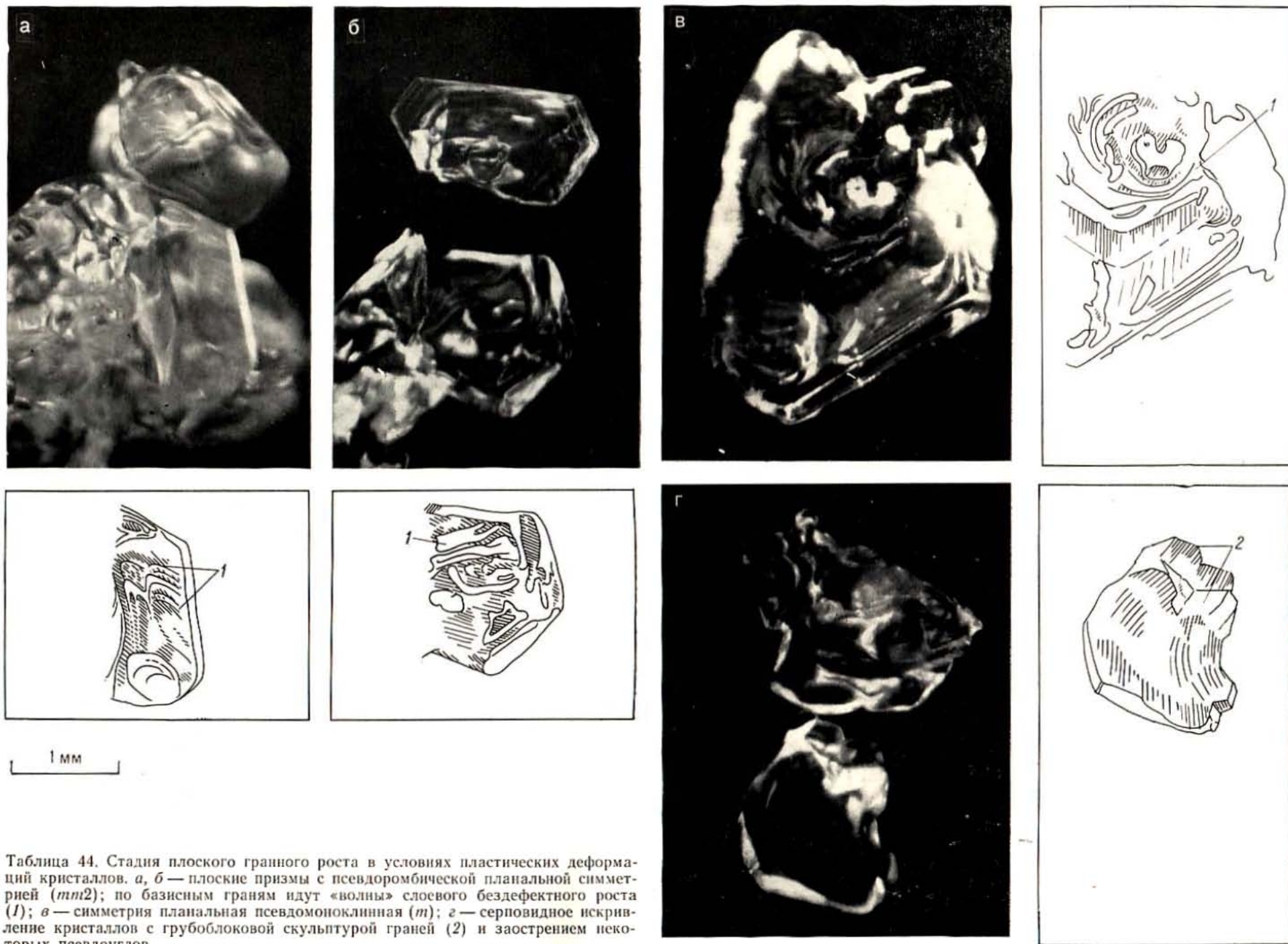
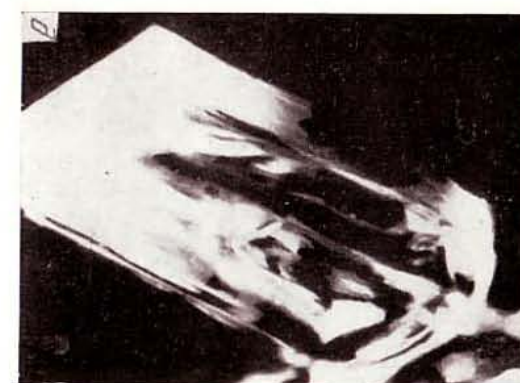
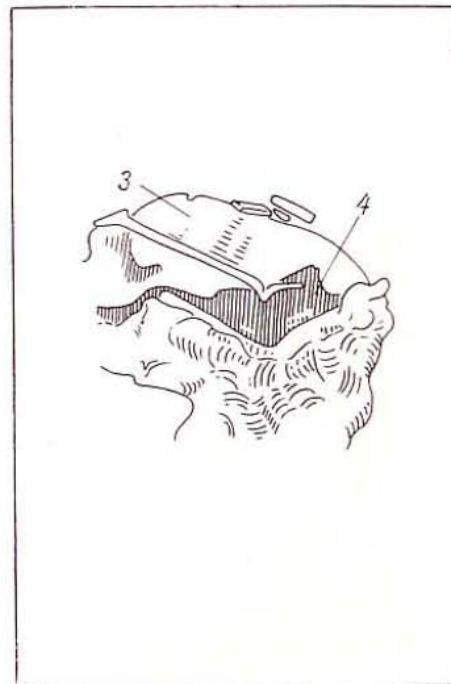
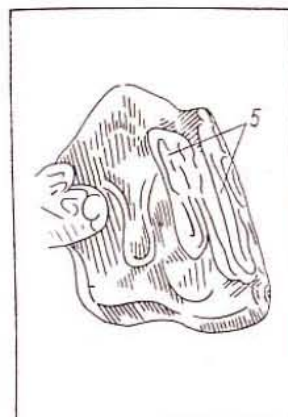
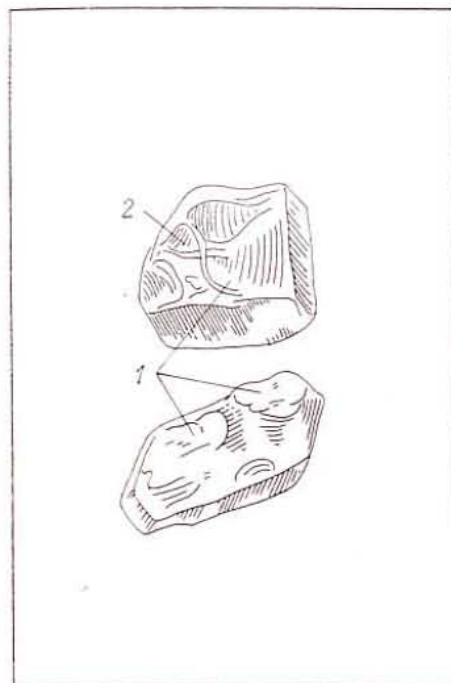
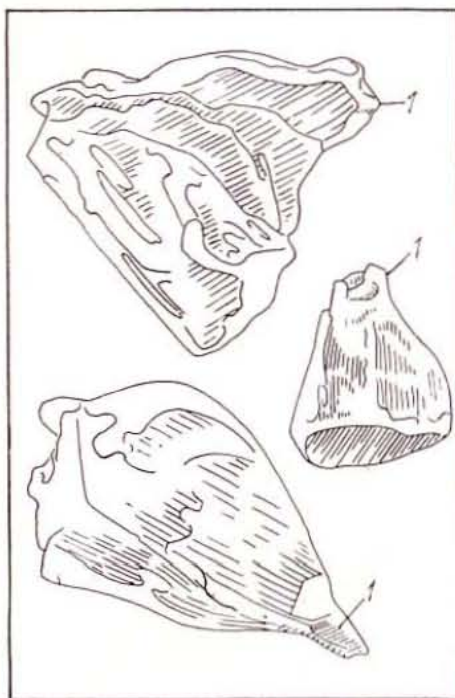
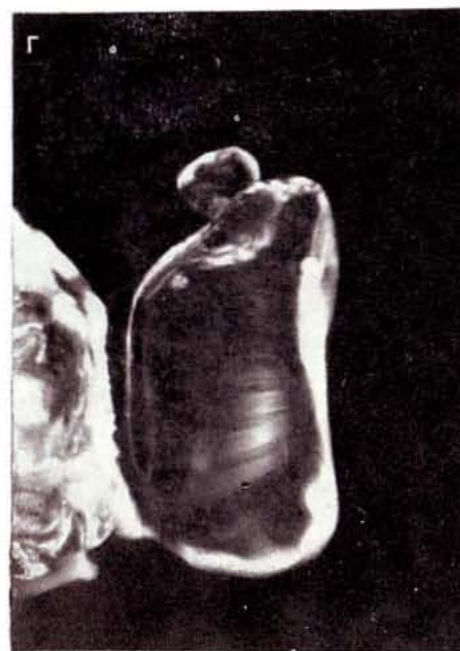


Таблица 44. Стадия плоского гранного роста в условиях пластических деформаций кристаллов. а, б — плоские призмы с псевдоромбической планальной симметрией ($mm2$); по базисным граням идут «волны» слоевого бездефектного роста (1); в — симметрия планальная псевдомоноклинная (m); г — серповидное искривление кристаллов с грубоблоковой скульптурой граней (2) и заострением некоторых псевдоуглов.



1 мм

Таблица 45. Гранные столбчатые и плоские призмы — продукт метаморфизма плотного снега. Наряду с гладкими плоскими гранями (1) встречаются псевдограницы-отпечатки (2) и округлые поверхности (3) — признак стесненных условий роста. Дополнительные пирамидальные грани (4), мелкие каверны (5) и штриховка (6) указывают на переход некоторых индивидов к скелетному росту.



1 мм

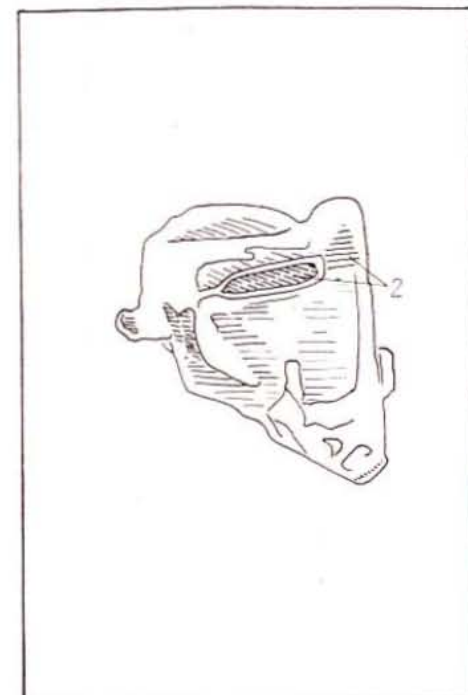
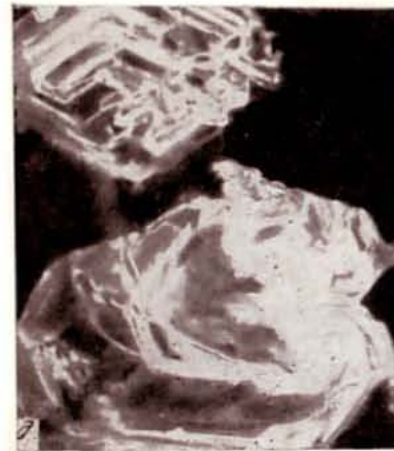
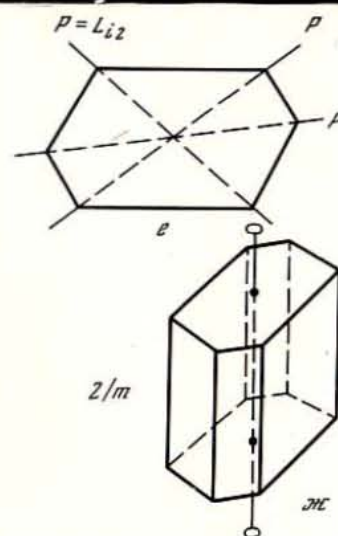


Таблица 46. Столбчатые гранные призмы типа «пули», т. е. с заостренными вершинами (1). На некоторых из них (2) вертикальные ребра срезаны узкими менее равновесными призматическими гранями (2) и гранями-отпечатками, что ведет к общему округлению частиц.



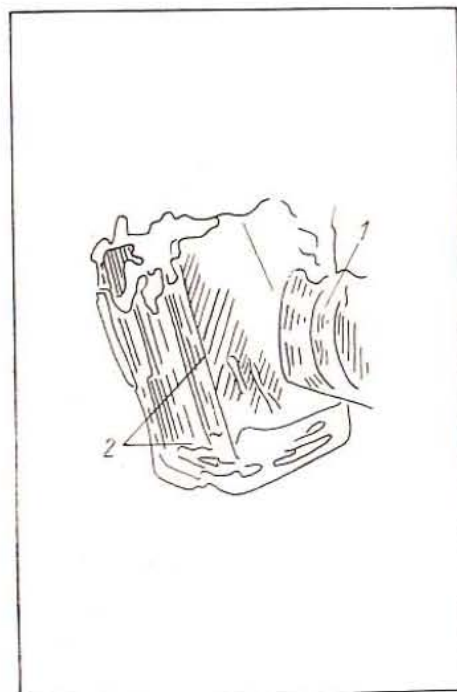
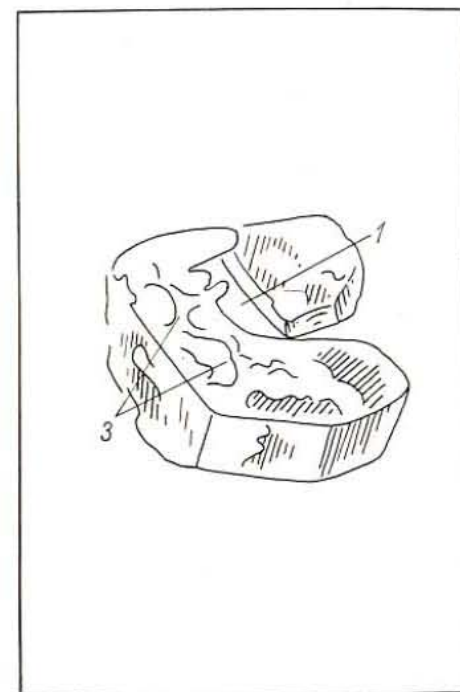
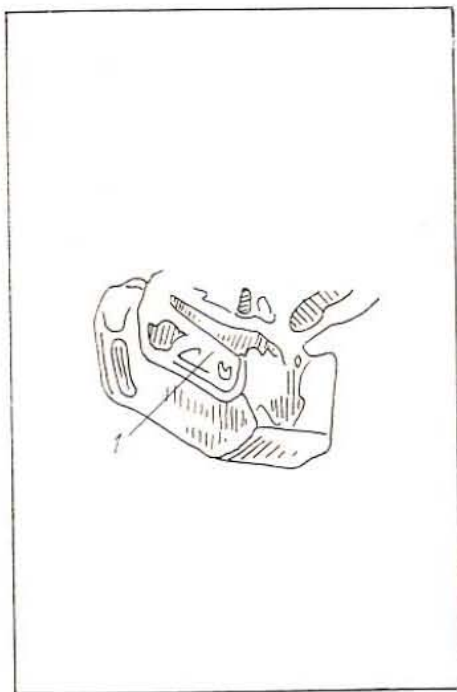
1 мм

Таблица 47. Гранные (а), полускелетные (б, в) и скелетные (г) кристаллы, выросшие в стесненных условиях. Характерны ровные линии и плоскости срастания (1), округлость очертаний самих индивидов (2), затрудняющая определение их видимой симметрии, мозаично-блоковая скульптура граней — извилистые, нередко клиновидные гребни, уступы и т. п. (3).



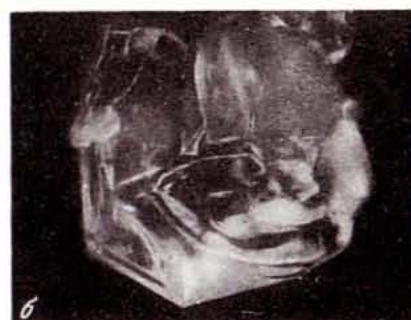
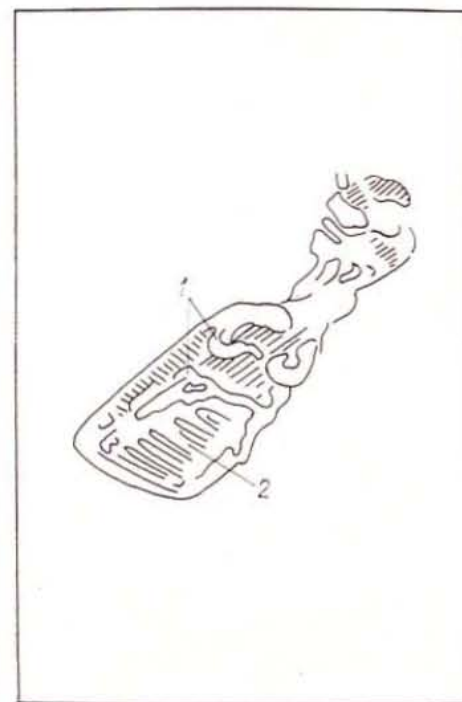
1 мм

Таблица 48. Этапы перекристаллизации фирново-ледяной корки. *a* — сплошной бесформенный пористый монолит режеляционного льда перед началом «рассасывания» корки; *б* — гранные и скелетная (1) кристаллические формы; характерны массивные стенки (2) скелетного индивида; *в* — ограничение крепко спаянных между собой режеляционных частиц; *г* — переход гранной столбчатой призмы к скелетному росту путем расширения незамкнутой полости (3) и «разъедания» верхней левой части кристалла.



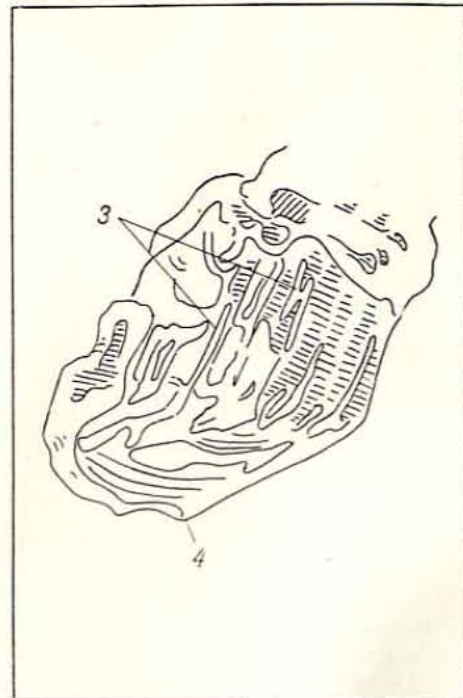
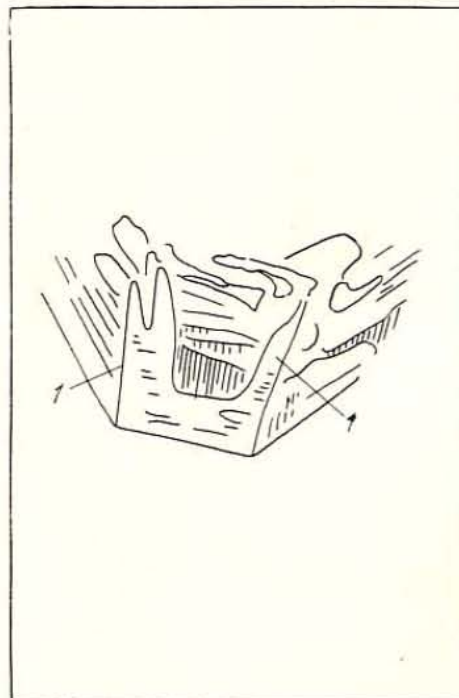
1 мм

Таблица 49. Полускелетные плоские (а, в) и столбчатые (б, г) кристаллы, выросшие в метелевом снегу. Отчетливо видны растущие незамкнутые полости (1). Индукционные грани-отпечатки (2) и блоковая скульптура на характеристических гранях (3) — признаки пластических деформаций. Симметрия: а, б — псевдоромбическая планальная ($mm2$); в — для верхнего индивида $mm2$, для нижнего — псевдомоноклинная планальная (m).



1 мм

Таблица 50. Скелетная стадия роста глубинной изморози из плотного метелевого снега. Размеры кристаллов сравнительно невелики, и первые признаки скелетного роста (2) имеют уже мелкие частицы, еще сохранившие гранный рост (1). Индивиды сильно скошены, с псевдотриклинной симметрией ($\bar{1}$ и 1), сохраняют утолщенный базис, крупную ступенчатость (3), массивные призматические стенки с четко выраженной штриховкой, испытывающей механические изгибы на индукционных гранях (в — нижний индивид).



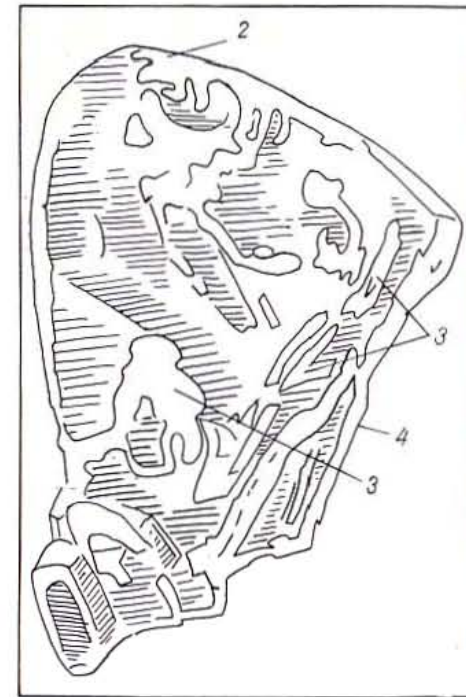
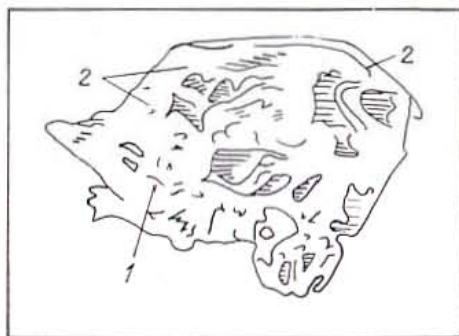
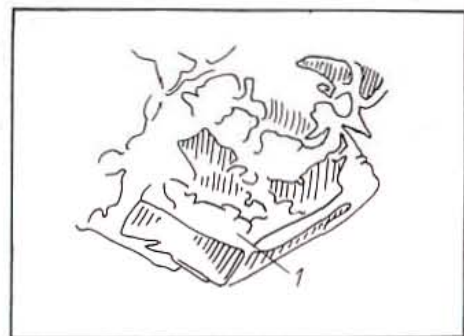
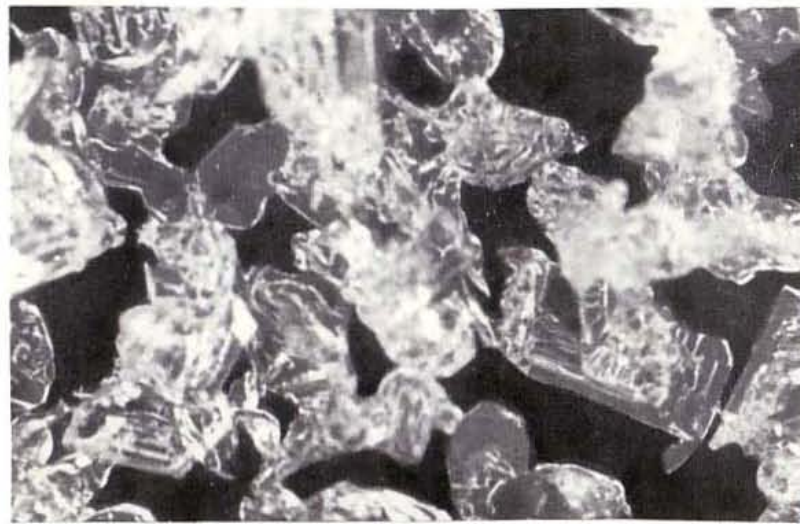
1 мм

Таблица 51. Стадия роста скелетных столбчатых кристаллов в плотном снегу. Симметрия: а, б, в — планальная псевдоромбическая ($mm2$); г — псевдомоноклиная планальная (m). Формы а и в — ажурные, каркасные, с частоклом вертикальных соединений между базисами (1, 2). Формы б и г — толстостенные, футлярообразные, с системой внутренних перегородок (3). Сохранившиеся от испарения призматические грани нередко деформированы в мелкие складки (4).

Механические деформации кристаллов

Таблица 52. Деформации блокования (а), изгиба (б) и механического двойнивания (в) в граничных призмах, выросших при отсутствии свободного пространства. На схемах: 1 — вид блоковой скульптуры граней (бугры, впадины, гребни, желоба); 2 — округлые участки периметра частиц; 3 — скульптура гранного слоевого роста; 4 — двойниковая пластинка. Ксеноморфные частицы (б) срastaются целыми гранями и образуют ветвистые агрегаты.

1 мм



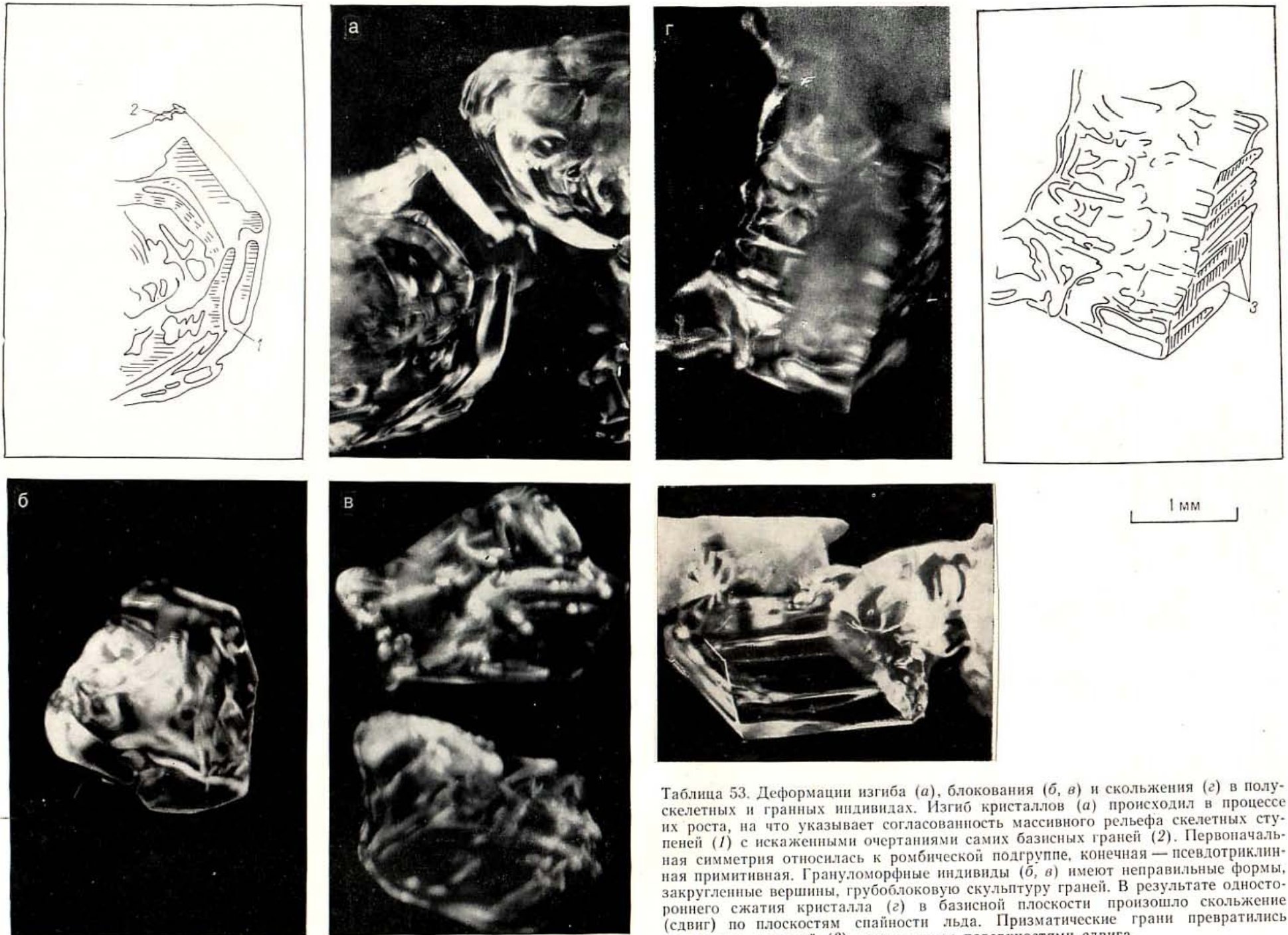
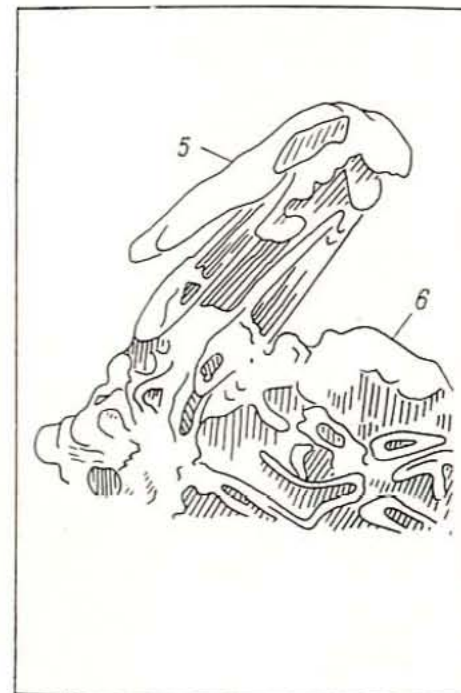
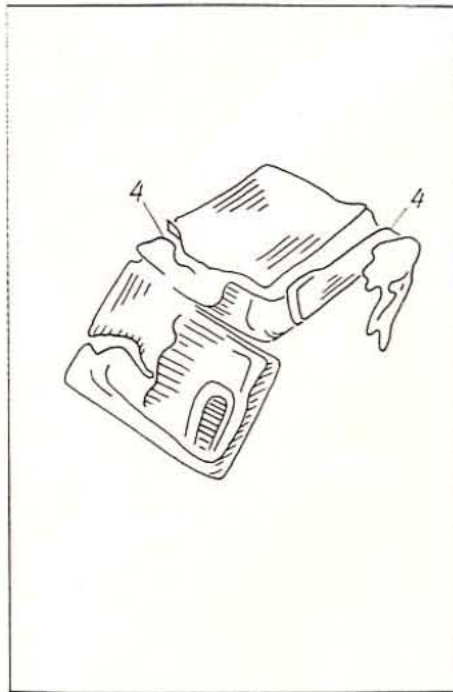


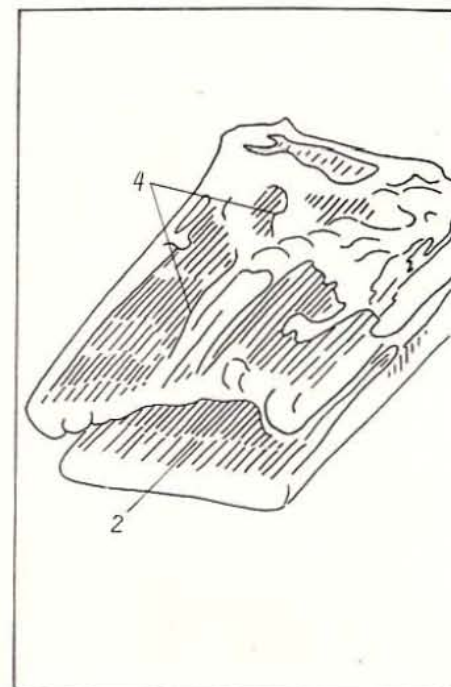
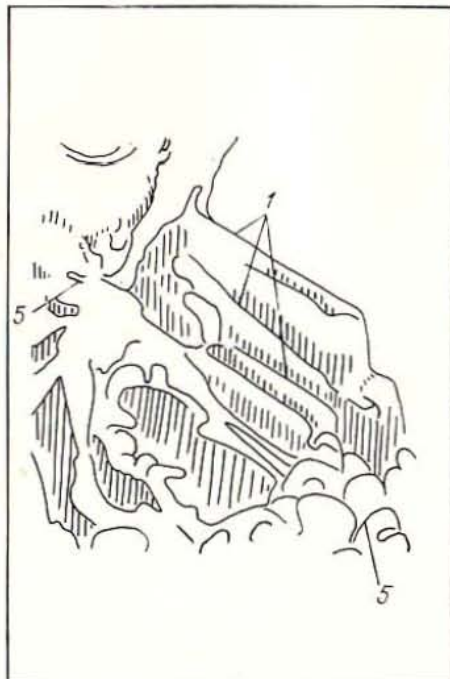
Таблица 53. Деформации изгиба (а), блокирования (б, в) и скольжения (г) в полускелетных и граничных индивидах. Изгиб кристаллов (а) происходил в процессе их роста, на что указывает согласованность массивного рельефа скелетных ступеней (1) с искаженными очертаниями самих базисных граней (2). Первоначальная симметрия относилась к ромбической подгруппе, конечная — псевдотриклинная примитивная. Грануломорфные индивиды (б, в) имеют неправильные формы, закругленные вершины, грубоблоковую скульптуру граней. В результате одностороннего сжатия кристалла (г) в базисной плоскости произошло скольжение (сдвиг) по плоскостям спайности льда. Призматические грани превратились в лестницу ступеней (3), разделенных поверхностями сдвига.



Таблица 54. Разрывные деформации в скелетных кристаллах «зрелой» глубоинной изморози. Столбчатая скелетная призма (а) с первоначальной симметрией планаксимального вида ромбической подгруппы (mmm) подверглась раскалыванию и разделилась на три субиндивиды (1, 2, 3), с их взаимной разориентировкой. По линиям излома усилилось испарение кристалла. В начале разрывных деформаций (б) отчленение субиндивидов может идти также по призматическим ребрам (4), испытывающим локальные повышенные напряжения (симметрия кристалла $mm2$). Конечный результат процесса — распад кристалла (в, г) на отдельные части (5, б), подвергающиеся интенсивному испарению (на что указывают округлость их очертаний и каверны в основаниях).

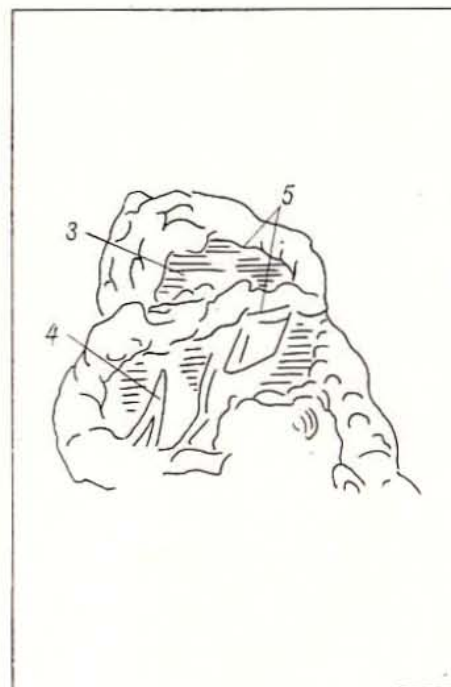
1 мм





1 мм

Таблица 55. Механическое (вторичное) двойникование граничных форм в условиях стрессовых напряжений. Одностороннее сжатие в направлении, перпендикулярном к базису (или под некоторым углом к нему), приводит к расчленению призматических граней кристаллов (а, б) на серию тонких выдержанных пластинок (1), в результате чего грань приобретает тонкомозаичную скульптуру. Расщепление кристалла (в) на два субиндивида (2) и сдвиг по плоскости спайности (2) таких же субиндивидов (3) сопровождаются также клиновидным блокованием базисных граней (4) и выдавливанием аморфного вещества льда (5) на поверхность частиц.



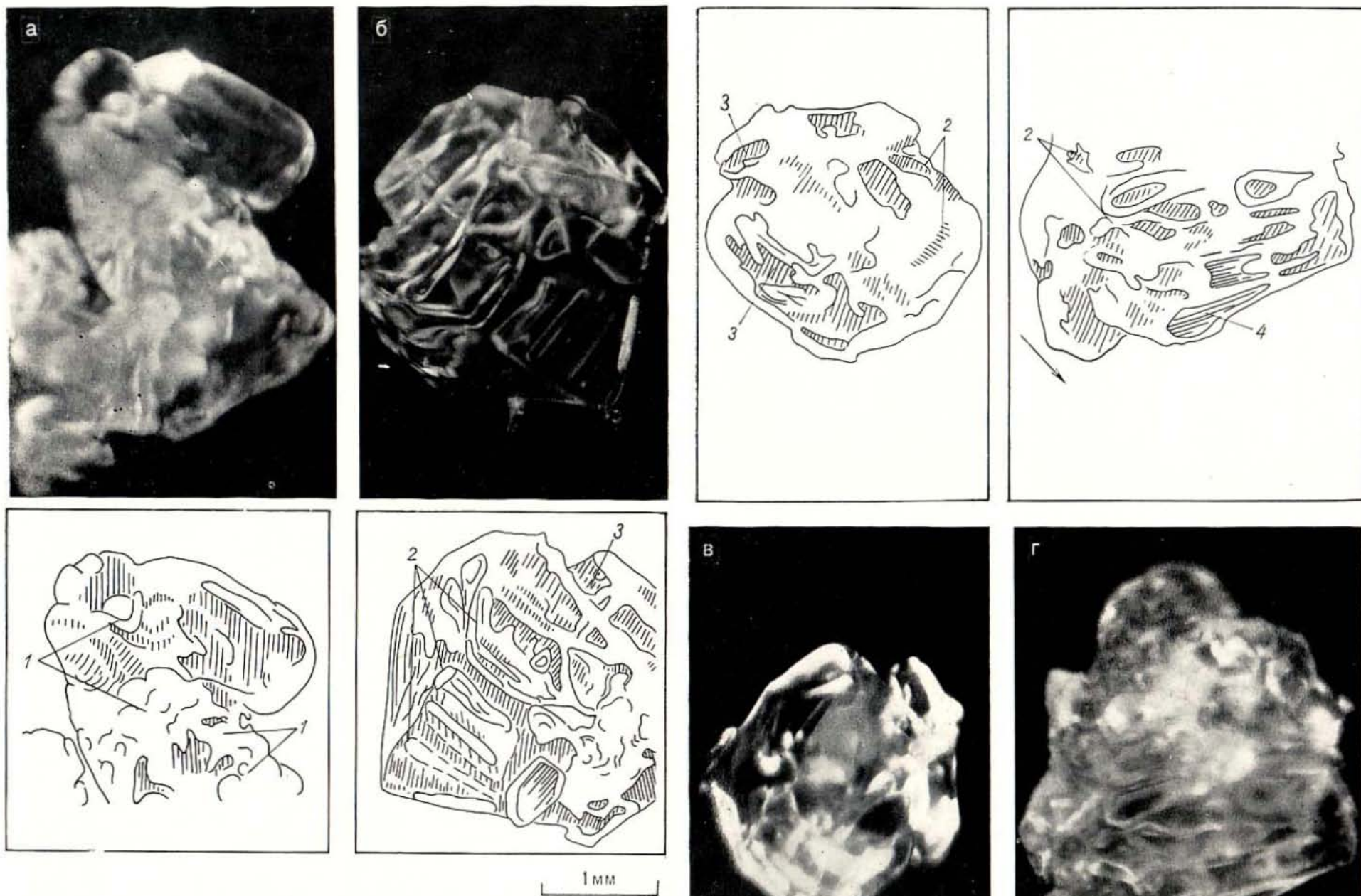


Таблица 56. Пластические деформации граничных форм, приобретающих в результате этого грануломорфный рост. Многие мелкие частицы спаяны в бесформенные агрегаты (а) с грубомозаичной скульптурой (1) в виде бугорчатых, пузыревидных, подковообразных и других микроформ блокирования. В отдельных более крупных кристаллах (б, в, г) грани теряют очертания гладких плоскостей, искривляются. Макроступени слоевого роста (2) несут следы блокирования. Наблюдаются разрывы (3) на отдельных участках кристаллов, с признаками скольжения субиндивидов (4); направление скольжения показано стрелкой.



Таблица 57. Изгиб и скручивание гранных кристаллов под действием напряжений сжатия и растяжения. Кристалл *a* приобрел S-образную (сигмоидальную) скульптуру (1), с признаками блокирования и расщепления в нижней части (2). Другие частицы (*б, г*) имеют округлые и серповидные очертания, червеобразную скульптуру граней (3), наличие двойниковых пластинок (4). Изгиб сопровождается образованием на кристаллической поверхности «язычков» режеляционного аморфного вещества (5).

1 мм



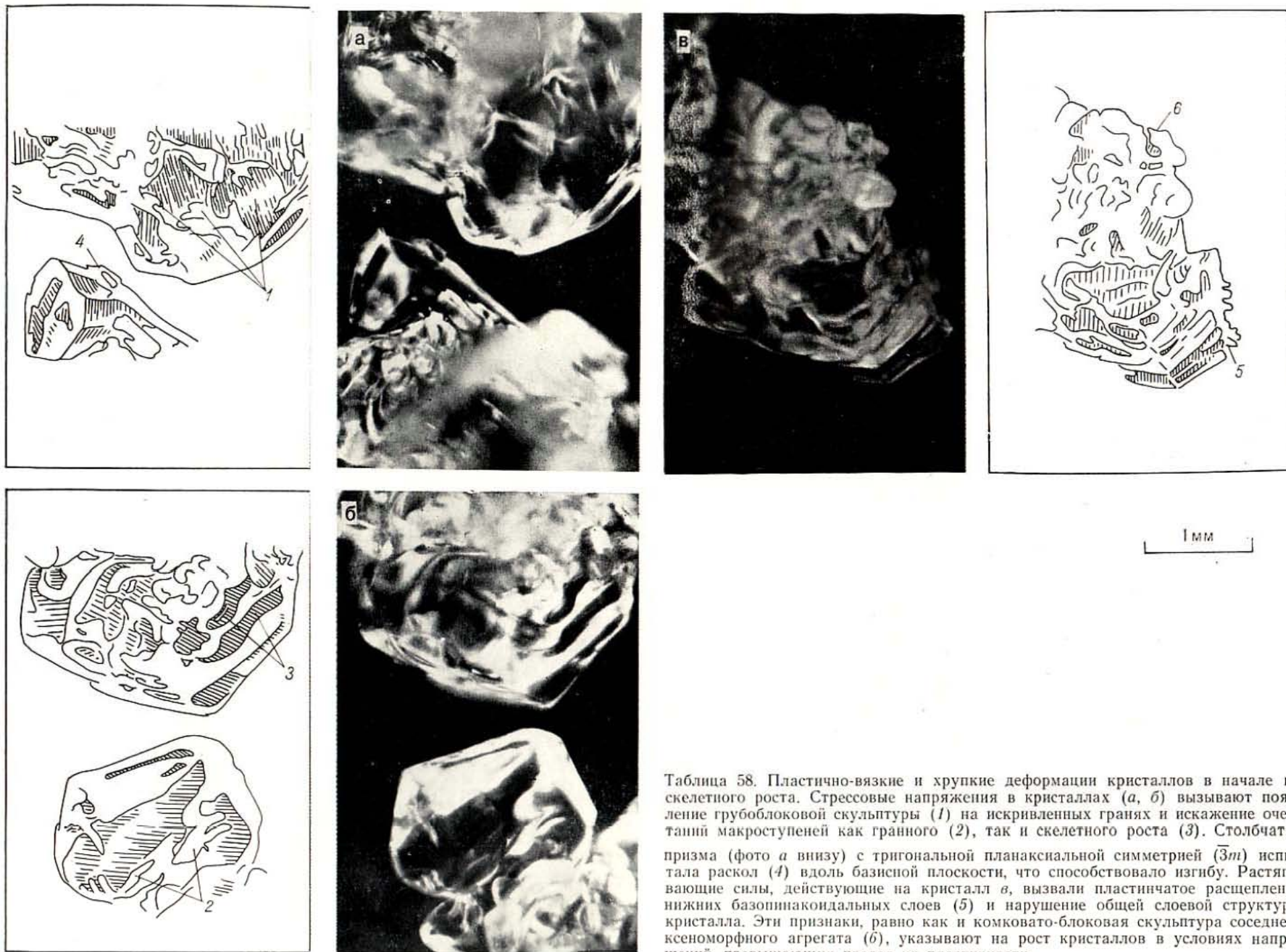


Таблица 58. Пластично-вязкие и хрупкие деформации кристаллов в начале их скелетного роста. Стрессовые напряжения в кристаллах (а, б) вызывают появление грубоблоковой скульптуры (1) на искривленных гранях и искажение очертаний макроступеней как гранного (2), так и скелетного роста (3). Столбчатая призма (фото а внизу) с тригональной планаксиальной симметрией ($\bar{3}m$) испытала раскол (4) вдоль базисной плоскости, что способствовало изгибу. Растягивающие силы, действующие на кристалл б, вызвали пластинчатое расщепление нижних базопинакоидальных слоев (5) и нарушение общей слоевой структуры кристалла. Эти признаки, равно как и комковато-блоковая скульптура соседнего ксеноморфного агрегата (б), указывают на рост кристаллов в условиях напряжений, превышающих предел их пластичности.

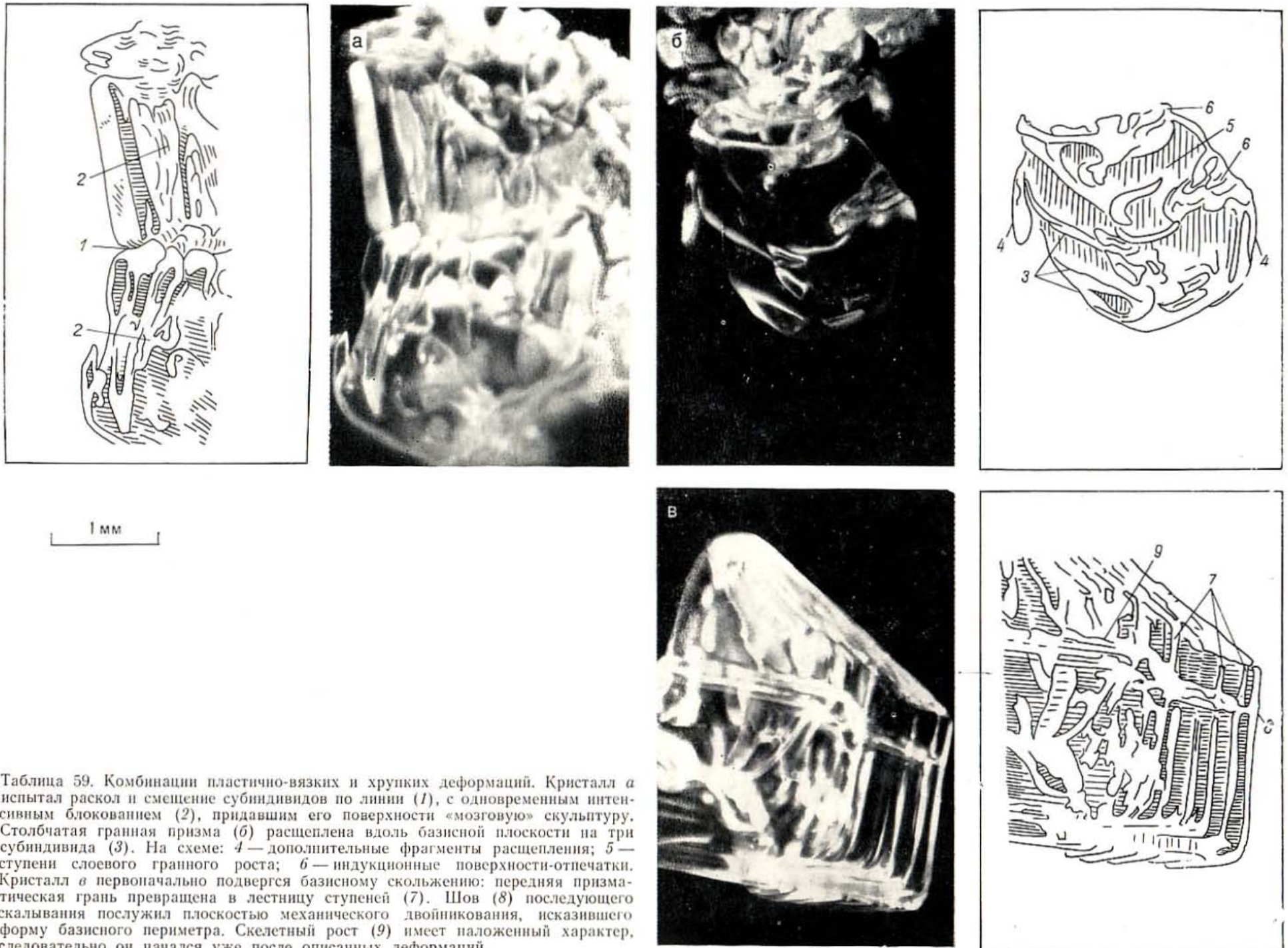
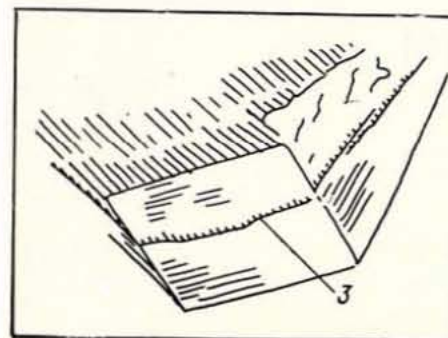
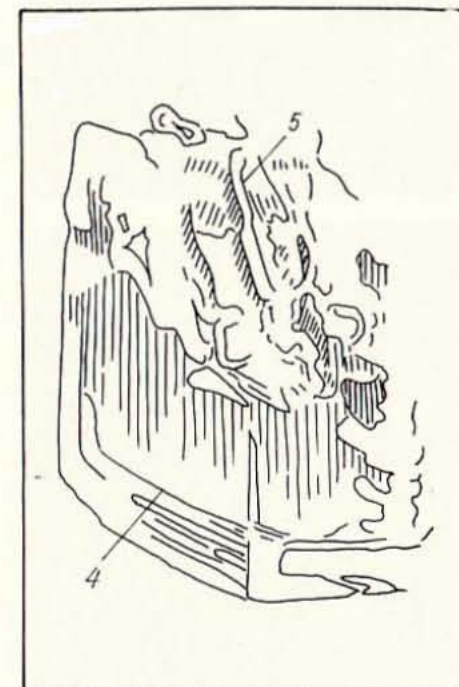
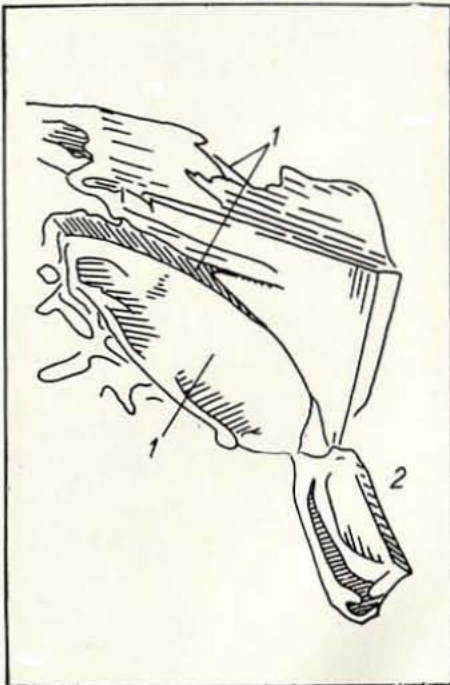


Таблица 59. Комбинации пластично-вязких и хрупких деформаций. Кристалл *а* испытал раскол и смещение субиндивидов по линии (1), с одновременным интенсивным блокованием (2), придавшим его поверхности «мозговую» скульптуру. Столбчатая гранная призма (б) расщеплена вдоль базисной плоскости на три субиндивида (3). На схеме: 4 — дополнительные фрагменты расщепления; 5 — ступени слоевого гранного роста; 6 — индукционные поверхности-отпечатки. Кристалл *в* первоначально подвергся базисному скольжению: передняя призматическая грань превращена в лестницу ступеней (7). Шов (8) последующего скалывания послужил плоскостью механического двойникования, исказившего форму базисного периметра. Скелетный рост (9) имеет наложенный характер, следовательно он начался уже после описанных деформаций.



1 мм

Таблица 60. Хрупкие деформации граничных кристаллов, вызывающие их раскалывание, глубокую кавернизацию, отчленение крупных блоков. Стрессовые напряжения у основания кристаллов *a*, *б* вызвали появление трещин (1), по которым произошло отчленение субиндивидов (2). В кристалле *в* наметился разрыв (3), параллельный базисной плоскости. По аналогичному же разрыву (4) в кристалле *г* произошло скалывающий сдвиг. Верхняя часть этого индивида интенсивно испаряется, с тенденцией образования незамкнутой полости (5).



Кристаллические агрегаты и контакты

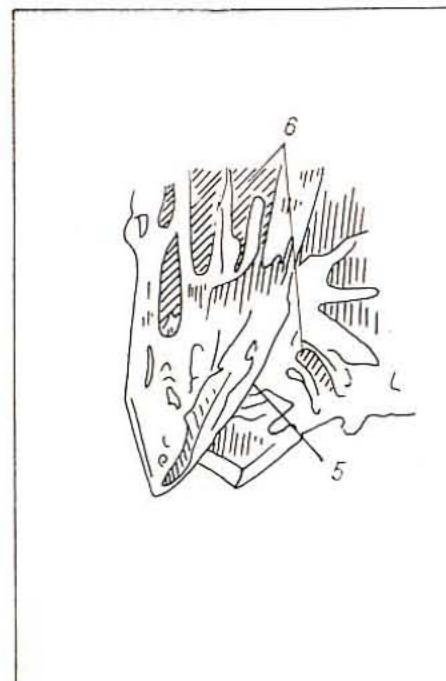
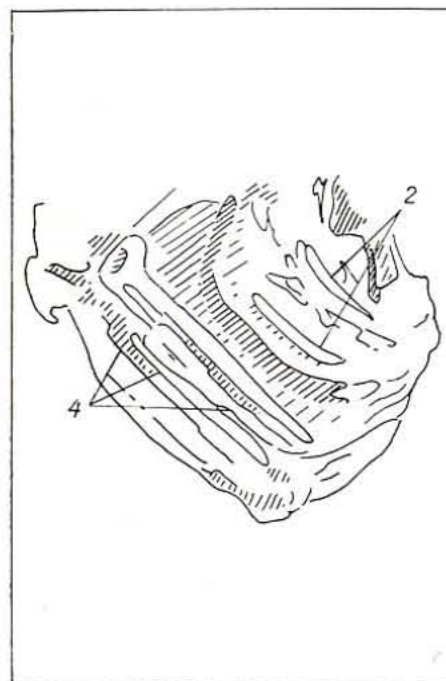
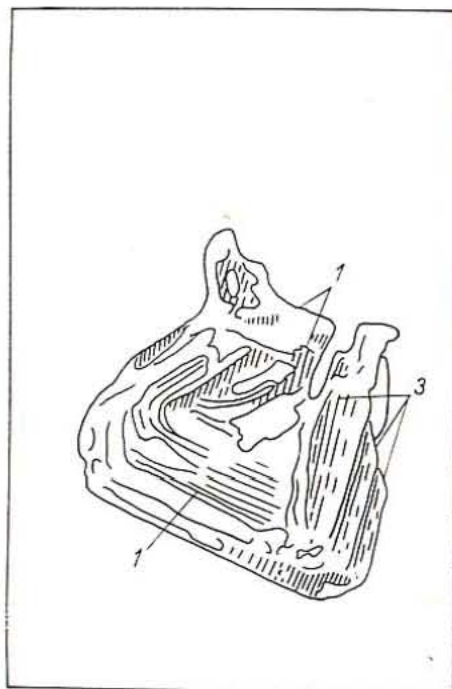


Таблица 61. Сочетания различных генетических типов ступенчатости (штриховатости — при рассмотрении невооруженным глазом) в кристаллах (а, б, в) «зрелой» глубинной изморози из плотного метелевого снега. На схемах: 1 — макроступени гранного слоевого роста тригональной планаксиальной призмы ($\bar{3}m$); 2 — макроступени скелетного (несовершенного) роста; 3 — желоба индукционных поверхностей-отпечатков; 4 — ступенчатость механического двойникования со скалыванием. Кристаллы г соприкасаются базисными ребрами (5), имеют вид скошенных скелетных индивидов, с ажурно-каркасной структурой (6).

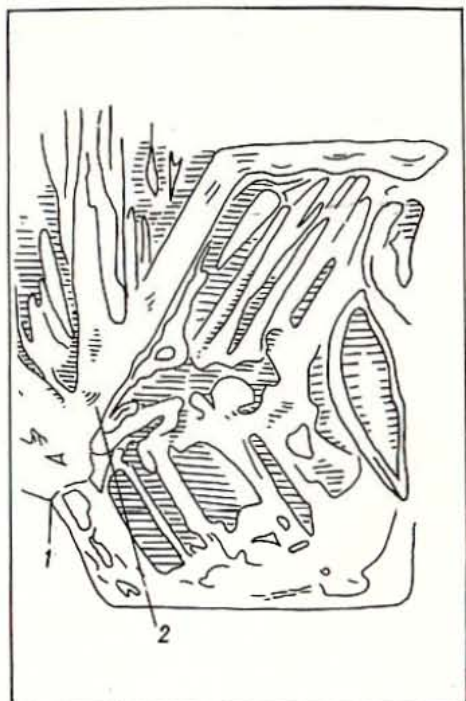


Таблица 62. Первичное двойникование скелетных кристаллов. Два соприкасающихся скелетных индивида (а, б) образуют входящий угол (1), способствующий ускорению их дальнейшего роста и служащий нередко местом зарождения нового кристалла. Скульптура скелетного роста подчинена поверхности двойникования (2). В «волокнах» глубинной изморози (в, г) взаимная параллельность базисных граней кристаллов при их срастании часто ведет к появлению первичных двойников.



1 мм

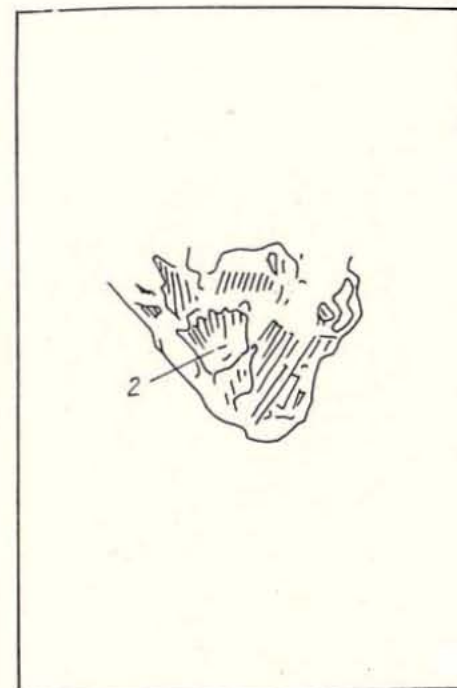
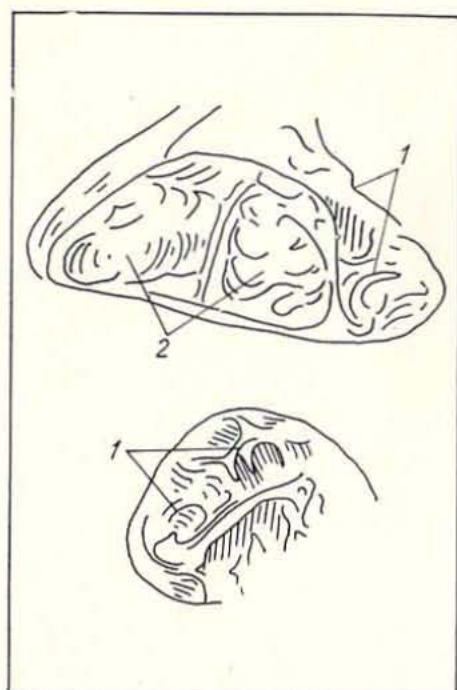


Таблица 63. Индукционные поверхности, возникающие на гранях растущих кристаллов при их тесном соприкосновении. Ориентация индивидов в сростках (а, б) произвольная, площади контактов невелики, что способствует повышению удельного давления на контактах. Возникают псевдорребра (1) — положительные микроформы скульптуры и грани-отпечатки, или псевдограницы (2) — отрицательные микроформы. Число и площадь граней-отпечатков — показатель удельной площади контактов в данном слое снега.

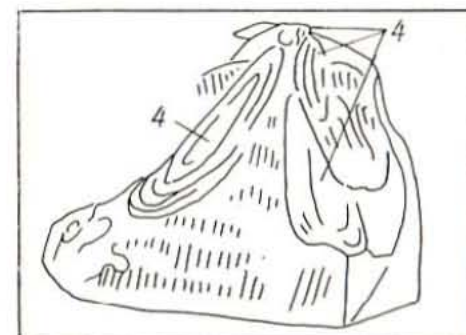
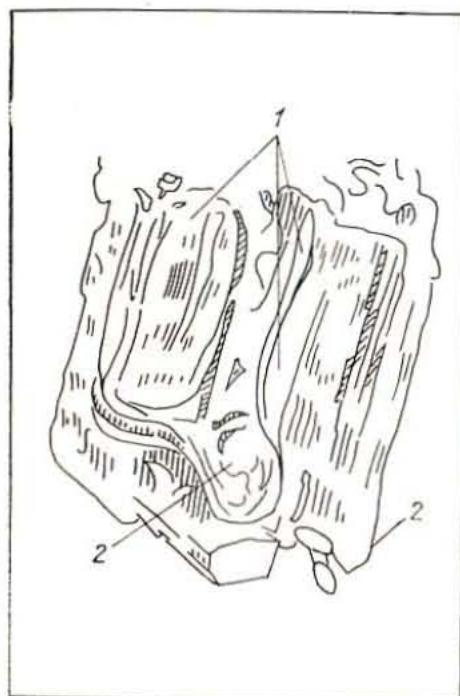


Таблица 64. Полосчатая скульптура индукционных поверхностей, образующаяся при росте столбчатых кристаллов, тесно соприкасающихся своими призматическими (а, б) или пирамидальными (г) гранями. Появление индукционных полос-отпечатков (1) сопровождается часто развитием «языков» выдавливания вещества (2) и нарушением гладкости самой грани (3). Локальный рост давления на ребра и вершины кристаллов вызывает их «срезание» (4). Индукционные поверхности нередко закладываются уже в начале роста кристаллов, соприкасающихся целыми гранями (в).

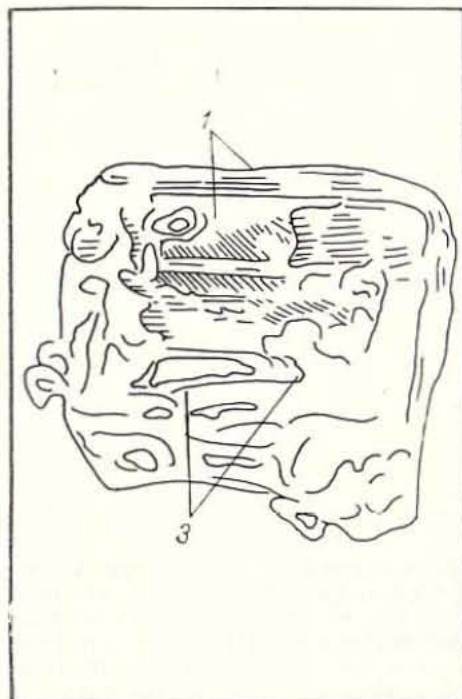
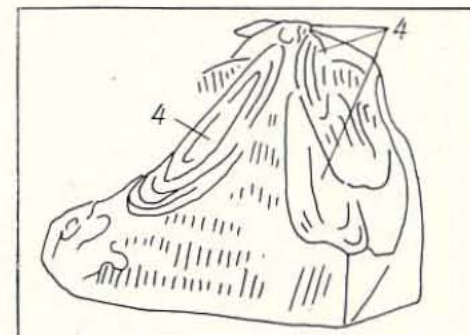
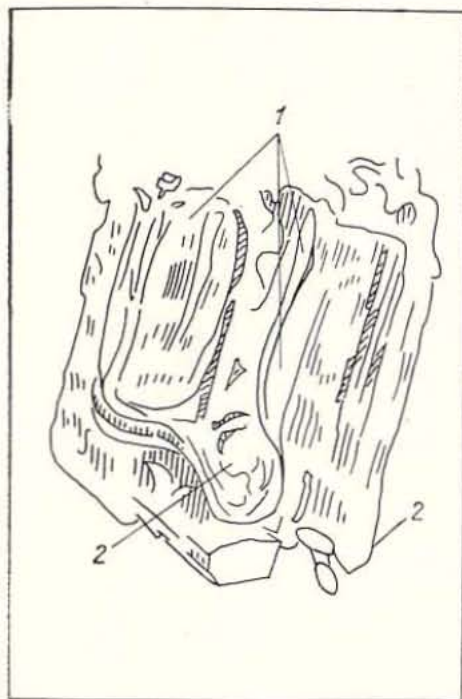


Таблица 64. Полосчатая скульптура индукционных поверхностей, образуемая при росте столбчатых кристаллов, тесно соприкасающихся своими призматическими (а, б) или пирамидальными (в) гранями. Появление индукционных полосчатых (1) сопровождается часто развитием «язычков» выдавливания вещества (2) и нарушением гладкости самой грани (3). Локальный рост давления на ребра и вершины кристаллов вызывает их «срезание» (4). Индукционные поверхности нередко закладываются уже в начале роста кристаллов, соприкасающихся целыми гранями (а).

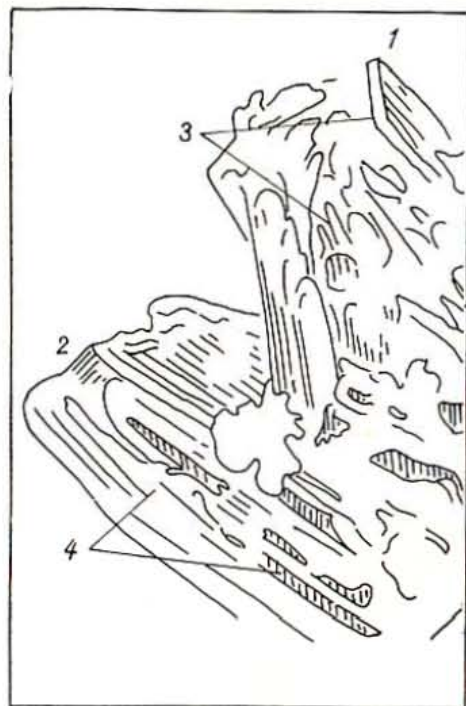
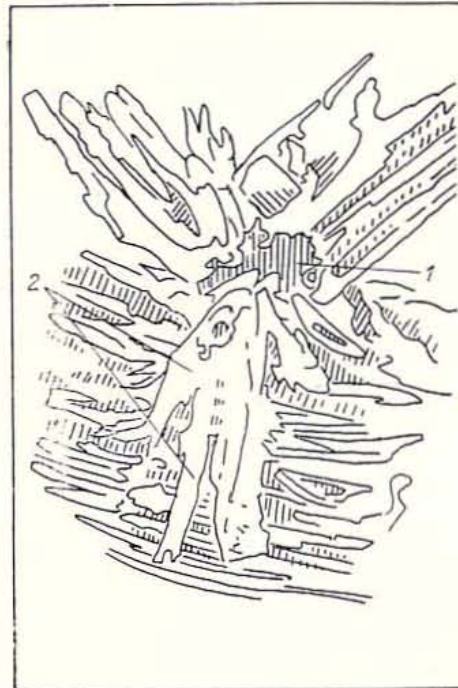


Таблица 65. Пластические деформации контактных областей скелетных кристаллов в «волоках» глубиной изморози. Появляются как «двойники прорастания» (а), так и крепко спаянные ветвистые скелетные агрегаты (б, в), в которых контакты не являются наименее прочными участками. При одностороннем сжатии внедрение одного кристалла (1) в тело другого (2) сопровождается мозаичным блокованием базисных граней (3) и двойникованием граней пирамидальных (4). Вблизи контактов скелетная скульптура деформируется (5), а оплавленное вещество застывает язычками (6) на нижележащем кристалле.



1 мм

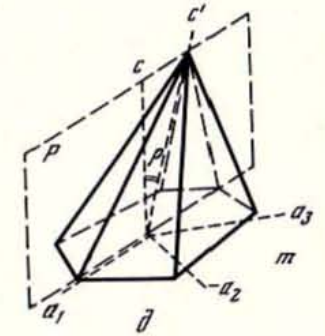
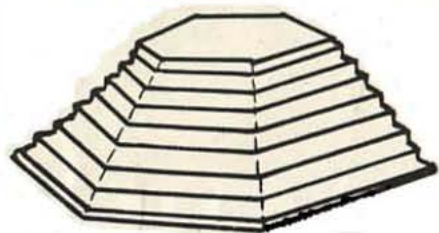


Таблица 66. Явление режеляции на контактах скелетных кристаллов (а, б, в) под действием компрессионной нагрузки. Вершина верхнего индивида оказалась в сверхнапряженном состоянии, частично оплавилась (1), и вещество «языками» (2) расплылось по ребристой поверхности нижнего кристалла. При длительном сжатии (б) режеляции может подвергнуться значительная часть индивида, контактирующего своим углом.



1 мм

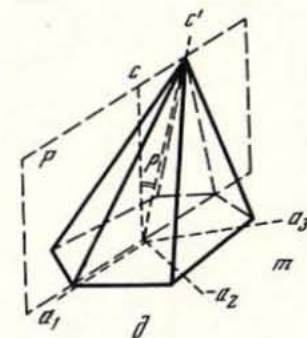
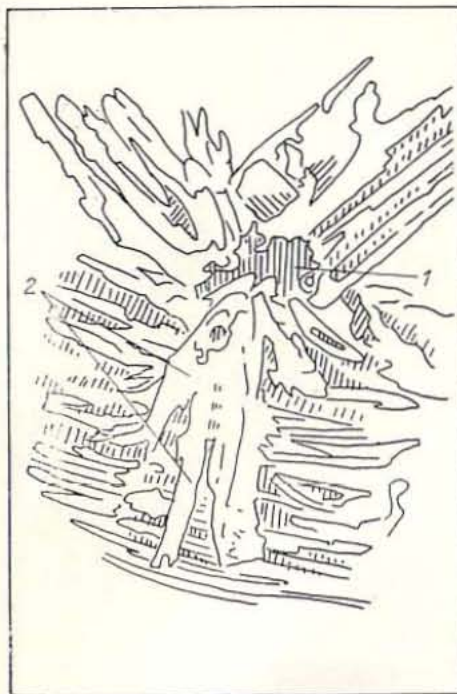
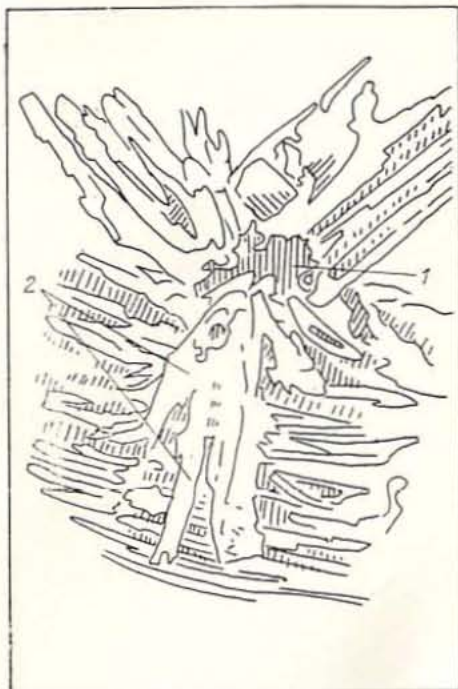
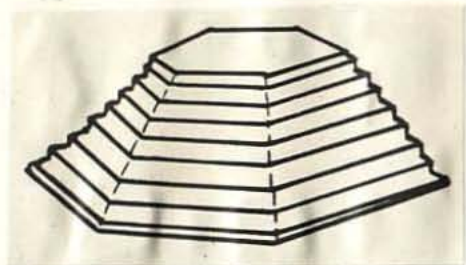


Таблица 66. Явление режеляции на контактах скелетных кристаллов (а, б, в) под действием компрессионной нагрузки. Вершина верхнего индивида оказалась в сверхнапряженном состоянии, частично оплавилась (1), и вещество «языками» (2) расплылось по ребристой поверхности нижнего кристалла. При длительном сжатии (б) режеляции может подвергнуться значительная часть индивида, контактирующего своим углом.



1 мм

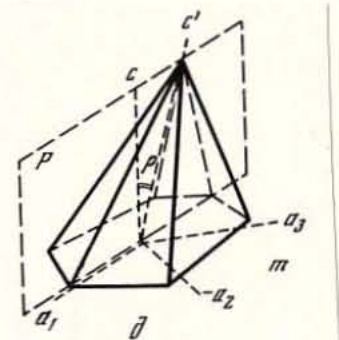


Таблица 66. Явление режеляции на контактах скелетных кристаллов (а, б, в) под действием компрессионной нагрузки. Вершина верхнего индивида оказалась в сверхнапряженном состоянии, частично оплавилась (1), и вещество «язычками» (2) расплылось по ребристой поверхности нижнего кристалла. При длительном сжатии (б) режеляции может подвергнуться значительная часть индивида, контактирующего своим углом.



Таблица 67. Внедрение одного кристалла в тело другого в условиях одностороннего сжатия. Степень деформации каждого из кристаллов зависит от фронтальной площади соприкосновения. В одних случаях (*a* — нижняя пара индивидов, *в*, *г*) кристаллы испытывают взаимный изгиб, с интенсивным клиновидным блокированием и скольжением. Другим случаем (*a* — верхняя пара на фото, *б*) является глубокое вклинивание более прочного индивида (1) в менее прочный (2), с образованием «волн» и складок фронтального смятия вещества (3).

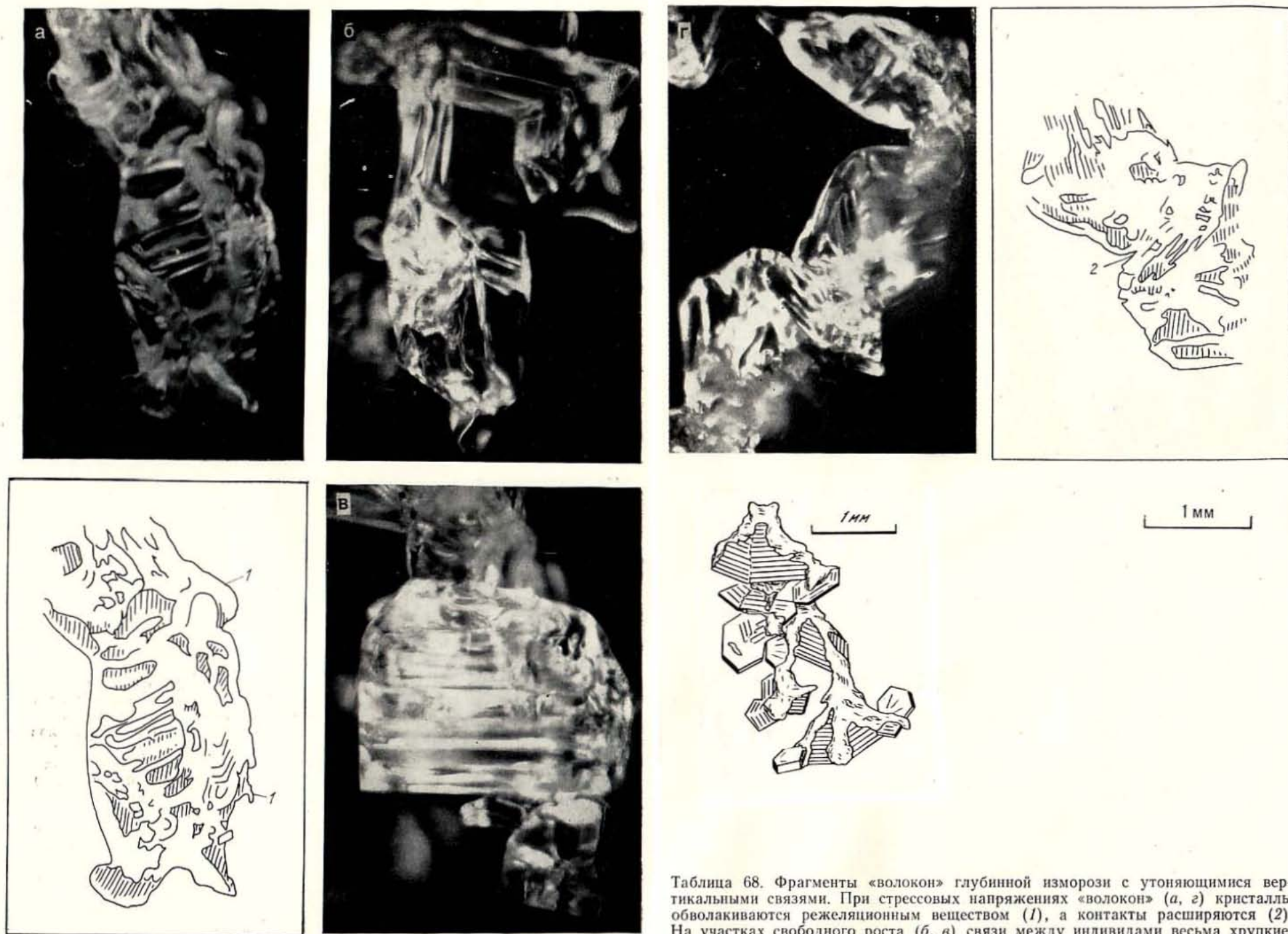
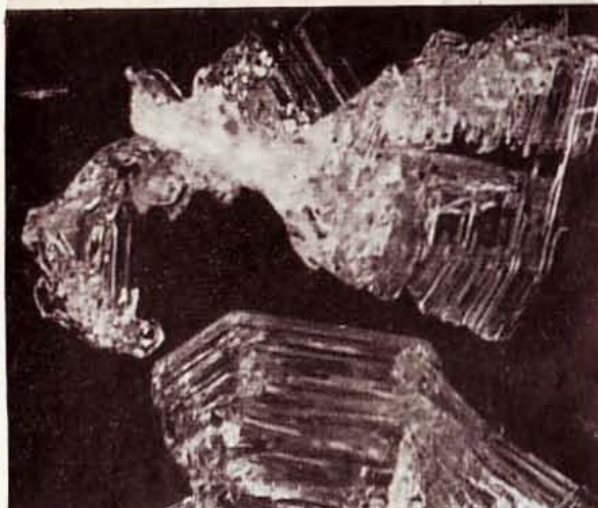
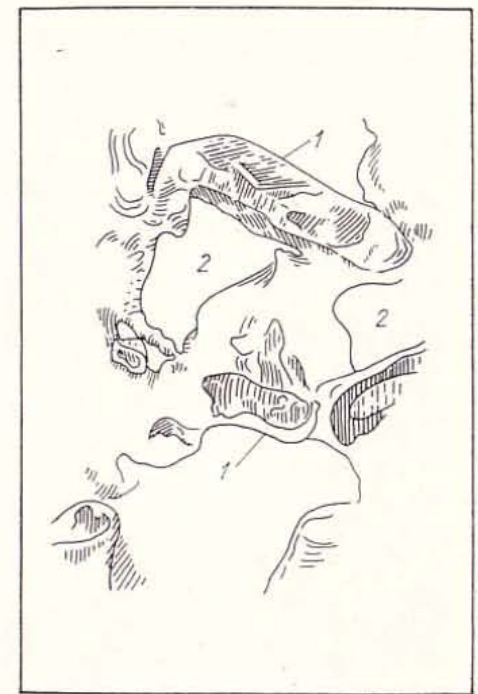


Таблица 68. Фрагменты «волокон» глубинной изморози с утоняющимися вертикальными связями. При стрессовых напряжениях «волокон» (а, б) кристаллы обволакиваются режеляционным веществом (1), а контакты расширяются (2). На участках свободного роста (в, в) связи между индивидами весьма хрупкие.



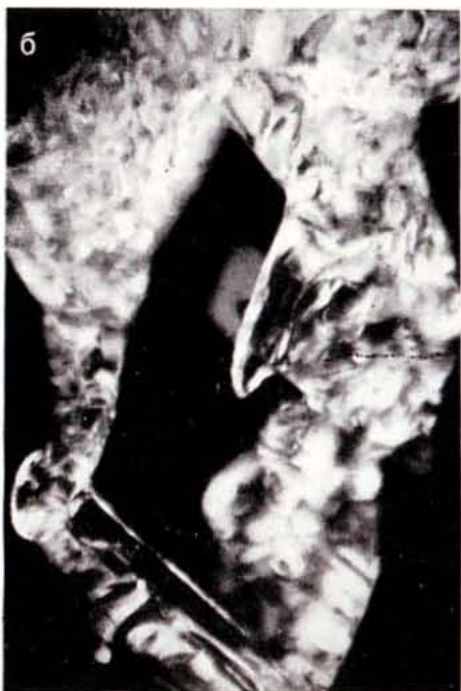
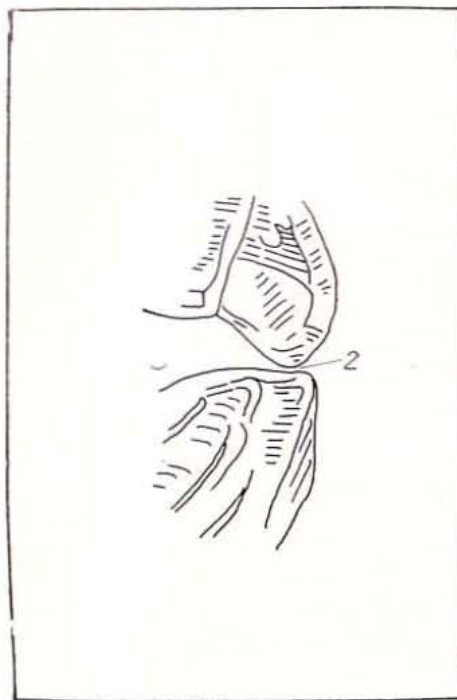
1 мм

Таблица 69. Фрагменты пористо-волокнистой текстуры снежных горизонтов на первых этапах сублимационного метаморфизма (а, в) и столбчато-волокнистой — при массовом развитии скелетных кристаллов (б, г). В первом случае в снегу имеется множество поперечных связей между «волокнами», а поры (2) изометричны. В скелетную фазу горизонта поперечные связи ослабевают. «Волокна» из плотного снега (г) более массивны и менее хрупки, чем в рыхлом снегу (б).



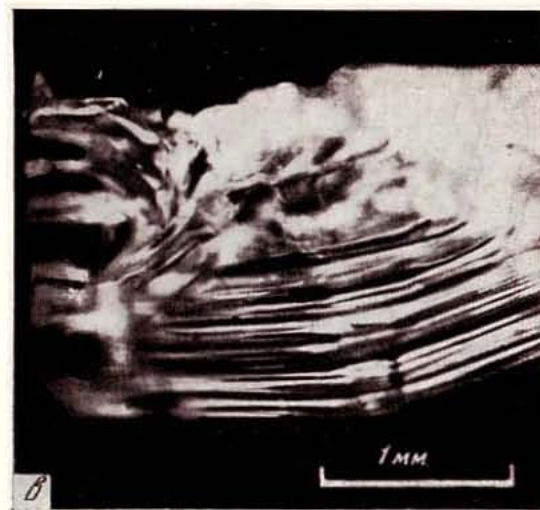
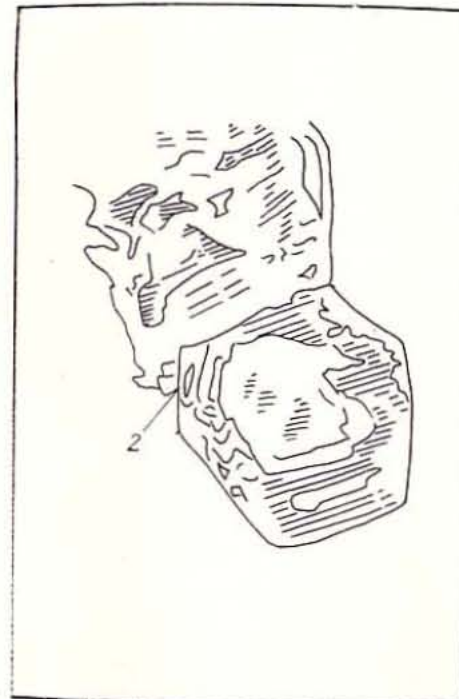
1 mm

Таблица 69. Фрагменты пористо-волокнистой текстуры снежных горизонтов на первых этапах сублимационного метаморфизма (а, в) и столбчато-волокнистой — при массовом развитии скелетных кристаллов (б, г). В первом случае в снегу имеется множество поперечных связей между «волокнами», а поры (2) изометричны. В скелетную фазу горизонта поперечные связи ослабевают. «Волокна» из плотного снега (г) более массивны и менее хрупки, чем в рыхлом снегу (б).



1 мм

Таблица 70. Усложнение вертикальных связей между кристаллами на заключительной (скелетной) стадии конструктивного метаморфизма (а, в) и при переходе к секториальному росту (б, в). Соединительные шейки (1) интенсивно испаряются, а контакты кристаллов новой генерации (2) еще слабы.



1 мм

Таблица 71. Примеры хорошего срастания скелетных кристаллов глубинной изморози из плотного метелевого снега в «волоках», не подверженных деформирующим напряжениям. При столбчатом скелетном росте (а, б) наблюдается срастание целых граней индивидов по многолучевым линиям (1). Плоские скелетные кристаллы (в, г) прирастают друг к другу периферийными частями базисных граней (2).



1 мм



Таблица 72. Ослабление вертикальных связей между индивидами в верхних горизонтах рыхлого снега на гранных стадиях роста (а) и в нижних плотных слоях, достигших скелетной стадии в условиях длительного сжатия (б, в, г). В первом случае происходит рост кристаллов за счет утонения контактов (1), а во втором локальные повышенные напряжения связей (2) делают их наименее стабильными.

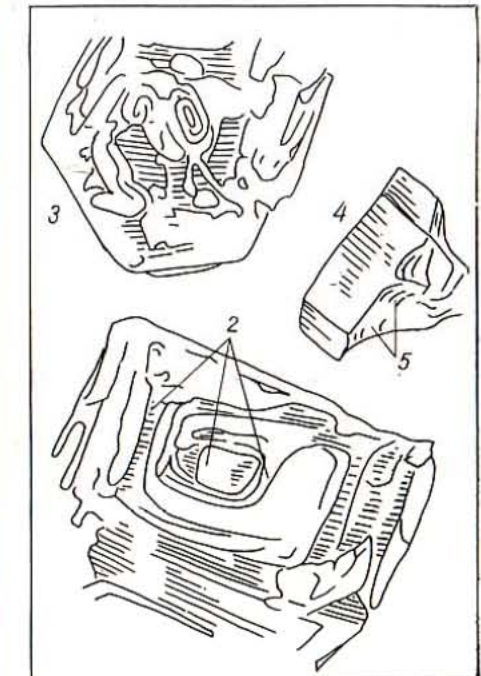
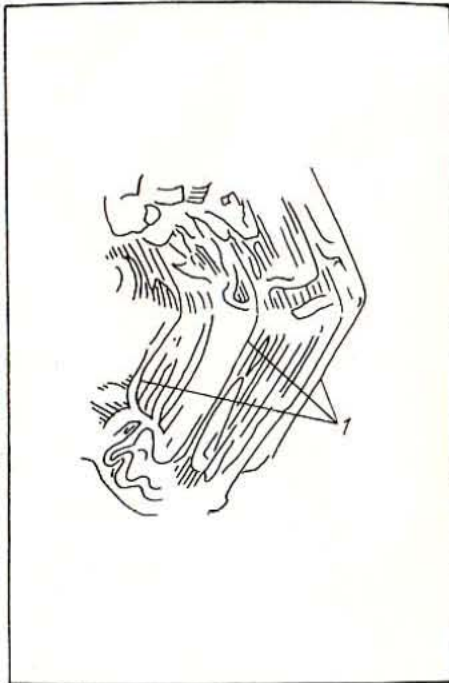
Микроморфология кристаллических индивидов

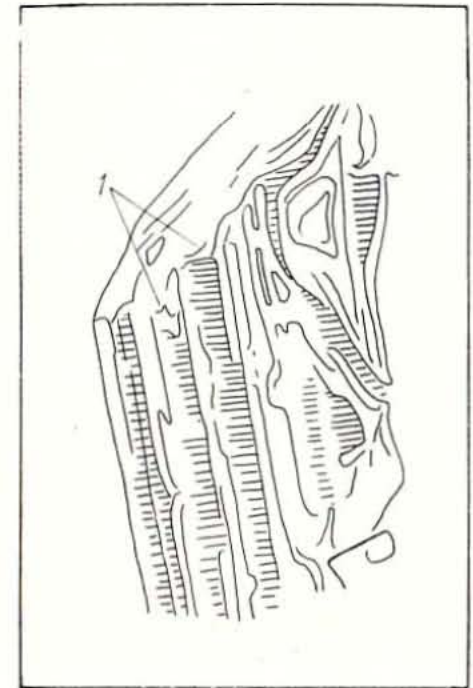
Таблица 73



Таблица 73. Зональное строение
гранных индивидов (а, б)
и кристаллов, перешедших
к скелетному росту (в).
Пирамидальная грань плоской
призмы (а) сложена макроступенями
слоевого роста (1), связанными
с ритмичностью процесса
кристаллизации. Углубление в грани
кристалла (в — нижний индивид)
окаймлено серией полос
(макроступеней скелетного роста)
с различным цветовым оттенком (2),
что указывает на неодинаковый
захват структурных примесей.
На схемах: 3 — футлярообразная
скелетная призма с симметрией $mm2$;
4 — полускелетная столбчатая
призма с кавернами (5).

1 мм





1 мм

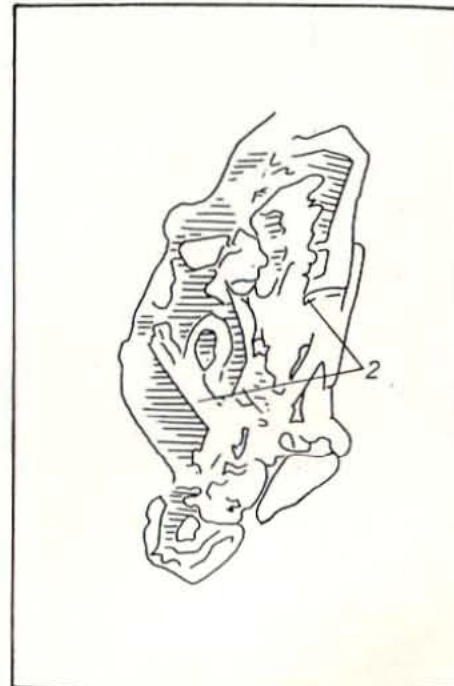
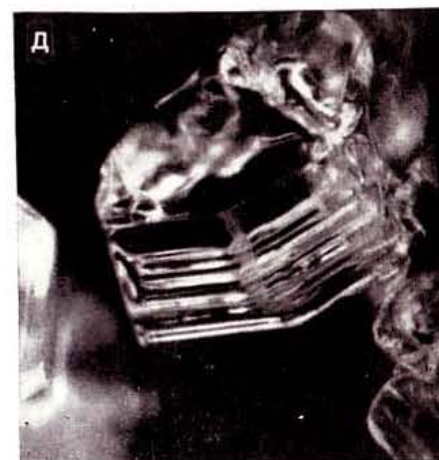
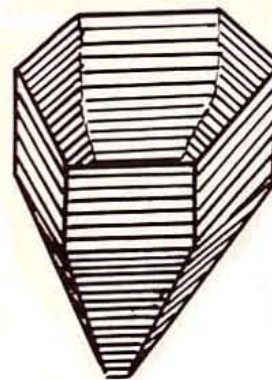
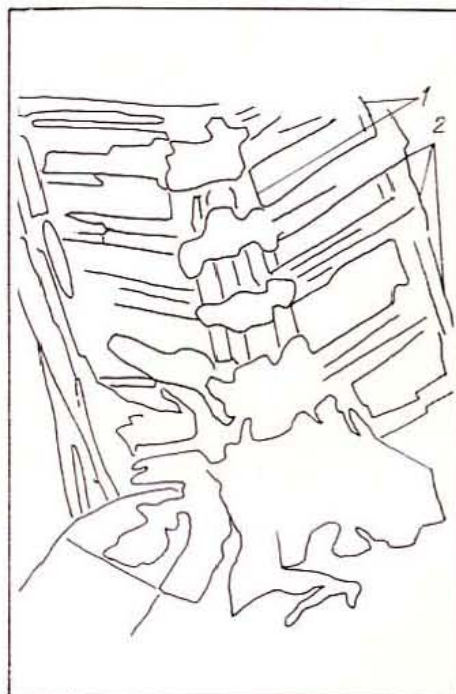
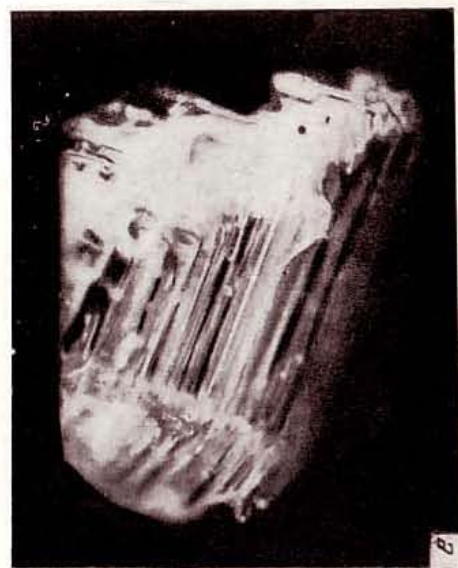
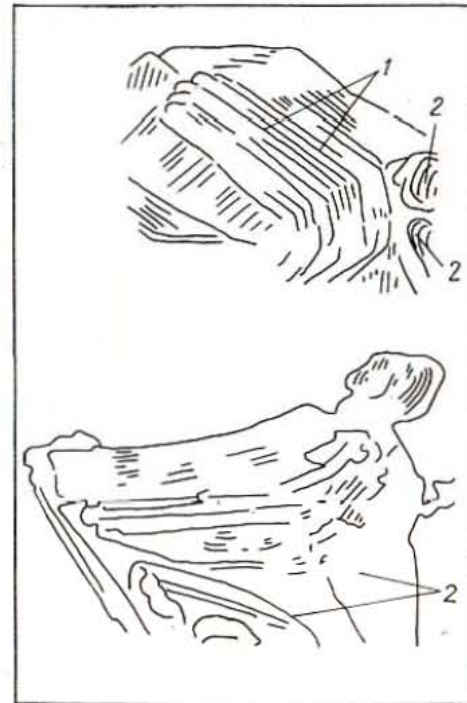
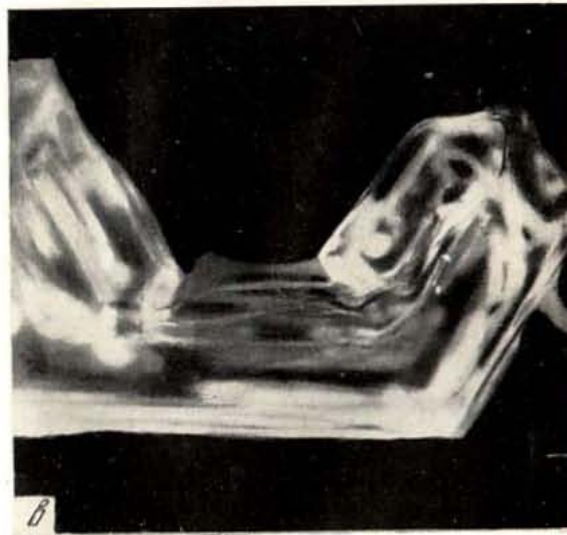
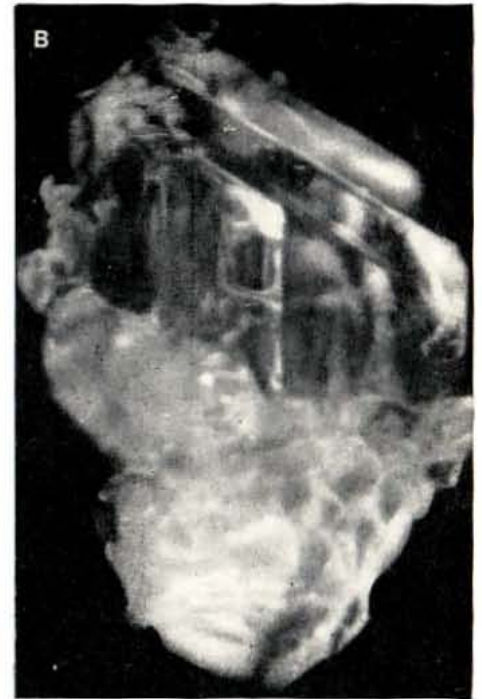
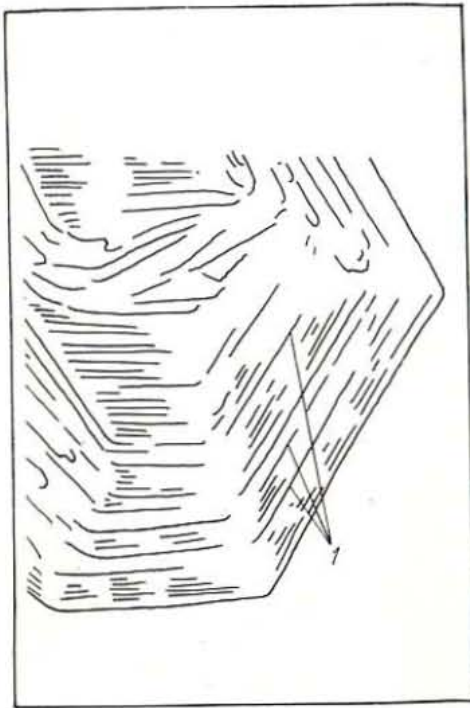


Таблица 74. Структура поверхности плоских скелетных кристаллов со стороны сильно скошенных призматических граней (а, б, в) и базиса (г). Характерны макроступенчатость (1) и ажурный рельеф (2) пирамидальных поверхностей. На базисе видны щели (3) и крупные полости (4), уходящие в тело кристалла.



1 мм

Таблица 75. Строение каркасных столбчатых скелетных форм глубинной изморози из плотного метелевого снега. Бокаловидные (а, в, д) и трубчатые (б, г) индивиды состоят из продольных (1) и поперечных (2) перегородок, индицирующих зональное строение кристаллов.



1 мм

Таблица 76. Структура кольцевых скелетных форм кристаллов глубинной изморози. Вид со стороны базиса (а, в) и боковых призматических граней (б). Четко выражен ступенчатый рельеф внутренних стенок (1). У многих индивидов сохраняются лишь две-три боковые грани (2).



1 мм

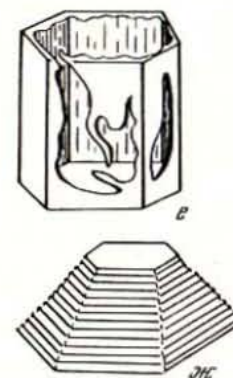
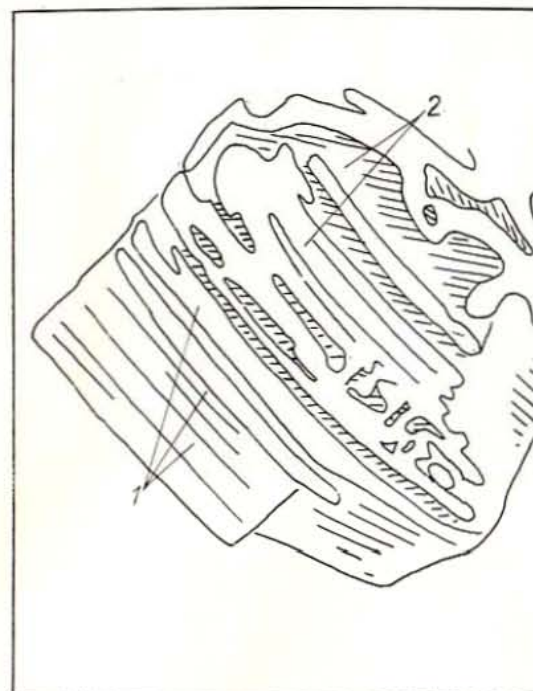


Таблица 77. Вицинальная структура поверхности призматических граней столбчатых скелетных кристаллов с наклонным (а, б) и ортогональным (в) расположением главной кристаллографической оси. Ступени скелетного роста (1) чередуются с желобками и узкими сквозными щелями (2). При малом увеличении эта скульптура имеет вид штриховки. Ребро кристалла (б), попавшее в область межзерновых контактов, несет следы (3) режеляции и пластических деформаций.

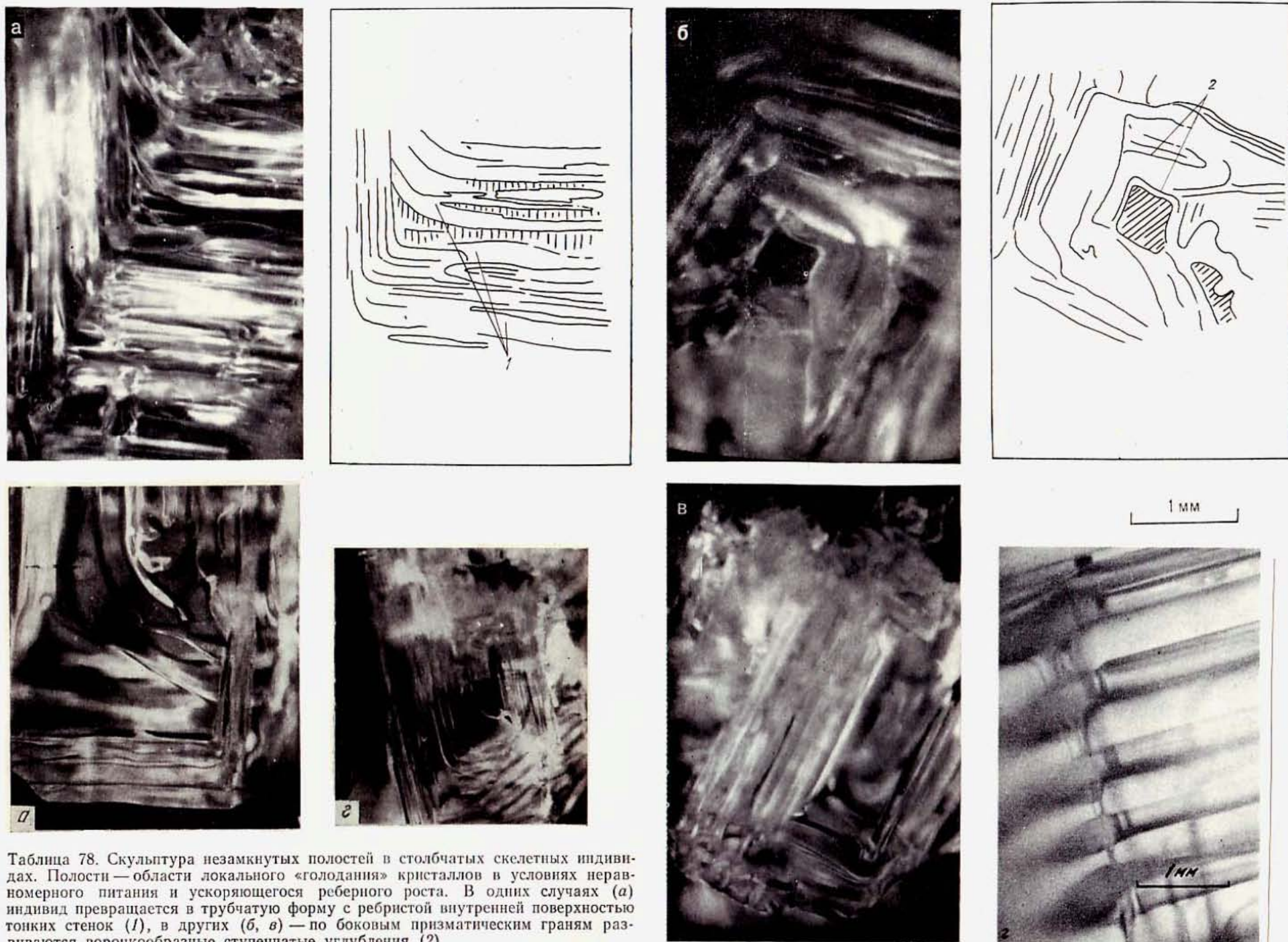


Таблица 78. Скульптура незамкнутых полостей в столбчатых скелетных индивидах. Полости — области локального «голодания» кристаллов в условиях неравномерного питания и ускоряющегося реберного роста. В одних случаях (а) индивид превращается в трубчатую форму с ребристой внутренней поверхностью тонких стенок (1), в других (б, в) — по боковым призматическим граням развиваются воронкообразные ступенчатые углубления (2).

1 мм

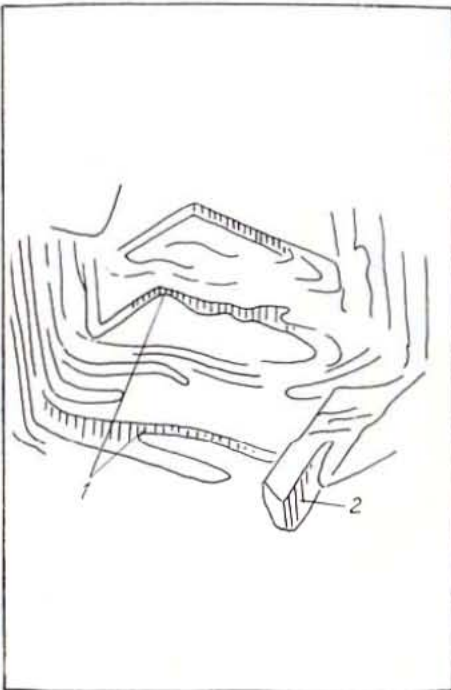
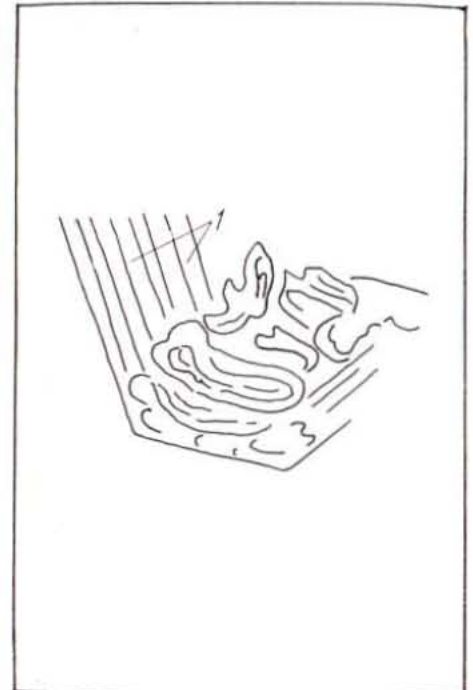
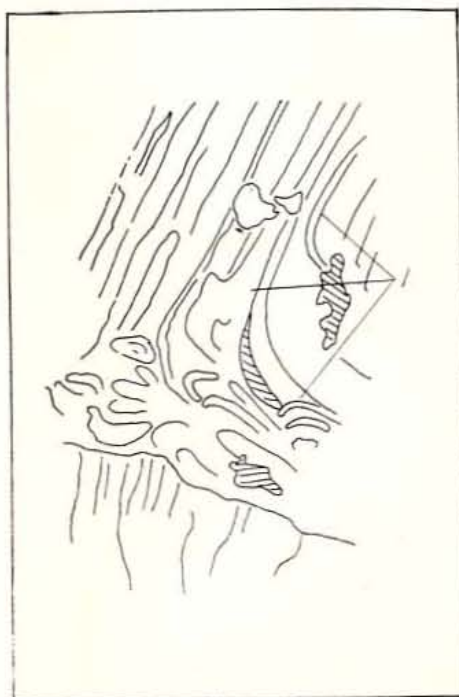


Таблица 79. Вид столбчатых скелетных кристаллов со стороны отсутствующей базисной грани. Вскрывается зональное строение кристаллов (а, б, в). По периметру внутренних сторон тонких призматических стенок идет система перегородок (1), создающая хрупкую ажурную скульптуру. Перегородки нередко служат местом зарождения новых кристаллов (2). В других случаях зональная скульптура может отсутствовать (г), что указывает на стационарность процесса кристаллизации.





1 мм

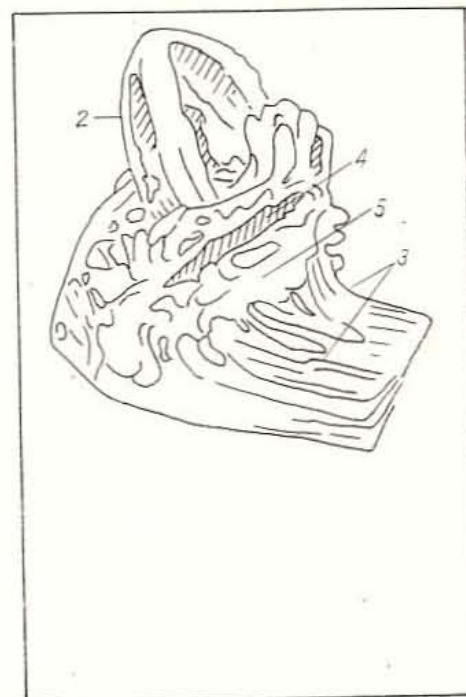


Таблица 80. Скульптура призматических ребер скелетных кристаллов глубинной изморози. В условиях свободного роста ребра остроугольны и имеют прямолинейные (б, а) или слабо волнистые (а) очертания. Ступени вблизи вершины непрерывны и дугообразны (1), что указывает на синхронность актов скелетного роста со стороны смежных ребер. Последующая деформация индивида (с), вызванная давлением соседних частиц (2), вызывает искривление ступеней (3), смятие и оплавление ребер, с образованием на их месте щелей (4) и «язычков» аморфного вещества (5).

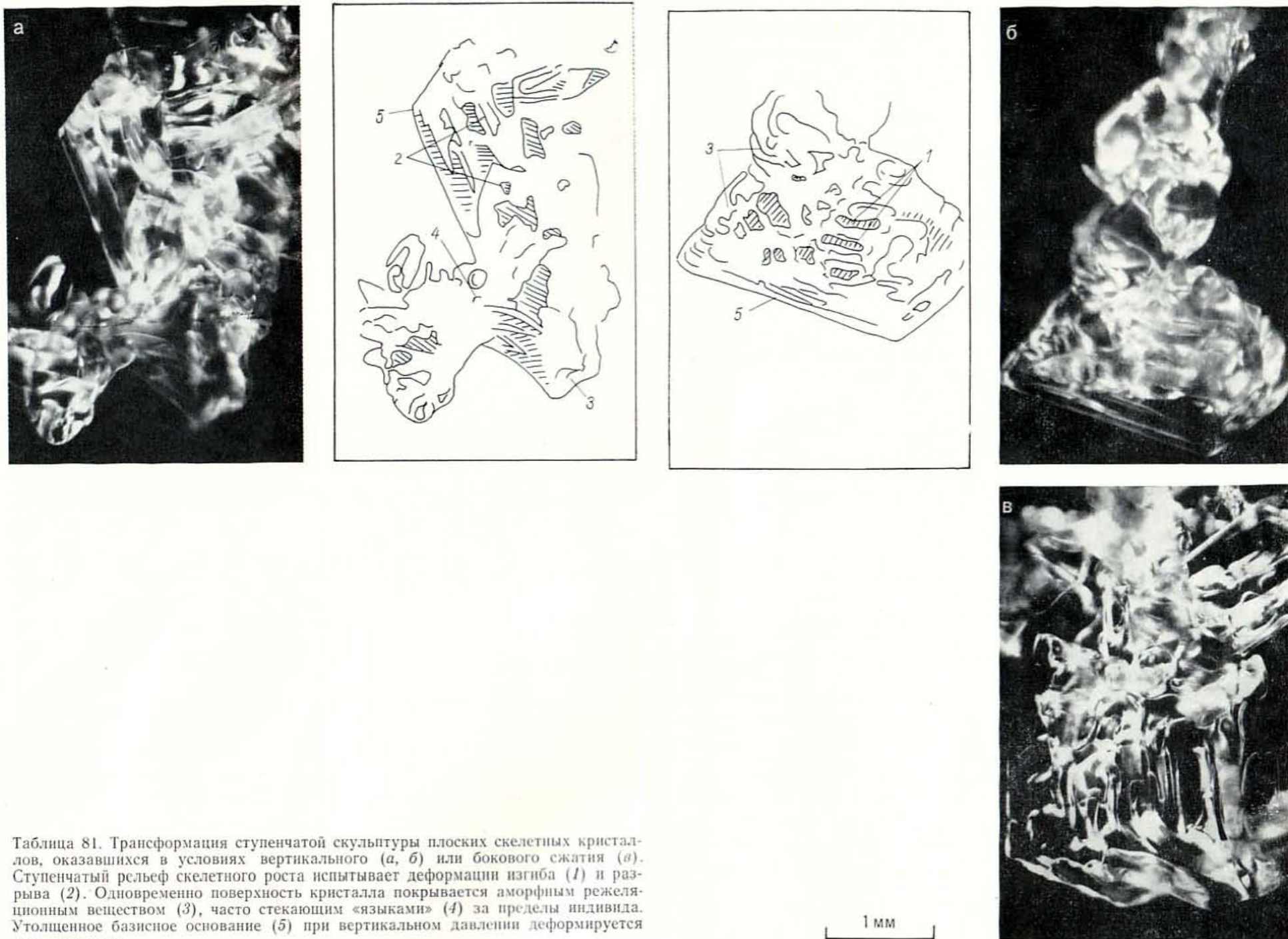


Таблица 81. Трансформация ступенчатой скульптуры плоских скелетных кристаллов, оказавшихся в условиях вертикального (а, б) или бокового сжатия (в). Ступенчатый рельеф скелетного роста испытывает деформации изгиба (1) и разрыва (2). Одновременно поверхность кристалла покрывается аморфным режеляционным веществом (3), часто стекающим «языками» (4) за пределы индивида. Утолщенное базисное основание (5) при вертикальном давлении деформируется незначительно.

1 мм

Введение

Методы современной кристалломорфологии в структурном снеговедении и лавиноведении применяются еще недостаточно, что до известной степени тормозит дальнейшее развитие этих ветвей гляциологии. Снежный покров — тело прежде всего кристаллическое, поэтому процессы его метаморфизма подчиняются основным законам кристаллографии, которые, к сожалению, мало используются гляциологами при полевом изучении структуры снега и при интерпретации полученных данных. В то же время с помощью существующих традиционных методов структурного снеговедения (например, путем гранулометрической оценки частиц или расчетов площади контактов между ними) удается извлечь весьма бедную информацию о процессах, происходящих в снежной толще. В результате практика снеголавинной службы до сих пор не имеет надежных корреляций структуры снега с его механическими свойствами и с метеорологическими условиями, которые вызывают нарушение устойчивости снежного пласта на склоне.

Как установлено всей историей развития минералогической кристаллографии и генетической минералогии, материальным выражением метаморфизма горных пород являются формы растущих или растворяющихся кристаллов, поэтому кристалломорфология может служить важным методом диагностики структурных преобразований горной породы, в том числе и снежного покрова. Ведущим процессом метаморфизма сухого снега является сублимационный (рост кристаллов из парообразной фазы), создающий исключительно большое многообразие кристаллических форм.

Основной закон кристаллографии гласит, что формы кристаллов отображают процессы тепло- и влагообмена в окружающей их среде, а все закономерности роста реальных кристаллов по существу характеризуют их отклонение от равновесного состояния, отвечающего внутренней (кристаллохимической) структуре данного вещества. Речь идет о познании приспособления растущего симметричного индивида к диссимметричной среде по известному принципу суверенизации симметрий П. Кюри. Принцип суверенизации симметрий в наиболее общем виде выглядит так:

явление (эффект) = свойство \times воздействие.

Следовательно, принципиальная схема публикации условий среды по морфологии кристалла состоит в нахождении признаков внешнего воздействия по известному постоянному свойству (кристаллохимической структуре льда) и явлению (видимой симметрии и характеру ограничения).

Морфология кристаллической поверхности, выступая как прямой продукт взаимодействий в системах кристалл—пар и кристалл—кристалл, способна дать такую разностороннюю информацию об окружающей среде, которую практически невозможно извлечь даже в лаборатории, не говоря уже о полевых условиях работы. Кристалломорфологический анализ структуры снега может быть использован в качестве эффективного метода интерпретации условий и процессов внутренних преобразований снежного покрова. При таком подходе снег рассматривается как дискретная физическая среда, как открытая система, или сообщество, разнокачественных индивидов форм кристаллов, растущих в тесном взаимодействии и испытывающих регулирующее влияние изменчивой среды.

Для кристалломорфологического анализа структуры снега необходимо оперировать статистическим множеством кристаллов по каждой пробе, взятой из данного горизонта. Опыт показывает, что внутри каждого множества форм с близкой видимой симметрией присутствуют индивиды с различными элементами ограничения. Здесь встречаются как столбчатые, так и пластинчатые формы, как гранные, так и скелетные. С другой стороны, оставаясь в пределах одного и того же вида симметрии, растущий снежный кристалл меняет свою форму от гранной к скелетной и далее к секториальной и пластинчатой — в соответствии с траекторией сублимационно метаморфического цикла. Чаще же всего смена стадии конструктивного метаморфизма (особенно превращение гранной формы в скелетную) сопровождается резким снижением симметрии кристаллов.

Итак, кристалломорфологический анализ структуры и метаморфизма снега должен идти по двум основным направлениям: 1) выявление статичных параметров состояния снежного покрова и всей системы почва—снег—воздух путем определения видимой симметрии кристаллов по каждому снежному горизонту; 2) диагностика элементов ограничения каждого монокристалла, установленные на этой основе класс и типа формы кристаллов и соответствующая оценка динамики структуры снега во времени по каждому горизонту.

Симметричная установка кристаллов

Она проводится по макроморфологическим признакам снежных частиц. В реальных кристаллах исследователь всегда имеет дело с элементами природной динамической симметрии, ибо внешняя форма тела сохраняет только те элементы собственной симметрии, которые совпадают с наложенными на него элементами симметрии среды. Под симметрией кристаллообразующей среды понимается симметрия строения в ней определенных силовых полей —

Морфология кристаллической поверхности, выступающая как прямой продукт взаимодействий в системах кристалл—пар и кристалл—кристалл, способна дать такую разностороннюю информацию об окружающей среде, которую практически невозможно извлечь даже в лаборатории, не говоря уже о полевых условиях работы. Кристалломорфологический анализ структуры снега может быть использован в качестве эффективного метода интерпретации условий и процессов внутренних преобразований снежного покрова. При таком подходе снег рассматривается как дискретная физическая среда, как открытая система, или сообщество, разнокачественных индивидов — форм кристаллов, растущих в тесном взаимодействии и испытывающих регулирующее влияние изменчивой среды.

Для кристалломорфологического анализа структуры снега необходимо оперировать статистическим множеством кристаллов по каждой пробе, взятой из данного горизонта. Опыт показывает, что внутри каждого множества форм с близкой видимой симметрией присутствуют индивиды с различными элементами ограничения. Здесь встречаются как столбчатые, так и пластинчатые формы, как гранные, так и скелетные. С другой стороны, оставаясь в пределах одного и того же вида симметрии, растущий снежный кристалл меняет свою форму от гранной к скелетной и далее к секториальной и пластинчатой — в соответствии с траекторией сублимационно-метаморфического цикла. Чаще же всего смена стадии конструктивного метаморфизма (особенно превращение гранной формы в скелетную) сопровождается резким снижением симметрии кристаллов.

Итак, кристалломорфологический анализ структуры и метаморфизма снега должен идти по двум основным направлениям: 1) выявление статичных параметров состояния снежного покрова и всей системы почва—снег—воздух путем определения видимой симметрии кристаллов по каждому снежному горизонту; 2) диагностика элементов ограничения каждого монокристалла, установление на этой основе класса и типа формы кристаллов и соответствующая оценка динамики структуры снега во времени по каждому горизонту.

Симметричная установка кристаллов

Она проводится по макроморфологическим признакам снежных частиц. В реальных кристаллах исследователь всегда имеет дело с элементами природной динамической симметрии, ибо внешняя форма тела сохраняет только те элементы собственной симметрии, которые совпадают с наложенными на него элементами симметрии среды. Под симметрией кристаллообразующей среды понимается симметрия строения в ней определенных силовых полей —

симметрии поля давления, подтоков питания к кристаллу, молекулярной теплопроводности, а также направлений движения выделяемой и поглощаемой теплоты кристаллизации.

Поверхностное ограничение растущих кристаллов глубинной изморози носит компромиссный характер, так как среда «навязывает» их форме симметрию, не свойственную внутренней структуре льда. Возникает целая серия ложных (искаженных, вынужденных) форм роста кристаллов, симметрия которых является подгруппой истинной кристаллической симметрии льда, т. е. планаксиального вида симметрии гексагональной группы. Этот вид выражен правильной шестигранной призмой с формулой симметрии $L_6L_26PPC-6/mmm$ (табл. 7). Такой кристалл может вырасти и сохраниться лишь при отсутствии градиентов температуры и концентрации водяного пара и вектора давления в толще снега, т. е. в условиях максимально однородной среды с симметрией шара и неподвижного цилиндра (табл. 82).

Гидротермическое поле снежной толщи и поле релаксации ее механических напряжений имеют более низкую симметрию. Ввиду односторонней направленности движений вещества и энергии через толщу снега эти поля имеют свойство полярности («знака»): в них обычно отсутствует горизонтальная плоскость симметрии, а число вертикальных плоскостей резко сокращается. Векторные поля снежного покрова диссимметричны по отношению к внутреннему пространству каждого ледяного кристалла.

Из принципа суперпозиции симметрий следует, что чем интенсивнее вертикальный тепло- и влагоперенос через снег, тем сильнее выражено несоответствие элементов симметрии внутренней структуры растущих кристаллов и структуры окружающего их пространства, т. е. тем больше диссимметрия питающей среды и тем соответственно дальше должно идти развитие глубинной изморози. С другой стороны, чем сильнее выражена диссимметрия (неправильность, уродливость, несовершенство) конечной кристаллической формы, тем большей была гидротермическая анизотропность или векторность поля давления в период развития этой формы.

При одних и тех же параметрах макросимметрии полей в толще снега внешняя симметрия растущих кристаллов существенно зависит от их ориентировки и взаимного расположения. Чем меньше совпадение элементов симметрии кристалла и среды, тем ниже геометрическая симметрия результирующей формы.

В табл. 8—20 представлены основные подгруппы и виды геометрической симметрии кристаллов глубинной изморози, которые наиболее часто встречаются в сухом снежном покрове. Таблицы размещены в порядке последовательного снижения симметрии кристаллов — от представителей гексагональной подгруппы до моноклинических и триклинических псевдоформ. В соответствии с этим усложняется и тип кристаллообразующей среды (табл. 82). Со-

Таблица 82

Руководящие морфологические признаки кристаллов глубинной изморози для их симметричной установки

Подгруппа симметрии	Вид и формула симметрии	Форма кристалла	Симметрия кристаллообразующей среды
А. Формы согласованной ориентировки растущего кристалла и питающей среды			
Гексагональная	Планаксиальный $L_6L_26PPC-6/mmm$	Гексагональная призма	Шар $\infty L_\infty \infty PC-\infty/\infty$ или неподвижный цилиндр $L_\infty \infty L_\infty PPC-\infty/mm$
	Центральный L_6PC-6/m	Призма с пирамидальными усложнениями	Вращающийся цилиндр $L_\infty PC-\infty/m$
	Планальный $L_66P-6mm$	Гексагональная пирамида	Неподвижный конус $L_\infty \infty P-\infty m$
	Аксальный L_6L_2-622	Гексагональный трапецоэдр	Скрученный цилиндр $L_\infty \infty L_2-\infty 2$
	Примитивный L_6-6	Тригональная бипирамида	Вращающийся конус $L_\infty-\infty$
	Тригональная	Планаксиальный $L_3L_23PPC-3m$	Дитригональная призма
Центральный L_3C-3		Тригональный ромбоэдр	Вращающийся цилиндр $L_\infty PC-\infty/m$
Планальный L_33P-3m		Дитригональная пирамида	Неподвижный конус $L_\infty \infty P-\infty m$
Аксальный L_3L_2-32		Тригональный трапецоэдр	Скрученный цилиндр $L_\infty \infty L_2-\infty 2$
Примитивный L_3-3		Тригональная пирамида	Вращающийся конус $L_\infty-\infty$
Ромбическая		Планаксиальный $3L_22PPC-mm$	Псевдоромбическая призма + пинаконд
	Планальный $L_22P-mm2$	Псевдоромбическая пирамида, призма	Эллиптически неподвижный конус вращения $L_\infty \infty L_2 P-\infty m$
Моноклиническая	Планаксиальный L_2PC-2/m	Ромбическая призма + пинаконд или три пинаконда	Трехосный неподвижный эллипсоид $3L_23PC-mm$
	Аксальный L_2-2	Псевдоромбическая пирамида	Трехосный неподвижный конус $L_22P-2mm$
	Планальный $P-m$	Псевдомоноклиническая призма с ортогональными осями	Трехосный горизонтально вращающийся эллипсоид $3L_2PC-m$

Подгруппа симметрии	Вид и формула симметрии	Форма кристалла	Симметрия кристаллообразующей среды
Б. Формы рассогласованной ориентировки растущего кристалла и среды			
Моноклинная	Плоскостной $P-m$	Правильная косая псевдомоноклинная призма или пирамида	Вращающийся цилиндр или трехосный эллипсоид паложены на неподвижный цилиндр или конус
Триклинная	Центральный $C_1(L_1)-\bar{1}$	Неправильная косая псевдотриклинная призма	Паложение вращающегося цилиндра и двух трехосных неподвижных эллипсоидов в различных плоскостях на неподвижный цилиндр или конус
	Примитивный 1	Неправильная косая псевдотриклинная пирамида	

Примечание. Условные обозначения симметрии см. в предисловии.

гласно статистическому закону Федорова—Грота, чем сложнее состав среды, тем ниже симметрия кристаллической формы.

Наряду с формами $6/mmm$ в толще снега встречаются «половинчатые» призмы, растущие на боковых стенках пор. Для них среда имеет симметрию рассеченного по вертикали неподвижного цилиндра L_22P (рис. 1 *е*). Правильные гексагональные призмы с пирамидальным окончанием (табл. 8) свойственны среде с четко выраженным вертикальным гидротермическим градиентом (рис. 1 *б, г, д*). Призмы с пирамидальными «срезками» базисно-призматических ребер (с многоскатными «крышами»), относящиеся к центральному виду симметрии $6/m$ (табл. 21 *д, 45 б*), растут в среде вращающегося цилиндра (рис. 1 *в*). Это указывает на частые, но ритмично повторяющиеся изменения температуры и параметров диффузии пара вокруг кристаллов.

Формы тригональной подгруппы (табл. 9, 10) указывают на полярность гидротермического поля в снегу по горизонтали, т. е. по простиранию снежного пласта. Горизонтальные градиенты температуры и концентрации водяного пара в поле локальной диффузии примерно одинаковы по трем пересекающимся направлениям. Пирамидальность дитригональной формы свидетельствует о наличии также полярности среды по вертикали (табл. 82, рис. 1 *г*). Тригонально-ромбоэдрические и тригонально-пирамидальные формы, свойственные начальным этапам развития глубинной изморози (табл. 3, 4), вырастают в средах с симметриями вращающегося цилиндра и конуса (рис. 2 *а*). Отсутствие вертикальных плоскостей симметрии — следствие горизонтальной анизотропии поля.

Кристаллы всех остальных подгрупп относятся к ложным формам гексагональной ветви. Псевдоромбические формы (табл. 11—

14) указывают на существование в горизонтальной плоскости одного или двух взаимно перпендикулярных направлений, по которым градиенты в среде испытывают заметные изменения. Среда описывается симметрией ∞/m для призмы и ∞m — для пирамиды

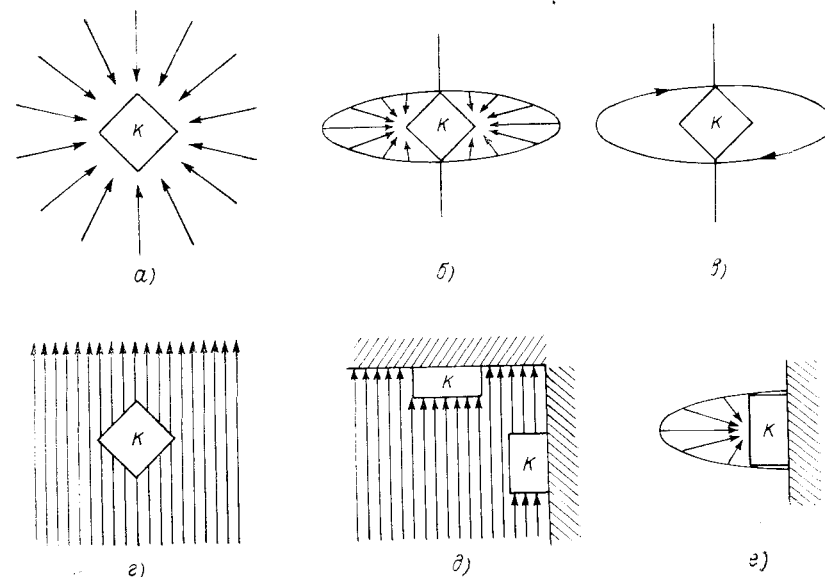


Рис. 1. Простые типы симметрии кристаллообразующей среды в снежном покрове. *K* — растущий кристалл (стрелками показано направление потоков питания к кристаллу): *а* — симметрия шара; *б, в* — соответственно симметрия неподвижного и вращающегося цилиндра; *г* — симметрия неподвижного конуса; *д* — рост кристаллов, прикрепленных к стенке, в однонаправленной среде с симметрией конуса; *е* — то же в среде с симметрией цилиндра.

(табл. 82). Псевдоромбические виды обычно преобладают среди форм глубинной изморози.

В условиях еще более резких и частых изменений градиентов силовых полей развиваются псевдомоноклинные и псевдотриклинные формы — типичные представители «зрелой» глубинной изморози. Псевдомоноклинным призмам $2/m$ свойственна среда с симметрией «кирпича» — трехосного неподвижного эллипсоида. Плоскостные псевдомоноклинные формы имеют три основные разновидности симметрии. Первые две (призма и пирамида столбчатого типа) растут при совпадении главной геометрической оси кристалла и оси симметрии питающей среды, имеющей вид трехосного горизонтально вращающегося эллипсоида, паложенного на векторное поле макроскопической диффузии или поле давления (рис. 2 *б*).

Скошенные псевдомоноклинные индивиды (табл. 17, 18), равно как и все формы триклинной подгруппы (табл. 19, 20), обладают наиболее низкой геометрической симметрией ввиду почти полного

несовпадения элементов симметрии кристалла и среды. Это обусловлено как нестационарностью гидротермического поля, так и контактным взаимодействием самих кристаллов. Такие формы присущи плоскому варианту метаморфизма. Если угол отклонения главной оси кристалла L_n от оси L_∞ питающей среды оказы-

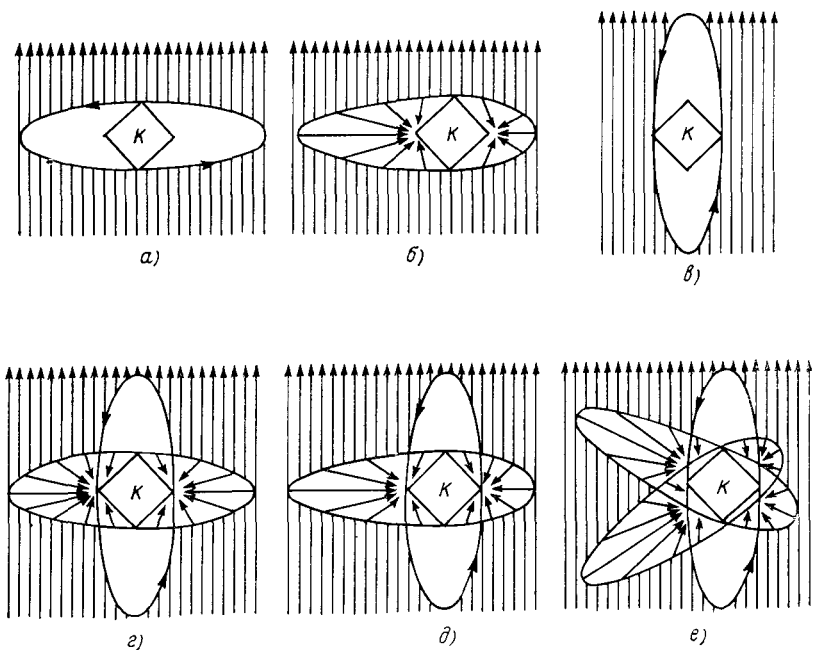


Рис. 2. Составные типы симметрии кристаллообразующей среды в снежном покрове.

a, б — сочетания питающих потоков с симметриями конуса и вращающегося цилиндра; *в* — сочетание потоков с симметриями конуса и неподвижного эллипсоида вращения; *г, д, е* — различные комбинации симметрий питающей среды — конуса, неподвижного и вращающегося цилиндра и неподвижного эллипсоида вращения. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

вается в одной из немногочисленных вертикальных плоскостей симметрии среды, то развиваются косые псевдомоноклинные формы (табл. 17). В других случаях угол между ними не лежит в вертикальной плоскости, и тогда растут псевдотриклинные индивиды. Углы ρ и φ между осями $L_\infty(c)$ и $L_n(c')$ служат мерами соответственно «моноклинного» и «триклинного сдвига». Чем больше эти углы, тем сильнее скошенность формы и тем соответственно больше нестационарность и векторность силовых полей в снежном горизонте.

Условия роста плоских и скошенных псевдомоноклильных форм в первом приближении можно описать симметрией вращающегося цилиндра, наложенного на поток макроскопической диффузии та-

ким образом, что вектор этого потока находится в плоскости вращения цилиндра (рис. 2 *в*). Подобные условия могут складываться при резких и частых колебаниях температуры в снежном горизонте (эти колебания геометрически означают смену «знака» вращения цилиндра). В результате кристалл не может расти по любой из вертикальных плоскостей, совпадающих с его главной оптической осью и вектором макроскопической диффузии. Он вынужден разрастаться по оси вращения цилиндра, т. е. в общем случае горизонтально.

Аналогичное уплощение формы вызывает и перекристаллизация по принципу Рикке — в условиях одностороннего давления (сжатия), не превышающего, однако, предела упругости кристалла. Последний, ориентируясь своей главной осью в общем случае вертикально, растет преимущественно в базисной плоскости, чему способствует также механическое двойникование напряженной частицы. Если при этом в горизонтальной плоскости поле локальной диффузии или местных напряжений описывается дополнительно симметрией неподвижного цилиндра (рис. 2 *г*), то развиваются косые или плоские, но правильные в основании гексагональные формы. При наличии в локальной среде горизонтальной симметрии трехосного неподвижного эллипсоида (рис. 2 *д*) образуются уплощенные и скошенные псевдомоноклинные призмы и пирамиды (табл. 18) с единственной вертикальной плоскостью симметрии.

Наконец, псевдотриклинным формам свойственны среды с наиболее сложным выражением симметрии (рис. 2 *е*). На односторонне направленное макроскопическое поле наложены по крайней мере три локально вращающихся потока. Один из них с симметрией вращающегося цилиндра ведет к уплощению формы. Два других движутся в плоскостях, расположенных под углом к вектору макроскопического поля, и обладают симметрией трехосного неподвижного эллипсоида. Это и придает кристаллической форме очертания «триклинности».

Как известно, горизонты с хорошо развитой глубинной изморозью нередко имеют отчетливую вертикальную столбчатую (волокнистую) текстуру. Волокна состоят не только столбчатыми относительно симметричными кристаллами, но и плоскими индивидами с пониженной симметрией. Последние развиваются чаще на стенках воздушных пор. В качестве рабочей гипотезы можно принять, что более высокая симметрия кристаллов указывает на те ситуации, когда поры достаточно равномерно распределены в трехмерном пространстве снежного горизонта (табл. 69 *а, в*) и, следовательно, площади контактов между частицами одного порядка как по горизонтали, так и в вертикальном разрезе. Напротив, резко выраженная диссимметрия форм, особенно плоских типов (табл. 62 *в, г*), — индикатор преобладания вертикальных пор и строкков, слабо связанных между собой по простиранию снежного

пласта. Очевидно, во втором случае горизонт более хрупок на субгоризонтальный сдвиг и поэтому более лавиноопасен (при той же удельной площади контактов). Падение симметрии растущих кристаллов в своей массе указывает на развитие опасной столбчатой текстуры горизонта.

Изучение эволюции кристаллических форм

Суперпозиция природных симметрий в толще снега выступает в качестве определенного процесса, растянутого во времени. Среда навязывает растущему кристаллу свою симметрию не мгновенно, а с некоторой последовательностью, с поэтапной сменой механизмов взаимодействия в системах кристалл—пар и кристалл—кристалл. Установлено, что сухой снежный покров стремится пройти в течение зимы направленную траекторию сублимационно-метаморфического цикла, состоящего из трех периодов: деструктивного (I), конструктивного (II) и регрессивного (III). Эти периоды включают девять стадий роста и последующего разрушения кристаллов: обломочную стадию (I_1), полиэдрическую (I_2), стадии плоских и столбчатых гранных призм (II_1 и II_2), полускелетную и скелетную стадии (II_3 и II_4), секториальную (III_1), пластинчатую (III_2) и, наконец, сублимационно-фирновую стадию (III_3). Кристаллы в каждой стадии роста дают соответствующие классы форм под теми же названиями. Аналогичные этапы эволюции, обозначаемые как фазы метаморфизма, проходит и каждый горизонт снежной толщи.

Рост кристаллов глубинной изморози в полускелетной, скелетной и секториальной стадиях может идти по двум основным вариантам: столбчатому ($II_3^{ст} \rightarrow II_4^{ст} \rightarrow III_1^{ст}$) и плоскому ($II_3^{пл} \rightarrow II_4^{пл} \rightarrow III_1^{пл}$). Эти варианты дают по два типа форм кристаллов в каждом из упомянутых классов. Любой из вариантов роста может преобладать в снежном горизонте или давать в совокупности с другим смешанный вариант.

Варианты (или ветви) сублимационно-метаморфического цикла (столбчатый, плоский, смешанный) предопределяются, с одной стороны, температурным состоянием снега, а с другой — действием силы тяжести, структурный эффект которого зависит от глубины залегания данного горизонта, плотности вышележащих слоев и времени действия нагрузки, т. е. возраста горизонта. Первый фактор (термический) превалирует в маломощном рыхлом снежном покрове или в верхних его слоях (если снег глубокий), второй (фактор давления) — в средних и особенно нижних горизонтах мощных и плотных наносов. Соответственно в первом случае варианты являются ветвями сублимационного термометаморфизма снега, во втором — ветвями сублимационного динамо-

метаморфизма. При этом плоские скелетные формы преимущественно моноклинной и триклинной подгрупп могут возникать как в верхних и средних слоях снега (под влиянием нестационарности гидротермического поля, табл. 27, 28), так и в припочвенных горизонтах (под действием компрессионного сжатия вышележащих слоев, табл. 50 а, в, 51 б, 57 в).

Классы форм кристаллов (стадии роста) и их типы (варианты эволюционной траектории) однозначно определяются по метрическим характеристикам частиц, а также по целому ряду мезо- и микроморфологических признаков ограничения. Основными метрическими признаками кристаллической формы служат размер частицы (радиус, поперечник, объем) и осевое отношение c/a , отражающее тенденцию преобладающего роста (столбчатую или пластинчатую). К мезоморфологическим признакам кристалла относятся: 1) идиоморфность, гипидиоморфность или аллотриоморфность; 2) преобладание одного из двух типов граней — характеристических или вицинальных; 3) развитие в пределах каждого типа граней базисных, призматических или пирамидальных плоскостей, а также наличие или отсутствие комбинационных пирамидально-призматических форм; 4) наличие или отсутствие в кристалле макродефектов — незамкнутых полостей и отношение объема такой полости ко всему объему кристалла; 5) появление усложнений кристалла в виде секториальных выростов по базису; 6) наличие или отсутствие свойства «полярности» в кристалле. Такие признаки легко распознаются в полевых условиях работы непосредственно в шурфах под небольшим оптическим увеличением (4—5-кратным), а на достаточно крупных индивидах с поперечником более 2 мм видны даже невооруженным глазом. Мезоморфологию кристаллов необходимо выявлять по всей массе индивидов из взятой для анализа пробы снега совместно с их симметрией установкой.

Среди микроморфологических признаков кристалла наиболее важны следующие: 1) массивность или ажурность скелетного индивида (сравнительная толщина стенок); 2) характер сочленения различных граней — наличие или отсутствие тех или иных ребер и вершин, их массивность, указывающая вместе с первым признаком на степень механической прочности кристалла; 3) микро-рельеф различных граней — относительное расположение на их поверхности ступеней роста (в середине грани, вблизи ребер или вокруг вершин), о преобладающей тенденции дальнейшего развития монокристалла (по гранному, скелетному реберному или вершинному типам роста). Эти признаки могут быть выявлены лишь при значительном оптическом увеличении (не менее чем 10—20-кратном).

Различные комбинации перечисленных морфологических признаков могут однозначно характеризовать как результаты предшествующего роста кристаллов, так и тенденцию их последующего

развития. Мезоморфология кристаллов позволяет восстанавливать «историю» метаморфизма снега за прошедший период зимы, а совместно с микроморфологией предсказывать наиболее вероятные (при сохранении данных условий внешней среды) изменения структуры снега в будущем, в том числе и такие изменения, которые способны сыграть существенную роль в возникновении лавинной опасности. В этом состоит несомненное прогнозное значение кристалломорфологического подхода к изучению снега.

Все грани в растущем кристалле делятся на повторно растущие и неповторяющиеся. При повторимом росте сохраняется определенный профиль поверхности кристалла. В противном случае грани являются неповторимо растущими. Повторимо растущие гладкие (совершенные) грани (табл. 21, 22) называются характеристическими. Они сложены гранные формы снежных кристаллов. Такие грани легко распознаются по их зеркальному блеску, отсутствию штриховки, крупных выступов и каверн, по правильности геометрических очертаний, четкой выраженности и прямолинейности ребер. Гранному типу формообразования свойственна приуроченность мелких дугообразных ступеней роста к внутренним участкам граней (табл. 10 *a*, 12 *a*, 15 *a*), где часто выходят винтовые дислокации. Гранные формы не имеют незамкнутых полостей, т. е. являются бездефектными.

От характеристических граней следует отличать огрубленные, или несовершенные, грани (табл. 74, 75, 77—80). Они образованы выступами (субиндивидами), которые ограничены узкими участками гладких граней. Отклонившиеся от своего идеального положения грани именуются вициналями. Если ступени одинаковы по размеру, то образуются прямолинейные, равномерно огрубленные вицинальные грани. При неодинаковых значениях высоты и ширины ступеней возникают криволинейные очертания граней и ребер кристалла, с неравномерно огрубленными вицинальными гранями (табл. 8 *b*, *г*, 10 *d*). Вицинальные грани свойственны, как правило, скелетным реберным формам глубокой изморози. Ступенчатость этих граней при рассмотрении их невооруженным глазом или под малым увеличением проявляется в виде характерной штриховки.

Для столбчатых кристаллов всех классов форм (как гранных, так и скелетных) можно принять осевое отношение $c/a \geq 1$, для плоских и скошенных призм и пирамид, а также пластинок — соответственно 0,3—0,9 и 0,1—0,2, наконец, для шп. — 5—6 и более. Скелетными считаются кристаллы, в которых объем незамкнутых полостей занимает не менее одной трети объема самого кристалла. При меньшем размере пустот или при наличии мелких каверн и зачатков скелетных ступеней форма определяется как полускелетная. Появление и рост незамкнутых полостей (табл. 8 *b*, 9 *г*, *д*, 11 *г*, *д*) означают морфологическую нестабильность кристалла, в результате которой истощенная маточная среда входит в состав

самого индивида, чем и обеспечивается его целостность и дальнейший рост.

Незамкнутые полости и каверны характерны, как правило, для столбчатых скелетных и полускелетных кристаллов. Сильно скошенные и плоские скелетные и полускелетные индивиды внутренних пустот часто почти не имеют, поэтому основным признаком скелетного роста здесь служат последовательное утонение первоначального базопинаконда (плоской гранной призмы) и развитие на его верхней грани лестницы ступенчатых выростов, направленной обычно под острым углом к основанию (табл. 17 *b—d*, 18 *b*, *г*, *д*, 19 *b—d*, 20 *b—г*). Так развиваются псевдомоноклинные и псевдотриклинные плоские скелетные формы. Условно можно считать, что если высота растущей лестницы меньше толщины самого базопинаконда (по оси *c*), то форма остается еще полускелетной. При обратном соотношении этих параметров плоскую кристаллическую форму следует считать уже скелетной.

Скелетные формы, находящиеся в прогрессивном развитии, имеют прекрасно выраженную ритмичную ступенчатость по своим граням и ребрам, что свидетельствует об их зональном строении. Характерны прямолинейность и выдержанность большинства крупных ступеней, идущих через всю грань от одного ребра к другому параллельно третьему ребру (табл. 78, 79). При сопряженном развитии смежных боковых граней, что присуще интенсивному столбчатому росту, ребра приобретают вид ритмичных узлов сочленения продольных и поперечных ступеней (табл. 75). Если же вицинальные грани развивались автономно или растущий кристалл периодически подвергался частичному растворению (в условиях частых и резких колебаний температуры или компрессионного сжатия), то грани не соприкасаются друг с другом и боковые ребра как таковые отсутствуют. Этот случай чаще свойствен плоским скелетным реберникам с сильно скошенными боковыми гранями (табл. 74 *a*, 80 *г*).

В хорошо метаморфизованном снегу встречаются «стареющие» и вообще «дряхлые» индивиды с закругленными вершинами, изорванными испарением базисными ребрами, с фрагментарностью и частой искривленностью ступеней (табл. 31, 33, 34). От базисных граней перпендикулярно главной оси у них нередко идут тонкие полупрозрачные секторальные выросты с неровными краями, поэтому такие формы «стареющих» скелетных кристаллов нами названы секторальными. Одновременно все тело кристалла оказывается расчлененным на блоки мозаики, которые превращаются в субиндивиды с входящими углами и газовыми включениями (табл. 32, 35). Происходит заметный переход от монокристалла в центре к поликристаллическому агрегату на периферии данной частицы. Субиндивиды могут отклоняться на 10—30° от первоначальных очертаний кристалла. Многочисленные включения различных примесей придают «стареющим» индивидам мутноватый

оттенки. Перечисленные признаки указывают на процесс расщепления кристалла, которое ведет к его последующему распаду на отдельные части (табл. 36). Такова первая стадия регрессивного метаморфизма (III_1). Саморастрескивание (расщепление) кристаллов широко распространено в горных породах. Оно обусловлено тем, что по мере роста незамкнутых полостей и ступенчатости граней свободная объемная энергия, т. е. энергия дефектов и вызываемых ими ростовых напряжений увеличивается настолько, что оказывается во много раз большей свободной поверхностной энергией.

Наконец, при распаде секториальных форм образуются полого-выпуклые тонкие пластинки, почти утратившие скелетный микро-рельеф на базисных гранях, часто мутноватые, с неправильными очертаниями (табл. 38). Их нередко можно спутать с мелкими плоскими гранными призмочками, однако эти формы различаются между собой четкостью очертаний базисного периметра и рисунком микро-рельефа на гранях.

При достижении кристаллом скелетной или секториальной стадии его дальнейший рост резко замедляется, и он дает начало новой возрастной генерации кристаллов. Местом зарождения новых индивидов становятся, как правило, вершины и ребра старых кристаллов (табл. 38—40, 79 а). При этом нередко наблюдается явление автоэпитаксии — ориентирующего влияния частиц-индивидов старой генерации на рост новых кристаллов (табл. 25 а, 30 а, 49 в).

Упорядоченная пространственная ориентировка хорошо развитых форм глубиной изморози часто бывает связана с первичным двойникованием кристаллов (табл. 62). Первичные двойники растут особенно быстро, чему способствует наличие энергетически выгодного входящего угла, служащего также местом зарождения кристаллов новой возрастной генерации. Рост двойников ведет к общему уплощению кристаллических форм, что и наблюдается при плоском варианте сублимационного метаморфизма. Пластинки первичных двойников (или двойников роста) обычно не выдержаны по простиранию грани, резко меняют свои очертания и подчинены скульптуре начального ограничения кристалла, а также плоскости двойникования.

Морфологические признаки деформаций кристаллов

В рыхлом снежном покрове, где растущие индивиды в значительной мере не соприкасаются друг с другом своими целыми гранями и ребрами и развиваются в сравнительно свободном состоянии, наблюдается кристалломорфный рост с четко выраженной идиоморфностью или гипидиоморфностью частиц. В толщах же плотного метелевого снега кристаллы развиваются при тесном

взаимном соприкосновении и часто покрываются поверхностями совместного роста — индукционными гранями (гранями-отпечатками) и псевдорембрами (табл. 63, 64). Такие формы обычно лишены идиоморфности (правильных ортогональных очертаний), поэтому все сообщество кристаллов имеет грануломорфный рост (табл. 52, 53, 56—58), а сама структура снега становится ксеноморфной. Не только гранные, но и скелетные частицы перекристаллизованного метелевого снега принимают округлые неправильные очертания и отличаются общей массивностью (табл. 48, 49, 51, 73, 75). Причина этого — контактные взаимодействия кристаллов при стрессовых деформирующих напряжениях.

Наблюдения за деформацией отдельных кристаллических индивидов должны помочь в изучении тех или иных преобладающих типов механических деформаций в снегу как поликристаллическом образовании. Вопрос о деформации монокристаллов тем более актуален, чем сильнее выражена их предпочтительная (в общем случае вертикальная) ориентировка, которая со своей стороны может оказаться результатом не только ростовых процессов, но и самого давления в снегу.

Растущие снежные кристаллы под компрессионной нагрузкой испытывают как пластично-вязкие, так и хрупкие деформации. К пластическим деформациям частиц относятся изгиб, скольжение (сдвиг), скручивание, двойникование и блокирование. Хрупкими деформациями являются разрыв (образование трещин) и скалывание. Наиболее хорошо исследовано скольжение кристаллов льда в базисной плоскости. Другие типы деформаций изучены гораздо хуже, поэтому кристалломорфология индивидов, испытывающих стрессовые напряжения, может дать ценную информацию о механических процессах преобразования ледяной решетки снега.

Скольжение представляет собой параллельное перемещение слоев кристалла под действием силы, не сопровождающееся нарушением его сплошности. Это наиболее слабые деформации, индифференцируемые штрихами скольжения или микроступенчатостью на гранях и ребрах кристалла (табл. 53 г, 59 в). В соответствии с особенностями кристаллохимии льда наиболее часто встречается базисное скольжение — ползучесть в направлении, перпендикулярном главной оси. Этот сдвиг преобладает даже в тех случаях, когда вектор давления направлен под некоторым углом к оси a , причем чем больше угол, тем слабее деформация при том же давлении. Для небазисного скольжения необходимо усилие, примерно в десять раз большее, чем для сдвига по базису. Таким образом, по степени проявления базисного скольжения в кристаллах глубиной изморози, выросшей в плотном снегу под давлением вышележащих слоев, можно судить о статистически преобладающей ориентировке кристаллов в вертикальных сростках. Очевидно, чем слабее выражена деформация базисного сдвига, тем больше вероятность того, что данный кристалл был ориентирован верти-

кально. Вдоль главной оси в этих случаях деформация проявляется гораздо реже и главным образом в виде разрывных нарушений (табл. 54 а, 59 в).

При неравномерном по площади сдвиге может возникнуть изгибающий момент на грани, перпендикулярной направлению скольжения (чаще всего это бывает на боковых призматических гранях). В итоге грань не только становится ступенчатой, расчлененной на субгрань, но и дополнительно искривляется (табл. 17 б, 42 г, 44 г). В ней появляются полосы или целые зоны скручивания. Если же кристаллы в данном горизонте оказались деформированными примерно одинаково по всем кристаллографическим направлениям, то это указывает скорее всего на то, что температуры здесь были близки к 0° . С понижением температуры сопротивление кристаллов сдвигу резко возрастает.

Более сильное, чем при сдвиге, давление приводит нередко к механическому двойникованию (расслаиванию), когда отдельные участки гранного индивида, перемещаясь, изменяют свою ориентировку и поворачиваются на 180° вокруг нормали к двойниковой плоскости или вокруг двойниковой оси. В стесненных условиях роста образуются узкие пластинчатые двойники (табл. 55). Механическое двойникование отличается от первичных (ростовых) двойников рядом микроморфологических признаков. Процесс механического двойникования охватывает обычно весь кристалл. Это дает тонкие, многочисленные и четко выраженные пластинки, идущие через всю грань и меняющие свою толщину при изгибе кристалла (табл. 61 в). Скульптура же роста грани здесь не зависит от положения двойниковых швов.

Блокование — процесс дифференциации тела кристалла на блоки, которые поворачиваются друг относительно друга и имеют вид клиньев, пластинок, выступов разной формы (табл. 56, 57 б, 58 а). Сплошность тела кристалла при этом также сохраняется. Изгиб кристалла часто сопровождается образованием системы блоков разных порядков, и вся поверхность индивида приобретает мозаичную скульптуру. Ксеноморфность («зернистость») даже хорошо перекристаллизованного, но плотного снега создается процессами полигонизации — образованием серии различных блоковых деформаций, с поворотом отдельных блоков в разных направлениях. Блоковые поверхности не отвечают первичным элементам ограничения кристалла, скрадывают его форму, что и затрудняет симметричную установку частиц в плотноупакованном снегу.

Сильные деформирующие напряжения вызывают заметное искривление граней, которое обычно сопровождается внутренними разрывами кристаллического тела и взаимной разориентировкой образующихся блоков. Таким образом, искривление граней и блокование — два взаимосвязанных деформирующих процесса.

Разрыв (разделение индивида на части путем их раздвигания) и скальвание (разрыв, сопровождающийся перемещением этих

частей вдоль поверхности скальвания) обусловлены силами растяжения, которые превышают предел прочности кристалла. Такие растягивающие силы возникают в снежной толще, залегающей на крутом склоне, когда снег течет неравномерно и в отдельных слоях образуются участки сжатия и растяжения. Разрывные деформации чаще всего наблюдаются по плоскостям спайности и скольжения (табл. 58 а, в, 60 в, г). Течение снега на склоне имеет вид сплошного дифференцированного межзернового скольжения, которое нередко «смазывает» волокнистую текстуру горизонтов. На границе микрослоев, текущих с неодинаковой скоростью, частицы получают вращение и приобретают характерную S-образную (сигмоидальную) скульптуру (табл. 57 а, б).

В снежной толще, метаморфизирующейся в напряженном состоянии под давлением, важное диагностическое значение имеет изучение структуры кристаллических агрегатов, причем основное внимание здесь должно быть обращено на характер контактов между частицами, а также на форму, площадь и другие свойства межзерновых границ. Рост кристаллов, находящихся в тесном соприкосновении, контролируется межповерхностной энергией контактирующих индивидов.

В начальных стадиях метаморфизма плотноупакованного снега беспорядочно контактирующие между собой частицы имеют в целом наибольшую взаимную разориентировку своих кристаллических решеток, т. е. имеется большой угол между зернами, поэтому границы оказываются высокоэнергетическими, в большинстве случаев плоскими и неустойчивыми (табл. 41 а, 43 а, б, 63 б). По мере перекристаллизации, сопровождаемой давлением, происходит сжатие межзерновой энергии (границы между зернами стремятся стать малоугловыми и более искривленными) путем подчинения и поглощения одних индивидов другими — чаще всего более напряженных частиц менее напряженными (табл. 47 а, б, 50 г, 67 г, 68 г). Оптимальный угол между плоскостями границ в агрегате составляет 120° (табл. 71 в), поэтому отклонения таких углов в изучаемых сростках от 120° могут указывать, насколько данный снежный горизонт еще отстоит от равновесного состояния своих агрегатов. Ведущее значение в достижении такого состояния имеют геометрический отбор через пареообразную фазу, автоэпитаксия, рекристаллизация, а также рассмотренные выше механические деформации частиц. При этом несложный характер межзерновых границ с ровными и округлыми участками (табл. 47 г) свидетельствует о продолжающейся деформации взаимодействующих кристаллов, а извилистые («амебообразные») границы с индукционными поверхностями (табл. 57 б, 58 а, 70 г) — показатель уже «снятых» стрессовых напряжений в горизонте.

Под действием сжимающего усилия происходит рекристаллизационная миграция межкристаллических границ в направлении индивида, испытывающего более сильные сдвиговые деформации.

Более деформируемый кристалл, таким образом, поглощается менее деформируемым (с большим модулем продольной упругости). Поскольку этот модуль максимален в направлении, совпадающем с главной оптической осью кристалла, то очевидно, что при изучении кристаллов в сростках можно получить косвенную информацию об их ориентировке относительно вектора сжатия. В общем случае поглощающий кристалл имеет более предпочтительную вертикальную ориентировку своей главной оси, нежели кристалл поглощаемый. Аналогичным образом при сжатии один кристалл, ориентированный главной осью вдоль оси сжатия, может внедриться в тело другого кристалла, имеющего менее выгодную ориентировку и подверженного поэтому более сильным деформациям (табл. 67 а, б).

Под действием механических напряжений первоначально плоскостные границы между частицами плотного снега начинают изгибаться путем трансляционной и диффузионной ползучести, сопровождаемой скольжением, блокированием, скручиванием, двойникованием и растрескиванием индивидов. Дело в том, что даже при небольшой общей нагрузке на отдельных микроучастках межзерновых границ возникают локальные повышенные напряжения сжатия или растяжения, превышающие предел упругости льда. Как показывают лабораторные эксперименты, образующиеся разрывы в плоскостях скольжения «снимают» стрессовые напряжения почти до нуля. Релаксация напряжений происходит тем сильнее, чем выше давление, превышающее предел текучести льда.

Если деформация происходит при малой нагрузке и соответственно слабом напряжении, то релаксация не наступает достаточно долго и кристалл продолжает медленно деформироваться без образования видимых разрывов. При этом сопротивление кристалла сдвигу увеличивается по линейному закону, что и ведет к затухающей деформации, которая не превышает 2—5 %. Таков процесс пластических деформаций снежных монокристаллов, происходящий при давлении, не превышающем предела текучести льда при данной температуре и данной скорости приложения нагрузки (скорости снегонакопления).

Хрупкие деформации указывают на то, что в условиях повышенного давления первоначальная пластическая деформация превысила 10—20 %, произошло «размягчение» кристалла и скорость сдвига продолжала возрастать; это и привело к разрыву сплошности индивида.

Механическая работа при деформации частично тратится на плавление локальных участков ледяной решетки снега. Оплавляются наиболее напряженные части как самих кристаллических индивидов (табл. 45 б, 49 а, 57 в, 68 а, 80 г), так и контактов между ними (табл. 65, 69, 70). Режелация и «спекание» частиц вместе с пластической деформацией самих кристаллов и площадей контактов между ними релаксируют стрессовые напряжения. При

этом режелационное вещество может стекать с кристаллической поверхности в виде законсервированных микропотоков (табл. 64 а, 66 а, 81 а). Такие стрессовые ситуации резко меняют прежние условия кристаллизации, вследствие чего вновь отлагающееся из парообразной фазы вещество идет не столько на рост старых кристаллов, сколько на возникновение и развитие новых. Возможно, что с этим связана столь частая приуроченность режелационных микропотоков к областям контактов кристаллических форм различных возрастных генераций (табл. 38 а, г, 57 в, 60 а, 71 в, г, 72 в, г, 75 б).

В результате перегруппировки дислокаций в механически напряженном кристалле участки нарушений кристаллических структур индивида начинают играть роль макродефектов и становятся центрами зарождения кристаллов следующей возрастной генерации (табл. 40 а, б, 50 а, б). Чем медленнее протекает деформация, тем больше вероятность образования зародышей новых кристаллов. Следовательно, непрерывная и длительная деформация кристаллов под воздействием все возрастающей нагрузки, сопровождающаяся раскалыванием и дроблением индивидов, постоянно активизирует рост новых мелких частиц. В результате такой пьезогрануляции общая масса снега в горизонте может стать более мелкозернистой, чем даже на ранних стадиях метаморфизма. Мелкозернистые слои, прошедшие практически весь сублимационно-метаморфический цикл, нередко встречаются в припочвенной части мощных и плотных толщ снега. Таким образом, для мощных снежных скоплений гранулометрический состав метаморфизованного снега может служить индикатором относительных значений стрессовых деформаций того или иного горизонта. Более мелкая масса кристаллов «зрелой» глубинной изморози указывает и на более интенсивное и длительное воздействие силы сжатия.

Методы расчета параметров структуры снега

Кристалломорфологический анализ снега дает массовый дискретный материал, который позволяет провести количественную оценку структуры каждого генетического горизонта снежной толщи на основе принципов и методов математизации объектов неметрической природы: статистического и дисперсионного анализов, теории множеств и теории информации, векторной алгебры, матричного исчисления и теории графов. Речь идет о структуре горизонта как природного сообщества форм растущих кристаллов.

Кристаллический многогранник представляет собой, как известно, указательную поверхность скоростей роста в различных направлениях. Форма этой поверхности дает наглядное представление о симметрии и анизотропии свойств кристалла и среды. По ней можно выявить экстремальные направления, где данное свой-

ство принимает наибольшее или наименьшее значение. В растущих кристаллах отложенного снега максимальное разнообразие радиусов-векторов указательной поверхности прослеживается в базисной плоскости. Если принять в среднем предпочтительную вертикальную ориентировку растущих кристаллов с главными осями, более или менее параллельными вертикальному потоку тепла и диффузной влаги в снежной толще, то окажется, что симметрия направлений по базису реальных кристаллов по существу является симметрией гидротермического поля снега в горизонтальном (или субгоризонтальном) направлении, т. е. по простиранию снежного пласта.

Благодаря неравномерности роста различных кристаллических индивидов в каждом одновозрастном горизонте снега все их сообщество постепенно разбивается на группы, проходящие общую траекторию развития с неодинаковой скоростью. В горизонте экспоненциально возрастает мера многообразия (негэнтропия) кристаллических форм, достигая максимума в период, когда содержание скелетных форм глубиной изморози достигает 60% и более в зависимости от варианта метаморфизма. В этом состоянии снежный горизонт (СГ) достигает оптимума своей структурной упорядоченности как саморазвивающаяся система. Любое же другое (*i*-е) состояние горизонта будет иметь то или иное расхождение с этим эталонным состоянием, т. е. определенную ситуативную неупорядоченность ($\bar{Y}_{сгi}$), которая находится из выражения

$$\bar{Y}_{сгi} = \sqrt{\sum_{i=1}^n [\omega_{ij} (P_{ij} - P_{эти})]^2}, \quad (1)$$

где P_{ij} — вероятность (встречаемость) *i*-го класса форм кристаллов в *j*-м горизонте; $P_{эти}$ — эталонное значение вероятности того же класса при оптимуме состояния СГ, а ω_{ij} — весовой коэффициент (табл. 83). Оптимальное состояние снежных горизонтов с соответствующим набором значений $P_{эти}$ по всем классам форм кристаллов необходимо установить эмпирически для каждого гор-

Таблица 83

Расчетные значения параметра ω_{ij}

Вариант метаморфизма	Классы форм снежных кристаллов					
	П ₁	П ₂	П ₃	П ₄	П ₅	П ₆
Столбчатый	0,286	0,238	0,191	0,143	0,095	0,047
Смешанный	0,316	0,158	0,210	0,158	0,105	0,053
Плоский	0,353	0,059	0,236	0,176	0,118	0,058

ного района и для всех трех вариантов метаморфизма — столбчатого, плоского и смешанного.

При структурном анализе снежной толщи наиболее удобно пользоваться относительным параметром неупорядоченности горизонта, который выражается в долях единицы:

$$\Pi_{\bar{Y}} = \bar{Y}_i / \bar{Y}_{\max}. \quad (2)$$

Как видно, величина $\Pi_{\bar{Y}}$ обратна степени сублимационной перекристаллизации снежного горизонта.

Наряду с определением стадийного состояния каждую форму растущего или растворяющегося кристалла можно подвергнуть симметричной установке, т. е. отнести ее к одной из указанных выше подгрупп видимой (геометрической) симметрии. Таким образом, сбор пеходной фактического материала для последующих расчетов состоит в выявлении по каждому генетическому горизонту, с одной стороны, классов и типов форм кристаллов ($x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$), а с другой — подгрупп и видов их геометрической симметрии ($y_1, y_2, \dots, y_i, \dots, y_m$). В клетки рабочей таблицы (табл. 84) помещаются соответствующие вероятности (P_{ij}) совместной встречаемости признаков *x* и *y* в массе кристаллических индивидов из данного снежного пласта.

Важным макроструктурным параметром, отображающим общую степень перекристаллизации горизонта, является мера связи (J_{xy}) признаков *x* и *y*. Она выражается в информационных единицах (битах) и находится из соотношения

$$J_{xy} = H_x + H_y - H_{xy}, \quad (3)$$

где

$$H_x = - \sum_{i=1}^n P_i \log_2 P_i; \quad H_y = - \sum_{j=1}^m P_j \log_2 P_j;$$

$$H_{xy} = - \sum_{ij=1}^n P_{ij} \log_2 P_{ij}.$$

На практике удобнее пользоваться относительной мерой связи (K_{xy}), которая равна

$$K_{xy} = 2J_{xy} / (H_x + H_y). \quad (4)$$

Уже при сборе фактического материала в снежных шурфах отчетливо прослеживается тенденция приуроченности классов и типов форм кристаллов к определенным категориям симметрии. Так, планаксальной и планальной видам симметрии гексагональной и тригональной подгрупп чаще всего соответствуют кристаллы на начальных стадиях перекристаллизации, между тем как симметрия типа моноклинической планальной или триклинической свойственна в большей мере скелетным и секторальным стадиям роста, т. е.

Рабочая таблица распределения вероятностей структурных признаков в снежном горизонте *

Подгруппы и виды симметрии (ψ)	Классы и типы форм кристаллов (x)								Сумма вероятностей
	Π_1	Π_2	$\Pi_3^{пл}$	$\Pi_3^{ст}$	$\Pi_4^{пл}$	$\Pi_4^{ст}$	$\Pi_1^{пл}$	$\Pi_1^{ст}$	
Гексагональная	панаксальная	$P(x_1)$	$P(x_2)$	$P(x_3)$...	$P(x_i)$...	$P(x_n)$	$P_{1.}$
	планальная	$P(y_2)$							$P_{2.}$
Тригональная	панаксальная	$P(y_3)$							$P_{3.}$
	планальная
Псевдоромбическая	аксальная	$P(y_j)$							$P_{j.}$
	панаксальная
Псевдомонаклинная	планальная	$P(y_m)$							$P_{n.}$
	панаксальная	$P_{.1}$	$P_{.2}$	$P_{.3}$...	$P_{.i}$...	$P_{.m}$	P_N
Псевдотриклинная									
Сумма вероятностей									

* Условные обозначения — в тексте.

формам «зрелой» глубинной изморози. Более строго эту закономерность можно выявить, если использовать так называемый монотриклинный коэффициент ($K_{м-т}$), который равен

$$K_{м-т} = \sum_{i=1}^3 P_i^{пл} / \sum_{ij=1}^6 (P_i^{пл} + P_j^{ст}). \quad (5)$$

Здесь $P_i^{пл}$ и $P_j^{ст}$ — соответственно вероятность плоских и столбчатых типов форм полускелетного, скелетного и секториального классов, вместе взятых. Эмпирически установлено, что столбчатому варианту метаморфизма соответствует интервал значений $K_{м-т} = 0 \dots 0,33$, смешанному варианту — $0,34 \dots 0,66$ и плоскому — $0,67 \dots 1,00$. Монотриклинный коэффициент — весьма удобный и полезный для структурного анализа параметр. Он достаточно легко и быстро вычисляется даже по материалам, собранным по сокращенной программе структурных наблюдений в шурфах (например, при визуальной оценке соотношения типов форм) и особенно необходим в тех случаях, когда не произведена «раскладка» форм кристаллов по подгруппам и видам симметрии.

Симметричная установка кристаллов позволяет рассчитать информационные меры структурной сложности снежного горизонта как природного сообщества кристаллических форм. Согласно основному закону кристаллофизики Кюри—Шубникова, морфологическая симметрия кристалла отображает все его физические свойства при заданном расположении элементов симметрии, поэтому параметры симметрии—диссимметрии объекта характеризуют основные закономерности его структуры. Мера симметричной сложности i -й кристаллической формы (H_i) рассчитывается по формуле К. Шеннона

$$H_i = - \sum_{j=1}^n P_j \log_2 P_j, \quad (6)$$

где n — число элементов симметрии (осей, плоскостей, плюс центр симметрии); P_j — вероятность j -го элемента симметрии в данной форме.

Различные подгруппы и виды симметрии имеют стандартные значения H_i : гексагональная панаксальная — 9,59 бит (H_{\max}), гексагональная планальная — 7,54, тригональная панаксальная — 4,44, тригональная планальная и аксальная — 3,65, псевдоромбическая панаксальная — 4,83, ромбическая планальная — 2,66, монаклинная панаксальная и планальная — 2,00, триклинная — 0.

Средневзвешенное значение H_i по всем классам и типам форм кристаллов ($\sum_{i=1}^m H_i P_i$) в данном СТ даст интегральную меру симметричности этого горизонта. Однако для диагностики термодина-

мических условий в снегу необходимо оперировать мерами диссимметрии, которые характеризуют величину «деформации» структуры СГ, т. е. степень ее отклонения от некоторого идеального состояния. Информационная мера диссимметричности структуры снежного горизонта (R) рассчитывается по формуле

$$R = 1 - \sum_{i=1}^m H_i P_i / H_{\max} \quad (7)$$

Параметр R служит относительной мерой организации системы. Он широко используется в моделировании природных систем. Динамика R во времени должна характеризовать развитие системной организации СГ, т. е. процесс суперпозиции симметрий растущих кристаллов и внешней среды.

На рис. 3 и 4 показаны линии корреляционных связей параметров K_{xy} , R , $P_{\bar{y}}$ и K_{M-T} между собой. Мера связи стадий роста кристаллов с их видимой симметрией (K_{xy}) в целом растет по мере перекристаллизации снега, т. е. уменьшения $P_{\bar{y}}$. Этот рост обусловлен внутренними взаимодействиями в самом снежном горизонте — закономерным снижением геометрической симметрии кристаллов в процессе их стадийного роста. Связь K_{xy} с $P_{\bar{y}}$ отображает поэтапность процесса суперпозиции симметрий в системе почва—снег—воздух. Эта связь наиболее тесна при плоском варианте метаморфизма, т. е. при высоких значениях K_{M-T} (более 0,65), когда величина K_{xy} в оптимум упорядоченности горизонта достигает 0,55—0,60. Как видно, плоский вариант метаморфизма наиболее тесно связан с внешними термодинамическими условиями. Среда энергично «навязывает» растущим кристаллам вынужденную форму приспособления, что и проявляется в высокой скорости процесса суперпозиции симметрий.

При столбчатом и смешанном вариантах метаморфизма процесс идет гораздо медленнее ($K_{xy} = 0,30 \dots 0,35$ при $P_{\bar{y}} \rightarrow 0,2$). В этих случаях взаимовлияние растущих кристаллов выражено значительно сильнее, чем в первом. Следовательно, чем диссимметричнее (контрастнее) внешняя среда (поля температуры, диффузии пара и компрессионного сжатия), тем активнее идет процесс суперпозиции симметрий. Максимум значений K_{xy} при минимуме $P_{\bar{y}}$ означает, что в оптимум ситуативной упорядоченности структуры СГ и внешней среды находятся в максимальном соответствии друг с другом. Это наступает в период развития горизонта, когда $P_{\bar{y}} \leq 0,3$.

Чем сильнее перекристаллизован снег, тем больше разница в результатах суперпозиции симметрий между различными вариантами метаморфизма (рис. 3). Варианты «задаются» изначально внешними условиями, которые играют роль стрелочного механизма

и предопределяют с той или иной долей вероятности все будущие состояния снежного горизонта. Реализация же этих состояний происходит в результате внутренних процессов саморазвития кри-

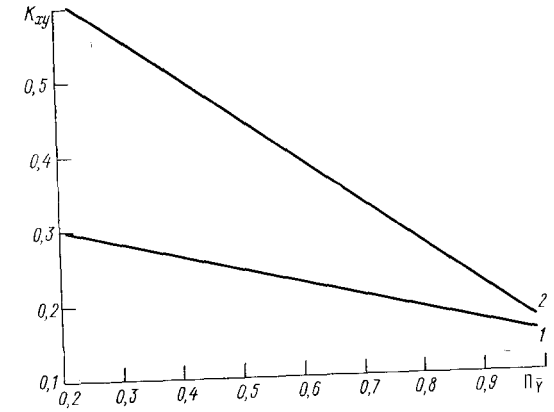


Рис. 3. Корреляционные связи параметров K_{xy} и $P_{\bar{y}}$ при различных значениях K_{M-T} : 1—0,30—0,65; 2—0,66—1,00.

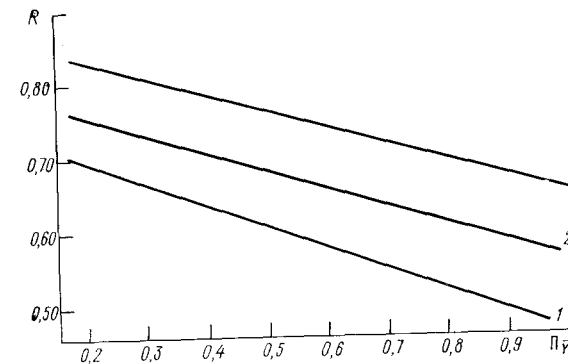


Рис. 4. Корреляционные связи параметров R и $P_{\bar{y}}$ при различных значениях K_{M-T} : 1—0,20—0,45; 2—0,46—0,85; 3—0,86—1,00.

сталлических сообществ в каждом СГ. Установление траектории и скорости саморазвития горизонтов—два отправных пункта в прогнозировании критических состояний снежной толщи на лавноопасных склонах.

Зависимость информационной меры диссимметричности структуры горизонта (R) от $P_{\bar{y}}$ (рис. 4) подтверждает существование растянутого во времени процесса суперпозиции симметрий в СГ, сопровождающегося общим снижением видимой симметрии растущих кристаллов. В течение эволюции горизонта параметр R линейно растет, причем эта зависимость контролируется моно-триклинным коэффициентом.

Связь K_{M-T} с процентным содержанием полускелетных, скелетных, секториальных и пластинчатых форм, имеющих псевдомона-

клинную планальную и триклинную видимую симметрию (рис. 5), раскрывает симметричную сущность моно-триклинного коэффициента, хотя для его определения используется соотношение типов форм кристаллов, а не их геометрическая симметрия. В целом чем больше в горизонте форм с псевдомонаклинной и псевдоотриклинной симметрией, тем выше значение $K_{м-т}$.

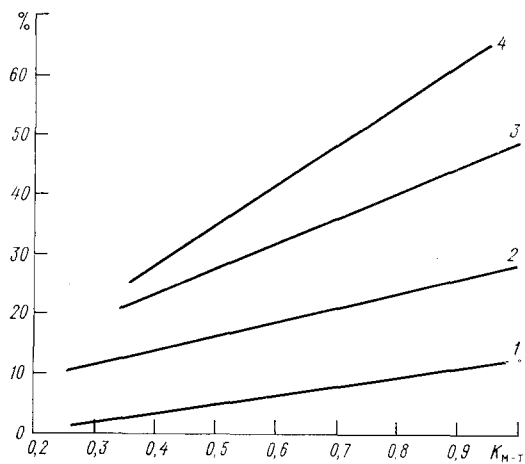


Рис. 5. Изменение процентного содержания форм кристаллов с моно-триклинной и триклинной видимой симметрией в зависимости от значений $K_{м-т}$. Состояния снежного горизонта с преобладанием форм (значения $P_{\bar{r}}$): 1 — гранных плоских и столбчатых (0,61—0,90); 2 — полускелетных обоих типов (0,46—0,60); 3 — полускелетных столбчатых (0,31—0,45); 4 — скелетных (0,10—0,30) и секториальных (0,40—0,50).

Моно-триклинный коэффициент — сквозной структурный параметр снега, косвенно характеризующий термодинамическую диссимметрию снежного горизонта на всех этапах его перекристаллизации, начиная с появления полускелетных форм. Для одних и тех же значений $K_{м-т}$ процентное содержание моно-триклинных и триклинных кристаллических форм растет по мере перекристаллизации снега. Этот рост тем сильнее, чем резче выражен плоский вариант метаморфизма (расхождение прямых на рис. 5). Аналогичная закономерность прослеживается и на связи R с $P_{\bar{r}}$ горизонта (рис. 4). Следовательно, по мере усиления нестационарности и пространственной контрастности гидротермического поля и поля давления в снежном горизонте скорость процесса суперпозиции симметрий заметно растет, что и отображается увеличением значений R и $K_{м-т}$ при тех же показателях $P_{\bar{r}}$. Для средних и верхних слоев снежной толщи, где компрессионное сжатие сравнительно невелико (менее 10 г/см²), это означает, что мера диссимметрии структуры выше там, где снежный горизонт больше подвержен воздействию атмосферных колебаний (температуры и снегонакопления). Уже гранные формы при плоском и смешанном вариантах метаморфизма имеют более низкую видимую симметрию, чем при столбчатом. В нижних слоях мощных толщ снега закономерность аналогична, однако она обусловлена прежде всего давлением вышележащих слоев.

Таким образом, «созревание» глубинной изморози, выраженное явлением скелетизации растущих кристаллов (нарушением их правильного однородного роста, постепенным разрушением колонии элементарных ячеек), и снижение симметричности структуры СГ — это две тесно взаимосвязанные стороны единого процесса приспособления массы кристаллических индивидов к окружающей среде, что и лежит в основе направленной эволюции снежного горизонта.

При структурном анализе снега следует сопряженно рассматривать динамику параметров R и $K_{м-т}$. Если идет согласованный рост их значений либо увеличение R при постоянном $K_{м-т}$, то налицо наиболее «чистый», не нарушаемый возмущениями извне процесс суперпозиции симметрий кристаллов и среды, что позволяет с наибольшей определенностью прогнозировать критическое состояние горизонта. Если же величина R меняется мало или постоянна, а моно-триклинный коэффициент резко уменьшился, то это означает возмущение траектории метаморфизма к столбчатому росту, которое нарушило прежний темп суперпозиции. Такое возмущение может быть вызвано резким устойчивым повышением температуры воздуха или погребением данного горизонта под новыми слоями снега. Наконец, резкий одновременный рост параметров R и $K_{м-т}$ указывает на процесс суперпозиции, усиливаемый прогрессивным развитием плоских типов скелетных кристаллов. В этом случае трудно расчленивать спонтанный рост диссимметрии структуры СГ от эффекта усиления нестационарности термодинамических полей, вызванного снижением температуры воздуха или возращанием компрессионного сжатия горизонта.

Падение симметрии гранных форм начинается раньше и происходит с большей скоростью, чем процесс превращения гранной формы в скелетную, — грозный признак возможного лавинообразования. Сначала теряются элементы внешней симметрии гранной формы, а вслед за этим начинается прогрессирующий рост незамкнутых полостей в кристалле. Следовательно, величина R может служить упреждающим признаком при оперативном прогнозировании времени наступления лавинной опасности (для лавин «замедленного действия»), если известна корреляция $P_{\bar{r}}$ различных горизонтов с их критическими состояниями для данного комплекса ландшафтных и метеорологических условий.

Для пространственного прогноза лавинной опасности необходима диагностика температуры и давления в толщах снега по материалам периодического или даже однократного структурного обследования снежных разрезов в заданных пунктах. Наиболее четкими индикационными свойствами в этом отношении обладает моно-триклинный коэффициент. При низких значениях компрессионного сжатия ω , что соответствует маломощному снежному покрову высотой до 40—50 см, наблюдаются обратно пропорцио-

нальные связи $K_{м-т}$ со средней за весь прошедший период перекристаллизации температурой снега (t °С), выражаемые линейными уравнениями:

$$K_{м-т} = 0,098t - 0,13 \quad \text{для } \omega = 1,5 \dots 4,5 \text{ г/см}^2; \quad (8)$$

$$K_{м-т} = 0,052t - 0,20 \quad \text{для } \omega = 5,0 \dots 10,0 \text{ г/см}^2. \quad (9)$$

Коэффициент корреляции составляет в первом случае 0,80, а во втором — 0,85. Одна и та же величина моно-триклинного коэффициента для второй градации давлений соответствует более низким температурам, нежели для первой. Это связано с повышением жесткости и, следовательно, сопротивляемости пластично-вязким деформациям ледяной решетки снега и каждого кристалла по мере снижения температуры. При малых величинах $K_{м-т}$ различия не столь существенны, однако для создания высоких значений коэффициента, т. е. максимума искажений кристаллической формы необходимы более резкие контрасты давления.

Для нагрузок более 10 г/см² (или более 1000 г·сут/см²) характерна прямо пропорциональная связь $K_{м-т}$ с температурой снега. При этом пороге компрессионного сжатия, вероятно, происходит качественный скачок в соотношении сил влияния температуры и давления снега на геометрическую диссимметрию кристаллов. Если при $\omega \leq 10$ г/см² преобладает влияние температуры, то выше этого порога все более доминирует фактор давления. Прямо пропорциональная связь $K_{м-т}$ с температурой при высоком компрессионном сжатии указывает на то, что с ростом температуры пластично-вязкие свойства снега (и каждого кристалла) проявляются все более резко, поэтому кристаллы деформируются и искажают свою форму в процессе роста сильнее, чем при более низких температурах. Зависимость $K_{м-т}$ от ω при $\omega > 10$ г/см² имеет вид асимптотической функции

$$K_{м-т} = 0,89 - 0,48 \cdot 10^{-0,0295\omega} \quad (10)$$

с корреляционным отношением 0,76.

Таким образом, в достаточно мощном снежном покрове (высотой до 1 м и более) параметр $K_{м-т}$ может служить индикатором: 1) средневзвешенного во времени вертикального компрессионного сжатия снега — для нижних слоев; 2) температурных условий — для средних и в особенности верхних горизонтов. Оба индикационных признака имеют непосредственное отношение к прогнозированию снежных лавин. С компрессионным давлением вышележащих слоев связаны критические состояния нижних горизонтов разрыхления и соответствующая устойчивость снега на склоне, а температурные колебания на дневной поверхности не менее существенны для возникновения таких же «ослабленных» горизонтов в средней и верхней частях снежной толщи.

Маломощному снежному покрову (высотой 30—35 см и менее), который находится целиком под эффективным воздействием атмосферных колебаний, свойственна обратно пропорциональная корреляционная зависимость $K_{м-т}$ припочвенного слоя снега от средней январской температуры воздуха ($t_{январь}$ °С). Уравнение прямой имеет вид

$$t_{январь} = 4,3 - 48,4K_{м-т} \quad (11)$$

при коэффициенте корреляции 0,72. Эта зависимость может быть полезной также при агрометеорологических расчетах и при оценке зимних температурных условий ландшафтов в различных состояниях рельефа и растительности, для которых данные прямых метеорологических наблюдений отсутствуют.

В отличие от моно-триклинного коэффициента мера информационной диссимметрии структуры снежного горизонта R варьирует наиболее существенно под влиянием компрессионного сжатия снега во времени ($\omega\tau$ г·сут/см²), независимо от положения горизонта в вертикальном снежном профиле. Корреляционные связи параметров R и $\omega\tau$ аппроксимируются двумя функциями: асимптотической для конструктивного метаморфизма и гиперболической для деструктивного:

$$R = 0,75 - 0,12 \cdot 10^{-0,0012\omega\tau}; \quad (12)$$

$$R = 0,68e^{-0,0007\omega\tau}. \quad (13)$$

Итак, структура снежных горизонтов, выраженная симметричными параметрами, обнаруживает вполне определенные индикационные признаки. В горных районах, где залегание снега достаточно контрастно даже на небольших расстояниях, можно индцировать некоторый набор условий лавинообразования, анализируя участки с различными высотами, плотностью и структурой снега. Тем самым исследователь получает представление о пространственных вариациях значений температуры снега и воздуха, а также компрессионного сжатия горизонтов снежных толщ в данном районе. В этом можно видеть один из путей использования линейных и площадных структурных снегоосметок для оперативного и долгосрочного прогноза лавин в горах.

Намечается также и другой путь количественной оценки сублимационного метаморфизма снега. Отклонение реальной формы растущего кристалла от идеальной (правильной столбчатой гексагональной призмы с осевым отношением $c/a = 1,6$) можно выразить не только с помощью информационных единиц и методов теории дескриптивных множеств, как это было показано выше, но и прямым способом — операцией линейных отображений одних плоскостей и фигур в другие. Для этой цели используются элементы векторной алгебры и матричного исчисления.

Известно, что если одна объемная фигура преобразуется с помощью линейного однородного отображения в другую фигуру, то

Геометрическая симметрия кристалла		Параметр Δl								
		1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	
Тригональная	планаксиальная	8,56	9,34	10,11	10,89	11,67	12,45	13,22	14,00	
	планальная	2,86	3,12	3,38	3,64	3,90	4,16	4,42	4,68	
Ромбическая	планаксиальная	3,93	4,45	5,09	5,71	6,38	7,07	7,80	8,55	
	планальная	1,76	1,92	2,08	2,24	2,40	2,56	2,72	2,88	
Моноклиническая	планаксиальная	9,70	10,79	11,92	13,08	14,27	15,50	15,76	18,05	
	планальная столбчатая	2,94	3,32	3,70	4,11	4,54	5,06	5,40	5,90	
	планальная плоская	$\rho=30^\circ$	2,56	2,89	3,22	3,58	3,95	4,40	4,70	5,13
		$\rho=45^\circ$	2,09	2,36	2,63	2,92	3,22	3,59	3,83	4,19
$\rho=60^\circ$		1,47	1,66	1,85	2,06	2,27	2,53	2,70	2,95	
Триклиническая	$\rho, \varphi=30^\circ$	3,46	3,92	4,37	4,85	5,36	5,97	6,37	6,96	
	$\rho, \varphi=45^\circ$	2,94	3,32	3,70	4,12	4,54	5,06	5,40	5,92	
	$\rho, \varphi=60^\circ$	2,00	2,26	2,52	2,79	3,09	3,44	3,67	4,01	

Геометрическая симметрия кристалла		Параметр Δl							
		1,9	2,0	2,1	2,2	2,3	2,4	2,5	
Тригональная	планаксиальная	14,80	15,57	16,34	17,12	17,89	18,67	19,45	
	планальная	4,94	5,20	5,46	5,73	5,98	6,24	6,50	
Ромбическая	планаксиальная	9,35	10,18	11,04	11,94	12,87	13,84	14,82	
	планальная	3,04	3,20	3,36	3,52	3,68	3,84	4,00	
Моноклиническая	планаксиальная	19,40	20,75	22,16	23,60	25,07	26,57	28,11	
	планальная столбчатая	6,40	6,90	7,42	7,96	8,53	9,10	9,70	
	планальная плоская	$\rho=30^\circ$	5,57	6,00	6,46	6,92	7,42	7,92	8,44
		$\rho=45^\circ$	4,54	4,90	5,26	5,65	6,06	6,46	6,89
$\rho=60^\circ$		3,20	3,45	3,71	3,98	4,26	4,55	4,85	
Триклиническая	$\rho, \varphi=30^\circ$	7,55	8,14	8,76	9,39	10,07	10,73	11,45	
	$\rho, \varphi=45^\circ$	6,40	6,90	7,42	7,96	8,53	9,10	9,70	
	$\rho, \varphi=60^\circ$	4,35	4,69	5,05	5,41	5,80	6,19	6,60	

Таблица 86

Значения поправочного коэффициента η на изменение высоты кристалла по отношению к идеальной форме*

c/a	η	c/a	η	c/a	η	c/a	η
0,2	0,1	1,0	0,6	1,8	1,1	2,6	1,6
0,3	0,2	1,1	0,7	1,9	1,2	2,7	1,7
0,5	0,3	1,3	0,8	2,1	1,3	2,9	1,8
0,6	0,4	1,4	0,9	2,2	1,4	3,0	1,9
0,8	0,5	1,6	1,0	2,4	1,5	3,2	2,0

* c — главная кристаллографическая ось; a — ось кристалла в базисной плоскости.

Таким образом, с помощью операций линейных преобразований удастся ввести меру в понятие «форма реального кристалла» и использовать эту меру для количественной оценки структурного эффекта сублимационного метаморфизма снежной толщи, в том числе и для расчетов структуры лавиноопасных горизонтов глубиной изморози.

Изучение процессов авторегуляции метаморфизма снега

Вести непрерывные наблюдения за изменениями структуры снежной толщи в природных условиях практически невозможно. Кристалломорфологические и производные от них структурные параметры снега изучаются в шурфах через определенные интервалы времени (шаги). Результаты этих наблюдений в своей совокупности образуют цепь дискретных состояний каждого горизонта снежной толщи. Длина шага может варьировать от нескольких дней до месяца и более — в зависимости от скорости сублимационного метаморфизма и от необходимости выдачи прогноза устойчивости снежного покрова на склоне. Таким образом, в развитии представлений о динамике структуры следует исходить из того, что процессы метаморфизма снега по существу непрерывны, но его последовательные результаты могут быть известны лишь в строго фиксированные моменты времени, когда производятся периодические структурные описания вертикальных снежных разрезов.

Единство растущих или растворяющихся снежных кристаллов с окружающей их средой (поровым воздушным пространством с водяным паром), а также тесные взаимосвязи внутренних и внешних факторов роста свидетельствуют о наличии процессов авторегуляции в толще отложенного снега. Последние включают два основных типа регулирования метаморфизма снежных гори-

зонтов: саморегуляционно («движение» горизонта по одной из «заданных» программ траектории метаморфического цикла и последующее возрастное «наращивание» структуры) и регулирование их извне под влиянием атмосферных возмущений (потеплений или похолоданий, снегопадов, метелевых явлений и др.), которые переводят горизонт с одной программы развития на другую и тем самым ускоряют или, наоборот, замедляют общую скорость сублимационного метаморфизма. Узловой задачей при изучении эволюции снежной толщи являются диагностика и четкое разграничение этих двух основных процессов, ибо только тогда можно выйти на реальный прогноз критического состояния структуры того или иного горизонта. Изучение процессов авторегуляции метаморфизма способно оказать существенную услугу в разработке методов оперативного и долгосрочного прогнозирования схода лавин «замедленного действия».

Механизмы авторегуляции снежных горизонтов могут быть прослежены в переходах каждого из них из одного состояния в другое, т. е. при сопоставлении и анализе структурных изменений, происшедших в течение данного шага времени. Такие переходы носят принципиально вероятностный характер, что обусловлено неравномерностью роста различных кристаллов одного и того же возраста и неодинаковой устойчивостью их форм по отношению к одним и тем же внешним возмущениям. В одних случаях горизонт в течение месяца успеваает пройти едва ли не всю элементарную цепь (программу) структурных преобразований, в других переходы оказываются более медленными. За один шаг он переходит в новое состояние не целиком, а постепенно, нередко пребывая в одном и том же качестве на протяжении нескольких шагов, поэтому переход всей системы СГ или ее отдельных структурных элементов из одного состояния в другое можно предсказать лишь с той или иной долей вероятности. «Движение» первой возрастной генерации кристаллов глубиной изморози по траектории сублимационно-метаморфического цикла сопровождается последовательным увеличением набора классов форм кристаллов до некоторых максимальных значений. Однако на этом преобразование горизонта не заканчивается даже в условиях стационарной внешней среды. При появлении значительного количества скелетных, секторальных или пластинчатых форм начинаются циклы возрастного наращивания множества кристаллических индивидов. Кроме того, находясь в состоянии преобладания скелетных форм «зрелой» глубиной изморози, горизонт в течение двух-трех последующих шагов может перейти на новую программу перекристаллизации, если произошло резкое устойчивое изменение условий внешней среды. Это вызывает в процессе дальнейшего роста кристаллов необратимые изменения структуры снега.

Процессы авторегуляции метаморфизма снежных горизонтов вскрываются с помощью матриц и графов вероятностей переходов

одних кристаллических классов и типов форм в другие на протяжении данной серии временных шагов. Матрица переходов служит, как известно, одним из распространенных способов отображения смены состояний системы. Генетический тип взаимодействия между классами форм кристаллов в каждом горизонте носит избирательный характер, поэтому элементарные цепи переходов одного класса форм в другой можно изобразить в виде следующих квадратных матриц:

а) плоский вариант								б) столбчатый вариант								
↓	I ₁	II ₁	III ₁	IV ₁	III ₁	III ₂	III ₃	↓	I ₁	I ₂	II ₁	II ₂	III ₁	III ₂	III ₃	
I ₁	0	0	0	0	0	0	0	I ₁	0	0	0	0	0	0	0	0
II ₁	0	0	0	0	0	0	0	I ₂	1	0	0	0	0	0	0	0
III ₁	0	1	0	0	0	0	0	II ₁	0	1	0	0	0	0	0	0
III ₂	0	0	1	0	0	0	0	II ₂	0	0	1	0	0	0	0	0
III ₃	0	0	0	1	0	0	0	III ₁	0	0	0	1	0	0	0	0
	0	0	0	0	1	0	0	III ₂	0	0	0	0	1	0	0	0
	0	0	0	0	0	1	0	III ₃	0	0	0	0	0	1	0	0

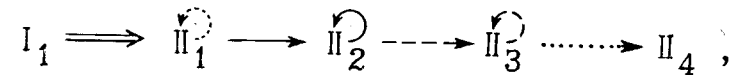
Здесь вероятности переходов на каждом шаге равны 0 или 1, так как переходы однозначны. При стохастических процессах переходы многозначны, поэтому каждый из них будет иметь определенную частоту (вероятность), всегда меньшую или равную 1. Приведем пример изменений процентного соотношения форм кристаллов в данном горизонте на протяжении первого шага (34 сут) после его возникновения:

	I ₁	II ₁	II ₂	III ₁	III ₂	III ₃
а) исходное состояние	100	0	0	0	0	0
б) состояние в конце шага	0	24	42	17	17	

Первичные кристаллы целиком превратились в плоские гранные призмы, из которых 24 % остались сами в себе, а 76 % перешли в следующую стадийную форму — столбчатые гранные призмы. Из этих 76 индивидов только 42 (55 %) остались затем в стадии столбчатого гранного роста, а 34 кристалла (45 %) превратились в полускелетные и скелетные формы и т. д. Стохастическая матрица переходов рассматриваемого шага имеет вид

↓	I ₁	II ₁	II ₂	III ₁	III ₂	III ₃
I ₁	0	0	0	0	0	0
II ₁	1,00	0,24	0	0	0	0
II ₂	0	0,76	0,55	0	0	0
III ₁	0	0	0,45	0,50	0	0
III ₂	0	0	0	0,50	0	0

Соответствующий кинематический граф переходов можно изобразить в виде



где частоты переходов, показанные стрелками, равны 0,01—0,25 (.....→), 0,26—0,50 (-----→), 0,51—0,75 (————→) и 0,76—1,00(====>).

Стохастическая матрица строится для каждого шага преобразований на основе допущения стационарности процесса. По направлению и интенсивности переходов одних форм кристаллов в другие можно судить о текущей тенденции структурных изменений горизонта. Очевидно, что допустимый шаг прогнозирования состояния структуры снежного горизонта будет соразмерен тому интервалу времени, на который можно экстраполировать текущие частоты переходов, с учетом ожидаемых поправок на эффект стабилизации структуры в процессе саморазвития горизонта, а также предполагаемых атмосферных возмущений (в соответствии с долгосрочным синоптическим прогнозом).

Проиллюстрируем прогнозную значимость изучения процессов авторегуляции метаморфизма снежных горизонтов на конкретных примерах, взятых из материалов режимных кристалломорфологических наблюдений в снегу.* При длительном сохранении начальной программы метаморфизма стохастичность процесса обусловлена внутренними противоречиями роста кристаллов в снежном горизонте. В нижних слоях снежной толщи, имеющих обычно наибольшую скорость перекристаллизации, сообщество кристаллов на протяжении двух первых шагов проходит практически всю элементарную цепь преобразований по столбчатому алгоритму, нередко достигая уже ко второму шагу (месяцу) состояния с преобладанием скелетных и полускелетных форм (рис. 6 а). «Центр тяжести» переходов сосредоточивается на скелетных формах. Дальнейшие преобразования СГ связаны с возрастным наращиванием мощности классов форм кристаллов**, процесс которого носит колебательный, циклический характер. Каждый цикл начинается с разрыва элементарной цепи после стадий гранных призм или между ними. В процессе интенсивного скелетного роста истощаются все наиболее развитые гранные кристаллы. Остальные гранные формы находятся еще в пределах своих стадий роста. Наступает дефицит кристаллов, подготовленных для перехода

* Более подробно эти примеры рассмотрены в статье: Э. Г. Коломыйц. Авторегуляция сублимационного метаморфизма в горизонтах снежной толщи.— В сб.: Математические методы в экологии и географии. Владивосток (ДВНЦ АН СССР), 1978, с. 37—76.

** Под мощностью класса понимается отношение количества кристаллов данного класса форм к общему числу кристаллических индивидов в данной выборке или в единице объема снега.

в новую стадию, что и вызывает разрыв цепи. Этот дефицит покрывается за счет появления и развития новой возрастной генерации кристаллов, начиная с плоских гранных призм, частично за-

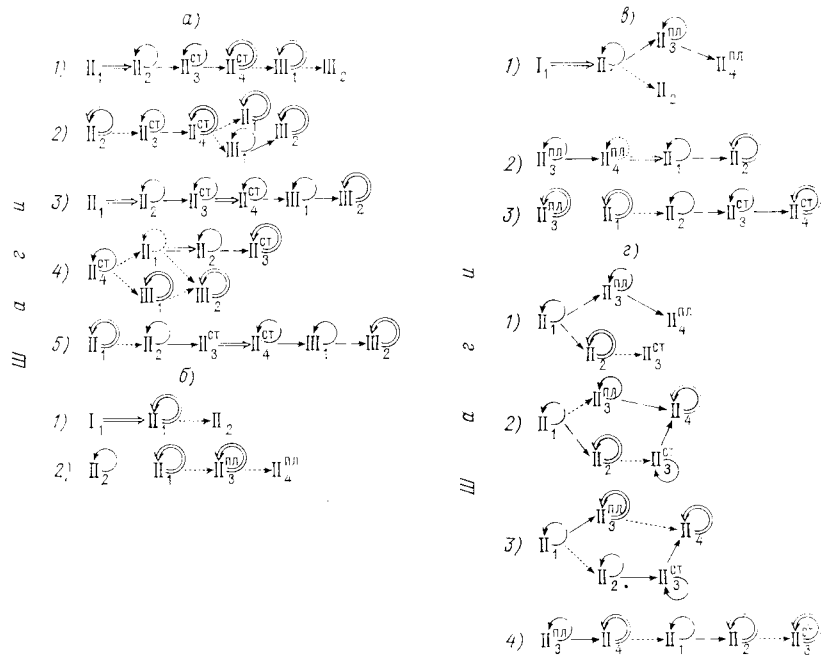


Рис. 6. Стохастические структурные модели авторегуляции сублимационного метаморфизма горизонтов снежной толщи.

Модели саморегуляции (саморазвития): а — полная столбчатая программа; прослеживаются линейный цикл преобразований форм кристаллов и два цикла возрастного усложнения структуры горизонта; б — неполная плоская программа; столбчатые гранные формы скелетных индивидов не дают.

Модели регуляции метаморфизма извне: а — полигенетическая программа с одним необратимым возмущением от плоского алгоритма к столбчатому; б — полигенетическая программа с одновременным плоским и столбчатым ростом кристаллов; плоский скелетный рост начинается раньше и происходит быстрее столбчатого. Остальные условные обозначения в тексте.

мещающих скелетные и пластинчатые формы (второй и четвертый шаги на рис. 6 а).

«Волна» дефицита кристаллов в каждом цикле проходит по всей элементарной цепи, вызывая серию соответствующих реакций в каждом ее звене. Цикл заканчивается полным восстановлением элементарной цепи и возобновлением интенсивного скелетного роста (третий и пятый шаги на рис. 6 а). При каждом цикле наращивания кристаллов горизонт как бы возвращается к начальным этапам конструктивного метаморфизма. Периодическое «омоложение» кристаллического сообщества СГ, обусловленное исключительно его саморазвитием, может существенно менять ме-

ханнические свойства снега даже при неизменных внешних условиях.

При более медленных процессах перекристаллизации горизонт за два—три месяца может и не достичь стадий регрессивного метаморфизма (табл. 87). Первые скелетные формы появляются уже в конце первого шага, однако из-за слабых темпов преобразова-

Таблица 87

Пример матрицы преобразований форм кристаллов глубинной изморози в одном из горизонтов рыхлой снежной толщи (длина шага 25—35 см)

I шаг							II шаг						
↓	II ₁	II ₂	II ^{CT} ₃	II ^{CT} ₄	III ₁	III ₂	↓	II ₁	II ₂	II ^{CT} ₃	II ^{CT} ₄	III ₁	III ₂
II ₁	0,47	0	0	0	0	0	II ₁	1,00	0	0	0	0	0
II ₂	0,53	0,84	0	0	0	0	II ₂	0	0,58	0	0	0	0
II ^{CT} ₃	0	0,16	0,70	0	0	0	II ^{CT} ₃	0	0,42	0,50	0	0	0
II ^{CT} ₄	0	0	0,30	0	0	0	II ^{CT} ₄	0	0	0,50	1,00	0	0
III ₁	0	0	0	0	0	0	III ₁	0	0	0	0	0	0
III ₂	0	0	0	0	0	0	III ₂	0	0	0	0	0	0

III шаг							IV шаг						
↓	II ₁	II ₂	II ^{CT} ₃	II ^{CT} ₄	III ₁	III ₂	↓	II ₁	II ₂	II ^{CT} ₃	II ^{CT} ₄	III ₁	III ₂
II ₁	0,14	0	0	0	0	0	II ₁	1,00	0	0	0,06	0	0
II ₂	0,86	0,59	0	0	0	0	II ₂	0	0,63	0	0	0	0
II ^{CT} ₃	0	0,41	0,51	0	0	0	II ^{CT} ₃	0	0,37	0,48	0	0	0
II ^{CT} ₄	0	0	0,49	1,00	0	0	II ^{CT} ₄	0	0	0,52	0,77	0	0
III ₁	0	0	0	0	0	0	III ₁	0	0	0	0,17	0,45	0
III ₂	0	0	0	0	0	0	III ₂	0	0	0	0	0,55	0

V шаг						
↓	II ₁	II ₂	II ^{CT} ₃	II ^{CT} ₄	III ₁	III ₂
II ₁	0,83	0	0	0	0	0
II ₂	0,17	0,78	0	0	0	0
II ^{CT} ₃	0	0,22	0,63	0	0	0
II ^{CT} ₄	0	0	0,37	0,69	0	0
III ₁	0	0	0	0,31	0,74	0
III ₂	0	0	0	0	0,26	1,00

ний массовый скелетный рост отодвигается на второй и даже третий шаги. Вторая возрастная генерация кристаллов появляется лишь к четвертому шагу. Развитие скелетных форм приостанавливается, намечается переход к пластинчатому росту. На пятом шаге элементарная цепь восстанавливается, однако «центр тяжести» переходов еще остается в гранных формах, так как восполнение дефицита кристаллов идет медленно.

Циклы возрастного наращивания классов кристаллических форм ведут к определенной стабилизации структуры горизонта в пределах конструктивного метаморфизма. Эффект стабилизации структуры отчетливо прослеживается при сравнении реальных шагов эволюции снега с шагами расчетной «марковской машины», где все относительные частоты переходов заданы по первому шагу (табл. 88). Шаги марковского регулирования получаются

Таблица 88

Матрица преобразований форм кристаллов глубинной изморози в том же снежном горизонте (см. табл. 87) при марковском процессе

II шаг					III шаг				
↓	II ₁	II ₂	II ₃ ^{ст}	II ₄ ^{ст}	↓	II ₁	II ₂	II ₃ ^{ст}	II ₄ ^{ст}
II ₁	0,22	0	0	0	II ₁	0,05	0	0	0
II ₂	0,70	0,70	0	0	II ₂	0,64	0,49	0	0
II ₃ ^{ст}	0,08	0,24	0,49	0	II ₃ ^{ст}	0,23	0,29	0,24	0
II ₄ ^{ст}	0	0,06	0,51	1,00	II ₄ ^{ст}	0,08	0,22	0,76	1,00

IV шаг					V шаг				
↓	II ₁	II ₂	II ₃ ^{ст}	II ₄ ^{ст}	↓	II ₁	II ₂	II ₃ ^{ст}	II ₄ ^{ст}
II ₁	0	0	0	0	II ₁	0	0	0	0
II ₂	0,34	0,24	0	0	II ₂	0,08	0	0	0
II ₃ ^{ст}	0,26	0,21	0,06	0	II ₃ ^{ст}	0,08	0,06	0	0
II ₄ ^{ст}	0,40	0,55	0,94	1,00	II ₄ ^{ст}	0,84	0,94	1,00	1,00

путем последовательного умножения матрицы самой на себя. Этот расчет позволяет прогнозировать конечное состояние системы при сохранении на всех шагах первоначальных частот переходов.

Чем интенсивнее рост кристаллов глубинной изморози, тем раньше стабилизируется структура горизонта и тем больше результат ее последующих преобразований отличается от результата поведения «марковской машины». При марковском регулировании

снежная толща должна достигать к концу зимы таких состояний, когда встречаемости конечных форм кристаллов и вероятности перехода в эти формы становятся почти одинаковыми и близкими к 1. В действительности же благодаря эффекту стабилизации горизонты обычно не достигают таких состояний. Разница в частотах переходов между реальными и марковским процессами авторегуляции метаморфизма и есть та поправочная мера, которую следует вводить при прогнозировании структуры снежного горизонта на каждый следующий временной шаг.

Плоскому варианту метаморфизма свойствен рост скелетных кристаллов непосредственно из плоских гранных призм, поэтому уже через месяц может появиться значительное количество скелетных форм (рис. 6 б). Столбчатые гранные формы растут крайне медленно, постепенно теряют базу своего развития и деградируют. Плоский вариант роста отличается от столбчатого большей неравномерностью развития кристаллов одной и той же возрастной генерации, что отвечает и более сложным гидротермодинамическим полям снега. При этом преобладают длительная стабилизация форм и слабая интенсивность переходов, благодаря чему элементарная цепь графа сохраняется в течение нескольких шагов.

Процессы саморегуляции в горизонтах снежной толщи периодически осложняются внешними возмущениями, с последующей перестройкой текущей программы преобразований структуры с плоской на столбчатую или наоборот. Первый, наиболее частый тип возмущений свойствен слоям, которые длительное время находились вблизи снежной поверхности при сильном выхолаживании и резких колебаниях температуры, а затем были погребены под новыми мощными слоями снега и оказались в более умеренных температурных условиях. Аналогичный эффект может дать и длительное устойчивое потепление. В рассматриваемом примере такое внешнее возмущение фиксируется на втором шаге переходов (рис. 6 в). Резкое возмущение алгоритма вызывает распад и последующее исчезновение плоской цепи развития. Число скошенных скелетных форм катастрофически сокращается, «центр тяжести» переходов смещается на гранные столбчатые призмы, которые уже обнаруживают признаки скелетного роста. Однако горизонт, «отброшенный» возмущением на целых два этапа назад (от скелетного к гранному столбчатому), может до конца зимы так и не достигнуть состояния «зрелой» глубинной изморози.

Переход от столбчатой программы метаморфизма к плоской часто наблюдается в припочвенных слоях снега в середине или конце зимнего сезона, если имеет место значительный скачок снегонакопления в результате обильных осадков или интенсивных метелей, в результате чего давление на нижние слои резко возрастает.

В верхних горизонтах снежной толщи нередко реализуются смешанные варианты метаморфизма, с одновременным развитием

как плоских, так и столбчатых типов форм кристаллов. При резко выраженной нестационарности температурного поля в снежном горизонте плоская цепь переходов значительно опережает столбчатую (рис. 6 г), поэтому основную массу скелетных индивидов составляют косые и плоские пирамидально-призматические формы. В дальнейшем при достижении и столбчатыми типами скелетной стадии роста обе цепи смыкаются. Пульсирующие «волны» дефицита форм проходят поочередно по каждой цепи, вызывая соответствующие ослабления и усиления частот переходов. При общем повышении температуры в конце зимы плоская цепь обычно распадается и «центр тяжести» переходов смещается на столбчатые типы форм, с одновременным уменьшением самих частот переходов, т. е. с замедлением процессов метаморфизма (четвертый шаг на рис. 6 г).

Таким образом, если перевод снежного горизонта со столбчатой программы роста кристаллов на плоскую так или иначе ускоряет процесс «созревания» глубинной изморози, то обратное смещение с плоского алгоритма на столбчатый ведет к замедлению этого процесса. Указанное положение носит пока самый общий характер и нуждается в дальнейшей разработке, с конкретизацией применительно к местным условиям. Исходя из него, следует вводить соответствующие поправки на эффект внешних возмущений при прогнозировании структуры тех или иных горизонтов снежной толщи.

В системе почва—снег—воздух ядром является, как уже говорилось, генетически единый снежный горизонт. К внешней среде следует относить, очевидно, не только подстилающие почво-грунты и приземную атмосферу, но и лежащие выше и ниже рассматриваемого горизонта другие слои снежной толщи, которые преломляют вещественно-энергетические потоки почвенно-атмосферных воздействий и сами оказывают влияние.

Среда воздействует на формирование структуры горизонта двояко. Во-первых, она играет роль «стрелочного механизма», направляющего процесс метаморфизма по тому или иному варианту. Последний «задается» температурными условиями и полем механических напряжений в снегу. Во-вторых, от состояния среды зависит скорость реализации данной программы метаморфизма, т. е. темп продвижения горизонта по траектории метаморфического цикла. Этот процесс непосредственно контролируется макроскопической диффузией водяных паров, которая сама является производной от температурных условий, плотности снега, влажности и механического состава почвы и других характеристик.

Заключение

Предлагаемые кристалломорфологические и симметричные методы пешеления структуры снежной толщи могут быть полезны для снеголавинной практики. Они позволяют извлекать гораздо более богатую информацию о внутренних процессах, происходящих в толще снега, по сравнению с теми приемами анализа, которые основаны на традиционных представлениях о зернистости снежных частиц.

Во введенных почти полвека назад понятиях мелко-средне- и крупнозернистого снега по существу обозначены основные руководящие признаки метаморфизма сезонного снежного покрова, поэтому, каковы бы деталины ни были методы количественной оценки его структуры, основанные на этой уже явно устаревшей систематике, они не в состоянии углубить представления о стержневых закономерностях метаморфизма, что имеет очевидные отрицательные последствия для современной практики лавинного прогноза. Эволюция снежного покрова как сложно организованной и чрезвычайно динамичной системы разнокачественных индивидов (форм кристаллов и их агрегатов) не может быть достаточно информативно описана только размерами частиц и их контактов.

При гранулометрическом подходе к изучению структуры снега фактически исключается из рассмотрения такая важнейшая структурная характеристика, как форма растущих или испаряющихся кристаллов (а следовательно, количественная мера самого качества структуры), без чего говорить об эволюции снега и направленности его метаморфизма просто бессмысленно. Само понятие зернистости в геологии и минералогии весьма условно (все зерна суть кристаллы и их агрегаты), и практически любое зерно при детальном изучении обнаруживает свою индивидуальную и закономерную форму, чаще всего не сводимую к сфере, кубу или правильному гексагону. Рассмотренные выше кристалломорфологические и симметричные параметры, а не размеры зерен и их контактов должны служить главными руководящими признаками той или иной степени метаморфизма (эволюции) снега и основанием для прогноза его возможных структурных изменений. Это положение следует из фундаментальных основ современной кристаллографии и теории метаморфизма.

Сущность метаморфических преобразований снега состоит не в диффузно-механическом перераспределении твердого вещества в данном объеме снега, а в поэтапной смене различных способов пространственной упорядоченности окристаллизованного материала, что проявляется прежде всего в двух морфологических признаках: 1) в стадийной смене форм роста или растворения

(испарения) кристаллов; 2) в изменении их внешней (геометрической) симметрии путем последовательного отклонения от симметрии идеальной (кристаллохимической). Гранулометрические же характеристики — лишь сопутствующие и притом неоднозначные параметры, описывающие динамику процессов перекристаллизации, поэтому использование их — необходимое, но совершенно недостаточное условие для количественной оценки структуры снега.

Кристалломорфологические и симметричные признаки строения снежной толщи имеют не только чисто структурный характер. Они обнаруживают определенные связи с механическими свойствами снега и с метеорологическими условиями — именно теми характеристиками, которые учитываются при инженерных расчетах в качестве лавинообразующих факторов.

Рекомендованная литература

1. Бави Чарльз. Кристаллы, их роль в природе и науке.— М.: Мир, 1970.
2. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Индивиды.— М.: Наука, 1975.
3. Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Агрегаты.— М.: Наука, 1979.
4. Козлова О. Е. Рост и морфология кристаллов.— М.: Изд-во МГУ, 1972.
5. Коломыц Э. Г. Методы кристалломорфологического анализа структуры снега.— М.: Наука, 1977.
6. Процессы реального кристаллообразования. Под ред. акад. Н. В. Белова.— М.: Наука, 1977.
7. Шаскольская М. П. Кристаллография.— М.: Высшая школа, 1976.
8. Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии.— М.: Высшая школа, 1968.
9. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии.— Л.: Недра, 1975.
10. Шубников А. В. Избранные труды по кристаллографии.— М.: Наука, 1975.