

УДК (092) 548

ИЛАРИОН ИЛАРИОНОВИЧ ШАФРАНОВСКИЙ

(к 60-летию со дня рождения)



В научной работе проф. И. И. Шафрановский плодотворно сочетает кристаллографические идеи и методы с интересами минералогии. Особенно много труда вложил И. И. Шафрановский в изучение циркона, кварца и алмаза. Крупная работа, посвященная цирконам Вишневых гор, явилась его кандидатской диссертацией [1936]. Наиболее интересные наблюдения над кварцем касались последовательности природной регенерации на кристаллах минерала (так называемое правило Шафрановского), двойниковых сростаний и сростаний с другими минералами. Изучены формы природного растворения — «кубические кварцы» — и другие вопросы кристалломорфологии минерала. И. И. Шафрановскому принадлежит монография по кристаллографии кварца из месторождений СССР [1937].

Серия работ по кристаллографии алмазов посвящена им методике измерения и изучения весьма распространенных в природе, но трудных для исследования округлых форм, геометрии кристаллов и двойников алмаза, а также фигурам растворения и регенерации, связи формы кристаллов со структурой и другим вопросам. Результатом явилось крупное исследование по алмазам — докторская диссертация [1942].

В монографии «Алмазы» [1953], выдержавшей уже два издания, в доступной, но строго научной форме изложены кристаллография и минералогия алмаза и приведены интересные данные из истории обработки алмаза для технических и ювелирных целей.

Ряд работ И. И. Шафрановского посвящен геометрическому учению о формах кристаллов. По аналогии со 146 разновидностями простых форм, по Г. Б. Бокию, И. И. Шафрановский вывел 1403 структурные разновидности простых форм [1945], установил общие закономерности в развитии и распределении граней [1946—1947], разработал (совместно с В. И. Михеевым, С. Ш. Генделевым) учение о вершинных и реберных формах [1955—1958], о разновидностях гранных форм в различных сингониях, о габитусных и второстепенных гранях, их распределении по поясам, о симметрии форм роста и растворения.

И. И. Шафрановский впервые предложил рассматривать внешнюю форму кристаллов во взаимосвязи кристаллической структуры и кристаллообразующей среды. Всесторонне рассмотрев почти забытый принцип Кюри, И. И. Шафрановский пришел к выводу об универсальности в природе симметрии конуса $L_{\infty} \infty P$ и характере воздействия симметрии кристаллообразующей среды на внешнюю форму кристаллов [1954—1956]. На основе принципа Кюри он стремится устанавливать причины формирования форм роста кристаллов, уклоняющихся от идеального развития.

«Лекции по кристалломорфологии минералов» [1960], суммировавшие результаты работы и достижения автора по кристаллографии, были с огромным интересом встречены кристаллографами и минералогами. В монографии «Кристаллы минералов» [т. I, 1957; т. II, 1961] впервые подвергнуто всестороннему кристалломорфологическому анализу природное кристаллообразование. Серия работ по природным минеральным образованиям — двойникам — завершилась выводом законов двойникования кристаллов (совместно с В. А. Мокневым, П. К. Вовком и И. И. Афанасьевым [1967]).

Исследование морфологии кристаллов позволило И. И. Шафрановскому распространить принцип Кюри на животный и растительный мир. Обобщение огромного материала по симметрии природных форм и проявлению динамичности симметрии в природе сделано в монографии «Симметрия природных форм».

И. И. Шафрановский широко известен своими работами по истории кристаллографии и минералогии. Превосходно написанные им книги о жизни и научной деятельности Е. С. Федорова, Н. И. Кокшарова, А. Г. Вернера воссоздают живой облик этих ученых.

Монография «История кристаллографии в России» [1962] является первым крупным научным трудом по истории отечественной кристаллографической науки. Учебник «Кристаллография», написанный И. И. Шафрановским совместно с Г. М. Поповым и готовящийся в пятый раз к переизданию, более 25 лет служит основным руководством для студентов.

И. И. Шафрановский на протяжении более 35 лет преподает кристаллографию в двух крупнейших высших учебных заведениях Ленинграда: Ленинградском университете (1934—1948) и Ленинградском горном институте (с 1931 по настоящее время). Последние 20 лет он руководит старейшей в стране кафедрой кристаллографии Ленинградского горного института, которая ежегодно выпускает молодых ученых, пополняющих отечественные кадры кристаллографов.

И. И. Шафрановский талантливо сочетает в себе крупнейшего ученого, блестящего педагога и популяризатора науки. Все, кто знает И. И. Шафра-

новского лично и по его многочисленным научным трудам, сердечно поздравляют его со славным юбилеем и желают доброго здоровья и новых больших творческих успехов.

СПИСОК ТРУДОВ И. И. ШАФРАНОВСКОГО *

1930

1. Анализ «муллита». Тр. ГИКИ, вып. 35, стр. 52—53. (В статье Л. Л. Солодовниковой «Случай образования «муллита» в керамических черепках».)

1931

2. Радиоактивный флогопит из района Кир-Кира. Изв. Глав. геологоразв. упр., т. 1, вып. 49, стр. 765—769.

1932

3. Выветривание полевых шпатов в пегматитовых жилах Северной Карелии. Изв. Всес. геологоразв. объедин., т. 1, вып. 5, стр. 95—100.

4. Сульфаты, хроматы, молибдаты, вольфраматы. Рабочая книга по минералогии. Ч. 1. Ленинград — Москва — Новосибирск, Горн. изд-во, стр. 241—264 (совместно с В. Б. Татарским).

5. Алюмосиликаты с летучими компонентами. Рабочая книга по минералогии. Ч. 2. Л.—М., Георазведиздат, стр. 207—217.

1933

6. Цирконы Вишневых гор. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 62, вып. 1, стр. 218—256.

1934

7. Сопоставление реальной структуры с Федоровской установкой кристаллов циркона. Зап. ЛГИ, т. 8, стр. 170—174.

8. Людвигит из Полярной Якутии. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 63, вып. 2, стр. 381—385 (совместно с В. А. Вакаром и Э. В. Книпович).

1935

9. Кристаллы реальгара из Лухумского месторождения. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 64, вып. 1, стр. 202—206.

10. Новый метод определения кристаллического вещества. Природа, № 8, стр. 63—66.

11. О параллельных сростках вульфенита из месторождения Юж. Дарбаза. Тр. О-ва естествоиспыт., т. 14, вып. 1, стр. 90—93 (совместно с Ю. А. Араповым).

1936

12. Некоторые закономерности в распределении полярных расстояний для кристаллов средних сингоний. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 65, вып. 1, стр. 55—68.

13. Везувианы из Ахматовской копи на Южном Урале. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв.-геогр., № 10, вып. 3, стр. 18—52 (совместно с Е. Ф. Чирва).

14. М. Б. Ромэ-де-Лиль (К 200-летию со дня рождения). Природа, № 9, стр. 116—119.

15. Вадим Владимирович Доливо-Добровольский (Некролог). Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 65, вып. 2, стр. 466—469 (совместно с В. И. Михеевым).

16. Сульфаты, хроматы, молибдаты, вольфраматы, уранаты. Курс минералогии. Колл. авторов. Л.—М., ОНТИ, стр. 381—411.

17. Die Verteilung polarer Distanzen in Kristallen mittlerer Syngonien. Kristallographie, Bd. 94, стр. 33—39.

1937

18. Кварц горы Нерейки. Тр. Центр. научно-исслед. лаб. камней-самоцветов, 65 стр.

19. К вопросу о развитии граней циркона в связи с его строением. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 66, вып. 1, стр. 37—44.

20. К вопросу о распределении угловых величин на кристаллах. ДАН СССР, т. 14, № 6, стр. 377—380.

21. Материалы к изучению роговых обманок из пегматитовых выделений Хибинских тундр. Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, т. 10, стр. 49—59.

* Составили А. М. Соркин, Е. В. Вейнберг, В. Г. Кузнецова, В. Д. Коломенский.

22. Обзор работ по кристаллографии в СССР за десятилетие с 1927 по 1937 г. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 66, вып. 2, стр. 201—210 (совместно с Ю. А. Шнейдер).

23. Определитель кристаллов. Т. 1. Введение. Тетрагирная сингония. ОНТИ, 438 стр. (совместно с А. К. Болдыревым и др.).

24. Ред. В. В. Доливо-Добровольский. Курс кристаллографии. Л.—М., ОНТИ, 346 стр.

25. Sur la distribution des valeurs angulaires dans les cristaux. C. r. Acad. sci. URSS, vol. 14, № 6, стр. 377—380.

1938

26. Сроетки пирохлора и циркона из Ильменских гор. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 67, вып. 2, стр. 229—235.

27. Внешние признаки важнейших двойников кварца. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 67, вып. 3, стр. 435—445 (совместно с Н. А. Ивановым).

28. Кристаллы кварца. Тр. Центр. научно-исслед. лаб. камней-самоцветов, стр. 59—65.

29. Лауэграммы кварца двух генераций. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 67, вып. 4, стр. 583—585 (совместно с О. М. Аншлесом и Г. М. Поповым).

1939

30. Алмазы из нового алмазоносного района Среднего Урала. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 68, вып. 3, стр. 357—362 (совместно с А. А. Аверинным).

31. К геометрии кубической решетки. Тр. Лаб. кристаллограф. АН СССР, вып. 1, стр. 13—19.

32. К геометрии кубической решетки (статья 2-я). Уч. зап. ЛГУ, № 34, стр. 3—9.

33. Кристаллографическое исследование искусственного муллита. ДАН СССР, т. 23, № 9, стр. 929—930 (совместно с Д. П. Григорьевым).

34. Е. С. Федоров. Вестник знания, № 12, стр. 62—65.

35. Значение Н. Стено в кристаллографии (к 300-летию со дня рождения). Природа, № 5, стр. 101—104.

36. Определитель кристаллов. Т. 1. Тригирная и гексагирная сингонии. Общее дополнение к средним сингониям. ОНТИ, 863 стр. (совместно с В. В. Доливо-Добровольским и др.).

37. A crystallographic investigation of artificial mullite. C. r. Acad. sci. URSS, vol. 23, № 9, стр. 933—934.

1940

38. К кристаллографии алмазов бразильского типа. ДАН СССР, № 7, стр. 670—673.

39. К кристаллографии уральских алмазов. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 69, вып. 2—3, стр. 185—196.

40. Случай закономерного срастания кварца, гематита и рутила. Тр. Лаб. кристаллограф. АН СССР, вып. 2, стр. 169—174.

41. К вопросу о пинакоиде кварца. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, № 45, стр. 126—134.

42. Евграф Степанович Федоров. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, № 45, стр. 5—15.

43. Zur Kristallographie der Diamanten brasilischen Typus. C. r. Acad. sci. URSS, vol. 26, № 7, стр. 662—665.

1941

44. Кристаллография. Учебник. М., Госгеолиздат, 342 стр. (совместно с Г. М. Поповым).

45. Кристаллографическое исследование искусственного корунда. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 70, вып. 1, стр. 1—4 (совместно с Д. П. Григорьевым).

46. Леграндит из месторождения Такели в горах Кара-Мазар. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 70, вып. 2, стр. 158—160 (совместно с В. Н. Флоровской и Г. М. Поповым).

47. Результаты статистического исследования округлых уральских алмазов. ДАН СССР, т. 31, № 8, стр. 787—789.

48. Ergebnisse der statistischen Untersuchungen der gerundeten Ural-Diamanten. C. r. Acad. sci. URSS, vol. 31, № 8, стр. 791—793.

1942

49. Новые опыты по растворению алмаза. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 71, вып. 1—2, стр. 23—32 (совместно с Д. П. Григорьевым).

50. Успехи кристаллографии в СССР за 25 лет. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 71, вып. 3—4, стр. 91—97.

1943

51. К вопросу о растворении и регенерации кристаллов алмаза и кварца. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 72, вып. 1, стр. 3—6.

52. Новые опыты по растворению алмаза. Уч. зап. ЛГУ, сер. естеств. наук, № 88, стр. 133—139 (совместно с Д. П. Григорьевым).

53. Регенерация кварца на плоскостях срастания с кальцитом. Уч. зап. ЛГУ, сер. естеств. наук, № 88, стр. 108—132.

1944

54. Из истории кристаллографии. Природа, № 2, стр. 78—82.

55. К вопросу о простейшем выводе элементов симметрии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, № 65, вып. 13, стр. 31—40.

56. Кальцит Приполярного Урала. Уч. зап. ЛГУ, сер. естеств. наук, № 68, вып. 2, стр. 245—247 (совместно с Б. Я. Осадчевым).

57. Кристаллография округлых алмазов. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, № 65, вып. 13, стр. 41—48.

58. Этюды по кристаллографии кварца с Приполярного Урала. I. Регенерация надпиллов на кристаллах кварца. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 73, вып. 1, стр. 29—35.

1945

59. Е. С. Федоров — великий русский кристаллограф. Советская наука, 90 стр.

60. Грани тетрагональных минералов. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 74, вып. 4, стр. 237—246.

61. Демонстрация закона Браве на кристаллах циркона. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 74, вып. 3, стр. 169—178.

62. Число структурных разновидностей простых форм кристаллов. ДАН СССР, т. 48, № 5, стр. 338—342.

63. Этюды по кристаллографии кварца с Приполярного Урала. II. Формы растворения и регенерации. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 74, вып. 1, стр. 48—56.

64. The number of structural varieties in the simple forms of crystals. С. г. Acad. sci. URSS, vol. 48, № 5, стр. 317—321.

1946

65. Зависимость развития и частоты встречаемости кристаллических граней от их симметрии. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 75, вып. 4, стр. 333—334.

66. Законы развития и распределения граней на кристаллах. Тр. Юбил. научн. сессии ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, стр. 32—38.

67. К вопросу о статистическом распределении граней на кристаллах. Зап. Всерос. минерал. о-ва, ч. 75, вып. 3, стр. 163—166.

68. Работы В. И. Вернадского по кристаллографии. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 75, вып. 1, стр. 33—36.

69. Сопоставление результатов гониметрического исследования округлых кристаллов алмаза с его структурой. Сб. Вопр. минер., геохим. и петрограф. М.—Л., Изд-во АН СССР, стр. 20—26.

70. Эпитаксиальное нарастание кварца на полевой шпат. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 75, вып. 4, стр. 265—272 (совместно с Д. П. Григорьевым).

71. Японский двойник кварца из Гудживасского месторождения на Пампире. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 75, вып. 3, стр. 167—171 (совместно с А. И. Захарченко и В. Я. Прозоровым).

72. Анатолий Капитонович Болдырев (Некролог). Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 75, вып. 3, стр. 241—244 (совместно с С. С. Смирновым, В. И. Михеевым, В. А. Николаевым и Д. П. Григорьевым).

1947

73. Кристаллография. Изд. 2-е. Учебник. М.—Л., Госгеолтехиздат, 262 стр. (совместно с Г. М. Поповым).

74. Важнейшие грани кубических, тетрагональных, тригональных и гексагональных кристаллов. ДАН СССР, т. 58, № 2, стр. 285—286.

75. Габитусные формы кристаллов. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 76, вып. 2, стр. 117—124.

76. Кристаллография в Ленинградском государственном университете. Вестн. ЛГУ, № 10, стр. 98—105 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).

77. Ломоносовский каталог минералогических коллекций Академии наук. Природа, № 4, стр. 66—69 (совместно с К. И. Шафрановским).

78. Место кристаллографии в горных вузах. Вестн. высш. школы, № 8, стр. 19—22 (совместно с В. И. Михеевым).

79. О кристаллах «дипирамидального» кварца из Тетюхинского свинцово-цинкового месторождения. Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 76, вып. 4, стр. 267—268 (совместно с С. С. Смирновым и В. И. Михеевым).

80. Развитие учения о формах кристаллов. Природа, № 7, стр. 16—20.

81. Русские кристаллографы. Тр. Ин-та истории естеств. АН СССР, т. 1, стр. 81—120 (совместно с Г. Б. Бокием).

82. Академик В. М. Севергин и его роль в истории русской минералогии (к 120-летию со дня смерти, 1765—1826). Природа, № 3, стр. 72—75 (совместно с А. В. Немпловой).

1948

83. Кристаллография округлых алмазов. Изд. ЛГУ, 131 стр.
84. Формы кристаллов. Тр. Ин-та кристаллограф. АН СССР, вып. 4, стр. 13—166.
85. Внешняя форма кристаллов как отражение их внутреннего строения. Вестн. ЛГУ, № 1, стр. 41—63 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).
86. Исследование поверхностей соприкосновения кристаллических индивидов на примере кварца. ДАН СССР, т. 59, № 1, стр. 131—134 (совместно с Д. П. Григорьевым).
87. О поверхностях соприкосновения кристаллических индивидов. ЗВМО, ч. 77, вып. 3, стр. 185—193 (совместно с Д. П. Григорьевым).
88. О совпадении теоретических и генетических типов кристаллов цинковой обманки. Там же, вып. 4, стр. 267—271 (совместно с В. И. Михеевым).
89. Опыты по регенерации пришлифованных плоскостей на кристаллах. Там же, вып. 1, стр. 97—102 (совместно с М. Н. Балашовой).
90. Структурные разновидности простых форм кристаллов. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, № 93, вып. 14, стр. 3—17.
91. Гениальный русский кристаллограф, петрограф, минералог и геометр — академик Евграф Степанович Федоров (1853—1919). Сб. Выдающиеся ученые Горного ин-та, вып. 1. Изд. ЛГИ, стр. 33—36.
92. Глава и руководитель Федоровской школы кристаллографов и минералогов Горного института — профессор Анатолий Капитонович Болдырев (1883—1946). Там же, стр. 77—86 (совместно с В. И. Михеевым).
93. Основатель русской минералогии — академик Николай Иванович Кокшаров (1818—1892). Там же, стр. 13—22.
94. Ред. Выдающиеся ученые Горного института (1773—1948), вып. 1, изд. ЛГИ, 94 стр. (совместно с В. И. Михеевым).
95. Русские минералы. Природа, № 8, стр. 19—26 (совместно с Д. П. Григорьевым).
96. Факультеты и кафедры Ленинградского ордена Ленина горного института за 30 лет Советской власти. Сб. Ленинградский ордена Ленина горный институт за 30 лет Советской власти (1917—1947). Изд. ЛГИ, стр. 19—26.

1949

97. Выдающиеся русские минералоги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 272 стр. (совместно с Д. П. Григорьевым).
98. Формы природного растворения кварца. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 3, стр. 53—61.
99. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов. ЗВМО, ч. 78, вып. 3, стр. 166—171 (совместно с В. И. Михеевым).
100. Евграф Степанович Федоров — великий русский кристаллограф, минералог, петрограф и геометр. Природа, № 4, стр. 61—65.
101. Евграф Степанович Федоров. Жизнь и творчество. В кн. Е. С. Федоров. Симметрия и структура кристаллов. Основные работы. Изд-во АН СССР, стр. 557—579.
102. История вывода 230 пространственных групп. Там же, стр. 587—598 (совместно с Г. В. Бокием).
103. Ред. Е. С. Федоров. Симметрия и структура кристаллов. Основные работы. Изд. АН СССР. 630 стр. (совместно с А. В. Шубниковым).

1950

104. Природные формы растворения топазов. ЗВМО, ч. 79, вып. 1, стр. 5—14.
105. О кристаллографии группы меди. ЗВМО, ч. 79, вып. 4, стр. 294—297 (совместно с К. М. Малковой).
106. О закономерном сростании кристаллов кварца из тектонической брекчии Волыни. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 4, стр. 269—274 (совместно с Б. Я. Осадчевым).
107. По поводу замечаний проф. О. М. Аншелеса к изданию работ Е. С. Федорова. ЗВМО, ч. 79, вып. 3, стр. 233—236.
108. Памяти выдающегося русского минералога акад. П. В. Еремеева (к 50-летию со дня смерти). Природа, № 3, стр. 85—87.
109. Двадцать пять лет кафедры кристаллографии Ленинградского государственного ордена Ленина университета им. А. А. Жданова. Природа, № 7, стр. 87—90 (совместно с В. А. Мокиевским).
110. Ред. М. Ломоносов. О слоях земных и другие работы по геологии. Природа, № 2, стр. 83—84 (совместно с К. И. Шафрановским).
111. Перевод с англ. Дж. Д. Дэна, Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. Система минералогии. Т. 1, полутом 1. Под ред. Д. П. Григорьева. ИЛ, 607 стр. (совместно с М. Н. Балашовой, Н. П. Григорьевой, В. И. Михеевым).

1951

112. Е. С. Федоров. Изд-во АН СССР, 282 стр.
 113. Конусовидные поверхности на кристаллах минералов. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 5, стр. 51—64.
 114. Новые факты по кристаллографии округлых алмазов. ЗВМО, ч. 80, вып. 2, стр. 149—152 (совместно с Д. В. Рундквистом).
 115. Конусовидные образования на кристаллах турмалина. ЗВМО, ч. 80, вып. 3, стр. 207—210 (совместно с Л. Ф. Матуканис и В. А. Симоновой).
 116. Новое в кристаллографии алмаза. Природа, № 8, стр. 16—22.
 117. Вывод 230 пространственных групп симметрии. Сб. Научное наследство, т. 2. Изд-во АН СССР, стр. 297—313 (совместно с Г. Б. Бокием).
 118. Из переписки Е. С. Федорова с Ю. В. Вульфом. (Публикация). То же, стр. 349—354.
 119. Из переписки Е. С. Федорова с А. Шенфлисом. (Публикация). То же, стр. 314—340.
 120. Первые публикации трудов Е. С. Федорова за границей. То же, стр. 344—348.
 121. Достоверность определения типа структуры по методу Е. С. Федорова. Сб. Кристаллография. Тр. Федоровской научн. сессии 1949 г. Metallurgizdat, стр. 5—14 (совместно с В. И. Михеевым).
 122. Распределение второстепенных граней по кристаллографическим поясам и их минерогенетическое значение. Там же, стр. 239—250.
 123. Ред. Кристаллография. Тр. Федоровской научной сессии 1949 г. Metallurgizdat, 250 стр. (совместно с В. И. Михеевым).
 124. Академик Павел Владимирович Еремеев (1830—1899). Сб. Выдающиеся ученые Горного института 1773—1948. Вып. 2. Metallurgizdat, стр. 15—22.
 125. Ред. Выдающиеся ученые Горного института 1773—1948. Вып. 2. Metallurgizdat, стр. 129 (совместно с В. И. Михеевым).
 126. Кристаллография. Изд. 2-е (на груз. яз.). Тбилиси, 257 стр.

1952

127. Алмазы. Наука и жизнь, № 4, стр. 21—23.
 128. Додекаэдронды и октаэдронды на кристаллах. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 6, стр. 35—42 (совместно с В. А. Мокиевским).
 129. Из истории русской кристаллографии. Научная публицистика Е. С. Федорова. Вестн. МГУ, № 10, стр. 129—147 (совместно с Г. Б. Бокием).
 130. К вопросу о существовании эйхвальдита внутри еремеевита. ЗВМО, ч. 81, вып. 1, стр. 28—40 (совместно с В. И. Михеевым и В. А. Мокиевским).
 131. Несколько забытых статей Е. С. Федорова. Там же, вып. 3, стр. 193—198.
 132. Новые опыты растворения кристаллов алюмо-калиевых квасцов. Сб. Кристаллография. Тр. Федоровской научной сессии 1951 г. М., Углетехиздат, стр. 189—195 (совместно с В. А. Мокиевским).
 133. О классификации абразивных алмазов. Там же, стр. 209—222 (совместно с А. А. Гумилевским).
 134. Чечевицеобразные кристаллы гипса из Крыма. Там же, стр. 177—188 (совместно с Э. П. Сальдау).
 135. Ред. Кристаллография. Тр. Федоровской научной сессии 1951 г. М., Углетехиздат, 263 стр. (совместно с В. И. Михеевым).

1953

136. Алмазы. Изд-во АН СССР, 152 стр.
 137. Евграф Степанович Федоров. (К столетию со дня рождения.). ЗВМО, ч. 82, вып. 4, стр. 241—246.
 138. Забытый отечественный минералог Федор Петрович Моисеенко (1754—1781). Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 7, стр. 333—343 (совместно с Н. М. Раскиным).
 139. К вопросу об отличительных признаках округлых форм растворения кристаллов. Там же, стр. 21—28 (совместно с Д. П. Григорьевым).
 140. Кристаллография. Изд. 2-е (на кит. яз.), 275 стр. (совместно с Г. М. Поповым).
 141. Кристаллография булек искусственного рубина. ЗВМО, ч. 82, вып. 1, стр. 60—62 (совместно с Н. Н. Марочкиным).
 142. Пер. с англ. Дэна Д. Д. и др. Система минералогии. Т. 2, полутом 1 (совместно с М. Н. Балашовой и др.).
 143. Работы А. Н. Заварицкого по кристаллографии. ЗВМО, ч. 82, вып. 2, стр. 105—108.
 144. Ред. Универсальный столбик Е. С. Федорова. Изд-во АН СССР, 837 стр. (совместно с Д. П. Григорьевым, А. Н. Заварицким, В. А. Николаевым).
 145. Ред. и примеч. Е. С. Федоров. Начала учения о фигурах. Изд-во АН СССР, 409 стр. (совместно с О. М. Аншелесом).

1954

146. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды. ЗВМО, ч. 83, вып. 3, стр. 198—211.
147. Забытые опыты В. Н. Каразина по «алмазотворению». Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 8, стр. 360—362 (совместно с Б. Я. Иоффе-Смирновой).
148. Замечания по поводу изучения кристаллических форм минералов. Там же, № 3, стр. 41—48.
149. История вывода тридцати двух видов симметрии кристаллов. В кн. А. В. Гадолин. Вывод всех кристаллографических систем и их подразделений из одного общего начала. Изд-во АН СССР, стр. 112—143 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).
150. Ред. и примеч. А. В. Гадолин. Вывод всех кристаллографических систем и их подразделений из одного общего начала. Изд-во АН СССР, 155 стр. (совместно с О. М. Аншелесом и др.).
151. Ред. М. В. Ломоносов. Полн. собр. соч., т. 5. Изд-во АН СССР, 746 стр. (совместно с А. И. Андреевым).

1955

152. Кристаллография. Изд. 3-е. Учебник. М., Госгеолтехиздат, 296 стр. (совместно с Г. М. Поповым).
153. Внешняя симметрия пирамид роста кристаллических граней. ЗВМО, ч. 84, вып. 3, стр. 349—353.
154. Геологический словарь. Т. 1, 2. Кристаллография. М., Госгеолтехиздат (совместно с Г. М. Поповым).
155. Жизнь и минералогические труды Федора Петровича Моисеенко. Тр. Архива АН СССР, вып. 127, стр. 3—20 (совместно с Н. М. Раскиным).
156. Материалы Ф. П. Моисеенко в Архиве Академии наук СССР. Там же, вып. 12, стр. 186 (совместно с Н. М. Раскиным).
157. Замечания по поводу статьи проф. О. М. Аншелеса «О природе округлых форм алмаза». ЗВМО, ч. 84, вып. 2, стр. 123—126.
158. Кристаллографические законы, открытые и сформулированные Е. С. Федоровым. Сб. Кристаллография, вып. 3 (к 100-летию со дня рождения Е. С. Федорова). Изд. ЛГУ, стр. 97—112 (совместно с В. И. Михеевым).
159. Начало творческого пути Е. С. Федорова. Там же, стр. 113—123 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).
160. Переписка Е. С. Федорова с П. Гротом. Публикация и примеч. Там же, стр. 195—226.
161. Письма Т. Баркера, Г. Майерса, Л. Спенсера и Брегга к Е. С. Федорову. Публикация и примеч. Там же, стр. 227—350.
162. Ред. Кристаллография, вып. 3 (к 100-летию со дня рождения Е. С. Федорова). Изд. ЛГУ, 255 стр. (совместно с В. М. Михеевым).
163. Конусовидные поверхности на берилле. Сб. Кристаллография, вып. 4. Тр. Федоровской научной сессии 1953 г. Изд. ЛГУ, стр. 69—74.
164. Фотогониометрия округлых алмазов. Там же, стр. 75—79 (совместно с В. А. Мокиевским).
165. Ред. Кристаллография, вып. 4. Тр. Федоровской научной сессии 1953 г. Изд. ЛГУ, стр. 229 (совместно с В. И. Михеевым).
166. Курсы кристаллографии Е. С. Федорова. Там же, стр. 125—137.
167. Основатель современной кристаллографии (Е. С. Федоров). Природа, № 6, стр. 73—79.
168. Памяти Б. Я. Осадчева. ЗВМО, ч. 84, вып. 4, стр. 504—505 (совместно с М. Ф. Беляковым и Д. П. Григорьевым).
169. Реберные формы кристаллов. Сообщение первое. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 9, стр. 15—24 (совместно с В. И. Михеевым).
170. Ред. и комментарий. Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, 566 стр. (совместно с акад. Д. С. Белянкиным).
171. Труды А. Е. Ферсмана по кристаллографии. В кн. А. Е. Ферсман. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, стр. 532—546.

1956

172. Анатолий Капитонович Болдырев, его жизнь и научное творчество. ЗВМО, ч. 85, вып. 1, стр. 83—95 (совместно с В. И. Михеевым, Д. П. Григорьевым, Н. Н. Стуловым).
173. Несколько слов о кристаллографии в трудах М. В. Ломоносова. Там же, стр. 106—108.
174. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. Там же, вып. 2, стр. 171—186 (совместно с В. А. Мокиевским).
175. Группы симметрии в структурной петрологии. Там же, вып. 4, стр. 491—497.
176. Гониометрическое и структурное исследование плоскостей раскола на булях искусственного рубина. Сб. Кристаллография, вып. 5. Изд. ЛГУ, стр. 195—202 (совместно с В. А. Мокиевским, С. И. Гаврищук, А. А. Гумилевским).

177. История учения о формах кристаллических многогранников. Там же, стр. 213—247.

178. Кристаллы и минералообразующая среда. Там же, стр. 59—68.

179. Распределение минералов по видам симметрии. Там же, стр. 203—212 (совместно с М. Н. Балашовой).

180. Реберные формы кристаллов. Сообщение второе. Там же, стр. 37—50 (совместно с В. И. Михеевым).

181. Ред. Кристаллография, вып. 5. Изд. ЛГУ, стр. 286 (совместно с В. И. Михеевым).

182. Минералогическая кристаллография в трудах А. Е. Ферсмана. Сб. Вопросы геохимии и минералогии. Изд-во АН СССР, стр. 19—23.

183. Памяти А. К. Болдырева. Кристаллография, т. 1, вып. 3, стр. 267—270 (совместно с В. И. Михеевым и А. В. Шубниковым).

184. Памяти А. К. Болдырева. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 10, стр. 374—380 (совместно с В. И. Михеевым).

185. Универсальный принцип симметрии и форма морской гальки. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 10, стр. 33—38.

186. Рукописное наследие Е. С. Федорова. Вестн. АН СССР, № 1, стр. 71—77 (совместно с Н. М. Раскиным).

187. Е. С. Федоров и Академия наук. Тр. Ин-та истории естеств. и техники АН СССР, т. 10, стр. 28—65.

1957

188. Кристаллы минералов. Ч. 1. Плоскогранные формы. Изд. ЛГУ, 220 стр.

189. Виктор Иванович Михеев (Некролог). ЗВМО, ч. 86, вып. 2, стр. 317—320 (совместно с Н. Н. Стуловым, В. А. Мокиевским и др.).

190. Научная деятельность В. И. Михеева — выдающегося представителя Федоровской кристаллографической школы. Там же, стр. 387—400 (совместно с Н. Н. Стуловым).

191. Виктор Иванович Михеев. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 11, стр. 403—406 (совместно с Н. Н. Стуловым и Е. К. Лазаренко).

192. Р. Ж. Гаюи и его научные связи с русскими учеными. В кн. Вопросы истории естеств. и техники, вып. 5, стр. 165—168 (совместно с Н. М. Раскиным).

193. Документальное наследие Е. С. Федорова в Архиве Академии наук СССР. В кн. Рукописные материалы Е. С. Федорова в Архиве АН СССР. Изд-во АН СССР, стр. 3—26 (совместно с Н. М. Раскиным).

194. Жизнь и труды Николая Стенона. В кн. Н. Стенон. О твердом естественно содержащемся в твердом. Изд-во АН СССР, стр. 73—78 (совместно с В. В. Белоусовым).

195. История одного драгоценного камня. Научно-популярный альманах «Хочу все знать!», № 1, Л., Детгиз, стр. 120—129.

196. Кристаллография. Изд. 3-е. Учебник (на кит. яз.). Пекин, 324 стр. (совместно с Г. М. Пошовым).

197. Новые стороны в учении о кристалломорфологии минералов. ЗВМО, ч. 86, вып. 2, стр. 254—266.

198. Новые данные о жизни и творчестве А. Н. Карножицкого (к 50-летию со дня смерти). Там же, вып. 4, стр. 469—477 (совместно с В. М. Савицким).

199. Успехи советской кристаллографии. Там же, вып. 5, стр. 595—606 (совместно с Н. Н. Стуловым).

200. Пьер Кюри — кристаллограф. Тр. Ин-та истории естеств. и техники АН СССР, т. 19, стр. 84—94.

201. Реберные формы и штриховка на кристаллах. Кристаллография, т. 2, вып. 1, стр. 166—171 (совместно с В. И. Михеевым).

202. Симметрия, антисимметрия и псевдосимметрия индукционных поверхностей. Там же, вып. 2, стр. 23—28 (совместно с В. А. Мокиевским).

203. Развитие учения о формах кристаллов. Там же, вып. 3, стр. 326—333.

204. Ред. Андреев В. Н. Огранка самоцветов. Ч. 1. Росгизместпром, 158 стр.

205. Ред. и примечания. Стенон Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом. Изд. АН СССР, 148 стр. (совместно с В. В. Белоусовым).

206. Роль Н. Стенона в истории геологии и кристаллографии. Там же, стр. 78—91 (совместно с В. В. Белоусовым).

207. Рукописные материалы Е. С. Федорова в Архиве Академии наук СССР. Тр. Архива АН СССР, вып. 14, стр. 211 (совместно с Н. М. Раскиным).

208. Современное состояние вопроса о зависимости внешней формы от внутреннего строения кристаллов. Тезисы докл. 2-го совещ. по кристаллохимии. Изд-во АН СССР, стр. 79—80.

209. Федоров Евграф Степанович. Большая советская энциклопедия. Изд. 2-е, т. 44, стр. 574.

210. Evolution de la science sur les formes des cristaux. Acta crystallogr., vol. 10, pt. 12, стр. 847—848.

1958

211. Вершинные, реберные и гранные формы кристаллов. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 12, стр. 43—56 (совместно с С. Ш. Генделевым).

212. Геология и минералогия. В кн. История Академии наук СССР. Т. 1. Изд-во АН СССР, стр. 363—367.

213. Кристалл алмаза в кимберлите из трубки «Удачная». ЗВМО, ч. 87, вып. 4, стр. 494—496 (совместно с Л. А. Попугаевой).

214. Реберные формы кубической сингонии. Кристаллография, т. 3, вып. 4, стр. 405—415 (совместно с С. Ш. Генделевым).

215. Несколько замечаний по поводу статьи акад. Н. Б. Белова «О курсе геометрической кристаллографии для физиков». Там же, вып. 5, стр. 637—638 (совместно с Н. Н. Стуловым, В. Б. Татарским и В. А. Франк-Каменецким).

216. Совпадение угловых величин в геологии, кристаллографии и гидродинамике. ДАН СССР, т. 120, № 3, стр. 603—605 (совместно с Б. Л. Личковым).

217. Совпадение угловых величин в геологии, кристаллографии и гидродинамике. Научн. докл. высшей школы. Геол.-географ. науки, № 2, стр. 3—9 (совместно с Б. Л. Личковым).

1959

218. Геометрические разновидности гранных форм для кристаллов кубической сингонии. Кристаллография, т. 4, вып. 3, стр. 477—486.

219. Геометрические разновидности гранных форм для кристаллов низших и средних сингоний. Там же, стр. 293—301.

220. Дальнейшие пути развития кристаллохимического анализа. Тезисы докл. Федоровская сессия по кристаллографии 21—27 мая 1959 г. Изд-во АН СССР, стр. 17—18.

221. Ложные формы кристаллов и их минерогенетическое значение. ЗВМО, ч. 83, вып. 1, стр. 13—20.

222. Дискуссия о номенклатуре кристаллографических форм во Французском минералогическом обществе. Там же, вып. 4, стр. 492—495 (совместно с В. А. Мокриевским и Н. Н. Стуловым).

223. Новые материалы к творческой биографии Е. С. Федорова (к 40-летию со дня смерти ученого). Там же, вып. 5, стр. 573—582 (совместно с Н. Н. Стуловым).

224. Загадочные совпадения. Научно-популярн. альманах «Хочу все знать!», № 2. Л., Детгиз, стр. 120—126 (совместно с Б. Л. Личковым).

225. К пятидесятилетию со дня рождения чл.-корр. АН СССР профессора Г. Б. Бокция. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 13, стр. 419—422 (совместно с В. С. Соболевым, Г. Л. Пиотровским и Е. К. Лазаренко).

226. О кристалломорфологическом описании микроромбических минералов. Там же, стр. 73—88.

227. Профессор Дмитрий Павлович Григорьев (к 50-летию со дня рождения). Там же, № 13, стр. 414—418 (совместно с Е. К. Лазаренко, Г. Л. Пиотровским и В. С. Соболевым).

228. Кристаллография и минералогия в Ленинградском горном институте. Зап. ЛГИ, т. 40, стр. 22—28 (совместно с Н. Н. Стуловым).

229. Кристаллография, минералогия и петрография в «Записках Ленинградского горного института». Там же, стр. 47—50.

230. Современное состояние вопроса о зависимости внешней формы от внутреннего строения кристаллов. Там же, стр. 67—76.

231. Кристаллография рубиновых булей. VII науч.-техн. конф. работников промышл. часовых и технич. камней. Главнипроект при Госплане СССР, стр. 34.

232. О «промежуточных» дисциплинах. Вестн. высш. школы, № 13, стр. 50—52.

233. Рец. Кузнецов С. С. Отечественные геологи. Природа, № 5, стр. 121—122.

234. Рец. То же, География в школе, № 3, стр. 92—93.

235. Е. С. Федоров и В. И. Вернадский. Сб. Очерки по истории геол. знаний, № 8. Изд-во АН СССР, стр. 165—176 (совместно с Н. М. Раскиным).

236. Кристаллография. Изд. 3-е. Учебник. (На украинском языке). Изд. Львов. гос. ун-та, стр. 388 (совместно с Г. М. Поповым).

1960

237. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львов. гос. ун-та, стр. 164.

238. Взгляды Ломоносова на строение кристаллов. Сб. Ломоносов, т. 4. Изд-во АН СССР, стр. 110—111.

239. Возможность использования кристаллохимического анализа для решения минерогенетических задач. ЗВМО, ч. 89, вып. 1, стр. 3—14.

240. По поводу «кубических» кварцев. Там же, вып. 4, стр. 448—454 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).

241. Рец. Е. К. Лазаренко. Курс минералогії. Там же, стр. 607—610 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).

242. Геометрия каменных цветов. Новое в учении о формах кристаллов. Природа, № 12, стр. 5—9.

243. Кристаллы и шары. Научно-популярн. альманах «Хочу все знать!», № 3, Детгиз, стр. 154—159.

244. Расширенное учение о кристаллических формах и кристалломорфология двойников. Кристаллография, т. 5, вып. 4, стр. 525—529.

245. Реберные и скелетные формы кристаллов в микрохимическом анализе. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 14, стр. 125—134 (совместно с Т. Н. Бураковой).

246. An extended theory of crystal forms and the morphology of twins. 5th Intern. Congr. Sympos. abstracts, commun., стр. 108—109.

1961

247. Кристаллы минералов. Ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 332 стр.

248. Памяти Виктора Ивановича Михеева (1912—1957). Зап. ЛГИ, т. 38, вып. 2, стр. 3—8 (совместно с Н. Н. Стуловым и В. А. Мокиевским).

249. Итоги развития универсального геометрического учения о кристаллических формах. Там же, стр. 182—189.

250. Реберные формы кристаллов. Сообщение 3-е. Там же, стр. 122—139 (совместно с В. И. Михеевым и С. Ш. Генделевым).

251. Обобщенные формы двойниковых образований. Кристаллография, т. 6, вып. 1, стр. 31—42 (совместно с В. А. Письменным).

252. Георгий Глебович Леммлейн (к 60-летию со дня рождения). Там же, вып. 4, стр. 487—489.

253. Закон кристаллографических пределов и принцип плотнейших упаковок. Там же, вып. 6, стр. 892—900 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).

254. Схема наглядного способа описания реальных кристаллических форм. Там же, вып. 6, стр. 944—948 (совместно с В. А. Мокиевским).

255. Кристалломорфология двойников. ЗВМО, ч. 90, вып. 1, стр. 3—11.

256. Международный конгресс кристаллографов. Там же, стр. 121—123 (совместно с Б. Ю. Звягиным).

257. Открытое письмо минералагам. Там же, вып. 4, стр. 481—486.

258. Рец. Минералы. Справочник. Т. 1. Там же, вып. 5, стр. 608—615 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).

259. М. В. Ломоносов (к 250-летию со дня рождения). Там же, вып. 6, стр. 682—689.

260. Критичні паралелі земного еліпсоїда та їх кутові аналоги на кристалах. Геологіч. журн., т. 21, вып. 6, стр. 12—23 (совместно с Б. А. Личковим).

261. Минералогический каталог Ломоносова. Сб. Очерки по истории геол. знаний, вып. 9. Изд-во АН СССР, стр. 3—21.

262. Поиски геометрических законов в природе. Научно-популярн. альманах «Хочу все знать!», № 4. Л., Детгиз, стр. 158—164.

263. Случай проявления бесконечной симметрии на кристаллах минералов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 15, стр. 58—64 (совместно с В. А. Мокиевским).

264. Erweiterung der Kristallformenlehre. Fortschr. Miner. Stuttgart. Bd. 39, H. 2, стр. 187—195.

265. Extension de la théorie des formes cristallines et de la morphologie des macles. Bull. Soc. franc. minér. crist., Т. 84, стр. 20—24.

1962

266. Геологический словарь. Т. 1 и 2. Изд. 2-е. Статьи по кристаллографии. М., Госгеолтехиздат (совместно с Г. М. Поповым).

267. Евграф Степанович Федоров. В кн. Люди русской науки. География, геология. Физматгиз, стр. 63—82.

268. Живые существа на других планетах. Юный техник, № 11, стр. 48—55.

269. История кристаллографии в России. Изд-во АН СССР, 416 стр.

270. К вопросу о симметрии земного шара. Географич. сб., т. 15. Изд-во АН СССР, стр. 95—103.

271. К вопросу о так называемых «двойниках прорастания» минералов группы платины. ЗВМО, ч. 91, вып. 1, стр. 78—80.

272. Роль Е. С. Федорова в предыстории рентгеноструктурной кристаллографии. Там же, вып. 4, стр. 465—471 (совместно с Н. В. Беловым).

273. Обобщенный способ описания и изображения реальных кристаллических форм. Там же, вып. 6, стр. 512—519 (совместно с В. А. Мокиевским).

274. Кристаллография и минералогия. В кн. История естествознания в России. Т. 3. Изд-во АН СССР, стр. 159—166 (совместно с Д. П. Григорьевым).

275. Минералогия в Московском университете. В кн. История геол. наук в Моск. ун-те. Изд. МГУ, стр. 115—122, 153—160, 258—266, 290—297 (совместно с Е. А. Победимской).

276. Разновидности куба в кристаллографии. Кристаллография, т. 7, вып. 5, стр. 664—670.

277. Ренэ Жюст Гаюи. Жизнь и творчество. В кн. Р. Ж. Гаюи. Структура кристаллов. Изд-во АН СССР, стр. 116—142.

278. Составление и комментарии. Р. Ж. Гаюи. Структура кристаллов. Избр. тр. Изд-во АН СССР, 176 стр.

279. Систематика и внешняя симметрия кристаллических включений в монокристалльной среде. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 16, стр. 48—56 (совместно с В. А. Мокиевским и Г. А. Дементьевой).

280. E. S. Fedorow. В кн. Fifty years of X-ray diffraction. Utrecht (совместно с Н. В. Беловым).

281. Евграф Степанович Федоров. Изд. АН СССР, 284 стр.
 282. Еще раз о справочнике «Минералы». ЗВМО, вып. 1, стр. 108—111 (совместно с А. А. Кухаренко и В. А. Франк-Каменецким).
 283. О параллелизме форм на кристаллах шпирита и кальцита из Дарасунского месторождения. Там же, вып. 3, стр. 315—316 (совместно с В. А. Мокиевским и Ян Фэн-цзюнь).
 284. В. И. Вернадский о симметрии природы. Там же, вып. 5, стр. 579—586 (совместно с Н. Н. Стуловым).
 285. Георгий Михайлович Попов (Некролог). Там же, стр. 613—615 (совместно с Н. В. Беловым и др.).
 286. Дополнительные замечания к кристалломорфологии двойников. Там же, вып. 6, стр. 703—705.
 287. К вопросу о новом курсе кристалломорфологии. Кристаллография, т. 7, вып. 4, стр. 687—688.
 288. К методике использования кристаллических форм в качестве минерагенетических индикаторов. В сб. Теорет. и генетич. вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР.
 289. Кристалломорфология снежинок. Изв. вузов. Геология и разведка, № 9, стр. 62—69.
 290. Кристаллы кальцита из Букучинского и Белухинского вольфрамовых месторождений. Вестн. ЛГУ, № 5, стр. 12—23 (совместно с В. Ф. Барабановым).
 291. Открытие Уральского месторождения в темной ленинградской комнате. Научно-популярн. альманах «Хочу все знать!», № 5. Детгиз, стр. 174—177.
 292. Простые формы кристаллов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 17, стр. 35—44 (совместно с В. А. Мокиевским).
 293. Использование гониометрического метода для выращивания кристаллов искусственного рубина с заранее заданной кристаллографической характеристикой. Сб. Часы и часовые механизмы, № 3, стр. 5—8 (совместно с С. И. Гаврищук, В. А. Мокиевским и Е. С. Федоровой).
 294. New course of crystallography. 6th Intern. Congr. Symp. abstracts commun. стр. 172.

1964

295. Алмазы. Наука, 176 стр.
 296. Николай Иванович Кокшаров. Наука, 216 стр.
 297. Кристаллография. Изд. 4-е, исправл. и доп. Высшая школа, стр. 370 (совместно с Г. М. Поповым).
 298. Роль А. К. Болдырева в развитии кристаллографии. ЗВМО, ч. 93, вып. 2, стр. 168—172.
 299. Кристалломорфология минералов в ранних трудах А. Е. Ферсмана. ЗВМО, вып. 3, стр. 335—338.
 300. К вопросу об уточнении универсального принципа симметрии Кюри. Там же, вып. 4, стр. 460—463.
 301. Некоторые проблемы современной кристалломорфологии минералов. Там же, вып. 5, стр. 583—590 (совместно с В. А. Мокиевским).
 302. Замечания по поводу кристаллографии скелетных ростков сфалерита в сульфидных оловорудных месторождениях. Там же, вып. 6, стр. 725—726.
 303. 100-летие кафедры минералогии Львовского государственного университета им. И. Ф. Франко. Там же, стр. 735—736 (совместно с С. П. Соловьевым и Н. Н. Стуловым).
 304. К вопросу о конусовидных образованиях на кристаллах. Сб. Рост кристаллов. Т. 4. Изд-во АН СССР, стр. 53—57 (совместно с Г. И. Дементьевой и В. А. Мокиевским).
 305. К вопросу о научной этике. Изв. ВГО, т. 96, № 2, стр. 164—167 (совместно с П. С. Ворониным и др.).
 306. Как нас учил академик Ферсман. Юный техник, № 10, стр. 46—47.
 307. О курсе кристаллографии (кристалломорфологии). Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, стр. 148—152.
 308. О чем рассказывают уродливые кристаллы. Юный техник, № 5, стр. 22—25.

1965

309. 200-летие Горной академии во Фрейберге (ГДР). ЗВМО, ч. 94, вып. 3, стр. 313—317 (совместно с Д. П. Григорьевым).
 310. Рец. В. А. Франк-Каменецкий. Природа структурных примесей и включений в минералах. Там же, стр. 361—363.
 311. Борис Михайлович Куплетский (Некролог). Там же, вып. 5, стр. 620—621 (совместно с С. П. Соловьевым).
 312. Элементы бесконечной симметрии на двойниках. Там же, стр. 571—573 (совместно с В. А. Мокиевским и И. И. Афанасьевым).
 313. Геолого-минералогические и кристаллографические работы Ломоносова. Зап. ЛГИ, т. 49, вып. 2, стр. 3—7.
 314. Грубое искажение основ кристаллографии. Природа, 1965, сентябрь, стр. 116 (совместно с В. А. Франк-Каменецким).

315. Его лекции незабываемы. Сб., посвященный А. Е. Ферсману. Жизнь и деятельность. Наука, стр. 210—215.
316. Замечательный вклад в кристаллографию. Там же, стр. 52—67.
317. К вопросу о полном выводе двойниковых законов и простейшем способе их моделирования. Минер. сб. Львов. гос. ун-та, № 19, вып. 1, стр. 10—15 (совместно с В. А. Мокиевским и И. И. Афанасьевым).
318. Критические параллели земного эллипсоида и их угловые аналоги на кристаллах. В кн. Б. Л. Личкова. К основам современной теории Земли. Изд. ЛГУ, стр. 109—118 (совместно с Б. Л. Личковым).
319. Пер. и примеч. А. Бернштейн. К. Ф. Моос во Фрейберге. Минер., сб. Львов. гос. ун-та, № 19, вып. 1, стр. 120—126.
320. Предисловие к кн. Б. Л. Личкова. К основам современной теории Земли. Изд. ЛГУ, стр. 3—4.
321. Предисловие. В кн. Синтез и физические свойства алмазов. Наука, стр. 3.
322. Ред. Б. Л. Личков. К основам современной теории Земли. Изд. ЛГУ, 120 стр.
323. Роль Ломоносова в развитии теории шаровых упаковок с ее приложением к кристаллическим структурам. Сб. Ломоносов. Наука, стр. 158—166.

1966

324. Габитусный гексоктаэдр магнетита. ЗВМО, ч. 95, вып. 1, стр. 60—62 (совместно с Ч. Д. Джафаровым).
325. Письмо в редакцию. Там же, вып. 2, стр. 252 (совместно с В. А. Мокиевским и И. И. Афанасьевым).
326. Николай Николаевич Стулов (Некролог). Там же, вып. 3, стр. 253—255.
327. Двойники алмаза тетраэдрического облика. Там же, вып. 5, стр. 575—578 (совместно с В. Ф. Алявдиным и А. И. Боткуновым).
328. Несколько слов по поводу русского перевода трудов П. Кюри. Там же, вып. 6, стр. 758—760.
329. VII Международный конгресс кристаллографов. Там же, стр. 771—772.
330. Геометрический вывод законов двойникового кристаллов. Кристаллография, т. 11, вып. 4, стр. 539—548 (совместно с В. А. Мокиевским, П. К. Вовком, И. И. Афанасьевым).
331. Геометрический вывод законов двойникового кристаллов. VII Межд. конгр. кристалл. и симпозиум по росту кристаллов. Тезисы. Наука, стр. 239—240 (совместно с В. А. Мокиевским, П. К. Вовком, И. И. Афанасьевым).
332. История и пути развития математической кристаллографии. Зап. ЛГИ, т. 50, вып. 2, стр. 7—16.
333. Элементарный вывод и модельная характеристика полевошпатовых двойников. Минер. сб. Львов. гос. ун-та, № 20, вып. 1, стр. 9—15 (совместно с П. К. Вовком и В. А. Мокиевским).
334. К вопросу о путях развития кристалломорфологии минералов. Минер. сб. Львов. гос. ун-та, № 20, вып. 3, стр. 317—325.
335. Кристалломорфология ахтарагдита. Сб. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. Наука, стр. 96—103 (совместно с В. Г. Кузнецовой).

УДК 548.12

НАГЛЯДНЫЙ СПОСОБ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ЭЛЕМЕНТАРНЫЙ ВЫВОД КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПРОСТЫХ ФОРМ

*Н. Г. Соколова, И. И. Шафрановский,
В. А. Мокиевский*

Практическое значение кристаллографических разновидностей простых форм, выведенных Г. Б. Бокием [1940], стало очевидным после вывода двойниковых законов [Мокиевский, Шафрановский, Афанасьев, 1965].

Остановимся вкратце на исторических предпосылках выводов кристаллографических разновидностей и их следствиях. Из курсов элементарной геометрии известны 47 простых кристаллографических форм (простая форма — совокупность граней, связанных между собой элементами симметрии). По видимому, автором первого теоретического вывода простых форм является создатель первого вывода всех совокупностей элементов конечной симметрии, а в том числе и 32 видов симметрии, И. Ф. Гессель (1830). Параллельно с теоретическим выводом простые формы были фактически установлены на реальном кристаллическом материале. Н. И. Кокшаровым (1863) в частности даны все 15 простых форм кубической сингонии.

Вывод 32 видов симметрии А. В. Гадолина (1867) дал новую возможность для полного теоретического вывода простых форм. Однако сам А. В. Гадолин ограничился демонстрацией одних только общих форм.

В 1891 г. Е. С. Федоров в «Кратком руководстве по кристаллографии» параллельно с систематическим описанием 32 видов симметрии привел полный перечень всех простых форм, соответствующих тому или иному виду симметрии, и дал их изображение. Именно федоровскую трактовку простых форм с успехом использовал впоследствии П. Грот в известных руководствах по кристаллографии, а далее она была многократно повторена в учебниках, пособиях и наглядных таблицах во всем мире. Несмотря на уже имевшийся исчерпывающе полный вывод простых форм, вопрос о числе их долгое время не был выяснен до конца.

Кристаллографы длительное время смешивали понятия геометрически и физически различных простых форм. Хорошо известен, например, спор о том, являются ли осевой диэдр (сфеноид) и плоскостной диэдр (дома) одной простой формой или же они представляют две различные простые формы. В письме к Е. С. Федорову, относившему оба диэдра к одной геометрической простой форме, П. Грот писал: «Если принимать во внимание содержание, то «сфеноид» и «дома» — две различные формы, которые нельзя идентифицировать» [Переписка, . . ., 1955, стр. 198—199].

Этот спор о диэдрах разгорелся с новой силой в 1936 г. Американский кристаллограф А. Роджерс высказался в пользу существования не 47, а 48 простых форм на том основании, что «сфеноид» и «дома» — будто бы две различные формы. Окончательную ясность в этот вопрос внес А. К. Болдырев. Он четко сформулировал определение простой формы и показал чисто

геометрический характер этого понятия [Boldirew, 1936]: две простые формы различны, если они отличаются числом граней или их очертаниями, или их взаимным расположением; формы, обладающие одними и теми же указанными свойствами, принадлежат к одной простой форме. При этом симметрия не принимается в расчет — учитывается только геометрия формы. Так, например, диэдрами называются все простые формы, состоящие из двух пересекающихся граней. Сюда относится и «осевой диэдр», или «сфеноид», с симметрией 2 и «плоскостной диэдр», или «дома», с симметрией m , одновременно и плоскостной и осевой сфеноид с симметрией mm . Все эти диэдры тождественны геометрически и, следовательно, принадлежат к одной простой форме.

После статьи А. К. Болдырева раз и навсегда было установлено, что в кристаллографии существует только 47 простых форм. Однако и приведенное высказывание П. Грота о том, что «сфеноид» и «дома» различны по своему содержанию в основе своей безусловно правильно. П. Грот и А. Роджерс не увидели, что все одинаковые геометрически, но различные по симметрии, а следовательно, и по физическим и кристалломорфологическим свойствам, простые формы (не только диэдры) различны по своему содержанию. Это обстоятельство подметил А. В. Шубников: «Кристаллография различает между собой пять кубов в то время, как геометрия имеет дело только с одним кубом» [1935, стр. 167]. Сказанное было иллюстрировано пятью типами штриховки, характеризующей различную симметрию граней кубов, принадлежащих к пяти видам симметрии кубической сингонии.

Полный вывод всех кристаллографически различных простых форм, так называемых кристаллографических разновидностей простых форм, принадлежит Г. Б. Бокию [1940]. В основе вывода лежит следующее определение: две одинаковые простые формы являются кристаллографически различными (т. е. принадлежат к двум различным кристаллографическим разновидностям), если они отличаются элементами симметрии или расположением последних относительно граней. В результате пересмотра форм всех 32 видов симметрии Г. Б. Бокий вывел 146 кристаллографических разновидностей простых форм и 193 разновидности с учетом правых и левых форм. Выведенные разновидности он характеризовал с помощью специальных «формул кристаллографического различия», содержащих перечисление элементов симметрии, расположенных перпендикулярно, параллельно и косо относительно граней характеризуемой формы.





















Впоследствии И. И. Шафрановский предложил выделять плоскостную симметрию граней. Контуры бугорков роста (вицинальные пирамидки), фигуры травления, узоры штриховок и прочие детали поверхностной скульптуры кристаллов подчиняются, как известно, конечной симметрии граней.




















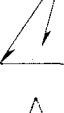

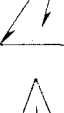

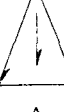










До сих пор, говоря о простых формах и их разновидностях, мы имели в виду исключительно гранные формы. Развитие геометрической кристаллографии было тесно связано с измерениями на отражательных гониометрах — приборах, требовавших наличия плоскостных граней, хорошо отражающих лучи светового источника. Этим объясняется пристальное внимание ранее названных исследователей к кристаллическим граням и почти полное игнорирование ребер и вершин кристалла. Вместе с тем «... процесс образования реального кристаллографического тела представляет собой сложное переплетение сосуществующих явлений роста и растворения положительных и отрицательных вершин, ребер и граней» [Мокиевский, Шафрановский, 1963, стр. 35]. Поэтому при анализе кристаллических форм наряду с общеизвестными гранными формами (совокупностями симметричных граней) необходимо учитывать также вершинные и реберные формы (совокупности симметричных вершин и ребер) [Михеев, Шафрановский, 1955; Шафрановский, Генделев, 1958]. На реальном кристалле отдельные вершины, ребра (как и грани) имеют свою собственную симметрию, ярко сказывающуюся на особенностях поверхности кристалла.

Симметрия вершин, аналогично плоскостной симметрии граней, подчиняется десяти видам плоской кристаллографической симметрии $1, 2, 3,$



Изображение граней 146 кристаллографических разновидностей простых форм

Номер разновидности	Вид симметрии	Символ и плоскостная симметрия грани	Изображение граней с соответственными стрелками	Номер разновидности	Вид симметрии	Символ и плоскостная симметрия грани	Изображение граней с соответственными стрелками
Моноэдр				Пинакоид			
1	1	$\frac{hkl}{1}$		11	$\bar{1}$	$\frac{hkl}{1}$	
2	2	$\frac{010}{2}$		12	2	$\frac{hok}{1}$	
3	m	$\frac{hol}{m}$		13	m	$\frac{010}{1}$	
4	mm	$\frac{001}{2mm}$		14	2/m	$\frac{010}{2}$	
5	4	$\frac{001}{4}$		15	2/m	$\frac{hol}{m}$	
6	4mm	$\frac{001}{4mm}$		16	222	$\frac{100\ 010\ 001}{2}$	
7	3	$\frac{0001}{3}$		17	mm	$\frac{100\ 010}{m}$	
8	3m	$\frac{0001}{3m}$		18	mmm	$\frac{100\ 010\ 001}{2mm}$	
9	6	$\frac{0001}{6}$		19	$\bar{4}$	$\frac{001}{2}$	
10	6mm	$\frac{0001}{6mm}$		20	422	$\frac{001}{4}$	















21	$\bar{4}2m$	$\frac{001}{2mm}$		Ромбическая призма			
22	$4/m$	$\frac{001}{4}$		35	$2/m$	$\frac{hkl}{I}$	
23	$4/mmm$	$\frac{001}{4mm}$		36	222	$\frac{okl\ hok\ hko}{I}$	
24	32	$\frac{0001}{3}$		37	mm	$\frac{hko}{I}$	
25	$\bar{3}$	$\frac{0001}{3}$		38	mmm	$\frac{okl\ hok\ hko}{m}$	
26	$\bar{3}m$	$\frac{0001}{3m}$		Ромбический тетраэдр			
27	$\bar{6}$	$\frac{0001}{3}$		39	222	$\frac{hkl}{I}$	
28	$\bar{6}m2$	$\frac{0001}{3m}$		Ромбическая пирамида			
29	62	$\frac{0001}{6}$		40	mm	$\frac{hkl}{I}$	
30	$6/m$	$\frac{0001}{6}$		Ромбическая дипирамида			
31	$6/mmm$	$\frac{0001}{6mm}$		41	mmm	$\frac{hkl}{I}$	
				Тетрагональный тетраэдр			
				42	$\bar{4}$	$\frac{hkl}{I}$	
				43	$\bar{4}2m$	$\frac{hkl}{m}$	
				Тетрагональная призма			
				44	$\bar{4}$	$\frac{hko}{I}$	
32	2	$\frac{hkl}{I}$		45	4	$\frac{hko}{I}$	
33	m	$\frac{hkl}{I}$		46	$4mm$	$\frac{100\ 110}{m}$	
34	mm	$\frac{okl\ hok}{m}$		47	422	$\frac{100\ 110}{2}$	
				48	$\bar{4}2m$	$\frac{100}{2}$	

49	$\bar{4}2m$	$\frac{110}{m}$		Дитетрагональная дипирамида	63	$4/mmm$	$\frac{hkl}{I}$	
50	$4/m$	$\frac{hko}{m}$						Тетрагональный трапецоэдр
51	$4/mmm$	$\frac{100 \ 110}{2mm}$			64	422	$\frac{hkl}{I}$	
Тетрагональная пирамида					65	$\bar{4}2m$	$\frac{hkl}{I}$	
52	4	$\frac{hkl}{I}$			Тригональная призма			
53	$4mm$	$\frac{hol \ hhl}{m}$		66	3	$\frac{h\bar{i}k\bar{o}}{I}$		
Тетрагональная дипирамида					67	$3m$	$\frac{11\bar{2}0 \ 2\bar{1}\bar{1}0}{m}$	
54	422	$\frac{hol \ hhl}{I}$		68	32	$\frac{11\bar{2}0 \ 2\bar{1}\bar{1}0}{2}$		
55	$\bar{4}2m$	$\frac{hol}{I}$		69	$\bar{6}$	$\frac{h\bar{i}k\bar{o}}{m}$		
56	$4/m$	$\frac{hkl}{I}$		70	$\bar{6}m2$	$\frac{11\bar{2}0 \ 2\bar{1}\bar{1}0}{2mm}$		
57	$4/mmm$	$\frac{hol \ hhl}{m}$		Тригональная пирамида				
Дитетрагональная призма				71	3	$\frac{h\bar{i}k\bar{l}}{I}$		
58	$4mm$	$\frac{hko}{I}$		72	$3m$	$\frac{h \cdot h \cdot \bar{2}h \cdot l}{2h \cdot \bar{h} \cdot h \cdot l}$		
59	422	$\frac{hko}{I}$		Тригональная дипирамида				
60	$\bar{4}2m$	$\frac{hko}{I}$		73	32	$\frac{h \cdot h \cdot \bar{2}h \cdot l}{2h \cdot \bar{h} \cdot h \cdot l}$		
61	$4/mmm$	$\frac{hko}{m}$		74	$\bar{6}$	$\frac{h\bar{i}k\bar{l}}{I}$		
Дитетрагональная пирамида				75	$\bar{6}m2$	$\frac{h \cdot h \cdot \bar{2}h \cdot l}{2h \cdot \bar{h} \cdot h \cdot l}$		
62	$4mm$	$\frac{hkl}{I}$		Ромбоэдр				
				76	32	$\frac{h\bar{o}k\bar{l} \ okkl}{I}$		

77	$\bar{3}$	$\frac{h\bar{k}l}{1}$		91	$\bar{6}m2$	$\frac{10\bar{1}0}{m}$	
78	$\bar{3}m$	$\frac{h\bar{o}hl}{o\bar{k}kl}$ m		92	6	$\frac{h\bar{k}o}{1}$	
Тригональный трапецедр				93	$6mm$	$\frac{10\bar{1}0}{11\bar{2}0}$ m	
79	32	$\frac{h\bar{k}l}{1}$		94	62	$\frac{10\bar{1}0}{11\bar{2}0}$ 2	
Дитригональная призма				95	$6/m$	$\frac{h\bar{k}o}{m}$	
80	$3m$	$\frac{h\bar{k}o}{1}$		96	$6/mmm$	$\frac{10\bar{1}0}{11\bar{2}0}$ $2mm$	
81	32	$\frac{h\bar{k}o}{1}$		Гексагональная пирамида			
82	$\bar{6}m2$	$\frac{h\bar{k}o}{m}$		97	$3m$	$\frac{h\bar{o}hl}{1}$	
Дитригональная пирамида				98	6	$\frac{h\bar{k}l}{1}$	
83	$3m$	$\frac{h\bar{k}l}{1}$		99	$6mm$	$\frac{h \cdot h \cdot 2\bar{h} \cdot l}{h \cdot o \cdot \bar{h} \cdot l}$ m	
Дитригональная дипирамида				Гексагональная дипирамида			
84	$\bar{6}m2$	$\frac{h\bar{k}l}{1}$		100	$\bar{3}m$	$\frac{h \cdot h \cdot 2\bar{h} \cdot l}{1}$	
Тригональный скаленоэдр				101	$\bar{6}m2$	$\frac{h \cdot o \cdot \bar{h} \cdot l}{1}$	
85	$\bar{3}m$	$\frac{h\bar{k}l}{1}$		102	62	$\frac{h \cdot h \cdot 2\bar{h} \cdot l}{h \cdot o \cdot \bar{h} \cdot l}$ 1	
Гексагональная призма				103	$6/m$	$\frac{h \cdot i \cdot \bar{k} \cdot l}{1}$	
86	$3m$	$\frac{10\bar{1}0}{1}$		104	$6/mmm$	$\frac{h \cdot h \cdot 2\bar{h} \cdot l}{h \cdot o \cdot \bar{h} \cdot l}$ m	
87	32	$\frac{10\bar{1}0}{1}$					
88	$\bar{3}$	$\frac{h\bar{k}o}{1}$					
89	$\bar{3}m$	$\frac{11\bar{2}0}{2}$					
90	$\bar{6}m2$	$\frac{10\bar{1}0}{m}$					

Гексагональный трапецедр			
105	62	$\frac{h\bar{k}l}{1}$	
Дигексагональная призма			
106	$\bar{3}m$	$\frac{h\bar{k}o}{1}$	
107	6mm	$\frac{h\bar{k}o}{1}$	
108	62	$\frac{h\bar{k}o}{1}$	
109	6/mmm	$\frac{h\bar{k}o}{m}$	
Дигексагональная пирамида			
110	6mm	$\frac{h\bar{k}l}{1}$	
Дигексагональная дипирамида			
111	6/mmm	$\frac{h\bar{k}l}{1}$	
Тетраэдр			
112	23	$\frac{111 \bar{1}\bar{1}1}{3}$	
113	$\bar{4}3m$	$\frac{111 \bar{1}\bar{1}1}{3m}$	
Тригон-тригетраэдр			
114	23	$\frac{hkk \bar{h}\bar{k}k}{1}$	
115	$\bar{4}3m$	$\frac{hkk \bar{h}\bar{k}k}{m}$	
Тетрагон-тригетраэдр			
116	23	$\frac{hhl \bar{h}\bar{h}l}{1}$	
117	$\bar{4}3m$	$\frac{hhl \bar{h}\bar{h}l}{m}$	
Пентагон-тригетраэдр			
118	23	$\frac{hkl \bar{h}\bar{k}l}{1}$	

Гексатетраэдр			
119	$\bar{4}3m$	$\frac{hkl \bar{h}\bar{k}l}{1}$	
Гексаэдр			
120	23	$\frac{100}{2}$	
121	23	$\frac{100}{2mm}$	
122	$\bar{4}3m$	$\frac{100}{2mm}$	
123	43	$\frac{100}{4}$	
124	23m	$\frac{100}{4mm}$	
Тетрагексаэдр			
125	$\bar{4}3m$	$\frac{hko}{1}$	
126	43	$\frac{hko}{1}$	
127	23m	$\frac{hko}{m}$	
Октаэдр			
128	23	$\frac{111}{3}$	
129	43	$\frac{111}{3}$	
130	23m	$\frac{111}{3m}$	
Тригон-триоктаэдр			
131	23	$\frac{hhl}{1}$	
132	43	$\frac{hhl}{1}$	

133	$m\bar{3}m$	$\frac{hhl}{m}$		140	$\bar{4}3m$	$\frac{110}{m}$	
Тетрагон-триоктаэдр							
134	$m\bar{3}$	$\frac{hkk}{1}$		141	$m\bar{3}$	$\frac{110}{m}$	
135	$4\bar{3}$	$\frac{hkk}{1}$		142	$4\bar{3}$	$\frac{110}{2}$	
136	$m\bar{3}m$	$\frac{hkk}{m}$		143	$m\bar{3}m$	$\frac{110}{2mm}$	
Пентагон-триоктаэдр				Пентагон-додекаэдр			
137	$4\bar{3}$	$\frac{hkl}{1}$		144	$2\bar{3}$	$\frac{hko}{1}$	
Гексаоктаэдр							
138	$m\bar{3}m$	$\frac{hkl}{1}$		145	$m\bar{3}$	$\frac{hko}{m}$	
Ромбододекаэдр				Дододекаэдр			
139	$2\bar{3}$	$\frac{110}{1}$		146	$m\bar{3}$	$\frac{hkl}{1}$	

4, 6, m , $2mm$, $3m$, $4mm$, $6mm$. Симметрия конечных ребер сводится к пяти случаям: 1 , m , $\perp m$, 2 , $2mm$ [Шубников, 1946; Шафрановский, Мокиевский, 1956].

При изучении форм реальных кристаллов необходимо учитывать симметрию как всей простой формы (гранной, реберной, вершинной), так и ее деталей (граней, ребер, вершин). Это возвращает исследователя к понятию о кристаллографических разновидностях простых форм не только гранных, но и вершинных и реберных. Вершинные, реберные и гранные формы нельзя рассматривать в отрыве друг от друга. Только полная их совокупность дает наиболее ясное понятие о реальном кристаллическом теле. Это положение легко продемонстрировать с помощью специальных моделей кристаллографических гранных форм. Как известно, по своей симметрии ребра кристалла разбиваются на пять реберных разновидностей. Заменяв стрелками ребра на обычных учебных моделях простых гранных форм, получим модели кристаллографических разновидностей этих форм. Такое моделирование является одновременно и наиболее простым выводом подобных разновидностей. Так, например, в результате замены ребер на модели обычного куба пятью типами ребер с соответственными стрелками, мы находим пять кристаллографических гранных разновидностей куба [Шафрановский, 1962].

Модели простых форм с ребрами, снабженными стрелками, дают полное понятие и о симметрии всей фигуры в целом — плоскостной симметрии граней, линейной симметрии ребер, точечной симметрии вершин. Модели кристаллографических форм с нанесенными на них реберными стрелками предельно приближают деревянную или папачную модель кристалла к ее реальному прообразу. Они помогают наглядно и просто решать важные кристалло-

морфологические задачи. Так был сделан полный геометрический вывод двойниковых законов. Модели кристаллографических разновидностей можно успешно использовать для демонстрации возможных законов двойниковогоания, имея удвоенный набор моделей. Прикладывая две модели одной и той же разновидности так, чтобы совпали две их грани (при непараллельном положении фигур), получим наглядные изображения двойников срастания. Мысленно вдвигая такие многогранники друг в друга, получим модели двойников прорастания.

Итак, чтобы изготовить модели кристаллографических разновидностей простых форм, надо, как указывалось, к ребрам граней на обычных деревянных или папачных моделях простых форм присоединить соответственные стрелки. Какие именно стрелки изображать в случае той или иной разновидности, показано в приведенной таблице. Для большей наглядности помимо стрелок на ребрах рекомендуются стрелки посередине граней. Они дают наглядное понятие о плоскостной симметрии.

ЛИТЕРАТУРА

Бок ий Г. Б. Число физически различных простых форм кристаллов. Тр. Лаб. кристаллогр. АН СССР, № 2, 1940.

М и х е е в В. И., Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Реберные формы кристаллов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 9, 1955.

М о к и е в с к и й В. А., Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Простые формы кристаллов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 17, 1963.

М о к и е в с к и й В. А., Ш а ф р а н о в с к и й И. И., А ф а н а с ь е в И. И. К вопросу о полном выводе двойниковых законов и простейшем способе их моделирования. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 19, вып. 1, 1965.

Переписка Е. С. Федорова с П. Гротом. В сб. Кристаллография, вып. 3. Изд. ЛГУ, 1955.

Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Разновидности куба в кристаллографии. Кристаллография, № 7, вып. 5, 1962.

Ш а ф р а н о в с к и й И. И., Г е н д е л е в С. Ш. Вершинные, реберные и гранные формы кристаллов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 12, 1958.

Ш а ф р а н о в с к и й И. И., М о к и е в с к и й В. А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. ЗВМО, ч. 85, вып. 2, 1956.

Ш у б н и к о в А. В. Как растут кристаллы. Изд-во АН СССР, 1935.

Ш у б н и к о в А. В. Атлас кристаллографических групп симметрии. Изд-во АН СССР, 1946.

W o l d i g e w A. Amer. mineralog., vol. 21, 1936.

УДК 548.572.58

К МОРФОЛОГИИ ТЕЛ РОСТА И РАСТВОРЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ

В. Н. Войцеховский, В. А. Мокиевский

По закону образования тел растворения кристаллов, сформулированному В. Гольдшмидтом и Ф. Райтом [Goldschmidt, Wright, 1904], углы и вершины на теле растворения кристалла соответствуют полюсам граней, присутствующих при его росте; ребра зонам граней. Этот закон приводит А. Е. Ферсман [1955] в качестве правила, по которому следует отличать формы роста кристаллов от форм их растворения. В 1958 г. Ф. Франк показал, что если скорость растворения (роста) есть функция только ориентации его поверхности, то при растворении (росте) кристалла точка на поверхности данной ориентации имеет прямолинейную траекторию, направленную перпендикулярно к поверхности полярной диаграммы обратных скоростей растворения (роста) кристалла в соответствующей точке (рис. 1).

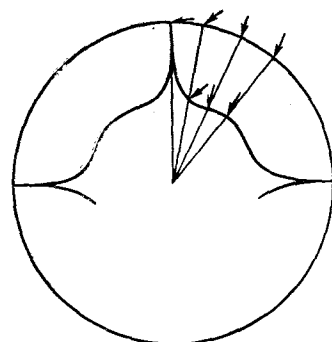


Рис. 1. Диаграмма обратных скоростей растворения кристалла. Стрелками показаны направления траекторий участков поверхности различной ориентации.

Проведенное нами параллельное изучение процессов образования форм роста и растворения положительных и отрицательных кристаллов позволяет сделать вывод о полном соответствии форм роста кристаллов формам их растворения и их взаимообусловленности [Войцеховский, Мокиевский, 1964, 1965 а, б]. Экспериментальные исследования свидетельствуют о прямой связи между скоростями роста и растворения (при растворении в маточных средах). Таким образом, каждой простой гранной форме роста отвечает соответствующий вершинник на теле растворения. Как правило, вершинники, отвечающие реальным граням форм роста кристалла, морфологически проявляются при растворении в виде конусовидных возвышений на теле растворения («изолированные вершинники» [Войцеховский и Мокиевский, 1964]), иногда с осложняющими форму элементами (дополнительными ребрами, наличием или отсутствием притупления при вершине конуса и т. п.) и определенным углом раствора, указывающим исключенные с тела растворения близлежащие ориентации. Комбинации изолированных вершинников могут давать ребра на теле растворения. Округлая поверхность тела растворения сложена неизолированными вершинниками.

При сопоставлении форм роста положительных и отрицательных кристаллов необходимо иметь в виду правило построения последних [Войцеховский, Мокиевский, 1965а]. Свойства граней отрицательного и положительного кристаллов идентичны (при рассматривании отрицательного кристалла изнутри). Свойства ребер и вершин отрицательного и положительного исходного кристаллов различны (рис. 2).

Рост и растворение кристаллов осуществляли в сравнительно больших объемах раствора (2—2,5 л), чем достигалось незначительное изменение концентрации раствора в течение опыта. Форму полученных кристаллических тел изучали одновременно на кристаллах с различным ограничением, а также на выточенных из них шариках и полусферических углублениях. Кристаллы эпсомита выращивали из растворов с примесью буре (0,06% от веса растворенной соли). Размер кристаллов не превышал 35 мм по наиболее длинному ребру. Диаметр шариков и размер полостей меняли от 10 до 20 мм. Опыты проводили при 25° С. Температуру в бане термостата поддерживали с точностью $\pm 0,01-0,02^\circ$ С. Колебания температуры в кристаллизаторе снижались за счет тепловой инерции стеклянных стенок и самого раствора.

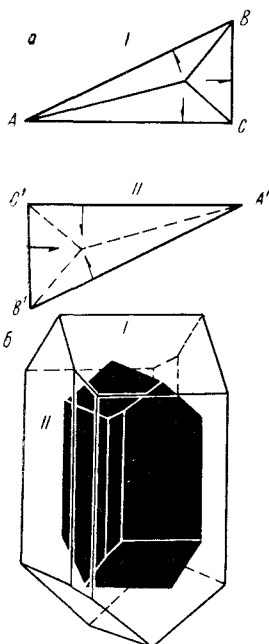


Рис. 2. Схемы положительных (I) и отрицательных (II) кристаллов в виде шубниговских тетраэдров (а) и кристаллов эпсомита (б).

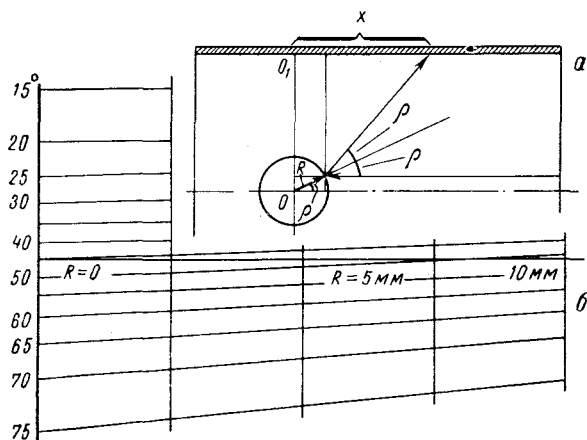


Рис. 3. Схема отражения света от поверхности шарика на цилиндрическую кассету фотогониометра (а) и па-летка для определения полярного расстояния по фотограммам (б).

Опыты по росту и растворению кристаллов проходили в динамическом режиме при планетарном вращении кристаллоносца [Мокиевский, 1948; Войцеховский, 1963]. При этих условиях симметрия среды максимально приближается к симметрии шара. Форму кристаллов изучали в условиях, близких к точке насыщения при максимально возможной теплоизоляции раствора с применением стеклянных кристаллоносцев. Для получения необходимого пересыщения (недосыщения), измеряемого в граммах на 100 мл раствора, в определенный объем насыщенного раствора добавляли рассчитанное количество соли (дистиллированной воды). Этот способ исключал влияние температуры на образующиеся формы кристаллических тел. Насыщенные растворы получали длительным вымешиванием в присутствии мелко раздробленной соли. Для предотвращения испарения раствор заливали слоем вазелинового масла, которое не оказывает заметного влияния на формы роста и растворения кристаллов. С учетом изменения растворимости соли при возможных колебаниях температуры в бане термостата указанная точность термостатирования недостаточна для получения достоверных значений недосыщений (пересыщений), измеряемых сотыми и тысячными долями грамма на 100 мл раствора. Для решения поставленных задач не было необходимости в получении точных значений недосыщений (пересыщений) $\pm \Delta C$, поэтому их брали со значительными интервалами (в 2—10 раз). Постоянство условий в течение опыта контролировали скоростью прироста или потерей веса кристаллов (в граммах на 1 см² за 1 ч).

Поверхность кристаллов исследовали под микроскопом, бинокулярной лупой и на фотогониометре. В некоторых случаях для уточнения фотогониометрических данных кристаллы измеряли на двукружном гониометре. Для сведения к минимуму ошибок измерения координат ρ по фотограммам и для удобства работы с фотограммами на подсвеченное матовое стекло наносили специально вычерченную палетку (рис. 3), рассчитанную по формуле (рис. 3, а)

$$x = R \cos \rho + (OO_1 - R \sin \rho) \operatorname{ctg} 2\rho.$$

Для построения палетки определяется расстояние x от опорной линии OO_1 , соответствующее положению световых сигналов от поверхности шарика для значений ρ от 15° до 75° с интервалом в 1° для четырех значений $R = 0; 5; 7,5; 10$ мм.

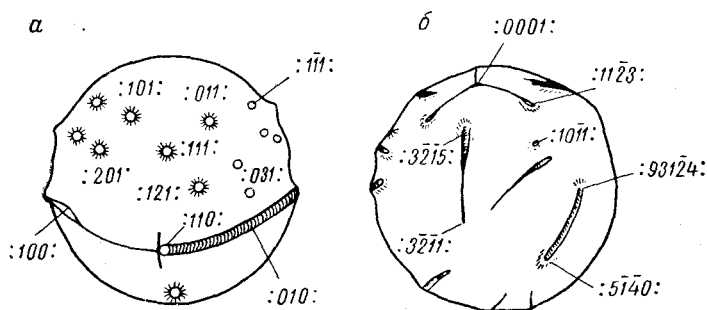


Рис. 4. Тела растворения шариков эпсомита (а) и натриевой селитры (б).

Форма кристаллов в недосыщенных растворах. Форму тел растворения изучали на частично растворенных кристаллических телах семиводного сульфата магния (эпсомита), азотнокислого натрия и германия. Главная часть экспериментов по растворению кристаллов проведена в маточных средах. Растворы, не являющиеся маточными средами, применялись в опытах, поставленных для изучения влияния состава травителя на форму тела растворения положительного кристалла. Кристаллы и шарики семиводного сульфата магния (симметрия 222) растворяли при недосыщениях $0,005; 0,05; 0,5; 5,45$ и $121,5$. Последнее значение недосыщения отвечает дистиллированной воде при 25°C . При этом кристаллы представляли собой комбинацию форм (110), (111), (010) и редко (100). Шарики растворяли до получения стационарной формы. На начальной стадии растворения на шариках появлялись притупления (площадки) в местах, соответствующих выходам нормалей к граням роста (рис. 4, а). При последующем растворении на месте притупленных участков шариков начинают формироваться изолированные вершинники, аналогичные вершинникам на квасцах [Войцеховский, Мокиевский 1965а, 1966].

Тело растворения шарика, выточенного из кристалла эпсомита, при левой модификации представляет комбинацию изолированных вершинников: $:\bar{1}\bar{1}\bar{1}:$, $:\bar{1}\bar{2}\bar{1}:$, $:\bar{2}\bar{1}\bar{1}:$, $:\bar{2}\bar{2}\bar{1}:$, $:\bar{1}\bar{1}\bar{1}:$, $:\bar{1}\bar{0}\bar{0}:$, $:\bar{0}\bar{1}\bar{0}:$, $:\bar{1}\bar{1}\bar{0}:$, $:\bar{1}\bar{2}\bar{1}:$, $:\bar{1}\bar{0}\bar{1}:$, $:\bar{2}\bar{0}\bar{1}:$, $:\bar{0}\bar{1}\bar{1}:$, $:\bar{0}\bar{2}\bar{1}:$ и $:\bar{0}\bar{3}\bar{1}:$. Кроме того, присутствуют вершинники зоны $[001]$, образующие притупленное ребро на теле растворения от $:\bar{1}\bar{1}\bar{0}:$ до $:\bar{0}\bar{1}\bar{0}:$ и непритупленное ребро от $:\bar{1}\bar{1}\bar{0}:$ до $:\bar{1}\bar{0}\bar{0}:$. Изолированные вершинники характеризуются усредненными углами раствора, показывающими исключенные с поверхности тела кристалла ориентации:

Недосыщение, г/100 мл раствора:	$:\bar{1}\bar{0}\bar{0}:$	$:\bar{0}\bar{1}\bar{0}:$	$:\bar{1}\bar{1}\bar{0}:$	$:\bar{0}\bar{1}\bar{1}:$	$:\bar{1}\bar{1}\bar{1}:$	$:\bar{1}\bar{1}\bar{1}:$
0,05						
5	$2^\circ 15'$	$3^\circ 05'$	$4^\circ 03'$	$3^\circ 40'$	$4^\circ 02'$	$4^\circ 08'$
45	3 30	4 10	5 30	1 11	4 15	3 42
	2 58	3 15	3 19	3 32	5 08	4 00

По приведенным данным видно, что углы растворов вершинников эпсомита от недосыщения не зависят.

Вершинники различных ориентаций эпсомита имеют свои особенности. Тетраэдры и призмы зон $[100]$ и $[010]$ представляют, как правило, слабо приподнятые конусовидные образования с хорошо выраженными площадками. Уплотненные участки (011) и (101) при недосыщениях порядка 0,005 часто достигают на поверхности шарика значительных размеров (0,8—1,2 мм в диаметре). При повышении недосыщения размеры уплотнений резко сокращаются. Изолированность вершинников проявляется неодинаково по различным направлениям. Вершинники $:011:$ и $:101:$ в сторону оси $[001]$ имеют, например, больший диапазон исключенных ориентаций, чем со стороны осей $[100]$ и $[010]$. Со стороны последних направлений края уплотненного участка вершинники $:011:$ и $:101:$ часто выражены нерезко и плавно переходят в округлую поверхность тела растворения. При растворении кристаллов эпсомита влияние их неоднородностей на форму образующихся вершинников проявляется достаточно сильно, что выражается в различных величинах углов раствора у вершинников одной формы и в различном характере уплотненного участка. Непрерывное ребро, образованное вершинниками зоны $[001]$, сложено притупленными вершинниками от $:110:$ до $:010:$ и непритупленными в остальной части, за исключением самого вершинника $:100:$ и прилегающих к нему участков в интервале $2-4^\circ$ в обе стороны. Вершинник $:110:$ является границей между притупленной и непритупленной частями ребра и обладает дополнительными ребрами, направленными в стороны $:111:$ и $:1\bar{1}\bar{1}:$. Эти ребра представляют собой комбинацию изолированных непритупленных вершинников тетраэдров, близких по положению к $:110:$ (не более $2-4^\circ$ от $:110:$). Различный характер ребра зоны $[001]$ в области первого и второго пинакоидов наряду с развитием зон $[100]$ и $[010]$ и положительных и отрицательных тетраэдров позволяет без труда различать правые и левые формы по телам растворения (по количеству положительных и отрицательных тетраэдров).

Растворение ограненных кристаллов эпсомита согласуется с приведенной ранее схемой. На закругляющихся ребрах и вершинах появляются уплотненные участки, отвечающие реальным формам роста эпсомита, которые впоследствии преобразуются в вершинники. При увеличении степени недосыщения резко усиливается интенсивность растворения по направлениям, радиальным к поверхности кристаллического тела (рис. 4), идет образование обычных вершинников растворения. При недосыщениях выше 0,05 в силу резко увеличивающегося растворения по радиальным направлениям, по краям граней $(1\bar{1}\bar{1})$ и (110) образуются углубленные участки.

Опыты по растворению шариков, приготовленных из кристаллов натриевой селитры, не носили систематического характера и проводились с целью изучения только формы растворения вещества. Растворение проходило в чистом водном растворе соли при 25°C . За 24 ч кристалл потерял 0,5 г, что составляет $0,008\text{ г}\cdot\text{ч}/\text{см}^2$ при диаметре шарика 9 мм. Симметрия тела растворения (рис. 4, б) отвечает группе 32. Такая картина растворения полностью соответствует данным, полученным при регенерации шариков этого вещества [Войцеховский, 1966]. Отметим некоторые особенности вершинников кристаллов селитры. Участок ребра, сложенного серией вершинников трапецеэдров от $:3\bar{2}15:$ до $:3\bar{2}\bar{1}\bar{3}:$, имеет хорошо выраженное притупление с заметной штриховкой. В этом участке угол раствора ребра составляет $10-11^\circ$. В остальной части ребро не имеет притуплений, и угол раствора равен $4-7^\circ$. Подобное строение и у ребра, сложенного трапецеэдрами $:11\ 2\ 1\bar{3}\ 9:-14\ \bar{7}\ \bar{7}\ 6:$.

Процессы роста отрицательного (ограничение полости при растворении) и положительного кристаллов аналогичны. Грани растущего отрицательного кристалла являются как бы разросшимися вершинниками растворяющегося положительного кристалла. Это легко представить, если поменять направле-

ния векторов, показывающих траектории ориентаций кристалла (см. рис. 1) при растворении. Грани отрицательного кристалла при растворении образуются на участках, ориентации которых отвечают положению вершиников растворения положительного кристалла. Отрицательный кристалл эпсомита представляет собой как бы энантиоморфную форму по отношению к положительному кристаллу (см. рис. 2, б). Растворение шарообразных полостей, выточенных в этих кристаллах, проводилось при тех же недосыщениях, что и растворение положительных кристаллов. Полости вытачивались на гранях ($\bar{1}\bar{1}1$). Кристаллы устанавливались на кристаллоносце так, чтобы полость встречала поток раствора. Результаты опытов показали те же закономерности, что и при растворении полостей, выточенных в кристаллах квасцов [Войцеховский, Мокиевский, 1965а]. Увеличение площади грани отрицательного кристалла идет за счет интенсивного тангенциального растворения. Вследствие этого у грани образуется бортик (рис. 5).

При увеличении недосыщения увеличивается интенсивность растворения по направлениям, нормальным к поверхности полости, ухудшается четкость границы грани. При сильных недосыщениях плоская грань на растворяющейся полости вообще не появляется. Она заменяется округлой поверхностью близкой ориентации, что указывает на преобладание процессов растворения, нормальных к поверхности. Наоборот, при уменьшении недосыщения растворение происходит главным образом за счет тангенциально направленных процессов и граница грани выражена четко. На отрицательных кристаллах эпсомита наблюдались грани (111), (121), (211), (221), ($\bar{1}\bar{1}1$), ($\bar{1}\bar{2}1$), (101), (201), (011), (021), (031), (100), (110), (010) и пояс призм зоны (001), заключенных между вторым пинакоидом и призмой (110). Четкость границ различных граней отрицательного кристалла эпсомита в зависимости от недосыщения — ΔC следующая:

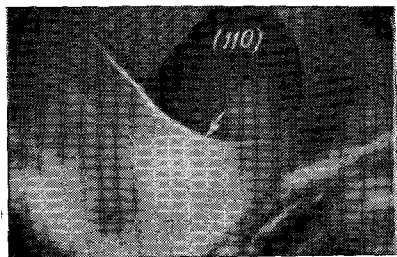


Рис. 5. Участок ограничивающейся полости эпсомита. Стрелкой показан бортик у грани (110) $\times 10$.

Форма

Форма	0,05	0,5	5	45	121,5
-110	++*	++	++	++	++
010	++	++	++	++	++
111	++	++	++	++	+
$\bar{1}\bar{1}1$	++	++	+	—	—
101	++	++	++	++	—
100	++	++	+	+	—
011	++	++	+	—	—
021	++	—	+	—	—
221	++	+	—	—	—
021	++	—	—	—	—
031	++	—	—	—	—

* Граница: ++ четкая; + нечеткая; — отсутствует.

Как и в случае роста отрицательных кристаллов квасцов формы, наиболее важные при огранении кристалла, устойчивы в более широком диапазоне недосыщений.

В участках, соответствующих зоне $[001]$, ориентации, которым при растворении положительного кристалла соответствуют притупленные вершиники (притупленное ребро), при росте отрицательного кристалла образуют непрерывную зону плоских граней, а ориентации, отвечающие непритупленному ребру, образуют пояс округлых граней, проявляющийся в виде несколько выположенного округлого участка растворяющейся полости. Здесь

плоская грань — только первый пинаконд с более четкими границами граней в направлении $[001]$, чем в направлении (110) .

Форма кристаллов при растворении в средах, не являющихся маточными. Шарик алюмо-калиевых квасцов, выточенный из кристаллов, выращенных в чистых растворах, растворялись в уксуснокислом аммонии (100 мл дистиллированной воды на 40 г соли) при 18°C в течение 3 мин. Ребра их (рис. 6), сложенные вершинниками тригон-триоктаэдров, имеют слабые притупления у $:110:$, в то время как ребра, отвечающие положению тетрагон-триоктаэдров, притуплений не имеют. Нечетко выраженные притупления наблюдаются у вершинников $:111:$ и $:100:$. Углы растворов ребер, сложенных вершинниками $:hkk:$ возле $:100:$, достигают $5-6^\circ$. Угол раствора ребра, образованного вершинниками $:hhl:$, вблизи $:110:$ равен 18° , у $:112:$ — 9° и у $:111:$ — 7° .

Шарик эпсомита, приготовленный из кристалла, выращенного с примесью буры (0,6% от веса растворенной соли), растворялся в течение 20 мин при 19°C . Кроме перечисленных выше форм растворения на шарике наблюдались вершинники, слагающие ребра $:110:-:111:$, а также $:111:-:121:$ и $:111:-:211:$. Ребра не имеют притуплений и углы их не превышают $3-4^\circ$.

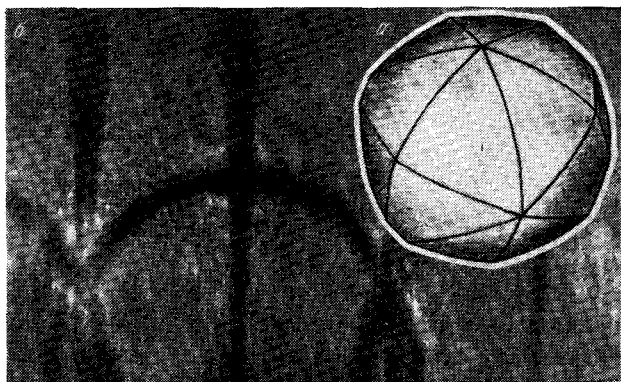


Рис. 6. Тело растворения (а) и фотограмма (б) шарика квасцов.

Растворение шариков германия проводилось в травителе, состоящем из 5 мл концентрированной азотной кислоты, 3 мл плавиковой кислоты марки ЧДА и 92 мл ледяной уксусной кислоты. Растворение полусферы германия в таком травителе, согласно С. Эллису [Ellis, 1954], должно привести к конечной форме растворения — тетрагексаэдру. Однако небольшой объем растворителя и быстрое его истощение привели к конечной форме, представляющей гексаэдр (по определению С. Эллиса). Полученная форма (кубоид) состоит из комбинаций вершинников $:hhl:$, образующих непритупленные ребра. Углы раствора вершинников различны. Они невелики возле $:110:$ и резко увеличиваются у $:111:$ (рис. 7, а). Поверхность шарика около $:100:$ имеет ямки травления с округлыми краями, а около $:110:$ наблюдается область, сложенная мелкими бугорками травления, не дающая отблеска.

Растворение сферы в смеси, состоящей из 60 мл плавиковой кислоты той же концентрации и 40 мл перекиси водорода, в течение 1 ч 10 мин не привело к образованию плоскогранного ромбододекаэдра, как его называет С. Эллис. Полученное тело растворения — комбинация непритупленных вершинников $:111:$, $:100:$ и серии $:hkk:$. Кроме того, на приведенной фотограмме (рис. 7, б) наблюдаются вершинники $:110:$.

Растворение в полости кристалла квасцов в уксуснокислом аммонии производилось в тех же условиях, что и растворение шарика. На отрицательном кристалле грани (111) и (100) плоские. Кроме того, присутствует серия округлых граней тетрагон-триоктаэдров и тригон-триоктаэдров, образующих вышоложенный участок на поверхности полости, соответствующий поясу $[110]$. Это подтверждает соответствие плоских граней отрицательного кристалла притупленным вершинникам на теле растворения положительного

кристалла и округлых граней отрицательного кристалла — непритупленным вершинникам на положительном кристалле.

Форма кристаллов в пересыщенных растворах. Влияние пересыщения раствора на процессы и форму роста положительных кристаллов изучалось путем регенерации выточенных из кристаллов шариков и выращивания из затравок.

Процесс регенерации шарика можно наблюдать на полярной диаграмме обратных скоростей растворения (см. рис. 1). При рассмотрении явлений роста кристаллов направления векторов нужно изменить на обратные. В участках, соответствующих положению реальных форм роста, будут проявляться тангенциальные направления, т. е. участок поверхности этой ориентации будет увеличивать свою площадь за счет интенсивного разрастания. Участки, не отвечающие положению реальной грани, должны проявлять главным образом радиальные направления роста.

Опыты с квасцами проводились при пересыщениях 0,005; 0,05; 0,1; 0,4; 1,5; 4; 6; 12. В первые этапы регенерации шариков на участках их поверхности, не отвечающих положению реальных граней, образуется ячеистость. Когда в этих местах поверхности появляются участки, ориентация которых соответствует реальным формам роста, возникает так называемая матировка поверхности. В местах выхода на поверхность шарика нормалей к реальным граням интенсивно проявляются тангенциальные направления роста, опережающие рост по радиальным направлениям в прилегающих областях. Растущая грань имеет выступающие над поверхностью шарика края, ограниченные торцами. Растущая на шарике грань в первые этапы регенерации по своей форме является как бы отпечатком грани отрицательного кристалла. Таким образом, вершинники на теле растворения являются ориентациями, соответствующими формам роста, так как в процессе регенерации площадь притупления вершинников, преобразующихся в растущую грань, увеличивается (рис. 8).

Устойчивость тех или иных граней зависит от соотношения тангенциальных векторов роста и радиальных векторов в близлежащих участках поверхности. Грани с простыми символами устойчивы в сильно пересыщенных растворах, а грани со сложными символами — при малых пересыщениях. В области очень малых пересыщений (0,005) грани (111) и (100) практически отсутствуют. На их месте возникают кривогранные и «чешуйчатые» поверхности близкой ориентации.

В начальные стадии регенерации шарика из кристалла квасцов при пересыщении до 0,4 уплотненный участок вершинника $:111:$ увеличивает свою площадь и превращается в грань. Аналогичное происходит и с вершинниками тригон-триоктаэдров, слагающих притупленное ребро от $:111:$ до $:110:$. На месте непритупленных ребер вершинника $:111:$ возникают округлые грани тетрагон-триоктаэдров с полярным расстоянием, не превышающим $3-6^\circ$ при юстировке по $[111]$. Следовательно, при регенерации шариков непритупленным ребрам на теле растворения соответствуют округлые грани роста.

У ограненного кристалла скорость нормального нарастания граней зависит от того, какими реберными формами ограничена эта грань.

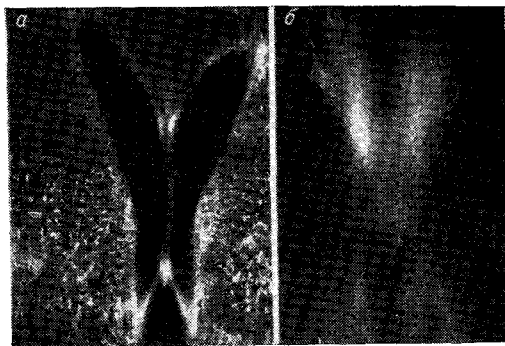


Рис. 7. Фотограммы растворенных германиевых сфер в травителе. *a* — с концентрированной азотной кислотой; *b* — с перекисью водорода.

Известно, что винтовые дислокации являются постоянно действующим источником ступеней роста на грани кристалла. Обычно на грани (111) присутствуют одна—две трехгранные вицинальные пирамиды. Если кристаллы вынуть из раствора и протереть его грань фильтровальной бумагой, то число вициналей при дальнейшем росте сильно увеличивается. Казалося бы, что скорость нормального нарастания грани (111) должна заметно

возрасти, а облик кристалла должен усложниться за счет понижения анизотропии скоростей роста. На самом деле наблюдается обратная картина. Кристаллы после такой операции из комбинации (111) , (110) и (100) становится чисто октаэдрическим. Грани (110) и (100) исчезают с образованием включений. На ребрах $(111) : (110)$ и $(111) : (100)$ образуются «козырьки», нависающие над гранями куба и ромбододекаэдра. Опыты показывают, что увеличение числа винтовых дислокаций не способствует значительному увеличению скорости нормального нарастания грани. Этот вывод согласуется с отмеченным П. Иггли [Egli, 1958] фактом присутствия выходов винтовых дислокаций в основном на гранях с небольшими скоростями нарастания и с заключением Р. Каишева и Д. Ненова [1965] о сплюснутости по оси дислокации равновесной формы кристалла с винтовой дислокацией.

На рис. 9 приведена фотография кристалла алюмо-калиевых квасцов при $-\Delta C = 0,4$. Фотографирование производилось на одну пластинку дважды: сначала — после того как на теле роста грани куба пересекались в ребрах с гранями октаэдра (после выклинивания граней 112), затем — через 10 ч.

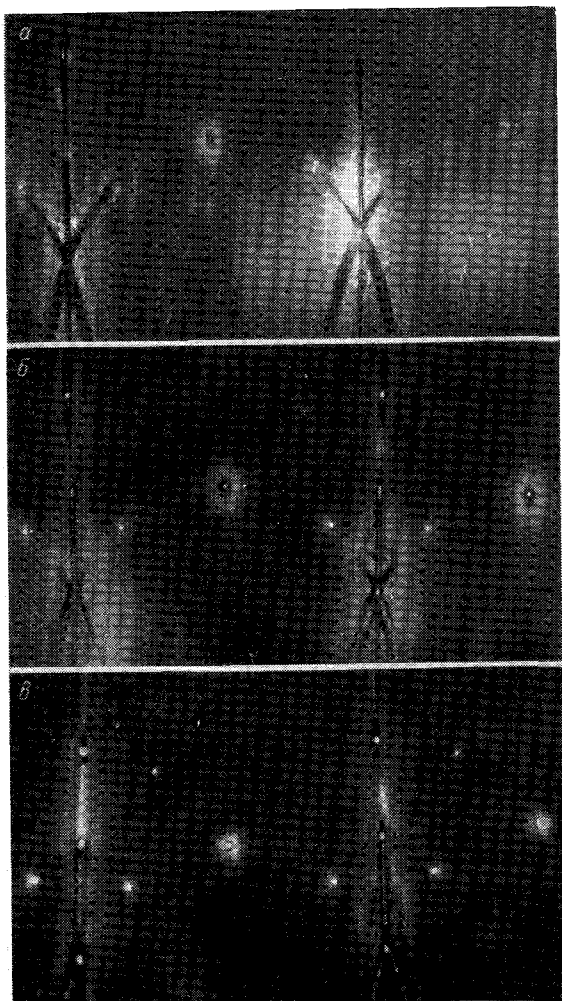


Рис. 8 Фотограммы, показывающие последовательные стадии регенерации частично растворенного шарика квасцов при $-\Delta C = 0,4$ через: а — 10 сек, б — 2 мин, в — 17 мин.

Как видно на фотографии, включение раствора в пирамиде роста куба образовалось после того, как грань куба пересеклась с (111) . Формирование включения обусловлено образованием слоев роста грани (100) на ребрах с гранями октаэдра, характеризующихся интенсивным тангенциальным ростом. Неодинаковым влиянием на механизм роста данной грани различных реберных форм, ограничивающих ее, по-видимому, объясняется неоднородность пирамиды роста грани в разных ее участках. Последнее проявляется в неодинаковой скорости растворения и обезвоживания различных участков пирамиды роста одной грани [Войцеховский, Мокиевский, 1965б].

Формы роста кристаллов эпсомита изучались при пересыщениях 0,05; 0,5; 5; 15, а также в условиях, близких к точке насыщения (0,005). При регенерации кристаллических шариков эпсомита были установлены следующие гранные формы, полностью отвечающие формам растворения: (100) , (110) , (120) , (130) , (010) , $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(2\bar{1}\bar{1})$, $(2\bar{2}\bar{1})$, (111) , (121) , (101) , (201) , (011) , (021) и (031) . Призмы пояса $[001]$, расположенные между (100) и (110) , при регенерации шариков отсутствуют. Начальные этапы регенерации подчиняются тем же закономерностям, что и регенерация шариков квасцов. Округлые поверхности шариков образуют ячеистую поверхность, стенки которой в дальнейшем покрываются плоскими участками, становясь матовыми. В местах, отвечающих положению реальных форм, в начальные стадии регенерации проявляются преимущественно только тангенциальные направления роста.

Грани увеличивают свою площадь и как бы приподнимаются над прилегающими участками, образуя торцы. Изучение показало, что в области больших пересыщений устойчивы грани с наиболее простыми символами, а при малых пересыщениях становятся устойчивыми грани и с более сложными символами. Та же закономерность отмечена при росте отрицательного кристалла. Регенерация шариков эпсомита подтвердила соответствие притупленных вершинников растворения плоскогранным формам роста, а непритупленных — округлым граням. Для эпсомита наиболее развитая форма (110) не образует замкнутой фигуры и должна комбинироваться с гранями $(1\bar{1}\bar{1})$

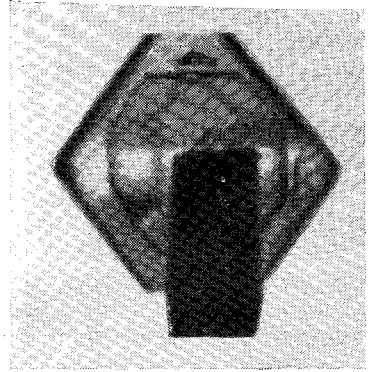


Рис. 9. Стадии роста шарика квасцов. Видно включение в пирамиде роста куба $\times 15$.

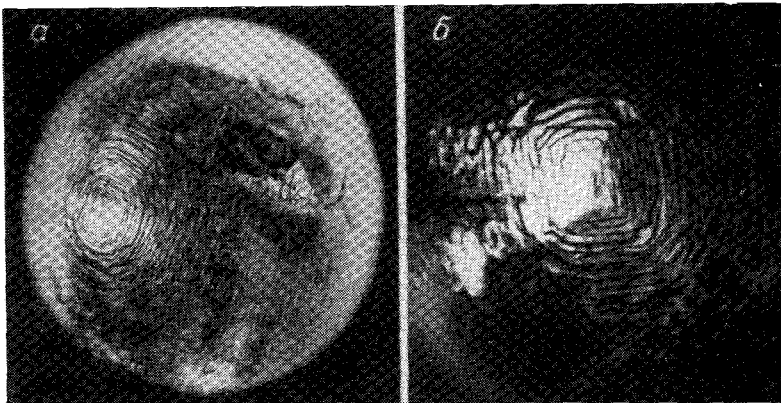


Рис. 10. Общий вид шарика эпсомита (а) и кривогранная поверхность роста на месте грани (110) (б).

либо (111) . Ребра $(110) : (1\bar{1}\bar{1})$ являются источниками новых слоев роста на грани $(1\bar{1}\bar{1})$. При больших пересыщениях (5 и 15) скорость тангенциального разрастания грани (110) резко увеличивается и кристалл растет в виде трубки. При изменении пересыщения изменяются главным образом скорости тангенциального разрастания граней. Вблизи точки насыщения (0,005) на шарике эпсомита отсутствуют плоские (110) и другие грани пояса $[001]$. Грань (110) замещается кривогранной поверхностью, представляющей

совокупность граней, положение которых отвечает форме вершинника растворения $:110$: (рис. 10).

Кривогранная область представляет серию граней призмы и тетраэдров, близкой к (110) ориентации. Отклонение их от (110) не превышает 4° . Грани, положение которых соответствует непритупленным ребрам вершинника растворения, — округлые. Грани, отвечающие притупленному ребру зоны $[001]$, — плоские. Грани призмы зоны $[001]$, ориентация которых соответствует непритупленным вершинникам (непритупленное ребро между вершинником $:110$: и $:100$:), в данных условиях роста на шарике отсутствуют. Призмы зоны $[001]$, расположенные между вершинниками $:010$: и $:110$: и отвечающие притупленному ребру, присутствуют на шарике в виде несколько более уплощенных вершинников, слагающих ребро. Остальные формы роста $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{1}\bar{2}\bar{1})$, $(2\bar{1}\bar{1})$, $(2\bar{2}\bar{1})$, (111) , (121) и призмы зон $[100]$ и $[010]$ присутствуют в виде плоских граней, размером до 2—3 мм в диаметре. Кроме того, при таком пересыщении на шарике эпсомита наблюдается образование новых дополнительных зон округлых, нечетко выраженных граней. Одна из зон соответствует дополнительному ребру вершинника $:110$: и соединяет $(\bar{1}\bar{1}\bar{0})$ с $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$. Соответственно с симметрией кристалла, зона, соединяющая (110) с (111) , заметно себя не проявляет. Наблюдается также образование зоны округлых граней между $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ и $(\bar{1}\bar{2}\bar{1})$. Подобную форму шарик эпсомита приобрел за 76 ч при суточном привесе, не превышающем 0,02 г.

Выводы

Проведенные исследования показывают соответствие между формами роста кристаллов и формами их растворения. По наличию или отсутствию притупления у вершинника на теле растворения можно судить о грани на теле роста: притупленному вершиннику (или ребру) соответствует плоская грань (или зона плоских граней), непритупленному вершиннику (или ребру) — искривленная поверхность близкой ориентации (или зона искривленных граней), которая присутствует или может присутствовать на теле роста кристалла. Эта взаимообусловленность соблюдается для форм роста положительных и отрицательных кристаллов. Комбинация простых форм растворения не зависит от исходной формы тела растворения. Простые граняные формы, которым соответствуют вершинники растворения сложной конфигурации, при определенных условиях роста могут замещаться кривогранными поверхностями, представляющими собой комбинацию форм, отвечающих данному вершиннику растворения (рис. 11). Знание этой взаимообусловленности позволяет предвидеть по формам растворения кристаллов формы их роста и наоборот. Учитывая взаимосвязь между формами ямок травления и вершинников растворения соответствующих граней [Войцеховский, Мокшевский, 1966], можно получить аналогичную информацию, исходя из ямок травления.

Изучение тел растворения кристаллов квасцов, эпсомита, натриевой селитры, хлористого натрия, германия и молибдена показало, что возникающие на них ребра не являются результатом пересечения округлых поверхностей, а представляют собой самостоятельные образования, связанные с анизотропией скоростей растворения кристалла. Следовательно, ребра на теле растворения кристалла могут отсутствовать или образовывать незамкнутую сеть. Аналогично и вершины на теле растворения кристалла не являются следствием пересечения ребер, а также представляют самостоятельные образования. Поэтому привычные наименования округлых форм (октаэдрод, додекаэдрод и т. д.) хотя и удобны, но не характеризуют полностью тело растворения кристалла. В результате ряд морфологических особенностей роста и растворения игнорировался.

Идеальный кристаллический шар содержит все ориентации кристалла, которые представлены на поверхности точками. Его поверхность представляет совокупность точечных неизолированных ориентаций. Неизолированной

ориентацией назовем такую, которая без видимого перерыва переходит в соседние. Поле зрения гониометра в этом случае не состоит из отдельных (дискретных) пятен, а будет равномерно освещено. Если ориентация переходит в соседние скачком (через темное поле на гониометре), назовем ее изолированной (например, изолированные вершинники). Тогда соседние с ней ориентации исключены с поверхности кристалла в ее изломах.

Поверхность цилиндра, вырезанного из кристалла, представляет собой совокупность линейных неизолированных ориентаций поверхности. Линейные ориентации могут быть и изолированными. С их помощью могут образовываться конические поверхности, поверхности однополостных гиперболоидов и гиперболических параболоидов. Плоскостные ориентации — это плоские грани кристаллов. Они также могут быть полностью изолированными (многогранник). В остальных случаях плоские грани могут постепенно переходить в округлые.

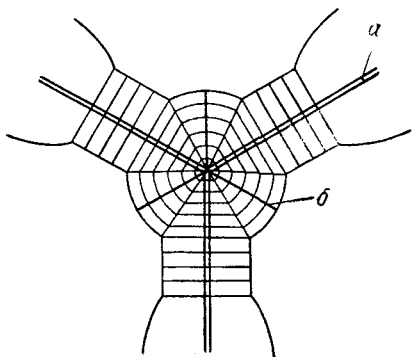


Рис. 11. Схема соотношения форм роста и растворения шарика квасцов в области октаэдра с притупленными (а) и не-притупленными (б) ребрами растворения.

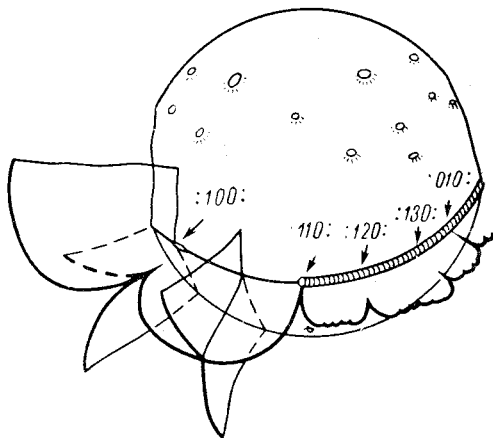


Рис. 12. Тело растворения шарика эпсомита и некоторые сечения полярной диаграммы скоростей роста (растворения).

Ориентации поверхности кристаллического шарика, соответствующие резко выраженным изолированным максимумам на полярной диаграмме (см. рис. 1), характеризуются по меньшей мере двумя тангенциальными векторами, которые показывают перемещение ориентации при процессах роста (растворения). Такие ориентации при росте и растворении проявляют себя в виде плоского участка. Если на полярной диаграмме имеется резко выраженный неизолированный максимум, то отвечающие ему ориентации будут характеризоваться только одним тангенциальным вектором. Каждая ориентация здесь будет представлена линией. Если ориентациям не отвечают резко выраженные максимумы на полярных диаграммах обратных скоростей роста (растворения), то они не характеризуются тангенциальными векторами. Эти ориентации характеризуются только нормальным вектором. Подобная трактовка ориентаций аналогична граням F , S и K по Ф. Хартману [Hartman, 1955], но, увязанная с полярными диаграммами, она позволяет по формам растворения строить качественную и возможно количественную картину полярной диаграммы в объеме. Пример качественного построения полярной диаграммы по морфологии тела растворения эпсомита показан на рис. 12.

Само собой разумеется, что изолированные ориентации связаны с исключенными с поверхности кристалла ориентациями. Исключение ориентаций, как было сказано, связано с изломами поверхности в виде вершин и ребер. Последние должны характеризоваться исключенными в них ориентациями. Обычное обозначение ребер плоскогранного кристалла символами говорит только об их направлении, но не указывает граней, которыми оно

образовано. Характеристика ребра исключенными в нем ориентациями согласуется с определением реберной формы [Михеев, Шафрановский, 1955] и показывает симметрию ребра, что всегда применимо к реальным кристаллам. Так, например, ребро $[110]$ на октаэдрическом кристалле, образованное гранями (111) и $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, отличается от ребра того же символа, образованного гранями (111) и $(11\bar{1})$, так как в этих ребрах исключены различные ориентации. Ребра $[110]$, образованные кубом и октаэдром или двумя гранями октаэдра, отличаются и симметрией. Это относится и к вершинам и к ребрам на телах растворения.

Рассматривая систему кристалл — раствор при постоянных температуре и давлении, но при различных концентрациях раствора, приходим к выводу, что в недосыщенных растворах поверхность кристалла образована максимально возможным числом ориентаций. Ориентации с простыми символами сводятся к минимуму. При переходе в область пересыщенных растворов на кристалле остаются только плоскостные ориентации форм роста, число кото-

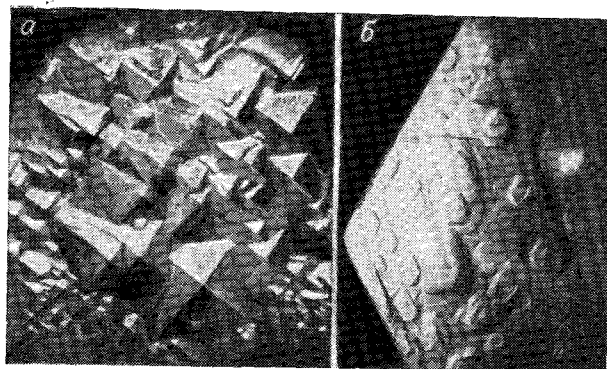


Рис. 13. Фигуры медленного растворения («штриховка»):
a — поверхности (100) каменной соли, сложенные формами (023) ; *b* — бугорки медленного роста на (111) квасцов, образующие «штриховку» $\times 15$.

рых при увеличении степени пересыщения уменьшается. Остальные ориентации исключаются в ребрах и вершинах. Иначе говоря, в пересыщенных растворах кристалл покрывается плоскостями с простыми символами, а в недосыщенных поверхность кристалла покрыта в основном ориентациями со сложными символами.

На основании проведенных исследований можно расширить понятие о регенерации и распространить его на процессы растворения. Регенерация кристаллов — это процесс превращения кристаллического тела любой формы в стационарную для данных условий. Одним из способов приспособления поверхности кристалла к изменившимся условиям является образование штриховки на его гранях [Вернадский, 1907; Herring, 1951], которую иногда называют огрублением поверхности. Если плоская грань не отвечает условию минимальной поверхностной энергии в данной среде, то на ней образуется штриховка, сложенная гранями, более отвечающими состоянию окружающей среды. При повышении пересыщения на менее плотных гранях возникает штриховка, сложенная более плотными гранями. При понижении концентрации раствора на более плотных гранях образуется штриховка, сложенная менее плотными гранями (рис. 13).

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В. И. О комбинационной штриховке кристаллических граней. Изв. АН, отд. физ.-мат. наук, № 10, 1907.

Войцеховский В. Н. К вопросу о симметрии натриевой селитры. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 2, 1966.

Войцеховский В. Н. Простой способ осуществления планетарного метода выращивания кристаллов. ЗВМО, ч. 92, вып. 5, 1963.

Войцеховский В. Н., Мокиевский В. А. Формы растворения кристаллов. ЗВМО, ч. 93, вып. 2, 1964.

Войцеховский В. Н., Мокиевский В. А. Некоторые вопросы взаимосвязи роста и растворения кристаллов. ЗВМО, ч. 94, вып. 1, 1965а.

Войцеховский В. Н., Мокиевский В. А. Проявления неоднородностей кристалла при регенерации и обезвоживании. Кристаллография, т. 10, вып. 3, 1965б.

Войцеховский В. Н., Мокиевский В. А. Об особенностях тел растворения кристаллов. ЗВМО, ч. 95, вып. 5, 1966.

Каишев Р., Ненов Д. О теореме Вульфа для кристаллов с винтовыми дислокациями. В сб. Рост кристаллов, № 5. Изд-во АН СССР, 1965.

Михеев В. И., Шафрановский И. И. Реберные формы кристаллов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 9, 1955.

Мокиевский В. А. Планетарный метод выращивания кристаллов. ЗВМО, ч. 77, вып. 2, 1948.

Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, 1955.

Goldschmidt V., Wright F. K. Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Bd. 18, 1904.

Frank F. C. Growth and perfections of crystals. N. Y. — Ldn., 1958.

Egli P. H. Growth and perfections of crystals. N. Y. — Ldn., 1958.

Ellis S. G. J. Appl. phys., 25, 12, 1954.

Hartman F. Acta cryst., 8, 1, 1955.

Herring O. Phys. rev., vol. 82, № 1, 1951.

УДК 548.12.4

СИММЕТРИЙНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КРИСТАЛЛОВ

В. А. Мокиевский, И. И. Афанасьев

Связь пластической деформации кристалла с механическим воздействием однозначно устанавливается при помощи симметрии.

Фигура удара или давления [Mügge, 1898; Smakula, Klein, 1951] есть деформация в точке. Симметрия покоящейся точки, по А. В. Шубникову [1951], равна $\infty/\infty m$, а симметрия точки, движущейся в одном направлении, равна ∞m . Такой симметрией обладает полярный вектор. Напряжение на грани, создаваемое этим вектором, может быть эквивалентно описано двумерным полярным тензором с симметрией ∞m [Шубников, 1949]. Такое воздействие изотропно в плоскости грани и анизотропно по нормали к ней. Поэтому возникающая при уколе фигура зависит только от пластической анизотропии данной грани. Связь симметрии воздействия с симметрией кристаллической грани устанавливается на основе принципа симметрии Кюри [1894]. Этот принцип широко использовали для решения вопросов кристаллографии и кристаллофизики, но не учитывали при изучении пластичности кристаллов.

В настоящей статье сделана попытка применения этого принципа для исследования формы пластически деформированных кристаллов [Афанасьев, Мокиевский, 1966 а, б, в]. Если кристалл испытывает определенное внешнее воздействие, то результирующую группу симметрии можно определить как подгруппу, общую для группы симметрии кристалла и воздействия. Симметрия двумерных полярных тензоров описывается четырьмя группами [Шубников, 1949]: ∞ , ∞m , 2 , $2 m$. При точечных воздействиях, описываемых полярным вектором, пластическая деформация также полярна, т. е. симметрия пластически деформированного индивида описывается десятью пирамидальными точечными группами симметрии. Плоскую модель можно превратить в объемную при центрально-кольцевом прогибе плоской круглой пластинки, вырезанной параллельно какой-либо грани кристалла. Различие между уколами и такими прогибами заключается в том, что при центрально-кольцевом прогибе линейные размеры кристалла соизмеримы с линейными размерами усилия, а при уколе линейные размеры усилия бесконечно малы по сравнению с размерами кристалла.

Обобщение принципа симметрии Кюри и постулата Неймана можно записать в виде

$$G'' \supseteq G^\circ \supseteq G',$$

где G'' — группа симметрии физического свойства, описываемого тензором второго ранга (структурно-нечувствительное свойство); G° — точечная группа симметрии кристалла; G' — группа симметрии пластически деформированного кристалла. Это значит, что при любом воздействии на кристалл элементы классической симметрии следствия всегда составляют группу, являющуюся либо подгруппой класса симметрии кристалла, либо его над-

группой. Пластически деформированные кристаллы обладают минимальной симметрией по сравнению с 32 точечными группами симметрии, а их разное изображение определяется числом подгрупп данной группы симметрии кристалла. Поскольку пластически деформированный кристалл представляет собой текстуру, то симметрия ее форм является объективным критерием для понимания закономерностей распределения элементов текстуры (переориентированных областей), проявляющих себя на поверхности кристалла в виде реберных форм [Шафрановский, 1961; Шафрановский, Мокиевский, 1964].

Опыты на растяжение и сжатие кристаллов являются низкосимметричными вариантами деформации, которые определяются неоднородным распределением напряжений и поэтому плохо воспроизводятся. При центрально-кольцевом прогибе кристаллических пластинок результаты опытов вполне воспроизводимы, так как симметрия тензора воздействий согласуется с симметрией кристалла, т. е. в этих условиях кристалл максимально проявляет свою симметрию и содержит более полную информацию о ходе пластического течения. Символы ориентаций кристалла после деформаций обозначаются в криволинейных координатах звездочкой (рис. 1).

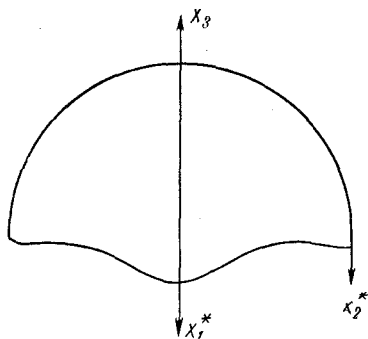


Рис. 1. Система координат X_i в пластически деформированном кристалле.

Оси координат совпадают с направлениями $\langle 100 \rangle$.*

Симметрия текстур пластически деформированного кристалла

Наиболее высокосимметричному случаю напряженного состояния отвечает поле, которое описывается тензором, имеющим форму

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{11} \end{bmatrix} \quad (1)$$

и симметрию $\infty/\infty m$, являющуюся надгруппой группы $m\bar{3}m$ кристалла NaCl. Анизотропными вариантами указанного поля являются поля с симметрией $m\infty : m$ и $m\bar{2} : m$, имеющие формы тензора

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad (2)$$

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad (3)$$

Форме (2) тензора соответствуют опыты по центрально-кольцевому прогибу круглых пластинок, а форме (3) — по центрально-кольцевому прогибу эллиптических пластинок. Симметрия и форма пунсонов и матриц должны быть согласованы с симметрией напряжений и формой образца. Из формул (1)—(3) следует, что двумерное поле напряжений, параллельное какой-либо грани кристалла, описывается только двумя группами ∞m и $2m$, так что опыты по прогибу круглых и эллиптических пластинок и простому круговому изгибу стержней охватывают все возможные напряженные состояния, различные по симметрии. Кручение приводит к понижению симметрии двумерного тензора до ∞ и 2 . В трехмерном пространстве им соответствуют группы симметрии аксиальных тензоров $\infty : 2$ и $2 : 2$. При центрально-кольцевом прогибе тензор напряжений геометрически можно представить как комбинацию полярного вектора и полярного двумерного тензора. В условиях наших опытов появление того или иного тензора имеет временную

зависимость, поэтому компоненту σ_{33} можно иногда рассматривать отдельно от компоненты σ_{11} . В начальной стадии деформация кристалла связана в основном с двумерным полярным тензором (в матрице тензора (2) он выделен пунктиром). По мере упрочнения кристалла компоненты σ_{33} начинают играть заметную роль. Присоединение σ_{33} к тензору напряжений повышает число измерений и симметрию самого тензора, что немедленно сказывается на формах фрагментации кристалла.

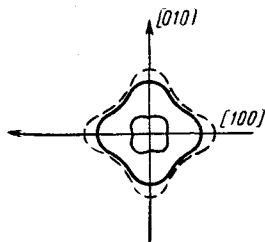


Рис. 2 Сечение поверхности модулей Юнга плоскостью куба кристалла NaCl по С. П. Никанорову и А. В. Степанову [1964].

Кинематика изгиба. Сечение поверхности модулей Юнга плоскостью куба (рис. 2) произведено при температурах выше точки упругой изотропии. Превращение плоской пластинки в часть сферической оболочки является процессом многостадийным. По отпечаткам матрицы и пуансона на деформированном кристалле можно выделить три стадии пластических движений: 1) изгиб вокруг $[100]$ и $[010]$ (в плоскости образца); 2) изгиб вокруг $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$; 3) изгиб вокруг $[001]$. Как видно на рис. 3, предел упругости (текучести) при изгибе вокруг $[100]$ и $[010]$ ниже, чем вокруг любого направления $[hko]$.

Обжатие пластинки на матрице заканчивается при $\gamma = 0,3$ (отношение стрелы прогиба к диаметру образца). При $\gamma = 0,2$ радиальная кривизна в центре пластинки больше кривизны пуансона. Здесь кристалл как бы складывается вокруг $[100]$ и $[010]$ подобно конверту. При полном обжатии пластинки на матрице деформированный кристалл представляет собой коноид с линиями перегиба по $(100)^*$ и $(010)^*$. Изгибающие моменты M вокруг соответствующих направлений удовлетворяют

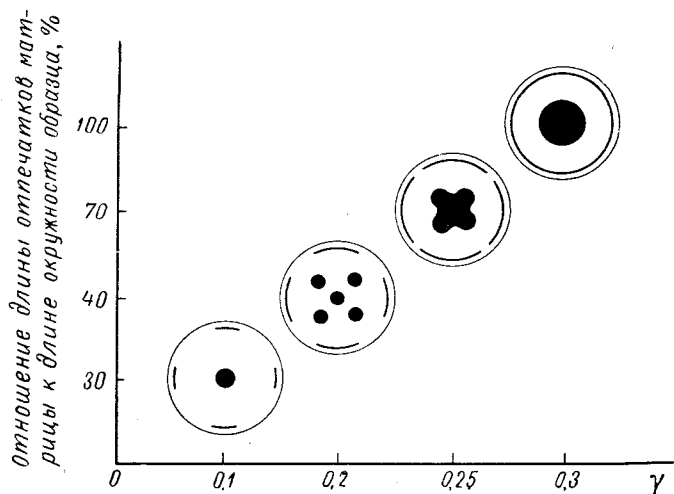


Рис. 3. Изменение отпечатков окрашенных матриц и пуансона (черное) в зависимости от стрелы прогиба γ .

неравенству $M [110] > M [hko] > M [100]$. С увеличением стрелы прогиба ($\gamma > 0,3$) кристалл вытягивается, т. е. к изгибу вокруг $[110]$ и $[\bar{1}\bar{1}0]$ прибавляется изгиб вокруг $[001]$. Коноид, образовавшийся на первой стадии, на второй стадии (вытяжке) разгибается (деформация меняет знак на противоположный) и кристалл уменьшает свою кривизну. Так как на первой стадии произошло упрочнение кристалла в областях, прилегающих к $[100]^*$ и $[010]^*$, то новый предел упругости оказывается более высоким, чем в областях $[110]^*$ и $[\bar{1}\bar{1}0]^*$. Поэтому одновременно с разгибанием вокруг $[100]$ идет изгибание кристалла вокруг $[110]^*$. На третьей стадии деформирования ($\gamma > 0,5$) кристалл изгибается вокруг $[001]^*$ с образо-

ванием фестонов. Граница между второй и третьей стадиями четко не устанавливается. Изменения радиусов кривизны приведены на рис. 4.

Текстуры деформированного кристалла. Кинематика пластических движений кристалла согласуется с его симметрией. Видимая симметрия деформированного кристалла отвечает группе $4mm$, что обусловлено его формой и фрагментацией. Как видно из рис. 5, в деформированном кристалле можно выделить области с симметрией $4mm$, $2mm$, m и 1 . Внешний вид фрагментов

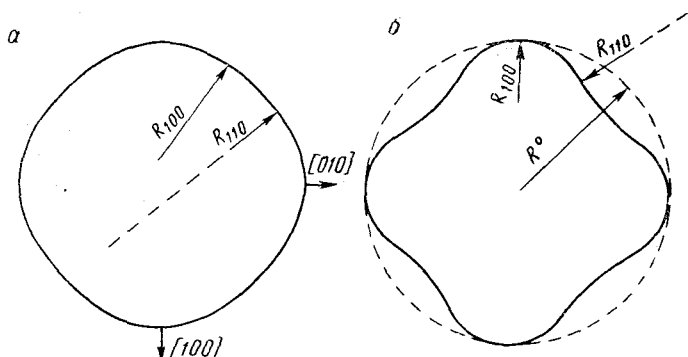


Рис. 4. Схема изменения радиуса кривизны R исходного образца вдоль $[100]$ и $[110]$ на первой стадии (а) и при переходе ко второй (б).

сходен с пластинами, которые в свое время наблюдали Р. Браунс [1889], Н. А. Бриллиантов и И. В. Обреимов [1937], А. В. Степанов и А. В. Донской [1954], В. Л. Инденбом и А. А. Урусовская [1959]. Размеры фрагментов колебались от десятых долей миллиметра до 0,5 мм. Границы между фрагментами в основном совпадали с поверхностями $(110)^*$. При сильных отклонениях границ от $(110)^*$ наблюдались клиновидные блоки (рис. 6). Участки периферии образца, прилегающие к $(100)^*$, отвечают симметрии m и имеют двухъярусное строение (рис. 7), что согласуется с изображением штриховки на

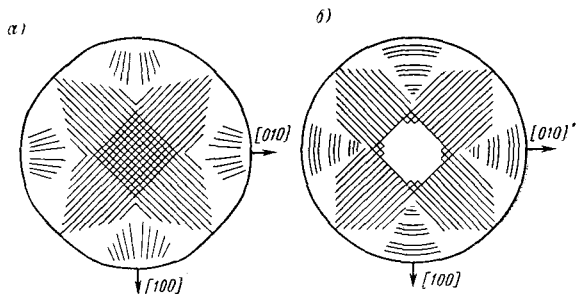


Рис. 5. Схема фрагментации пластически деформированных кристаллов со структурой типа галита.

а — поверхность $(001)^*$; б — поверхность $(00\bar{1})^*$.

рис. 5. Задача кристаллографического исследования текстуры деформированного кристалла сводится к изучению формы штриховок. Рост фрагментов начинается от верхней и нижней поверхностей образца как от мест, испытывающих максимальное смещение относительно друг друга. При несовпадении фрагментов, растущих сверху и снизу, на их стыке возникает переходная область (рис. 8). Текстура, изображенная на рис. 7, интерпретируется с помощью реберных форм (рис. 9), которые выводятся из бесконечных плоских групп [Мокиевский, Шафрановский, 1962]. Текстура из области, прилегающей к $(110)^*$ (рис. 10), состоит из двух систем фрагментов [Афанасьев, 1964; Афанасьев, Мокиевский, 1966а]. Сопряженные фрагменты первого порядка содержат фрагменты второго порядка. Направление $[111]^*$ является общим для двух смежных фрагментов первого порядка. Центральная область образца с пересекающимися фрагментами интерпретируется при помощи бесконечной симметрии C_{4v}^1 (рис. 11). Морфологическая симметрия частично

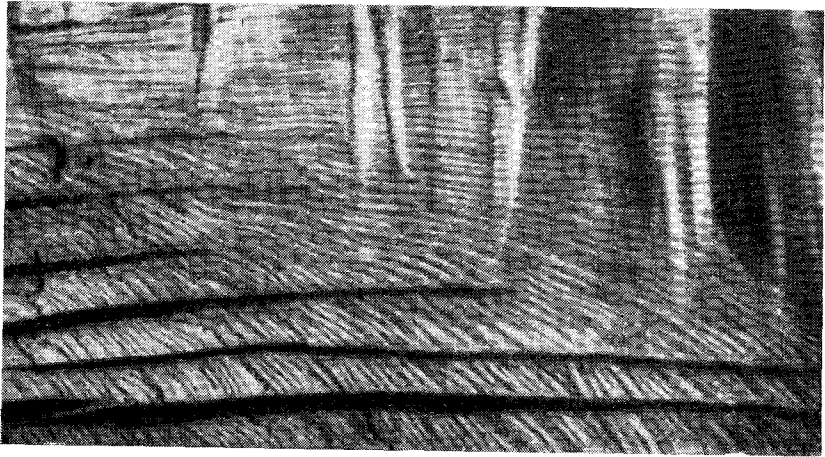


Рис. 6. Искажение границ фрагментов при полигонизации. Фрагменты внизу слева не полигонизованы, $\times 35$.

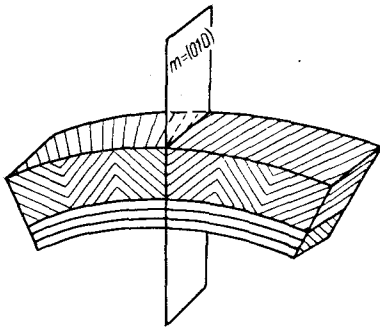


Рис. 7. Схема текстуры фрагментов вдоль направления $[100]$.*

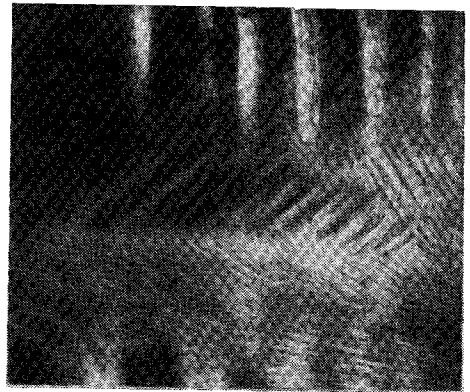


Рис. 8. Образование одноярусной текстуры за счет развития фрагментов системы $(110)^*$ на фрагментах системы $(101)^*$ от поверхностей $(001)^*$ и $(00\bar{1})^*$. Фрагменты системы $(110)^*$ укрупняются, $\times 40$.

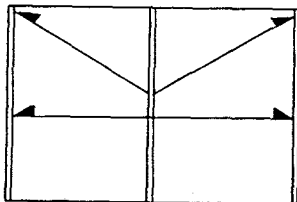


Рис. 9. Простые реберные формы в группе C_2^h , соответствующие ребрам между фасками фрагментов текстуры рис. 7.

согласуется с симметрией оптических аномалий (рис. 12). При этом группа симметрии оптических аномалий C_4^1 является подгруппой группы C_{4v}^1 , что, очевидно, связано с нецентросимметричным строением границ между фрагментами. Центросимметричные кристаллы образуют границы без центра, так как в противном случае переориентировка областей невозможна. Гонио-

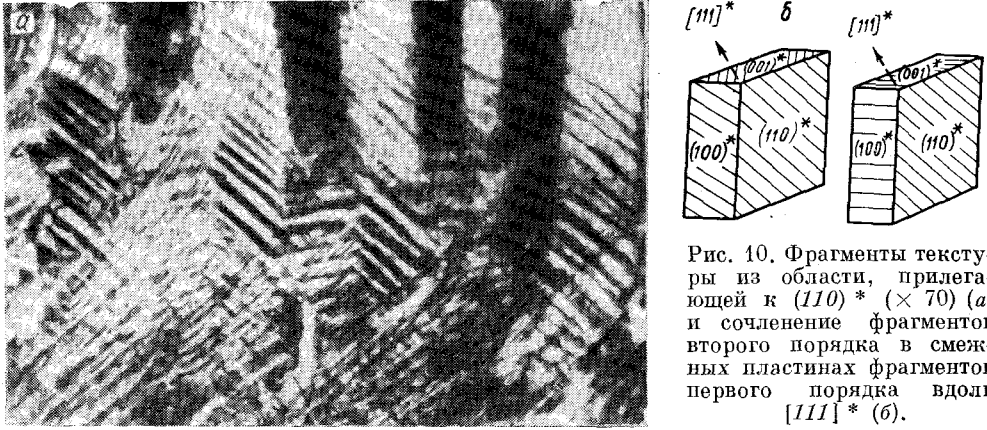


Рис. 10. Фрагменты текстуры из области, прилегающей к $(110)^*$ ($\times 70$) (а) и сочленение фрагментов второго порядка в смежных пластинах фрагментов первого порядка вдоль $[111]^*$ (б).

метрически установлено, что осью поворота двух смежных фрагментов является направление $[111]$, общей плоскостью (границей) являются (hkl) зоны $[111]$ и граница имеет симметрию m' [Мокиевский и др., 1966]. Угол поворота колеблется от 7 до 13° . Суммарную симметрию такого образования можно охарактеризовать двойниковой симметрией $\bar{3}m'$.

На первых стадиях деформирования ($\gamma = 0,1-0,2$) напряжения в образце можно связывать с действием плоского тензора (2). При $\gamma = 0,3-0,5$

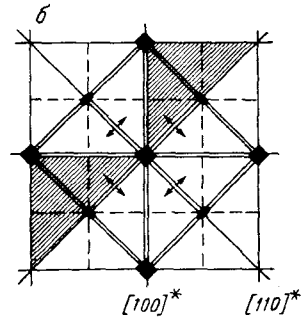
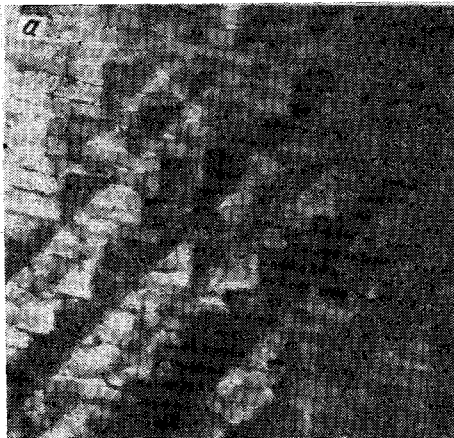


Рис. 11. Текстура бесконечного реберного узора в группе C_{4v}^1 на $(001)^*$ (а) и соответствующая ей плоская федоровская группа (б).

Оттенены треугольники, одновременно отражающие свет.

происходит разгибание и прогибание некоторых участков образца и на первый план выдвигается действие нормальных напряжений, различных в разных точках кривой поверхности. Оболочка, следовательно, должна образовываться только за счет действия плоскостей скольжения, находящихся под углом 45° к направлению усилия. Неоднородность работы этих плоскостей приводит к образованию фрагментов типа «иррациональных двойников» Бриллиантова — Обреимова. Это положение проверено деформацией при условиях: $R_p \ll R_m$ и $R_p \gg R_m$ (R_p — радиус кривизны пуансона, а R_m — радиус кривизны матрицы). Результаты деформации (рис. 13) подтвердили

положение о том, что воздействие является комбинацией полярного вектора с симметрией ∞m и двумерного полярного тензора (∞m), что согласуется

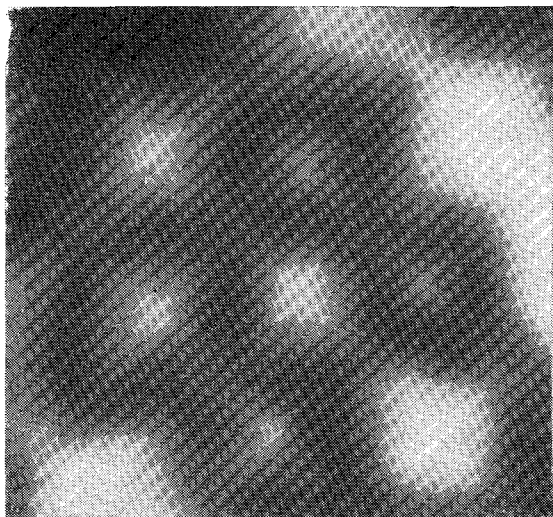
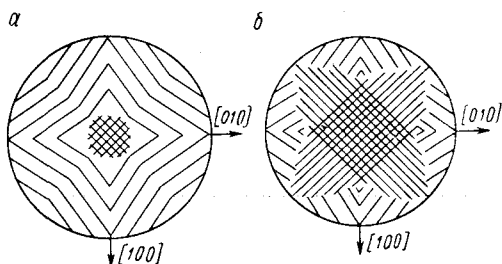


Рис. 12. Узор, образующийся при пересечении полос двойного лучепреломления при наблюдении вдоль $[001]$, $\times 120$.

с формой отпечатков пуансона (см. рис. 3). Чем больше площадь отпечатка, тем шире область, занятая крестообразной штриховкой. Фрагменты первого порядка (см. рис. 10, а) образуются позже, чем фрагменты второго порядка,

Рис. 13. Влияние высоких нормальных напряжений на форму фрагментов: а — только в центре образца; б — на большей части поверхности образца.



и показывают, что процесс фрагментации кристалла идет в сторону увеличения размеров элементов текстуры.

Дислокационная структура деформированного кристалла изучалась методом избирательного травления (рис. 14). Два смежных фрагмента раз-



Рис. 14. Дислокационная структура смежных фрагментов первого порядка, $\times 250$.

личаются степенью развития межкристаллических границ, что связано с неодинаковым диффузионным движением краевых и винтовых дислокаций. Следовательно, полигонизация способствует повороту решетки в смежных

фрагментах и должна рассматриваться как необходимая составная часть механо-ориентационного процесса [Степанов, 1953].

Симметрия деформированного кристалла является симметрией его текстуры, которая наследуется от исходного монокристалла и представляет собой пирамидальные подгруппы исходной точечной группы симметрии кристалла. Рентгенограммы пластически изогнутых кристаллов (рис. 15) и формы растворения шаров (рис. 16), приготовленных из различных областей деформированного кристалла, отражают как симметрию текстуры, так и неизменность атомной структуры отдельных фрагментов деформирующегося кристалла. Следовательно, эффект Степанова [1933] вызван появлением ацентрических границ между фрагментами, что согласуется с полярностью двойниковых границ кристаллов этого класса симметрии [Мокиевский и др., 1966]. Двойниковые границы могут быть границами кручения и наклона. В пер-

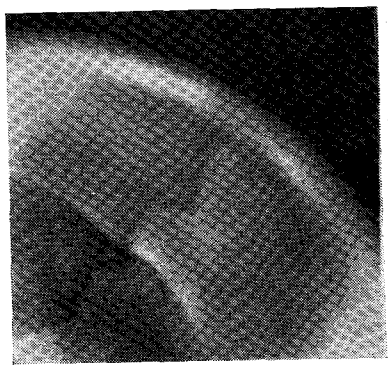
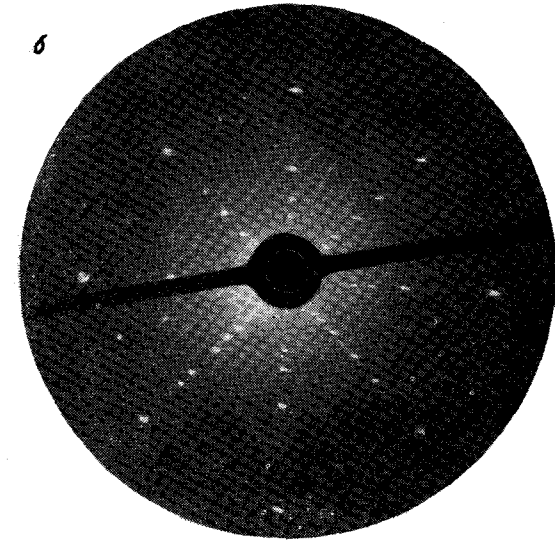
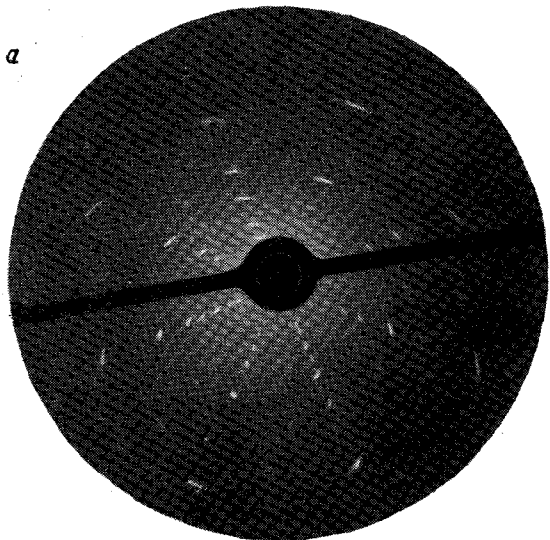


Рис. 15. Эпиграмма кристалла LiF при 525°C . *a* — изогнутого (симметрия формы пятен согласуется с группой морфологической симметрии m , присутствуют все отражения, так как пространственная группа симметрии кристалла не изменится); *б* — после разгибания (получает симметрию $4m$).

Рис. 16. Вершинник растворения 1001 : на шаре, приготовленном из пластически деформированного кристалла, $\times 20$.

вом случае граница образована только винтовыми дислокациями, во втором — только краевыми. Этот вопрос более подробно рассмотрен ниже.

Морфология пластически деформированного кристалла

Симметрия и форма текстур деформированного кристалла являются двумя сторонами его кристалломорфологии, отражающей физические закономерности пластической деформации. Расширенное учение о формах кристаллов [Шафрановский, 1961] позволяет описать формы текстур, возникающих

при пластической деформации, и обнаружить закономерности в «незакономерных» переориентировках типа сбросов или иррациональных двойников.

Так как на поверхности деформированного кристалла возникает штриховка, представляющая ребра между переориентированными фрагментами, то морфология описывается плоскими реберными формами и их физическими разновидностями [Шафрановский, Мокневский, 1964]. Объемное описание

текстуры дается при помощи каркасных реберных форм [Михеев, Шафрановский, 1955].

Морфология. В кубическом кристалле класса $m\bar{3}m$ имеется семь простых форм, симметрия которых описывается пятью группами $4mm$, $3m$, $2mm$, m и 1 . Рассмотрим последовательно внешнюю морфологию деформированных пластин, вырезанных параллельно различным граням.

Куб. Симметрия грани $4mm$. Реберный узор на поверхности $(001)^*$ состоит из двух простых форм (рис. 17). Одна из форм является тетрагональной реберной звездой, вторая — удвоенным тетрагональным реберным пучком. Особенностью таких узоров является их мультипликация (упорядоченная мозаика). Для их описания применима симметрия подобия [Шубников, 1960]. Подобие в текстурном реберном узоре согласуется с неоднородностью пластически деформированного кристалла. На поверхностях $(100)^*$ наблюдаются еще две формы (см. рис. 7). На поверхностях $(110)^*$ реберный узор, показанный на рис. 7, трансформируется в узор, показанный на рис. 18. Воз-

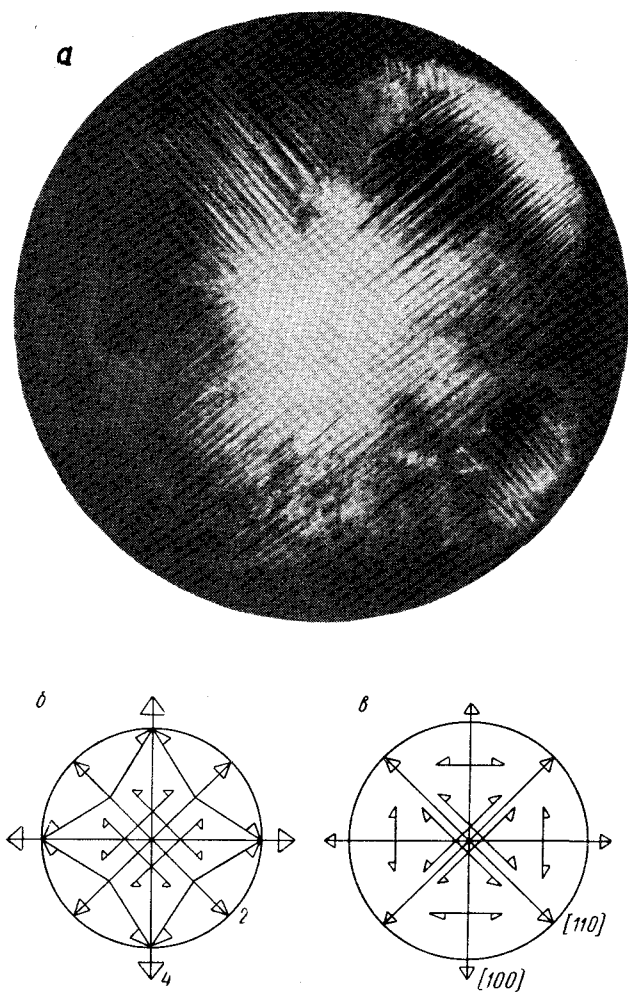


Рис. 17. Пластически деформированные кристаллы типа NaCl (а) и морфологическая схема поверхностей (б, в).

никновение отмеченных реберных форм тесно связано с процессом пластического течения кристалла. Для установления этой связи на образец перед деформацией наносили концентрические окружности, которые после деформации сохранялись только в области пересечения реберных пучков. За пределами этой области они превращались в сложные кривые, формы которых подобны сечениям поверхности модулей Юнга гранью куба (рис. 2), но повернуты на 45° (рис. 19).

Деформация происходит в две стадии, различные по симметрии напряженного состояния. Эти стадии фиксируются реберными формами тетрагональной сингонии, так как тензор напряжений переводит исходный кристалл в тетрагональный с симметрией $4mm$. Две плоские реберные формы, представляющие границы между фрагментами, на основании изучения сколов по-

(100) легко переводятся в каркасные формы. Первая стадия характеризуется формами — плоская звезда 23 и $T80sa$ (29), вторая — $T8D_h$ (11) $T8П_r$ (14).

Октаэдр. Симметрия грани $3m$. Симметрия морфологического реберного узора после деформации сохраняется. Узор состоит из двух плоских реберных

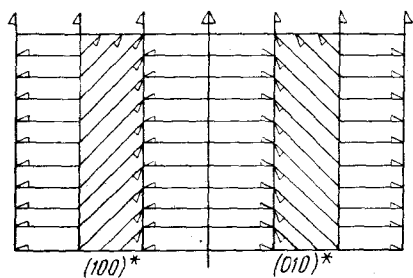


Рис. 18. Морфологическая схема фрагментов на спайном сколе, показанном на рис 10.

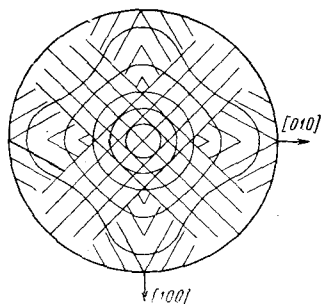


Рис. 19. Связь формы текстурного реберного узора с формой окружностей, искаженных деформацией грани куба ($\gamma = 0,5$).

форм: удвоенного тригонального реберного пучка и тригональной реберной звезды (рис. 20). На вогнутой поверхности наблюдается реберный пучок, повернутый относительно реберного пучка на выпуклой поверхности на 60° .

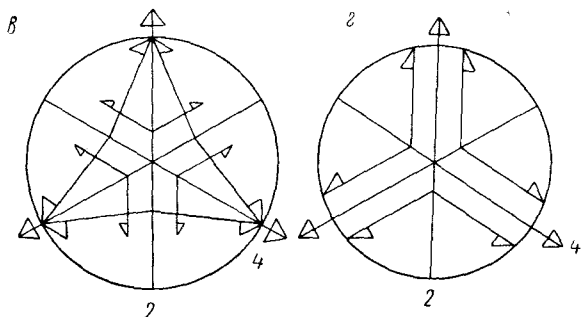
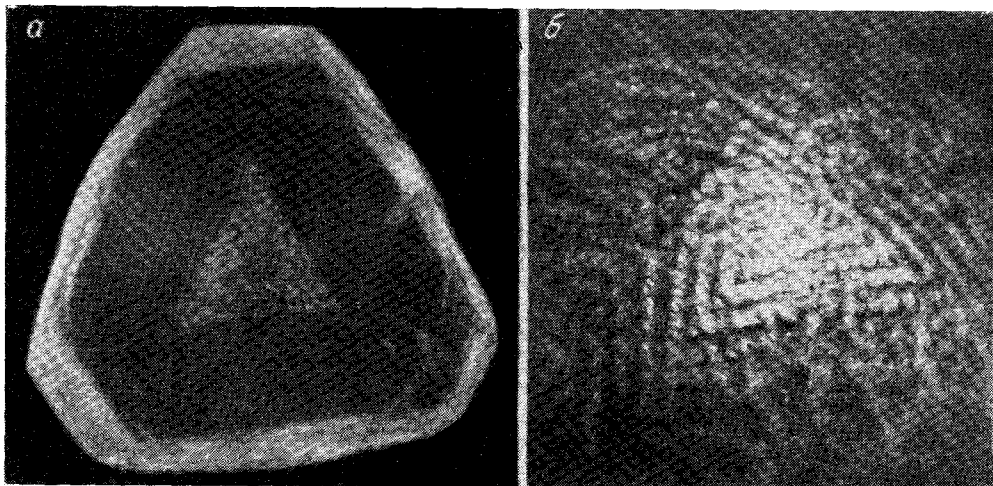


Рис. 20. Октаэдр с отпечатком матрицы и пуансона: а — схема деформации; б — текстурный реберный узор с преимущественным развитием тригонального реберного пучка; в — схема $(III)^*$; г — схема $(II)^*$. Реберный пучок нецентросимметричен.

Реберная звезда на вогнутой поверхности никогда не наблюдается. Следовательно, «центр симметрии» как бы сохраняется в деформированном кристалле только для одной формы. Реберная звезда связана с полярно-векторным

воздействием, а реберный пучок — с полярно-тензорным. По аналогии с кубом при деформации октаэдра узор последующей текстуры включает узор предыдущей. Наблюдения над кинематикой прогиба показали отсутствие резкой анизотропии пластических движений. Кручение торца незначительно. Отделить текстуру звезды от текстуры пучка, как это делалось для куба,

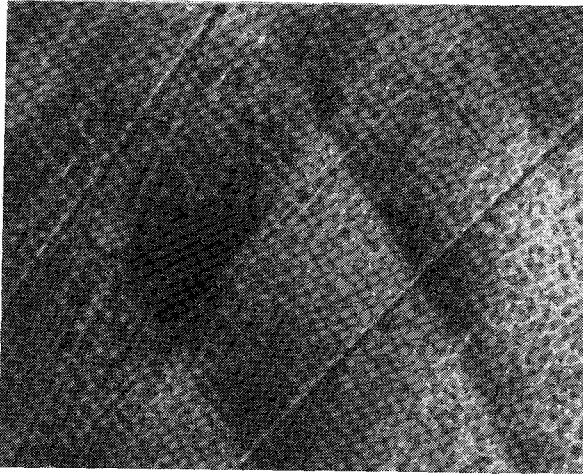


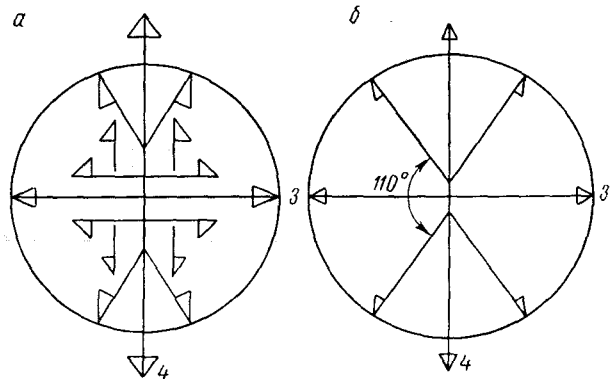
Рис. 21. Полосы двойного лучепреломления на грани (111) деформированного кристалла LiF. Линии соответствуют направлениям $[110]$. Поляризованный свет. $\times 300$.

невозможно ни при каких γ . Фестоны почти не заметны, так что октаэдр по своим пластическим свойствам почти изотропен.

Оптические аномалии распределялись в соответствии с плоской бесконечной группой C_{3v}^{11} , что хорошо видно только при больших радиусах кривизны кристаллов NaCl (рис. 21).

Ромбододекаэдр. Симметрия грани $2mm$. Реберный текстурный узор характеризуется двумя реберными формами (рис. 22). Вместо фестонов

Рис. 22. Схема деформированных граней: a — (110) ; b — $(\bar{1}\bar{1}0)$; $3, 4$ — направления к полюсам симметрии.



отмечены полукруглые участки, свободные от штриховок и расположенные вблизи стереографических центров граней октаэдра, если с центром проекции совмещена проекция направления $[110]$.

Тетрагексаэдр, тригон-триоктаэдр, тетрагон-триоктаэдр. Симметрия граней m . Текстурные реберные узоры согласуются с симметрией разреза. На поверхности (210) реберные формы представляют собой элементы текстурного реберного узора куба и ромбододекаэдра. На ориентациях (221) реберный узор образует комбинацию элементов текстуры ромбододекаэдра и октаэдра, а на поверхности (211) — промежуточную между кубом и октаэдром.

Гексооктаэдр (321). Симметрия грани 1 . Деформация разреза асимметрична. Усилие приложено по направлению, не совпадающему ни с одним из

элементов симметрии. Возникающий асимметричный реберный узор состоит из одних монореберников, принадлежащих текстурам реберных узоров трех основных ориентаций — куба, октаэдра и ромбододекаэдра.

Аналогичные узоры наблюдались для текстур деформации кристаллов CsI, Si, Ge, CaF₂. Реберные узоры на CsI нечеткие.

Обобщение реберных узоров

На всех гранях, кроме (321) , наблюдаются две реберные формы текстурных узоров, отвечающие двум стадиям (и механизмам) пластической деформации кристалла. Это особенно хорошо видно на примере деформации разрезов по (210) , (211) , (221) . Деформация в начальную стадию прогиба связана с плоским полем напряжений. Поэтому обнаруженная каркасная реберная форма $T80sa$ (29) является объемным кристаллографическим изображением деформаций при плоском поле напряжений. Заменяя плоское скалярное поле

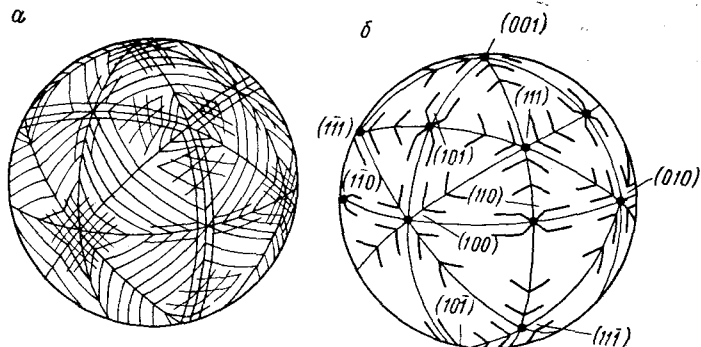


Рис. 23. Обобщенная морфологическая интерпретация пластически деформированных кристаллов (*a* — со структурой типа NaCl; *b* — со структурой типа CsCl) в поле напряжений, образующих тензор с симметрией $\infty/\infty m$.

напряжений с симметрией ∞m объемным скалярным полем с симметрией $\infty/\infty m$, получим плоскую деформацию оболочки под действием тензора напряжений (*I*), т. е. трехмерное изображение двумерных реберных форм, возникающих на замкнутой оболочке при пластическом изменении ее радиуса кривизны (рис. 23, *a*). Звезды и дидереберники отвечают случаю тангенциальных смещений оболочки, а пучки и парареберники — радиальным смещениям, возникающим в результате упрочнения.

На рис. 23 изображены возможные механизмы пластической деформации кристалла, пластическая анизотропия данного кристалла в любой кристаллографической ориентации, изменение механических свойств кристалла в зависимости от появления того или иного реберного узора и возможные пути упрочнения кристаллических пластинок при помощи деформаций. На рисунке выявляется пластическая индикатриса кристалла, отсутствующая до сих пор в разделе физической кристаллографии, устанавливается взаимосвязь принципов Неймана и Кюри при пластической деформации и пути определения кристаллографических ориентаций по наблюдениям форм штриховок деформированного кристалла.

Морфология пластически деформированного кристалла должна включать следующие случаи рассмотрения текстурных реберных форм: 1) двумерные для плоского поля напряжений; 2) трехмерные для плоского поля напряжений; 3) двумерные для объемного поля напряжений; 4) трехмерные для объемного поля напряжений. В каждом из этих случаев можно найти однозначное соответствие реберных форм компонентам тангенциальных σ_{11} и нормальных σ_{33} напряжений и представить морфологию пластически деформированного галита в виде таблицы. Аналогичные «пластические индикатрисы» можно

получить и для кристаллов других веществ при деформациях с контролируемой симметрией напряжений. На рис. 23, б, например, такие индикатрисы построены по фигурам удара на кристаллах йодистого цезия.

Реберные узоры и соответствующие им формы тензоров напряжений

Форма реберных узоров	Число измерений формы	Форма тензора напряжений	Число измерений тензора	Симметрия тензора
Звезды и диререберники	2	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 \\ 0 & \sigma_{11} \end{matrix}$	2	∞m
Пучки и парареберники	2	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{matrix}$	3	$m \infty : m$
Каркасные аналоги звезд и диререберников	3	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 \\ 0 & \sigma_{11} \end{matrix}$	2	∞m
Каркасные аналоги пучков и парареберников	2	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{matrix}$	3	$m \infty : m$
Звезды и диререберники	2	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{11} \end{matrix}$	3	$\infty / \infty m$
Пучки и парареберники	2	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{33} \end{matrix}$	4	$m \infty : \underline{m}$
Каркасные аналоги звезд и диререберников	3	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{11} \end{matrix}$	3	$\infty / \infty m$
Каркасные аналоги пучков и парареберники	3	$\begin{matrix} \sigma_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{11} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{33} \end{matrix}$	4	$m \infty : \underline{m}$

Геометрические соотношения между напряженными состояниями и текстурными узорами можно получить на основе представлений Ная [1953]. Геометрическим образом полярного тензора с симметрией $m \infty : m$ является эллипсоид вращения, представляющий опорную поверхность при деформации. При центрально-кольцевом прогибе следует рассматривать сечение опорной поверхности (эллипсоида) деформирующим образом (рис. 24). Части образца, расположенные вдоль $[100]$, $[110]$, $[hko]$, можно считать испытывающими круговой изгиб. Области образца, ограниченные контуром опорного

эллипсоида, испытывают окружной изгиб. Области образца, ограниченные эволютой эллипсоида, испытывают высокие нормальные напряжения, при которых образуются реберные текстурные узоры типа пучков и парारेберников. При центрально-кольцевом прогибе деформация в начальной стадии происходит с образованием переориентированных областей, а не путем перегиба линий скольжения. Штриховка $T8D_k$ (11) + $T8H_p$ (14) является сбросом «иррационального двойника», или, согласно Ф. Франку и А. Стroh [Frank, Stroh, 1952] — сбросом сброса. Соотношения между радиусом кругового сечения опорного эллипсоида и радиусом пластинки могут изменяться различными соотношениями между R_m , R_p и R_k . Рассмотрение деформации с дислокационной точки зрения и с позиций принципа симметрии Кюри согласуются между собой. Опорные кривые, рассмотренные Наем, являются геометрическими образами сечений поверхностей тензора второго ранга.

Таким образом, наивысшей группой симметрии текстуры пластически деформированного кристалла является группа симметрии самого кристалла. Однако в каждом конкретном случае, задавая различную симметрию внешних напряжений, можно получить текстуры с симметрией всех подгрупп исходной точечной группы симметрии разреза.

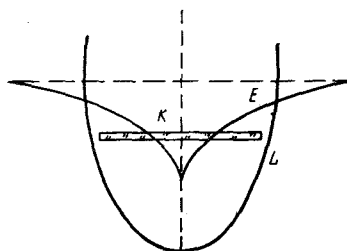


Рис. 24. Геометрическая интерпретация напряженного состояния образца, находящегося под действием сил, образующих полярный тензор с симметрией $m\infty : m$.

E — эволюта опорной кривой; L — опорная кривая; K — кристалл из фрагментов различных порядков.

Текстуры при эллипсоидальном прогибе

Если группа симметрии воздействия есть подгруппа симметрии кристаллографической ориентации, то группа симметрии реберного узора описывается подгруппой $G' \supseteq G^o$. Обозначим группу симметрии воздействия G^t . Тогда: 1) $G' = G^o$, если $G^t \supseteq G^o$; 2) $G^o \supseteq G'$, если $G^o \supseteq G^t$. Следовательно, $G^t \supseteq G'$. Поэтому для грани куба симметрия текстурного реберного узора должна быть не выше $2mt$ и не ниже 2. В первом случае тензор напряжений приведен к главным осям, т. е. оси координат совпадают с кристаллографическими осями четвертого или второго порядка. Во втором случае тензор не приведен к главным осям и имеет форму

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} \end{bmatrix}, \quad (4)$$

отвечающую симметрии 2. Поэтому кристаллическая пластинка эллиптической формы с осями $[210]$ должна не только изгибаться, но и закручиваться.

Если эллиптический образец ориентирован по осям куба, то при деформации возникают узоры, отвечающие симметрии $2mt$. Области наибольшей кривизны сложены диреберниками, а центральная часть образца — реберными пучками, которые в области наименьшей кривизны сложены элементами пересекающихся пучков, представляющих собой диреберники. Текстура центральной части сходна с узором, возникающим в центральной части образца при прогибе круглой пластинки. Симметрия деформированного кристалла противоречива. В центральной части он стремится получить шаровой изгиб вместо эллиптического. Отпечатки пуансона свидетельствуют о том, что области, расположенные вдоль короткой оси эллипса, деформированы максимально (рис. 25, а). Это является причиной превращения диреберника (элемент тетрагональной звезды) в парареберник, соответствующий тензору $m2 : m$. При ориентировке эллипса по $[110]$ пластинка стремится изогнуться вокруг диагональных направлений $[100]$, благодаря чему области, расположенные у концов длинной оси эллипса, приподнимаются (рис. 25, б).

Реберные узоры являются элементами тетрагональных пучков и звезд. Пересекающиеся парареберники в центральной части образца не наблюдаются. Симметрия текстуры остается $2mm$, а число реберных форм увеличивается до четырех.

При деформации пластинки, вырезанной параллельно (110) , симметрии кристалла и воздействия равны. Если большая ось эллипса совмещена с $[001]$, то узоры весьма нечетки, и их интерпретация затруднительна. На рис. 26 показана схема этих узоров на $(110)^*$. Кривыми линиями ограничены области максимального светорассеяния, в которых происходило тонкое скольжение. Оба варианта деформации пластин по (110) дали нечеткую картину

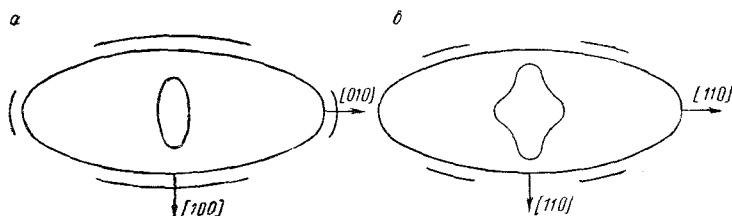


Рис. 25. Отпечатки пуансона и матрицы при ориентировке образца эллиптической формы по осям четвертого (а) и второго (б) порядков.

реберных узоров. Создается впечатление, что кристалл слабо реагирует на различие в ориентировке эллипса при равенстве групп симметрии воздействия и разреза.

Текстуры при круговом изгибе

Круговой изгиб кристаллического стержня является частным случаем центрально-кольцевого прогиба пластинок. Симметрия воздействия отвечает группе $2mm$. При изгибе стержня с незащемленными краями нормальные напряжения σ_{zz} малы. Деформацию можно полностью изучить при помощи симметрии двумерных полярных тензоров. Кристалл деформировался на опорах в виде двух параллельных валков вокруг цилиндрического пуансона. Видимая симметрия исходного кристалла отвечала mmm . Отмеченная выше симметрия воздействия допускает существование правых и левых форм деформированных кристаллов.

Ниже будут рассматриваться только изгибы $(100) [001]$, $(100) [011]$, $(100) [021]$ и $(111) [110]$. Такая запись означает, что плоскость изгибается вокруг соответствующего направления.

Текстурные реберные узоры из линий скольжения описываются теми же способами, что и морфология переориентированных областей, возникающих при прогибе пластинки. Скольжение, происходящее при круговом изгибе, стержня, создает разориентировку фрагментов порядка 1° [Шаскольская, Сунь Жуй-фан, 1959]. Линейные размеры фрагментов равны 0,1—0,3 мм.

Изгиб по системе $(100) [001]$. Деформацию проводили при 500°C . В поляризованном свете наблюдалась картина макроскопических напряжений, связанная со скольжением. Криволинейность текстурных узоров маскирует проявление морфологической сущности картины. Поскольку кривизна кристалла остается даже тогда, когда исчезают дислокации (в процессе отжига), то сама кривизна кристалла не является морфологическим признаком, определяющим его деформированное состояние. Поэтому для описания изогнутых стержней применяли обычные прямолинейные реберные формы, которые наблюдаются при разгибании изогнутого кристалла при температурах его изгиба. Грань $(100)^*$ деформированного кристалла состоит из двух реберных форм: тетрагональных реберных пучков и дидереберников. Грань $(001)^*$ покрыта монореберниками. При круговом изгибе стержня морфология сильно обедняется. По симметрии круговой изгиб аналогичен эллипсоидальному прогибу пластинки ($2mm$). На рентгенограммах изогнутых кристаллов

присутствует только вертикальная плоскость симметрии (см. рис. 15). Симметрия изогнутого кристалла $2mm$, а разогнутого — mmm .

Изгиб по системе (001) [110]. Кривизна кристалла в этом случае меньше, чем при изгибе вокруг [100], что согласуется с данными, полученными при центрально-кольцевом прогибе круглых пластинок. Если кристалл деформировать в условиях высоких нормальных напряжений, то на поверхности (001)* возникает характерный текстурный реберный узор. Фрагменты вытянуты вдоль направления $[hko]$, причем проявляется то правая, то левая системы. Текстурный реберный узор при свободном изгибе кристалла аналогичен предыдущему, но возникающие фрагменты более крупные.

Изгиб по системе (001) [210]. Симметрия изогнутого кристалла 2. Кристалл закручивается, и возникают правые и левые формы [Афанасьев, Мокиевский, 1966б]. Кручение кристалла наблюдается при высоких температурах и при изгибе под водой. Угол закручивания не зависит от φ_{hko} и колеблется от 30 до 40°.

Изгиб по системе (111) [110]. В этих условиях кристалл легко растрескивается. Форма спайных выколов близка к кривогранному «ромбоэдру», у которого сохраняется только одна плоскость симметрии. Поверхности, перпендикулярные к этой плоскости, остаются плоскими, а наклонные к ней становятся вогнутыми и выпуклыми. По симметрии спайных выколов деформированных кристаллов можно определять условия деформации, что особенно полезно при работе с природными образцами.

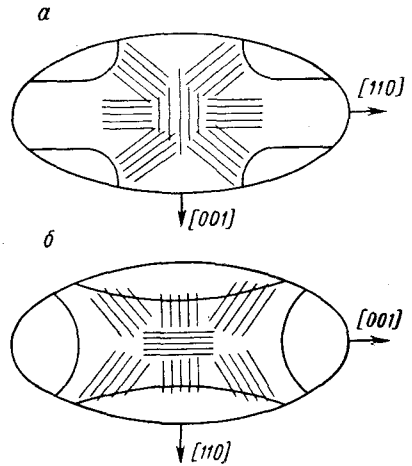


Рис. 26. Схема реберных узоров и контуров областей максимального светорассеяния, возникающих при эллипсоидальном прогибе грани (110). Показаны две различные ориентировки.

Симметрии внутренних границ пластически деформированных кристаллов

Геометрические взаимоотношения между фрагментами деформированного кристалла, изученные гониометрическим методом на спайных выколах со слабо полигонизованными фрагментами [Афанасьев, Мокиевский, 1966а], показывают, что общей осью поворота фрагментов на угол 10—13° является направление, близкое к $[111]$ или $[100]$. А. В. Степанов и А. В. Донской [1954] обнаружили разориентировки фрагментов с осью поворота $[110]$. Очевидно, что взаимная ориентировка фрагментов закономерна. Закономерные срастания кристаллов одного вещества принято называть двойниками.

Для класса $m\bar{3}m$ возможны двойниковые группы $6'/m'mm'$, $4'/mmm'$, $4/m'm'm'$, $\bar{3}m'$, $mm'm'$, $2'/m'$. Две первые являются как бы жесткими, а остальные нежесткими. Жесткими являются двойники, которые при вращении одного индивида относительно другого изменяют группу симметрии двойника. При повороте индивидов шпинелевого двойника вокруг $\bar{3}$ симметрия его ($6'/m'mm'$) изменяется до $\bar{3}m'$. Двойник $\bar{3}m'$ не является жестким, так как при повороте вокруг $\bar{3}$ на произвольный угол группа симметрии не меняется.

Пластическая деформация кристалла класса $m\bar{3}m$ происходит за счет образования нежестких двойников и соответствующих им внутрикристаллических границ:

Группа симметрии двойников	$2'/m'$	$mm'm'$	$\bar{3}m'$	$4'/mm'm'$
Симметрия границ	m'	$2'2'2'$	$3'2'$	$4'2'2'$
	$2'$	$2'mm'$	m'	$2'mm'$
		$2'$	$2'$	$2'$

Группы симметрии границ $2'mm'$, $2'$, m' являются границами наклона, а группы симметрии без плоскостей — границами кручения.

На основании изложенного легко устанавливается ошибочность классификации механических двойников по Классен-Неклюдовой [1960]. Она выделяет двойники с изменением и без изменения формы. Двойники кварца, приводимые в указанной классификации в качестве примеров двойникования без изменения формы, на самом деле демонстрируют противоположное. Так, у дофинейского двойника грани ромбоэдра превращаются в грани «гексагональной дипирамиды», а при двойниковании по бразильскому закону грани трапецоэдра превращаются в грани «тригонального скаленоэдра».

С точки зрения морфологии более правильна классификация двойников, основанная на симметрии. Тогда изменение формы двойника подчиняется суммарной (двухцветной) симметрии, а форма индивидов, входящих в двойник, остается прежней.

Рассмотрение двойникования как процесса скольжения не отражает сущности явления. Некоторое внешнее сходство между обоими явлениями возникает лишь тогда, когда деформация простым сдвигом происходит при помощи полисинтетического двойникования. Это породило неправильное моделирование всего процесса [Шмид, Боас, 1938]. Кроме вопросов, связанных с механизмом переориентировки, очень важен процесс срастания переориентированных фрагментов. Переориентировка и срастание, которые обуславливают пластичность, отнесены А. В. Степановым [1953] к механо-ориентационным процессам. Однако любой механо-ориентационный процесс должен контролироваться симметрией, что неизбежно приводит к представлению о двойниковании.

Кристаллы класса $m\bar{3}m$ не могут двойниковаться по (100) и (110) при совпадении одноименных рядов, так как граница в этом случае будет центросимметричной. Однако из этого не следует, что (100) и (110) не могут быть общими плоскостями для двух разориентированных фрагментов. Поэтому при круговом изгибе вокруг $[100]$ торец образца отвечает общей плоскости (100) , но внутренней двойниковой границей является (hko) , приводящая к двойникам с симметрией $2'mm'$ при срастании и $4/m\ 2'/m\ 2'/m'$ — при прорастании. Непрерывность ориентаций границ изогнутого кристалла осуществляется большим набором возможных (hko) , что фиксируется рентгенограммами, изображенными на рис. 15. Срастания по $\{hll\}$ и $\{hhl\}$ за исключением прорастания по $\{112\}$ имеют сходные формулы симметрии и реализуются во многих случаях самостоятельно [Степанов, Донской, 1954; Колонцова, Телегина, 1956] с суммарной симметрией $2/m\ 2'/m\ 2'/m'$. Двойникование по $\{hkl\}$ и $\{hkl\}$ зоны $[111]$ наиболее интересно. Симметрия границы срастания в этом случае отвечает $32'$, $2'$ либо m' , симметрия прорастания — $2'/m'$ либо $\bar{3}2'/m'$. В последнем случае любой поворот решетки вокруг общей оси третьего порядка является двойниковым поворотом, а срастание может происходить по любой плоскости $(h+k=l)$ зоны $[111]$, за исключением (110) и (112) . Даже небольшие отклонения от (110) приводят к двойникованию с небольшими углами разориентации, например, $4-13^\circ$, что может служить кристаллографической характеристикой механо-ориентационных процессов.

Заключение

Число простых реберных форм отвечает числу механизмов переориентировки кристалла. Наиболее испорченные зоны (границы между фрагментами) кристаллографически закономерны. При фрагментации на границе фрагментов должны возникать новые группы симметрии. Если кристалл был центросимметричным, то единственная его возможность образовывать фрагменты заключается в потере центра симметрии на границе. Таким образом, дислокации (краевые и винтовые) необходимо рассматривать как элементарные двойники, создающие макроскопическое двойникование. Пластически деформированный кристалл представляет собой двойниковую текстуру,

которая описывается симметрией стержней, листов и пространственных групп.

Реберные узоры, отображающие законы двойникования, являются инвариантом кристаллографической ориентации и кинетики деформирования, что согласуется со скачкообразной природой пластической деформации.

Изложенное показывает, что при исследовании пластической деформации кристаллов необходимо учитывать взаимодействие кристаллографической ориентации с полевым тензором на основе принципа суперпозиции симметрии. Это дает возможность предвидеть и описывать симметрию пластически деформированного кристалла, его форму и закономерности внутреннего строения.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев И. И. Мультиплетные сбросы в кристаллах фтористого лития. ЗВМО, ч. 93, вып. 6, 1964.
- Афанасьев И. И., Мокиевский В. А. Симметрия текстур пластически деформированного кристалла хлористого натрия. Кристаллография, т. 11, вып. 2, 1966а.
- Афанасьев И. И., Мокиевский В. А. Морфологическое исследование пластически деформированных кристаллов галита. ЗВМО, ч. 95, вып. 1, 1966б.
- Афанасьев И. И., Мокиевский В. А. Симметрия и морфология пластически деформированных кристаллов. Минер. сб. Львов. гос. ун-та, № 20, вып. 4, 1966в.
- Бриллиантов Н. А., Обреимов И. В. О пластической деформации в каменной соли. ЖЭТФ, т. 7, 1937.
- Инденбом В. Л., Урусовская А. А. Что такое «иррациональные двойники»? Кристаллография, т. 4, вып. 1, 1959.
- Классен-Неклюдова М. В. Механическое двойникование кристаллов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Колонцова Е. В., Телегина И. В., Плавник Г. М. О структуре полос сброса некоторых ионных кристаллов. Кристаллография, т. 1, вып. 4, 1956.
- Михеев В. И., Шафрановский И. И. Реберные формы кристаллов. Минер. сб. Львов. геол. о-ва, № 9, 1955.
- Мокиевский В. А., Шафрановский И. И. Бесконечные простые формы в кристаллографии и их реальное значение. ЗВМО, ч. 92, вып. 5, 1962.
- Мокиевский В. А. и др. Геометрический вывод законов двойникования кристаллов. Кристаллография, т. 11, вып. 4, 1966.
- Никаноров С. П., Степанов А. В. Влияние температуры на упругие свойства кристаллов щелочно-галонидных соединений. Физика твердого тела, т. 6, вып. 7, 1964.
- Степанов А. В. Основы физического учения о прочности и пластичности кристаллов. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 17, № 3, 1953.
- Степанов А. В., Донской А. В. Новый механизм пластического деформирования кристаллов. ЖТФ, т. 24, № 2, 1954.
- Шаскольская М. П., Сунь Жуй-фан. Фигура травления и дислокации на полосках двуупреломления в кристаллах каменной соли. Кристаллография, т. 4, вып. 1, 1959.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львов. гос. ун-та, 1960.
- Шафрановский И. И., Мокиевский В. А. Некоторые проблемы современной кристалломорфологии минералов. ЗВМО, ч. 93, вып. 5, 1964.
- Шмид Е., Боас В. Пластичность кристаллов. ОНТИ, 1938.
- Шубников А. В. О симметрии векторов и тензоров. Симметрия и геометрическая интерпретация двумерных полярных тензоров. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 13, № 3, 1949.
- Шубников А. В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. Изд-во АН СССР, 1951.
- Шубников А. В. Симметрия подобия. Кристаллография, т. 5, вып. 4, 1960.
- Bravais R. Neues Jahrb. Miner., Bd. 1, 1889.
- Curie P. J. Phys., 3 (3), 1894.
- Frank F. C., Stroth A. N. Proc. phys. soc., Bd. 65, 1952.
- Mügge O. Neues Jahrb. Miner., Bd. 1, 1898.
- Nye J. F. Acta metallurg., vol. 1, 1953.
- Smakula A., Klein M. Phys. rew., 84, № 5, 1951.
- Stepanov A. V. Z. Phys., Bd. 81, 1933.

УДК 548.32 : 553.86

ПРИЧИНЫ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЦИРКОНА

Г. К. Гераничева, Ю. Б. Марин

Циркон — важное полезное ископаемое и один из наиболее распространенных акцессорных минералов изверженных пород. Изучение его ведется в самых различных направлениях. Ряд исследователей пытается использовать акцессорный циркон для корреляции гранитоидных массивов [Куц, Машкина, 1965; Львов, 1964; Ляхович, 1963], другие — для выяснения магматического или метасоматического способа образования гранитов [Норре, 1963], третьи видят в цирконе ключ для выяснения источников сноса.

Решая эти задачи, большинство авторов использовало в качестве своеобразного индикатора морфологические особенности циркона. Чрезвычайная изменчивость облика его кристаллов отмечается почти всеми. Некоторые исследователи ставят и пытаются решить вопрос о ее причинах. Единой точки зрения еще не выработано, но после ознакомления с литературой можно выделить следующие шесть факторов*, с каждым из которых большее или меньшее количество исследователей связывает изменчивость облика кристаллов циркона: 1) особенности кристаллической структуры циркона; 2) концентрация циркония в породе; 3) температура кристаллизации; 4) глубина образования пород; 5) влияние изоморфных примесей (Hf и др.); 6) химизм вмещающих пород.

Вопрос о связи внешнего ограничения кристаллов циркона с его внутренним строением неоднократно рассматривался в работах И. И. Шафрановского [1933, 1937, 1945] и Дж. Д. Г. Доннея [1938]. В основу этой связи прежде всего был положен закон Браве, согласно которому возможность появления и развития каждой рациональной грани кристалла должна быть по крайней мере отчасти пропорциональна плотности ее сетки.

Как показали исследования И. И. Шафрановского [1945], сетки с наибольшей плотностью соответствуют наиболее развитым и частым формам циркона. Однако строгого параллелизма между последовательностью плотностей сеток и статистическим порядком граней нет.

Последующий учет тонких особенностей кристаллической структуры циркона привел Дж. Д. Г. Доннея и И. И. Шафрановского к лучшим, а впоследствии и идеальным соответствиям. И. И. Шафрановский [1957] видит главную ошибку прежних исследователей в том, что структура циркона рассматривалась ими как статически неизменная, в расчет не принималось динамическое поведение структуры в разных средах. Все последующие исследователи, изучая причины морфологической изменчивости циркона, уделяли преимущественное внимание физико-химическим факторам воздей-

* При метасоматическом образовании кристаллов циркона, особенно характерном для щелочных пород [Руденко, 1957], морфология метакристаллов в значительной мере зависит от анизотропии вмещающих пород [Никитин, 1955; Руденко, 1957].

ствия. Такая важная деталь, как кристаллическая структура исследуемого минерала, во внимание не принималась.

Зависимость облика кристаллов циркона от концентрации в породе циркония была рассмотрена главным образом в работе Б. К. Львова [1964] на примере цирконов из гранитоидов восточного склона Урала. Остановливаясь на причинах морфологической изменчивости циркона, Б. К. Львов указывает на возможную связь ее с целым рядом факторов, но основным он считает величину концентрации циркония в породе. Далее он развивает это положение, отмечая, что каждый интрузивный комплекс характеризуется разным содержанием циркония и соответственно разным морфологическим типом кристаллов циркона. Подход Б. К. Львова не отличается строгостью в оценке концентрации (рассуждения чисто качественного характера — больше, меньше). Кроме того, им не принимается во внимание изменение концентрации циркония в процессе раскристаллизации расплава, что, безусловно, необходимо учитывать, если стоять на позиции Б. К. Львова и других исследователей об образовании нескольких генераций в процессе последовательного формирования породы. Приводимые Б. К. Львовым примеры о влиянии величины концентрации циркония на изменение облика кристаллов циркона относятся к породам различного петрографического состава, что позволяет сомневаться в ведущей роли фактора концентрации по сравнению с фактором химизма окружающей среды.

Зависимость облика кристаллов от температуры образования пород * (в неразрывной связи его с эволюцией магматического расплава) на примере цирконов из гранитоидов Северной Киргизии детально разобрал С. Д. Туровский [1955]. Он отметил, что циркон из трех разновозрастных комплексов существенно отличается по морфологическим особенностям. Причина этого явления, по мнению С. Д. Туровского, кроется в различных температурах кристаллизации пород каждого комплекса. Ранние комплексы (протерозойский и каледонский) с высокими исходными температурами магматических расплавов характеризуются длиннопризматическим и игольчатым цирконом, с часто встречающейся формой {131}. Поздний варисский комплекс, с более низкими исходными температурами и повышенным содержанием летучих, характеризуется призматическим, короткопризматическим и дипирамидальным цирконом с почти полным отсутствием формы {131}. Ту же закономерность отмечает С. Д. Туровский и внутри каждого комплекса. Так, в герцинском комплексе он выделяет две генерации циркона. Более ранние высокотемпературные фазы (более основные) содержат более удлиненный циркон, близкий к цирконам каледонских гранитоидов. Более поздние, с более низкими температурами (и более кислые) характеризуются короткопризматическим, дипирамидальным цирконом. Однако две генерации, выделяемые С. Д. Туровским, — высокотемпературная и низкотемпературная — отвечают в то же время и разным условиям химизма окружающей среды.

Глубина образования пород — фактор, который очень близко примыкает к предыдущему. Изменение морфологии кристаллов циркона в связи с различной глубиной его кристаллизации в массиве рассмотрено в работах многих исследователей [Баженев, Ермолаев, 1964; Ляхович, 1963; Львов, 1964; Норре, 1963]. Обращает внимание тот факт, что выводы, сделанные разными авторами о характере морфологии циркона апикальных и глубинных частей, далеко не однозначны, а нередко и противоречивы. Характерно, что сведения о максимальных различиях в морфологии появляются тогда, когда породы апикальных и глубинных частей ощутимо отличаются по составу. Сопоставление морфологии цирконов из однотипных по составу пород — гранитов крупных интрузий и гранит-порфиров мелких субвулканических и жильных тел — более строго отвечает выяснению влияния рассматриваемого фактора. В последних циркон обычно представлен сильно удлиненными

* Частичные указания на роль этого фактора содержатся в работе И. С. Ипатьевой [1960].

разностями [Соболев, 1961; Ляхович, 1963], в то время как в гранитах — призматическими, короткопризматическими кристаллами.

Однако и в случае признания влияния скорости охлаждения на изменение морфологии циркона рассуждения о характере этого влияния могут быть двоякими. Поэтому нужно иметь в виду, что различный характер эволюции расплава в условиях быстрой или замедленной кристаллизации [Дмитриев, 1953], безусловно, должен отразиться и на облике циркона. Здесь скорость охлаждения предстает как бы косвенной причиной. Кроме того, следует учитывать непосредственное влияние скорости охлаждения. Как показывают эксперименты, в условиях быстрого охлаждения образуются удлинненные и игольчатые кристаллы (нередко скелетные), растущие в направлении максимального теплоотвода.

Изменение облика кристаллов циркона в зависимости от содержания изоморфных примесей изучается в последнее время большой группой исследователей [Рудовская, 1960; Ляхович, Шевалеевский, 1962; Халезова, 1963; Проценко, 1964 и др.]. Наиболее пристальное внимание привлечено к гафнию, точнее — к выяснению цирконий-гафниевого отношения в цирконах различных морфологических типов. Почти все указанные авторы приходят в общем выводу о том, что величина этого отношения меняется для цирконов разного облика вполне закономерно. Однако о характере этой закономерности единодушного мнения нет. Так, Л. И. Рудовская, изучавшая пегматиты Северной Карелии, отмечает, что ранние призматические цирколиты характеризуются пониженным содержанием гафния (1,6—2,3%), а более поздние — короткопризматические и дипирамидальные — повышенным (3,4—5,5%). Подобную закономерность для цирконов гранитоидов отмечают В. В. Ляхович и И. Д. Шевалеевский [1962]. С другой стороны, Е. Г. Проценко [1964], изучавший цирконы гранитных пегматитов, приходит к выводу о значительно более высоком отношении $\text{HfO}_2/\text{ZrO}_2$ (0,035) в призматических кристаллах по сравнению с дипирамидальными (0,017).

В то же время Е. Б. Халезова [1963], проделавшая большую работу по изучению цирконов гранитных и щелочных пород Вишневых гор, установила, что для цирконов из гранитных пегматитов, обладающих наибольшим количеством гафния (2,80), характерна длиннопризматическая форма кристаллов.

Для цирконов из миаскитовых пегматитов, обладающих таким же или несколько меньшим содержанием гафния (2,35%), характерен дипирамидальный габитус. Цирконы из поздних гранитных пегматитов содержат 1,23% гафния и имеют также длиннопризматический габитус.

Итак, рассмотрение даже этих сравнительно немногочисленных примеров показывает, что выводы о содержании изоморфных примесей (в данном случае гафния) и влиянии их на облик кристаллов циркона весьма противоречивы. Противоречивость выводов позволяет предположить, что содержание изоморфных примесей вряд ли существенно влияет на изменение облика кристаллов циркона, в силу чего этот фактор в данном случае может оцениваться лишь как второстепенный.

Изменение облика циркона в зависимости от химизма среды одним из первых отмечалось И. И. Шафрановским [1933]. Изучая цирконы щелочных пород Вишневых гор, И. И. Шафрановский пришел к выводу, что габитус этого минерала зависит от химизма среды. С нефелиновыми сиенитами связан дипирамидальный, изометрический облик кристаллов, с сиенитами — призматический. С породами промежуточного состава — промежуточный облик кристаллов.

Идея о зависимости облика циркона от химизма среды оказалась наиболее плодотворной. При объяснении причин изменчивости морфологических особенностей циркона она дает наиболее сближенные результаты у большинства исследователей. Так, для гранитоидов всеми геологами признается, что удлиненность цирконов (отношение длины к ширине) уменьшается от более основных разностей к более кислым. Большинство исследо-

вателей удлиненность циркона из нормальных гранитов оценивается от 2,0 до 3,0, из лейкократовых и аляскитовых 2,0—1,5, причем здесь нередко отмечаются дипирамидальные кристаллы.

В последние годы внимание к циркону особенно усилилось в связи с изучением аксессуарных минералов [Бартошевский и др., 1963; Львов, 1964; Ляхович, 1963; Туровский, 1955]. В каждой из работ названных авторов выделяются кристаллографические разновидности циркона, свойственные тому или иному типу пород, что затем с успехом используется для расчленения и корреляции гранитоидов.

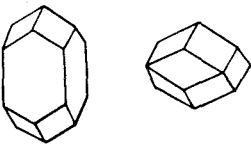
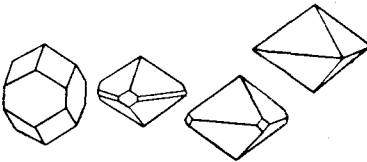
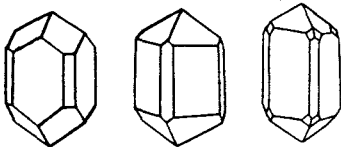
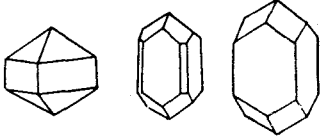
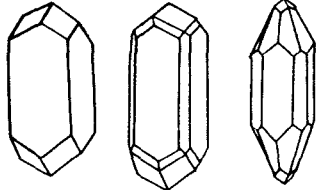
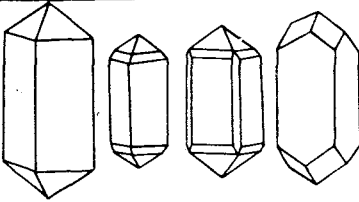
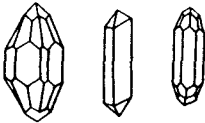
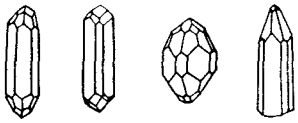
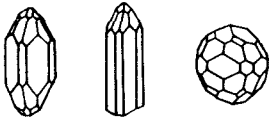

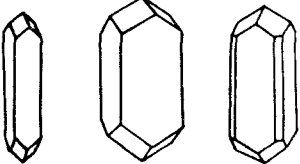
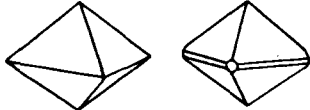
Совершенно обособленно шло изучение цирконов из щелочных пород (где он образует промышленные месторождения). Роль химизма окружающей среды признавалась здесь большинством исследователей [Кашин, Стороженко, Гуреев, 1965; Халезова, 1963]. Названные геологи не просто отмечают, что циркон в сиенитах — призматический, а в нефелиновых сиенитах — дипирамидальный, а видят решение вопроса в меняющейся щелочности среды, указывая на ведущую роль Na в этом процессе [Кашин, Стороженко, Гуреев, 1965]. С возрастанием концентрации Na в породе циркон меняется от призматического в сиенитах до дипирамидального в мариуполитах (и альбититах).

Однако увлечение «щелочников» ролью Na вызвало недоумение у «гранитчиков». Хотя в гранитах и мало Na (по сравнению с щелочными породами), но дипирамидальный и короткопризматический «псевдоромбододекаэдрический» циркон не является редкостью в лейкократовых и аляскитовых гранитах, пегматитах и аплитах, т. е. в наиболее кислых разностях.

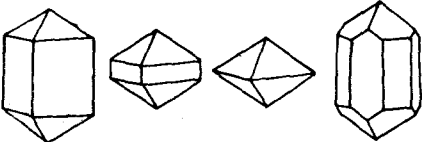
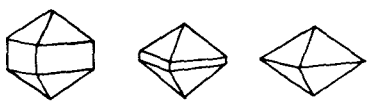
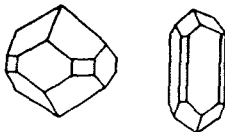
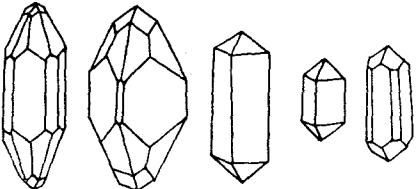
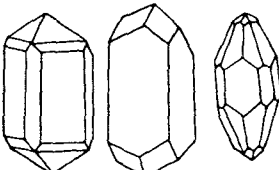
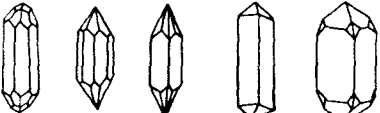
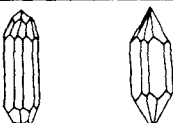
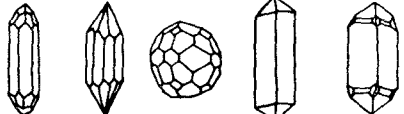
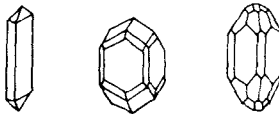
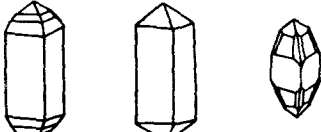

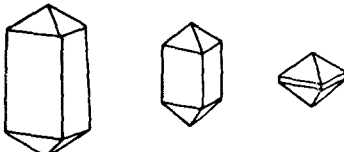
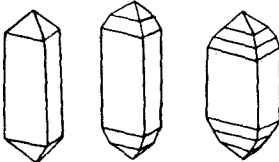
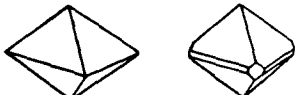
Из обзора видно, что мнения многих авторов о связи морфологических особенностей циркона с теми или иными факторами очень различны, нередко противоречивы, а иногда и взаимоисключаемы. Для циркона, как и для других минералов, изменение габитуса, огранки и облика индивидов вызывается влиянием изменяющихся внешних условий, причем необходимо говорить о совокупном влиянии ряда факторов, хотя один из них и может иметь преобладающее значение [Григорьев, 1961]. Учитывая перечисленные выше замечания, в данном случае преобладающим фактором можно считать химизм окружающей среды (на чем, впрочем, и настаивает большинство исследователей). С другой стороны, уже было показано, что в ряде случаев одни и те же типы циркона появляются как будто бы в разных по химизму породах, относящихся к совершенно различным петрографическим группам (рисунок *). Как уже отмечалось, это привело ряд исследователей к выводу о том, что в группе щелочных пород определяющее влияние на морфологию циркона имеет величина щелочности (имеется в виду суммарное содержание щелочей), а в кислых — кремнекислотности. Представляется целесообразным провести сопоставление этих разных петрографических групп на какой-то общей, единой платформе. ** Такой основой может быть величина относительной щелочности, предложенная И. В. Давиденко [1962, 1965] и отражающая щелочные свойства пород с учетом индивидуальных щелочных особенностей наиболее сильных и характерных катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ . Нами были рассчитаны величины относительной щелочности для пород гранитоидного ряда и характерных представителей щелочных пород, для которых известны наиболее типичные морфологические представители

* Морфологические типы кристаллов циркона из пород различных петрографических групп приводятся по данным следующих исследователей: Урал — по Б. К. Львову [1964], Е. Б. Халезовой [1963], И. И. Шафрановскому [1933]; Казахстан — по В. И. Барташевскому и др. [1963] и нашим данным; Средняя Азия — по С. Д. Туровскому [1955]; Украина — по С. А. Кашину, А. А. Стороженко, В. Ф. Гурееву [1965], В. П. Куду, А. А. Машкиной [1965].

** Конечно, наиболее объективным показателем было бы выяснение режима кислотности — щелочности образования той или иной породы. К сожалению, имеющиеся в настоящее время данные по определению pH образования интрузивных пород весьма немногочисленны и имеют малую достоверность [Давиденко, 1962, 1965].

<i>Порода</i>	<i>Урал</i>	<i>Казахстан</i>
<i>Письменный гранит</i>		
<i>Лейкокреповый (и аляскинский) гранит</i>		
<i>Нормальный гранит</i>		
<i>Гранодиорит (и плагиогранит)</i>		
<i>Диорит</i>		
<i>Габбро</i>		
<i>Сyenит</i>		
<i>Нефелиновый сиенит</i>		

Морфологические типы кристаллов циркона из

<i>Средняя Азия</i>	<i>Украина</i>
	
	
	
	
	
	
	
	

пород различных петрографических групп.

циркона (табл. 1). Табл. 1 показывает, что по возрастанию величины относительной щелочности породы образуют закономерный ряд — от габбро-диоритов до нефелиновых сиенитов. Обращаясь к морфологическим типам циркона, видим, что определенные типы его грубо укладываются в определенные рамки относительной щелочности:

Игольчатые разности	≤ 1,25
Длиннопризматические	1,25—1,35
Призматические	1,35—1,55
Короткопризматические	1,55—1,9
Дипирамидальные	> 1,9

Интересно отметить, что если для нефелиновых сиенитов, в меньшей степени сиенитов и габбро, определяющий их морфологический тип циркона практически встречается в 99 случаях из 100, то для гранитоидов характерно разнообразие типов, из которых преобладающий выводится лишь статистически. Причиной этого, видимо, является достаточно резкое изменение щелочности в процессе кристаллизации расплава, из которого образуются гранитоиды. Возможность этого видна уже при анализе величин относительной щелочности минералов*, слагающих различные петрографические группы:

Альбит из нефелиновых сиенитов	1,699
Альбит-олигоклаз из гранитов	1,605
Андезин	1,330
Микроклин	2,680
Нефелин	3,248
Роговая обманка	1,165
Биотит	2,025
Щелочная роговая обманка	1,500
Кварц	0,00
Эгирин	1,772

Если для минералов нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и габбро они не очень резко отличаются друг от друга, то для гранитоидов эти различия весьма значительны. Более четко (и строго) проанализировать изменение относительной щелочности в процессе эволюции кристаллизующегося магматического расплава можно на примере образования лейкократовых гранитов. В соответствии с представлениями Л. В. Дмитриева [1956], Н. В. Белова [1959], В. С. Колтева-Дворникова и др. [1962] в этих породах выделяется до трех структурных групп минералов, отвечающих различным этапам раскристаллизации расплава и имеющих соответственно различный минеральный и химический состав. Величины относительной щелочности этих структурных групп, вычисленные по данным Л. В. Дмитриева [1956], весьма существенно отличаются друг от друга: 1,250; 1,500 и 2,130 соответственно для I, II и III групп при валовом составе 1,498.

Так, I структурная группа отвечает по своим особенностям гранодиоритам, II — лейкократовым гранитам, а III — по величине относительной щелочности приближается к нефелиновым сиенитам. Значит, цирконы, образующиеся в I этап, должны быть (с учетом ранее сказанного) длиннопризматическими, во II этап — призматическими и короткопризматическими, а в III (заключительный этап кристаллизации расплава) — короткопризматическими и дипирамидальными.

Ныне большинство исследователей [Ляхович, 1963; Львов, 1964; Спринг, Задумина, 1965; Туровский, 1955] склоняется к мнению, что хотя акцессорный циркон в гранитоидах выделяется на протяжении всего времени кристаллизации расплава, основная масса его выделяется в заключительные стадии (характеризующиеся высоким уровнем относительной щелочности). С другой стороны, имеющийся фактический материал свидетельствует, что

* Химические составы минералов взяты из сводки Р. М. Кочуровой [1957].

Относительная щелочность различных интрузивных пород

№ п/п	Порода	Главные компоненты и их относительная щелочность							Относительная щелочность пород	
		CaO	bCa	MgO	bMg	Na ₂ O	bNa	K ₂ O		bK
1	Габбро	10,64	0,426	6,62	0,199	2,82	0,395	0,98	0,19	1,210
2	Диорит	6,74	0,270	4,17	0,125	3,39	0,475	2,12	0,403	1,273
3	Гранодиорит	4,5	0,180	2,5	0,075	3,8	0,536	2,65	0,503	1,294
4	Нормальный гранит	2,0	0,08	1,0	0,03	4,00	0,56	4,00	0,76	1,430
5	Лейкократовый гранит	0,8	0,032	0,3	0,009	3,8	0,532	4,90	0,931	1,503
6	Писчий гранит	0,5	0,020	0,18	0,005	3,8	0,532	5,40	1,026	1,583
7	Щелочной гранит	0,50	0,020	1,1	0,033	4,20	0,588	5,8	1,402	1,743
8	Граносиенит	2,9	0,116	0,7	0,021	3,7	0,518	4,60	0,874	1,485
9	Моноцит	6,5	0,260	3,27	0,098	3,67	0,514	3,76	0,714	1,586
10	Сиенит	4,3	0,172	2,5	0,075	4,00	0,56	4,5	0,855	1,662
11	Щелочной сиенит	2,3	0,092	0,9	0,027	5,9	0,826	5,2	0,988	1,933
12	Нефелиновый сиенит	2,5	0,100	0,9	0,027	8,2	1,148	5,5	1,045	2,320
13	Миласит	2,0	0,08	0,7	0,021	8,4	1,176	5,2	0,988	2,265
14	Мариуполит	0,5	0,020	0,1	0,003	11,8	1,652	4,8	0,342	2,017

Примечания: 1, 9, 10, 11, 12, 13, 14 по Р. Деди и А. Н. Заварицкому [Заварицкий, 1960]; 2, 3, 4, 5, 6 — по В. Ф. Морковкиной [1964] и нашим данным; 7, 8 — по И. В. Гинзбург и А. И. Морозову [Щелочные граниты. . . , 1958].

наиболее ранние цирконы имеют длиннопризматический облик, а поздние — короткопризматический и дипирамидальный.

Таким образом, высказанные предположения [1] определенные типы циркона довольно четко укладываются в соответствующие рамки относительной щелочности; 2) становится сравнительно понятным многообразие типов циркона в одних и тех же гранитах при преобладании какого-либо одного определенного; 3) объясняется возможность появления в гранитах дипирамидального циркона, свойственного полярной группе щелочных пород] соответствуют фактическому материалу.

Ориентация на величину относительной щелочности пород имеет смысл не только при признании синхронного образования акцессорного циркона с определенной породой, но и в случае постмагматического (метасоматического) образования. Однако в этом случае зависимость уже более сложная, так как приходится говорить о взаимодействии раствора с породой той или иной щелочности. При этом, если в щелочных, основных и других породах слагающие их минералы имеют примерно одинаковые величины относительной щелочности, а следовательно, и условия образования циркона в различных по минеральному составу участках этих пород примерно одинаковы, то в гранитоидах, образованных минералами с резко отличными величинами относительной щелочности, условия образования циркона в участках разного минерального состава отнюдь не идентичны. Это может приводить к появлению разных морфологических типов. Однако, учитывая влияние вмещающих пород, следует отметить, что в целом оно вряд ли очень существенно может менять режим кислотности — щелочности постмагматических растворов, из которых образуются цирконы. Оценка величин относительной щелочности разных минералов показывает, что практически все минералы щелочных пород имеют такую величину относительной щелочности, при которой образуются дипирамидальные (реже короткопризматические) разновидности. С учетом того, что автометаморфические растворы имеют явно щелочной характер, вполне естественно образование в нефелиновых сиенитах лишь дипирамидального циркона. Аналогичные рассуждения могут быть проведены и для основных, средних и кислых пород. Так, в гранитоидах — кварц, роговая обманка, андезин относятся к минералам с очень низкой относительной щелочностью, а такие минералы, как биотит, калишпат, — с достаточно высокой. В этом случае при воздействии сравнительно щелочных автометаморфических растворов (с которыми иногда связывают образование циркона) на минералы с разной щелочностью, вероятно, возможно появление различных условий, в которых образуется циркон различных морфологических типов.

Преобладающее развитие дипирамидальных разновидностей циркона в породах повышенной щелочности* (в нефелиновых сиенитах или лейкократовых и аляскитовых гранитах) может быть объяснено с позиции динамического поведения структуры в разных средах [Михеев, Шафрановский, 1948]. Доминирующей формой в кристаллах этого типа является $\{III\}$. В структурном отношении грань $\{III\}$ сложена пакетами из частиц одного сорта Zr^{4+} или $[SiO_4]^{4-}$.

По И. И. Шафрановскому [1957], грани, состоящие из одного сорта частиц, особенно чувствительны к изменениям, происходящим в среде, окружающей кристалл. Поэтому в условиях, когда нет сильного взаимодействия между окружающей средой и частицами, входящими в состав кристалла, морфологический аспект будет определяться преимущественно структурно-геометрическими факторами. При наличии же взаимодействия грани с частицами одного сорта выступают на первый план. В рассматриваемом случае (условия повышенной щелочности, т. е. активности среды) грани $\{III\}$ с частицами одного сорта Zr^{4+} или $[SiO_4]^{4-}$ должны быть доминирующими.

* По данным И. В. Давиденко [1962, 1965], изменения относительной щелочности в пределах 0—2,8 соответствуют изменению рН в пределах 6,5—8.

В случае же образования кристаллов циркона в условиях субнейтральных сред (каковым, видимо, отвечают условия образования габбро и диоритов) на первый план выступает структурно-геометрический (плотностной) фактор.

В начале работы уже отмечались недостатки чисто качественного подхода при обсуждении влияния фактора изменения концентрации циркония на облик кристаллов циркона. Представляется, что это может быть сделано более точно. Для этого нужно не ограничиваться ориентацией на средние содержания циркония в породе, а попытаться решить вопрос о характере изменения концентрации циркония в процессе образования породы, что отчасти может быть достигнуто изучением распределения циркония по минералам пород. В табл. 2 сведены данные о кларковых содержаниях циркония в разных типах пород; о доле циркония, приходящегося на циркон и прочие (в основном порообразующие) минералы. Анализ табл. 2 показывает, что грубо могут быть выделены три группы пород: 1) характеризующиеся сравнительно высокими кларковыми содержаниями циркония, концентрирующегося на 90% в цирконах: нефелиновые сиениты, в меньшей степени лейкократовые (аляскистовые) граниты; 2) характеризующиеся несколько меньшими содержаниями циркония, к тому же до 50% сосредоточенного в порообразующих минералах: сиениты, в меньшей степени нормальные биотитовые граниты; 3) с малыми содержаниями циркония, сосредоточенного в порообразующих минералах: сиениты, в меньшей степени нормальные биотитовые граниты; габбро, диориты. Исходя из этого, можно предполагать образование циркона в породах 1 группы — в условиях высоких концентраций (пересыщенности), 2-й — средних, а 3-й — низких. Н. З. Евзикова [1958], Д. П. Григорьев [1961] развивают представления о том, что в пересыщенных растворах кристаллы покрываются гранями с высокой ретикулярной плотностью, а в условиях низких концентраций — гранями с низкой плотностью. Отсюда вправе ожидать появления в породах 1 группы (отличающихся к тому же высокой щелочностью) кристаллов с хорошо развитыми гранями в таком порядке: $\{111\}$ (вне конкуренции в щелочной среде) — $\{110\}$, $\{100\}$; в породах 2 группы: $\{110\}$, $\{100\}$, $\{111\}$, $\{311\}$, $\{331\}$; в породах 3 группы (в условиях невысоких концентраций и субнейтральной среды) — сложноограненных кристаллов с гранями $\{110\}$, $\{100\}$, $\{331\}$, $\{311\}$, $\{111\}$, $\{511\}$. Именно подобные соотношения и наблюдаются в действительности (см. рисунок).

Таблица 2

Особенности распределения Zr в различных типах пород

Породы	Содержание Zr		
	в породе *, вес. %	в цирконах, %	в порообразующих минералах, %
Ультраосновные	0,0045	—	100
Габбро	0,009	10	90
Диорит	0,012	20	80
Гранодиорит	0,014	30	70
Нормальный гранит	0,020	65	35
Лейкократовый гранит	0,020	90	10
Сиенит	0,031	50	50
Нефелиновые сиениты (мнаскистового ряда)	0,065	90	10

* По И. П. Тихоненкову и Р. П. Тихоненковой [1964].

Таким образом, учет фактора концентрации (в тесной связи с химизмом среды) необходим, но следует также иметь в виду, что в процессе эволюции расплава возможность накопления циркония к конечным этапам его раскристаллизации опять-таки, видимо, определяется изменением (увеличением) щелочности в этом же направлении [Тихоненков, Тихоненкова, 1964].

Аналогичная ситуация складывается и с другим фактором — влиянием изоморфных примесей (в частности наиболее обычной Hf). Несмотря на то,

что присутствие значительных количеств Hf вряд ли оказывает решающее воздействие на изменение облика циркона, приходится считаться с обстоятельством частого обогащения Hf дипирамидальных разновидностей (по сравнению с призматическими). Поэтому возникает вопрос: нет ли одной причины, приводящей к накоплению Hf и к «укорачиванию» кристаллов циркона. Рассмотрение кристаллохимических свойств Zr и Hf показывает, что Hf является более сильным основанием по сравнению с Zr (электроотрицательности их 1,4 и 1,5 — по Полингу) [Григорьев, 1962], поэтому увеличение коэффициента активности его должно происходить одновременно с повышением щелочности. Отсюда вполне естественно, что наиболее ранние кристаллы циркона (призматические) в лейкократовых гранитах будут менее богаты Hf по сравнению с поздними (короткопризматическими и дипирамидальными). В связи с тем, что индивидуальные щелочные свойства калия выше, чем у натрия, можно предположить более значительное накопление Hf в однотипных цирконах в существенно калиевых породах по сравнению с существенно натриевыми, что на примере калиевых и натриевых метасоматитов было показано И. Д. Шевалеевским, А. С. Павленко, Э. С. Вайнштейном [1960], В. В. Ляховичем и И. Д. Шевалеевским [1962].

Выводы

1. Изменение облика кристаллов циркона всецело определяется химизмом среды (режимом кислотности — щелочности), в которой он образуется. На примере кристаллов циркона можно еще раз убедиться в безусловной справедливости положения о том, что «... рассмотрение поведения структуры в отрыве от среды теперь уже невозможно: и то и другое составляет одно неразрывное целое» [Шафрановский, 1960, стр. 133].

2. Образование различных морфологических типов циркона происходит в определенных рамках щелочности среды, для суждения о порядке которой может быть использована величина относительной щелочности по И. В. Давиденко [1965]. Использование ее дает возможность более строгой увязки и сопоставления морфологических типов циркона в разных петрографических группах пород.

3. Учет представлений Н. В. Белова [1959] и Л. В. Дмитриева [1956] о стадийности кристаллизации расплава, из которого образуются гранитоиды, с оценкой изменения величин относительной щелочности от стадии к стадии, позволяет вполне удовлетворительно объяснить различие в морфологии цирконов, образующихся в различные стадии кристаллизации расплава (так называемые ранние и поздние цирконы).

4. Такие факторы, как величина концентрации, содержание изоморфных примесей, в определенной степени регулируются режимом кислотности — щелочности, а потому при обсуждении вопроса о влиянии их на изменение облика кристаллов циркона представляются второстепенными, хотя в отдельных случаях они и могут выглядеть определяющими. Более сложен учет температурного фактора. Хотя, с одной стороны, его влияние представляется косвенным — на фоне изменения температурного режима происходит изменение режима кислотности — щелочности, что и является определяющим, с другой стороны — в ряде случаев воздействие температурного фактора (в плане влияния скорости охлаждения) на облик кристаллов циркона может рассматриваться как непосредственное, прямое влияние.

ЛИТЕРАТУРА¹

Баженов А. И., Ермолаев В. А. Распределение и типоморфия кристаллов аксессуарного циркона в породах Элекмонарского массива (Горный Алтай). Тр. Томск. отд. МОИП, вып. 2, 1964.

Бартошевский В. И. и др. Структурно-петрологические особенности и аксессуарная минерализация некоторых плутонов Северного Казахстана. Сб. науч. работ Киевского гос. ун-та (мат-лы по геол. и геохим.), № 1, 1963.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. Тр. геохим. симпозиума 1957 г. Изд-во АН СССР, 1959.

- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1961.
- Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Давиденко И. В. Некоторые геолого-структурные особенности и условия образования хрусталеносных пегматитов. Тр. ВНИИП, т. 7, 1962.
- Давиденко И. В. Некоторые геохимические особенности процессов образования редкометалльных, слюдоносных и хрусталеносных пегматитов. В сб. Минералогия и генезис пегматитов. М., Недра, 1965.
- Дмитриев Л. В. Химические особенности кристаллизации гранитов главной интрузивной фазы Каибского массива. Геохимия, № 3, 1956.
- Донней Дж. Д. Г. Морфология кристаллов циркона и рутила. ЗВМО, ч. 66, вып. 1, 1938.
- Евзикова Н. З. К вопросу об изменении формы роста кристаллов минералов в процессе их роста. ЗВМО, ч. 87, вып. 6, 1958.
- Заварицкий А. Н. Пересчеты химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ипатьева И. С. О морфологических особенностях циркона из гранитоидов Омчикаддинского массива. Науч. сообщ. СО АН СССР, вып. 4, 1960.
- Кашин С. А., Стороженко А. А., Гуреев В. Ф. Морфологические типы циркона и особенности его распределения в одном из массивов щелочных пород. Тр. ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.
- Кочурова Р. М. Геометрические методы количественно-минералогического анализа горных пород. Изд. ЛГУ, 1957.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бет-Пак-Дала, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Куц В. П., Машкина А. А. Морфологические типы акцессорных цирконов из гранитоидов Приазовья. В сб. Морфологич. свойства и генезис минералов. Киев, Наукова думка, 1965.
- Львов Б. К. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала. В сб. Минералогия и геохимия. Изд. ЛГУ, вып. 1, 1964.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. Мат-лы совещ. по новым методам исследов. в минерал. и петрограф. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов. Геохимия, № 5, 1962.
- Михеев В. И., Шафрановский И. И. О совпадении теоретических и генетических типов кристаллов цинковой обманки. ЗВМО, ч. 77, вып. 4, 1948.
- Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород. Наука, 1964.
- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. Кристаллография, вып. 4. Изд. ЛГИ, 1955.
- Прощенко Е. Г. Отношение $\text{HfO}_2/\text{ZrO}_2$ и типоморфизм кристаллов циркона в щелочных гранитных пегматитах и альбититах. В сб. Минерал. и генетич. особен. щелочных массивов. Наука, 1964.
- Рудовская Л. Н. Циркон и его парагенетические ассоциации в месторождениях гранитных пегматитов Чульинско-Лоухского и Енского пегматитовых полей. Краткие сообщ. по науч.-исслед. работе за 1959 г. ИМГРЭ, вып. 1, 1960.
- Руденко С. А. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариупольте. ЗВМО, ч. 86, вып. 4, 1957.
- Сиротин К. М., Задумина М. И. К вопросу о времени кристаллизации акцессорных минералов. Вопр. геохим. и литологии изверж. и осадочных пород Юж. Урала и Поволжья. Геохимия, сб. № 2. Изд. Саратовского гос. ун-та, 1965.
- Соболев Р. Н. О распределении акцессорных минералов в породах Амактауского массива (Центр. Казахстан). Вестн. МГУ, сер. геол., № 4, 1961.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Цирконий. Гафний. В сб. Геохим., минерал. и генетич. типы м-ний редких элементов, т. 1. Наука, 1964.
- Туровский С. Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных пород Сев. Киргизии. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 6, 1955.
- Халезова Е. Б. О типоморфизме циркона из щелочных пород Вишневых гор. Минералы СССР. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 14, 1963.
- Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых гор. ЗВМО, ч. 62, вып. 1, 1933.
- Шафрановский И. И. К вопросу о развитии граней циркона в связи с его строением. ЗВМО, ч. 66, вып. 1, 1937.
- Шафрановский И. И. Демонстрация закона Бравэ на кристаллах циркона. ЗВМО, ч. 74, вып. 3, 1945.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов, т. 1. Изд. ЛГУ, 1957.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1960.
- Шевалеевский И. Д., Павленко А. С., Вайнштейн Э. С. Зависимость поведения циркония и гафния от петрохимических особенностей магматических и щелочно-метасоматических пород. Геохимия, № 3, 1960.
- Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958.
- Норре G. Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. Acad. Verlag. Berlin, 1963.

УДК 548.54:553.621

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ДЫМЧАТОЙ ОКРАСКИ КВАРЦА

В. Ю. Эшкин, А. Н. Лукашов

Кварц представляет собой объект широких и разносторонних исследований. До настоящего времени большое внимание уделяется выяснению причин разнообразных типов окраски кварца. Исследователей привлекает не только широкая изменчивость тона и густоты окраски этого минерала, но и особая природа ее, проявляющаяся в обесцвечивании (выцветании) кварца при нагревании и в восстановлении или усилении окраски при облучении кристаллов рентгеновскими или радиоактивными лучами. Окраска кварца связывается с электронными процессами, вызванными определенными дефектами структуры минерала.

Интерес к изучению физики кварца объясняется необходимостью разработки наиболее рациональных режимов и условий выращивания высококачественных искусственных кристаллов этого минерала. Дымчатые кристаллы обладают повышенным поглощением света не только в видимой области спектра, но даже предварительно обесцвеченные образцы отличаются повышенной оптической плотностью в ультрафиолетовой части спектра.

Большая часть опубликованных работ, в которых изучается дымчатая окраска кварца, содержит характеристику и моделирование центров окраски [Леммлейн, 1944; Веденева, 1948; Стишов, 1960; O' Brien, 1955], посвящается содержанию элементов-примесей и их положению в структуре [Ченцова, Веденева, 1949; Франк-Каменецкий, 1930; Vambauer, 1961; Каменцев, 1965; Коппо, 1965], закономерностям распределения окраски в кристаллах [Леммлейн, 1951]. Лишь в отдельных работах рассмотрены некоторые стороны образования дымчатых кристаллов кварца в природных условиях [Леммлейн, Осадчев, 1945; Карякин, 1954]. Однако в них не приводится анализ всего комплекса природных фактов, характеризующих процесс образования таких кристаллов. Разрешение этой проблемы может оказать значительную помощь при поисках коренных источников россыпей кристаллов кварца.

Условия нахождения дымчатого кварца в природе. Хрустальные гнезда располагаются среди карбонатных пород-мраморов, отличающихся низким содержанием вторичных по образованию минералов — кварца, серпентина, слюды. Здесь встречаются различные по размерам жилкообразные и неправильные по форме тела тонкочешуйчатого флогопита, образование которого связано с воздействием на горные породы постмагматических растворов и по времени предшествовало процессу хрусталеобразования.

Полости гнезд развивались главным образом за счет растворения мраморов вдоль отдельных (иногда пересекающихся) трещин и трещинных зон. Это определило сложную форму хрустальных гнезд с ответвляющимися от главной полости карманами и рукавами. Некоторые части их развивались в линзах флогопита. За последние годы на нижних горизонтах месторожде-

ния встречены хрустальные гнезда, располагающиеся вдоль контакта мраморов и сланцев или вблизи него.

Гнезда среди мраморов были заполнены кристаллами горного хрусталя, обломками кристаллов и вмещающих пород, встречались различные по размерам кристаллы кальцита. Дымчатая окраска кварца наблюдалась в той части гнезда, которая заходила в линзу флогопита (рис. 1, а).

При переходе в линзу флогопита полость гнезда становится типично трещинного типа (рис. 1, а). Внутренняя часть его заполнена кристаллами

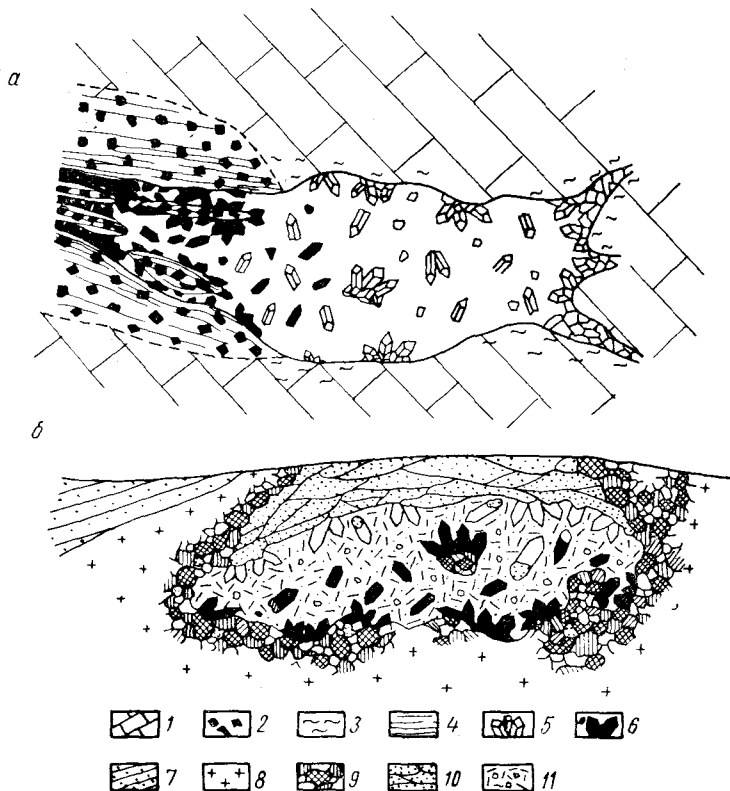


Рис. 1. Хрустальные гнезда: а — залегающие среди мраморов и флогопита; б — в пегматитовой жиле.

1 — мрамор; 2 — флогопит; 3 — гидротермально измененные мраморы; 4 — разлистование флогопита; 5 — кристаллы и осколки горного хрусталя, 6 — кристаллы и осколки дымчатого кварца; 7 — роговик; 8 — гранит; 9 — пегматит; 10 — кварцевое ядро; 11 — внутригнездовое выполнение.

и обломками дымчатого кварца и тонкочешуйчатой слюдой (гидромусковитом). Границу распространения горного хрусталя и дымчатого кварца можно довольно точно провести по стенкам полости, где бесцветные кристаллы нарастают на карбонатные породы, окрашенные — на измененный флогопит. В рыхлой внутригнездовой массе эти разновидности кварца могут встречаться вместе, но в краевых частях гнезда наблюдается лишь одна из них.

Перед отложением кварца флогопит подвергался гидротермальной переработке — осветлению и замещению мусковитом. При этом часть компонентов выносилась, порода становилась более пористой, с различными по размеру пустотами. Разрастающиеся кристаллы заполняли их, в связи с чем можно было наблюдать включения отдельных чешуек или их скоплений в кристаллах дымчатого кварца. Даже в тех случаях, когда гнезда соприкасаются с небольшой линзой флогопита, кристаллы, нарастающие на эту часть стенки гнезда, становятся дымчатого цвета.

Светло-дымчатые кристаллы кварца на рассматриваемом месторождении встречались в жиле среди кварцево-слюдистых сланцев, в мелких трещинах в виде головок регенерации гигантокристаллического жильного кварца на стенках более поздних трещин (вблизи от контакта с кварцево-слюдистыми сланцами). Наконец, гнезда, вскрытые вдоль контакта мраморов и сланцев, также содержали дымчатые кристаллы кварца.

Широко распространены кристаллы дымчатого кварца и еще более густо окрашенная разновидность его (морион) в пегматитовых жилах. Кристаллы кварца в них встречаются в гнездах нескольких типов.

Первый тип гнезд развивается при выщелачивании компонентов гранит-аплитов в процессе их переработки (перекристаллизации). Такие гнезда имеют линзовидную или более неправильную форму, определяющуюся пространственной ориентировкой тех систем трещин, вдоль которых они развиваются. Иногда гнезда располагаются цепочкой вдоль главной системы трещин. Гнезда приурочены обычно к центральной части зоны перекристаллизации, между мощностью которой и размерами гнезда во многих случаях существует прямая зависимость. Зона перекристаллизации часто является продолжением гнезд по простиранию, что позволяет с еще большей достоверностью связывать их с определенно ориентированными системами трещин.

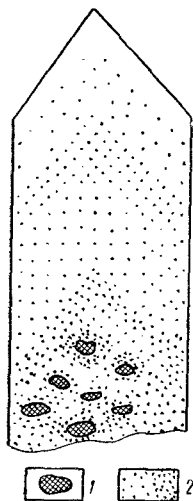


Рис. 2. Зонально окрашенный кристалл кварца с реликтами полевых шпатов.

1 — полевой шпат;
2 — области развития дымчатой и темно-дымчатой окраски.

На стенках гнезд наблюдаются идиоморфные кристаллы полевого шпата, темно-дымчатого кварца и мориона. Кристаллизация кварца в полостях несколько задерживается по сравнению с полевым шпатом, поэтому иногда можно наблюдать обрастание идиоморфных головок полевого шпата кварцем. В некоторых случаях имелась возможность наблюдать нарастание на головках мориона второй генерации кварца, представленной горным хрусталем.

Второй тип гнезд представлен полостями выщелачивания, наложенными на ранее образовавшиеся пегматитовые жилы. Эти гнезда чаще всего располагаются под кварцевыми ядрами (рис. 1, б).

Полости их развивались за счет растворения полевошпатовой зоны и в меньшей степени кварцевого ядра. Последнее в этом случае интенсивно раздроблено, местами наблюдаются следы перекристаллизации кварца в виде явлений регенераций по стенкам отдельных трещин и образования тонких жилок прозрачного кварца. Граница гнезда с полевошпатовой зоной крайне неровная, часто можно наблюдать ответвления от гнезда, заходящие довольно глубоко в эту зону. Полевые шпаты вблизи от гнезда несут следы интенсивного выщелачивания, а местами переработаны вплоть до образования бурой глинки. Процессы изменения иногда выходят за пределы пегматитового тела и захватывают первичные граниты или гранит-аплиты.

Кристаллы кварца в таких гнездах представлены всеми цветовыми разновидностями от мориона до горного хрусталя, причем в нижней их части распространены кристаллы мориона и темно-дымчатого кварца. Особенно темноокрашенные разновидности встречаются в апофизах от гнезда, заходящих в полевошпатовую зону.

Все кристаллы, выросшие на измененный полевой шпат, или, по крайней мере, их нижняя часть имеют темную окраску. В одном из гнезд был встречен кристалл с включениями реликтов полевого шпата в основании (рис. 2). Наиболее темноокрашенные области кристалла концентрировались вокруг этих включений.

В некоторых случаях можно отметить прямую зависимость густоты

окраски от интенсивности изменения окружающих гнезда полевых шпатов. Кристаллы, нарастающие на поверхности кварцевого ядра, представлены бесцветным горным хрусталем либо светлоокрашенным кварцем (ближе к периферии гнезда). Пластинчатые блоки кварца ядер при последующей их регенерации образуют уплощенные кристаллы горного хрусталя.

Внутренняя часть гнезд описываемого типа выполнена кристаллами горного хрусталя (верхняя часть гнезда), мориона и дымчатого кварца (боковые и придонные области) либо в виде отдельных индивидов, либо в виде друз, нарастающих на обломках кварца из ядра или на обломках полевого шпата из различных зон пегматита. Промежутки между кристаллами и друзами заполнены кварцевой и полевошпатовой щебенкой, гидроокислами марганца и железа, бурой глиной и отдельными чешуйками слюды. В гнездовой массе часто встречаются кристаллы с регенерированным сколом. Регенерированная область обычно бесцветна.

В пегматитовых жилах был встречен еще один тип скоплений кристаллов темно-дымчатого кварца. Последние развивались под кварцевыми ядрами в результате разрастания отдельных блоков этих кварцевых обособлений. В этом случае головки кристаллов были обращены вниз, рост их происходил метасоматическим путем в массе измененного пегматита. Промежутки между кристаллами выполнены глинистой массой с различными по размеру чешуйками слюды.

В основании темно-дымчатых кристаллов можно наблюдать участки серого кварца (блоки пегматитового ядра). Регенерированные области таких (ранее расколотых) кристаллов сложены бесцветным кварцем.

Дымчатая окраска в кристаллах кварца распределена неравномерно. Этот вопрос детально рассматривался Г. Г. Леммлейном [1951]. Зональное распределение окраски, чередование различно окрашенных зон роста кристаллов часто можно наблюдать в кристаллах описанных месторождений.

Развитие зонального типа окраски послужило одним из доводов в пользу связи ее с элементами-примесями, поглощение которых растущим кристаллом непостоянно во времени, и их количество в пирамидах нарастания различных граней может заметно отличаться [Леммлейн, 1951; Конно, 1965; Vambauer, 1961]. Визуально это фиксируется по различной интенсивности окраски пирамид нарастания.

В то же время для каждого отдельного кристалла можно отметить общую закономерность — понижение интенсивности дымчатой окраски к центра к периферии. У кристаллов мориона иногда можно наблюдать бесцветные или светлоокрашенные внешние зоны. При частой смене окрашенных зон роста также можно говорить о снижении интенсивности окраски отдельных зон по направлению к периферии кристалла.

Длиннопризматические кристаллы имеют бесцветную (или светлоокрашенную) головку, короткопризматические — внешнюю зону, параллельную граням призмы и ромбоэдров, что хорошо видно в продольных разрезах кристаллов. Иногда встречаются кристаллы, в которых внешние зоны, а чаще области, прилегающие к ребрам, имеют более темную окраску по сравнению с бесцветной или светлоокрашенной периферической частью. Специфичность условий образования таких образцов должна быть дополнительно изучена.

В кварцевых и пегматитовых жилах широко распространены явления регенерации окрашенных кристаллов кварца. Регенерированные области сложены, как правило, бесцветным горным хрусталем. Границы бесцветных и окрашенных областей в этом случае четкие и совпадают с поверхностью скола кристалла, подвергающейся регенерации.

Химический состав и особенности проявления изоморфизма в дымчатом кварце. Для анализа были отобраны образцы светло-дымчатых и бесцветных кристаллов из месторождений в карбонатных породах и кристаллы дымчатого и светлоокрашенного кварца из пегматитовых жил. Сопоставление данных анализов показывает (табл. 1), что в обоих случаях дымчатый кварц

отличается повышенным содержанием Al и Ca. Различия в содержаниях других компонентов незначительны и практически не выходят за пределы точности анализов. Содержание элементов-хромофоров (Fe, Ti) в горном хрустале и дымчатом кварце практически одинаково.

Таблица 1

Химический анализ кварца, %

	Al	Ca	Mg	Fe	Ti
В карбонатных породах					
Горный хрусталь . . .	0,0081	0,00014	0,00027	0,00051	0,00027
Дымчатый кварц . . .	0,0180	0,00049	0,00033	0,00051	0,00029
В кварцево-сланцевых сланцах *					
Горный хрусталь . . .	0,0064	0,00011	0,00017	0,00031	0,00013
Дымчатый кварц . . .	0,0112	0,00055	0,00023	0,00022	0,00012
В пегматитовой жиле					
Светлоокрашенный кварц	0,003	0,0003	0,00006	0,00040	0,00066
Дымчатый кварц . . .	0,013	0,0001	0,00004	0,00077	0,00066

* Образцы отобраны В. Г. Голдиным.

Анализы проб из пегматитовой жилы (табл. 1) показывают повышенное содержание Al и Fe в дымчатом кварце; Ca в противоположность предыдущему случаю (табл. 1) содержится в пониженном количестве.

В валовых пробах кварца, отобранных из гнезд в пегматитовых жилах, также отмечено повышенное содержание Al (в зависимости от возрастания густоты окраски); в морионе — до 1%, (частично, вероятно, за счет механических примесей), в темно-дымчатом кварце 0,1—0,2%, в горном хрустале 0,01—0,0003%.

В табл. 2 показано повышенное содержание в дымчатом кварце лития, натрия, магния, алюминия и в меньшей степени кальция и титана. Элементы-хромофоры (железо, марганец, хром) и здесь содержатся в одинаковых количествах в обеих разновидностях кварца. Таким образом, общим для всех анализов является повышенное содержание Al в дымчатых разновидностях кварца.

Таблица 2

Химический анализ кварца по Г. У. Бамбауэру [1961], $\frac{n}{10^6\text{Si}}$

Элементы	Горный хрусталь	Дымчатый кварц	Элементы	Горный хрусталь	Дымчатый кварц
Li	0—50	0—450	Ca	15—60	20—90
Na	0—30	0—80	Ba	0—20	0—10
Rb	0—20	0—15	Al	15—1200	30—2700
Cs	0—30	0—15	Ti	0—30	0—40
Cu	10—80	10—70	Fe	0—15	0—15
Ag	0—100	0—60	Mn	0—10	0—10
Mg	10—35	25—90	Cr	0—5	0—5

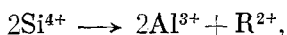
Кроме указанных выше элементов в кварце отмечалось присутствие Ge, Nb, Cu, Ag, Rb, Cs, Ni. Однако их содержания настолько незначительны, что на развитие центров окраски существенного влияния они оказывать не будут, поэтому мы считаем возможным исключить их из дальнейшего рассмотрения.

Впервые А. Г. Цохен [Cohen, 1956] обратил внимание на прямую связь дымчатой окраски кварца с повышенным содержанием алюминия. Последующие исследования подтвердили справедливость высказанного предположения. Не противоречат ему и приведенные нами выше химические анализы кварца.

Роль примесей как одной из причин окраски кварца может существенно изменяться в зависимости от их положения в структуре и взаимоотношений с главными минералообразующими элементами. Этот вопрос рассматривался неоднократно уже первыми исследователями окраски кварца, однако, лишь за последние годы благодаря применению прецизионного рентгеновского метода исследований появилась возможность до конца разрешить проблему. Работами В. А. Франк-Каменецкого [1960] и И. Е. Каменцева [1965] установлено увеличение параметров элементарной ячейки кварца с возрастанием содержания алюминия и одно- и двухвалентных катионов.

Математический анализ полученных данных позволил прийти к выводу, что примесь Al влияет, главным образом, на изменение параметра c , а одно- и двухвалентные катионы изменяют только параметр a . В связи с этим принято, что последние располагаются в полых каналах структуры кварца, радиус которых около 1 Å. Они вытянуты вдоль винтовой оси третьего порядка кварца. Алюминий обычно замещает кремний в кремнекислородных тетраэдрах.

Таким образом, схемы возможных изоморфных замещений в кварце, по В. А. Франк-Каменецкому [1960]:



где $\text{R}^{+} = \text{Li}, \text{Na} \dots$; $\text{R}^{2+} = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe} \dots$

Подтверждением этого может служить наличие прямой зависимости между содержанием алюминия и суммой одновалентных катионов [Ван-Вауер, 1961]. Различные пути изоморфных замещений требуют установления зависимости между содержаниями алюминия и суммой одно- и двухвалентных катионов.

Намеченные схемы изоморфизма широко распространены в минералах класса силикатов (особенно в полевых шпатах и других каркасных силикатах).

Наличие в структуре кварца довольно крупных сквозных полых каналов создает благоприятные условия для проникновения в кварц таких крупных катионов, как Li^{+} (ионный радиус 0,68 Å), Na^{+} (0,98), Ca^{2+} (1,04), Fe^{2+} (0,80), Mg^{2+} (0,74), Fe^{3+} (0,67), а также становится возможной их миграция в структуре. С этим связано наличие незначительной ионной проводимости в кварце (особенно в окрашенных разновидностях его) [Пшибрам, 1959].

Сложнее осуществляется процесс замещения $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$, ионные радиусы которых соответственно равны 0,39 Å и 0,57 Å (разница достигает 46%). Учитывая, что при образовании кремнекислородного тетраэдра расстояние $\text{Si}-\text{O}$ составляет 1,62 Å, т. е. происходит уплотнение атомов в среднем на 6%, следует отчетливо представлять, что внедрение в такие тетраэдры более крупного по размеру алюминия возможно лишь при определенных термодинамических условиях и сопровождается увеличением размеров тетраэдров (главным образом параметра c решетки кварца, так как увеличение размеров в поперечном направлении компенсируется сокращением размеров полых каналов и существенного влияния на параметр a не оказывает). Наиболее благоприятны для внедрения алюминия (как главной примеси) в структуру кварца следующие условия.

1. Светлую окраску обычно имеют внешние зоны кристаллов. Регенерированные области даже кристаллов мориона бесцветны. Эти части кристаллов образуются при более низких температурах. Значит с повышением температуры кристаллизации кварц захватывает больше примесей. Это согла-

суется с мнением В. И. Вернадского [1954] о расширении пределов изоморфизма с повышением температуры кристаллизации минерала. При этих условиях и количество дефектов структуры, связанных с внедрением чуждых данному минералу элементов, будет значительно больше [Мотт, Герни, 1950].

2. Количество примесей в кварце пропорционально их содержанию в минералообразующем растворе, что, в свою очередь, зависит от состава окружающих горных пород. Понятно, что окрашенные кристаллы, содержащие повышенное количество алюминия, образуются в породах, богатых глиноземом (линзы флогопита, кварцево-сланцевые сланцы, пегматиты).

Наличие периодически повторяющейся зональности окраски кристаллов кварца свидетельствует о пульсационном характере процесса минералообразования и о периодической смене термодинамических и химических условий кристаллизации кварца.

Механизм появления дымчатой окраски кварца. Главной особенностью дымчатой окраски кварца является ее исчезновение (выцветание) при нагревании кристалла до 400°C . Под влиянием жесткого излучения (рентгеновских или радиоактивных лучей) окраска восстанавливается. При этом зачастую густота ее усиливается и более отчетливо проявляется зональное распределение. Так, можно вызвать окраску некоторых прозрачных кристаллов. Однако даже длительное облучение кристаллов горного хрусталя из гнезд в карбонатных породах в противоположность образцам, взятым из гнезд в других породах (сланцы, гранодиориты), не вызывало появления в них сколько-нибудь заметной окраски. Это привело уже первых исследователей к выводу, что окраска кварца связана не с простым влиянием хромофоров, а с более сложными электронными процессами. Одновременно распределение окраски в кристаллах указывало на связь ее с примесями.

Воззрения исследователей по этому вопросу можно разделить на две группы.

1. Вначале предполагалось [Леммлейн, 1944], что окраска возникает в результате возбуждения элемента-красителя при облучении. Таким хромофором считалось железо, которое входило в структуру кварца, и окраска кварца появлялась в результате перехода $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. При нагревании кварца осуществлялся обратный переход $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$. Трехвалентное железо вызывает красно-бурые окраски, а при незначительном его содержании светло-бурые (дымчатые). Двухвалентное железо — более слабый хромофор. Присутствие его может вызывать зеленую окраску, которая при незначительном содержании примеси будет достаточно бледной и практически неразличимой.

2. Развитие учения о физике твердого тела позволило связать строение кристаллических веществ с их свойствами. Было установлено, что окраска может появиться даже в веществах, в которых обычно элементы-хромофоры отсутствуют. Это явление связано с наличием в структуре вещества определенных дефектов, которые вызывают повышенное поглощение света кристаллом и являются так называемыми центрами окраски.

Простейшие дефекты структуры — это вакантные узлы, образованные по Френкелю (положительный или отрицательный ион перемещается в междузловое пространство) и по Шоттки (положительные и отрицательные ионы перемещаются на поверхность кристалла).

Один из наиболее распространенных типов центров окраски F -центр. Он представляет отрицательную ионную вакансию и удерживаемый ею электрон. Вакансия заполнена каким-либо избыточным катионом, при ионизации которого появляется необходимый для этого центра электрон ($\text{R}^{\circ} \rightarrow \rightarrow \text{R}^{+} + \text{e}^{-}$). Интересно, что окраска зависит только от наличия F -центра и не зависит от катиона, дополнительно вводимого в вакантные узлы решетки.

Интенсивность окраски пропорциональна дополнительному количеству атомов, вошедших в кристаллическую решетку, в которой могут быть и другие типы центров окраски. Не вызывает сомнений, что в одном и том же кристалле могут присутствовать различные типы дефектов.

Тип центров окраски кварца физиками изучен еще недостаточно. В настоящее время его можно представить по типу дефектов по Френкелю. Замещение кремния алюминием с компенсацией освобожденной связи кислорода катионами, располагающимися в пространствах между тетраэдрами, можно представить как удаление одновалентного катиона из узла решетки (центр тетраэдра) в междузловое пространство.

Механизм окраски минерала связан с поглощением света определенной длины волны [Стишов, 1960]. Электроны, входящие в состав атомов химических элементов, в соответствии с первым квантовым числом располагаются на определенных расстояниях от ядра, образуя электронные оболочки, отвечающие величинам энергетических состояний электронов. Таким образом, для каждого атома существует периодическое потенциальное поле, в котором разрешенные уровни нахождения электронов чередуются с запрещенными зонами. Электроны в атомах имеют определенную величину энергии, зависящую от их расстояния от ядра, и не могут находиться на уровнях в пределах запрещенных зон.

При образовании минерала, представляющего собой соединение двух и более атомов, происходит расщепление энергетических уровней последних в зоны, однако, непрерывного энергетического спектра поля не образуется, а сохраняется его периодичность с чередованием разрешенных и запрещенных зон (по величине энергии электронов). Упрощенная схема указанного явления изображена на рис. 3. Такое строение энергетического поля возможно для минералов с неискаженной кристаллической решеткой.

На разрешенных уровнях в минералах может находиться ограниченное количество электронов. Обычно нижние уровни, расположенные ближе к ядру, целиком заполнены электронами, внешняя зона заполнена частично, либо вообще свободна от них. В связи с этим ее в пределах возможны различные перемещения электронов и она названа зоной проводимости (рис. 3).

При облучении минерала возбужденные электроны переходят из заполненной зоны в зону проводимости или в последующие, отвечающие более высоким уровням энергии электронов, но довольно быстро и легко возвращаются в первоначальное положение (рис. 4). При этом выделяется некоторое количество энергии, что в ряде минералов проявляется в виде свечения.

При появлении у кварца примесей двух типов (алюминий замещает кремний внутри кислородных тетраэдров, а одно- и двухвалентные катионы размещаются в полых каналах структуры) и связанных с ними дефектов кристаллической решетки нарушается периодичность потенциального поля кварца. Она выражается в появлении локальных энергетических уровней, лежащих в пределах запрещенной зоны неискаженного кристалла (рис. 4). Нижний появился благодаря примеси алюминия и назван уровнем активации. Верхний, связанный с примесью одно- и двухвалентных катионов, назван уровнем захвата. При облучении такого кварца электроны с уровня активации переходят в зону проводимости, но после прекращения облучения не возвращаются в первоначальное состояние, а «падают» на уровень захвата (рис. 4). Такой переход требует значительно меньшей энергии, чем предыдущий случай, поэтому происходит под влиянием облучения меньшей

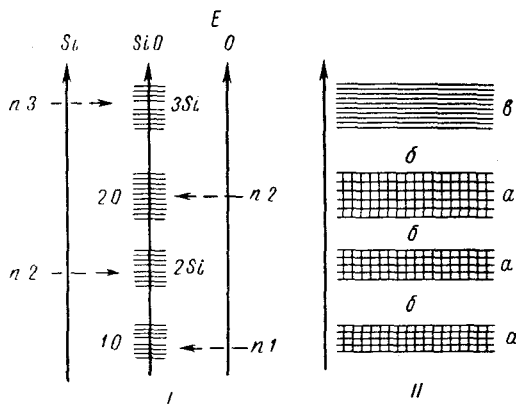


Рис. 3. Диаграмма энергетических уровней атомов Si и O и их расщепление на зоны I и распределение зон в кристаллах II.

Зоны: а — заполненная; б — запрещенная; в — проводимости. E — оси возрастания энергии электронов; n — уровень энергии слоя электронов.

энергии (большей длины волны). В связи с этим процесс может происходить под влиянием видимого света: в этой области спектра появляются полосы поглощения (и связанная с ними окраска минерала).

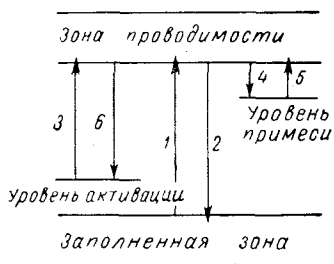


Рис. 4. Диаграмма, характеризующая механизм окраски и свечения кварца.

1, 2 — возможные пути перемещения электронов при ненарушенной структуре; 3—6 — при наличии дефектного центра окраски.

Возвращение электронов с уровней захвата на уровни активации через полосу проводимости (рис. 4) может происходить при нагревании кристалла в результате усиления теплового движения электронов. Этот процесс сопровождается выделением энергии в виде слабого свечения кристалла (термолюминесценции). Так можно объяснить появление окраски кварца в результате облучения его рентгеновскими или радиоактивными лучами (коротковолновая часть спектра, обладающая повышенной энергией) и выцветание ее при нагревании, которое сопровождается явлениями термолюминесценции [Веденеева, 1948].

Выводы

1. Окраска дымчатого кварца связана с определенными дефектами его кристаллической структуры, развивающимися в результате замещения кремния в кислородных тетраэдрах алюминием с компенсацией свободных валентностей кислорода одновалентными (натрий, литий, возможно, водород) и двухвалентными (магний, кальций, железо) ионами, располагающимися в полых каналах структуры кварца.

2. Процессы замещения $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$, определяющие развитие центров окраски, в связи с небольшими размерами свободного пространства в тетраэдрах и значительной разницей ионных радиусов этих элементов происходят при повышенных температурах. Количество примеси алюминия в кварце и густота его окраски зависят от концентрации алюминия в минералообразующем растворе, что в свою очередь зависят от состава боковых горных пород. Поэтому окрашенные кварцы встречаются в сланцах, пегматитах и других породах, богатых глиноземом.

3. Ведущая роль алюминия в окраске кварца обусловлена широким распространением этого элемента в земной коре (третье место по величине кларка после кислорода и кремния), а также наибольшей близостью ионных радиусов кремния и алюминия. Другие элементы имеют размеры, значительно превышающие допустимые пределы изоморфных замещений, или при близких размерах имеют одинаковую валентность (ионный радиус Ge^{4+} составляет 0,44 Å) и не вызывают необходимых для появления окраски дефектов структуры.

4. Представление о дефектной природе окраски кварца, связанной с появлением в нем изоморфной примеси алюминия, согласуется с данными, полученными при выращивании и исследовании искусственных кристаллов кварца с дымчатой окраской [Цинобер, Самойлович, Гордиенко, 1965; Франк-Каменецкий, Каменцев, 1962].

5. Дымчатые разновидности кварца обладают повышенным поглощением света не только в видимой, но и в ультрафиолетовой области спектра. Последнее сохраняется и в стекле, выплавленном из дымчатого кварца, что несколько снижает его качество как сырья для оптических изделий.

ЛИТЕРАТУРА

Веденеева Н. Е. Центры свечения и центры окраски дымчатого кварца. ДАН СССР. т. 60, № 5, 1948.

Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов в земной коре. Избр. соч., т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.

Каменцев И. Е. О положении примесей в структуре кварца. ЗВМО, ч. 94, вып. 6, 1965.

Карякин А. Е. О зависимости окраски кристаллов кварца от химического состава пород, вмещающих хрустальные гнезда. В сб. Кристаллография. Изд. ЛГИ, 1954.

Леммлейн Г. Г. Способность кристаллического кварца и выплавленного из него стекла окрашиваться при облучении. ДАН СССР, т. 43, № 6, 1944.

Леммлейн Г. Г. Распределение окраски в кристаллах кварца. Тр. Ин-та кристаллографии, вып. 6, 1951.

Леммлейн Г. Г., Осадчев Б. Я. Вертикальное распределение в жиле бесцветных и дымчатых кристаллов кварца. ДАН СССР, т. 50, 1950.

Мотт Н., Герни Р. Электронные процессы в ионных кристаллах. ИЛ, 1950.

Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. ИЛ, 1959.

Стишов С. М. Об окраске минералов, связанной с дефектами их структуры. ЗВМО, ч. 89, вып. 2, 1960.

Франк-Каменецкий В. А. По поводу проявления микроизоморфизма в кварце. Кристаллография, т. 5, № 4, 1960.

Франк-Каменецкий В. А., Каменцев И. Е. Влияние структурных примесей на параметры решетки синтетического кварца. Тр. ВНИИП, вып. 6, 1962.

Цинобер Л. И., Самойлович М. И., Гордиенко Л. А. Некоторые особенности дымчатой окраски в кристаллах кварца с примесью алюминия и германия. Кристаллография, т. 10, вып. 6, 1965.

Ченцова Л. Г., Веденеева Н. Е. Состояние примесей, внедренных в решетку дымчатого кварца. ДАН СССР, т. 68, № 2, 1949.

Вамбауер Н. U. Schweiz. Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen. Bd. 41, H. 2, 1961.

O'Brien M. C. M. Proc. Roy. Soc., vol. A 231, № 1186, 1955.

Cohen A. G. J. chem. phys., 25, № 5, 1956.

Конно Н. Sci. rep. Tohoku. univ., 3 ser. (Mineral., petrol. and econ. geol.), vol. 9, № 2, 1965.

УДК 548.326

МОРФОЛОГИЯ ИНДУКЦИОННЫХ ГРАНЕЙ НА КРИСТАЛЛАХ

Г. И. Доливо-Добровольская

Поверхности сростания кристаллов можно отнести к самым широко распространенным объектам кристалломорфологии, частным случаем которых являются индукционные поверхности кристаллических сростков.

Гониометрическое изучение индукционных поверхностей на кристаллических сростках различных минералов проводилось рядом исследователей [Ферсман, 1922; Шафрановский, Григорьев, 1948; Франк-Каменецкий, 1948; Мокиевский, Шафрановский 1957; Дементьева, 1963]. В результате установлено, что комплексы индукционных граней (псевдограней), слагающие поверхности сростания, либо относятся к характерным кристаллографическим зонам данного вещества, либо занимают случайное положение (отвечают зоне иррационального символа). В целом облик индукционных поверхностей чрезвычайно многообразен. Обычно они представлены набором псевдограней, количество и расположение которых определяется взаимной ориентацией сростающихся кристаллов.

Для закономерных сростков кристаллов (сростки, обладающие суммарной симметрией $3m$, $4mm$, 32 , 42 , m) справедливо правило, согласно которому видимая симметрия индукционной поверхности определяется суммарной симметрией сростка [Дементьева, 1963]. Индукционные грани обоих сростающихся кристаллов в них соответствуют кристаллографическим зонам. В таблице приведены элементы суммарной симметрии каждого сростка и видимой симметрии его индукционной поверхности. Для построения таблицы использованы данные гониометрического изучения сростков кристаллов алюмокалиевых квасцов*.

Группы бесцветной и двухцветной симметрии сростков кристаллов (класс $m3m$)
и их индукционных поверхностей

Симметрия сростка (бесцветные группы)	Антисимметрия (двухцветные группы)	
	сростка	индукционной поверхности
$3m$	$6' mm'$	$6' mm'$
$3m$	$\bar{6} / mm' m'$	$6' / mm' m'$
3	$32'$	$32'$
$4mm$	$4mm$	$4mm$
$4mm$	$\bar{8}' / mm' m'$	$\bar{8}' / mm' m'$
4	$42'$	$42'$
m	m	mm'

* Внешняя форма кристаллов квасцов отвечает элементам симметрии класса $m\bar{3}m$ (действительная симметрия квасцов $m\bar{3}$).

Для каждого вида сростка следует определять также элементы антисимметрии соприкасающихся индукционных поверхностей. Индукционные грани, образующиеся на срастающихся кристаллах, примыкают друг к другу так, что выступу на поверхности одного индивида соответствует углубление на поверхности другого. Индукционные поверхности являются классическим примером третьего вида равенства по классификации А. В. Шубникова [1951] — совместимого антиравенства.

При срастании различных по размеру кристаллов на малом кристалле всегда образуется положительная (выпуклая) индукционная поверхность, которая слагается собственно индукционными гранями, а на большом кристалле — отрицательная (вогнутая). При этом положительная индукционная поверхность составлена собственно индукционными гранями, которые соответствуют характерным кристаллографическим зонам данного вещества. Отрицательная индукционная поверхность слагается главным образом из индукционных граней — отпечатков. Грани-отпечатки относительно кристаллографических осей своего кристалла в большинстве случаев имеют сложные или иррациональные символы. Таким образом, собственно индукционные грани представляют собой по терминологии А. Е. Ферсмана [1922] индуктирующие грани, а грани-отпечатки — индуктируемые.

Грани-отпечатки, присутствующие на отрицательной индукционной поверхности, в основном повторяют строение собственно индукционных граней, при этом наиболее отчетливо — простых кристаллографических символов. Так, исключительно отчетливо проявляется сходство в строении индукционных граней $\{110\}$, $\{001\}$ и $\{111\}$ на сростках кристаллах алюмокалиевых квасцов. На соответствующей отрицательной индукционной поверхности наблюдаются отблески от совершенно таких же индукционных ступенек, какие имеются на положительной индукционной поверхности. Даже форма сигналов от этих граней во многих случаях совершенно аналогична, что свидетельствует о способности индукционных граней (индуктирующих форм) вызывать появление индуктируемых граней-отпечатков.

Возникновение псевдограней, сложенных собственно индукционными гранями или гранями-отпечатками, определяется взаимным положением кристаллов в сростке. Для удобства рассмотрения выгодно использовать понятие ребер срастания, под которыми следует понимать отрезки линий пересечения плоскостей срастающихся граней. Оказывается, что количество основных псевдограней, возникающих при совместном росте кристаллов, равно числу ребер срастания. При этом индукционные ребра, отделяющие друг от друга индукционные грани, сохраняют параллельность ребру срастания.

Если в процессе роста внешняя форма срастающихся кристаллов остается без изменения, то число возникших в начале роста псевдограней также не изменяется. С изменением же габитуса кристаллов в процессе роста появляются новые ребра срастания, а значит, и новые псевдограни.

Положительная и отрицательная индукционные поверхности особенно отчетливо выделяются на сростках кристаллов, принадлежащих двум различным зарождениям. Большой кристалл I (раннего) зарождения играет роль подложки, к которой прирастает малый кристалл II зарождения. В начале совместного роста малый кристалл соприкасается с большим кристаллом какой-нибудь из своих граней. Ребра, ограничивающие эту грань, играют роль ребер срастания. Очевидно, они рациональны по отношению к малому кристаллу и вместе с тем представляют случайные направления относительно кристаллографических осей большого кристалла. В итоге псевдограни малого кристалла сложены собственно индукционными гранями, а большого — гранями-отпечатками.

В качестве примера рассмотрим индукционные поверхности на сростке кристаллов граната-гроссуляра тетрагон-триоктаэдрического габитуса. Помимо граней $\{112\}$ присутствуют небольшие по размеру грани $\{110\}$. Кристаллы срастались в произвольном положении так, что в ориентировке их относительно друг друга не наблюдается каких-либо закономерностей.

Они принадлежат двум различным зарождениям: большой — к I, а приросший к нему малый кристалл — к II зарождению. В результате совместного роста на малом кристалле образовалась положительная индукционная поверхность, а на большом — отрицательная. Количество псевдограней, их очертания и наклон на положительной и отрицательной индукционной поверхности одинаковы. Слагающие их индукционные грани представляют собой очень узкие, ровные и гладкие ступеньки, что свидетельствует о спокойном и равномерном росте кристаллов.

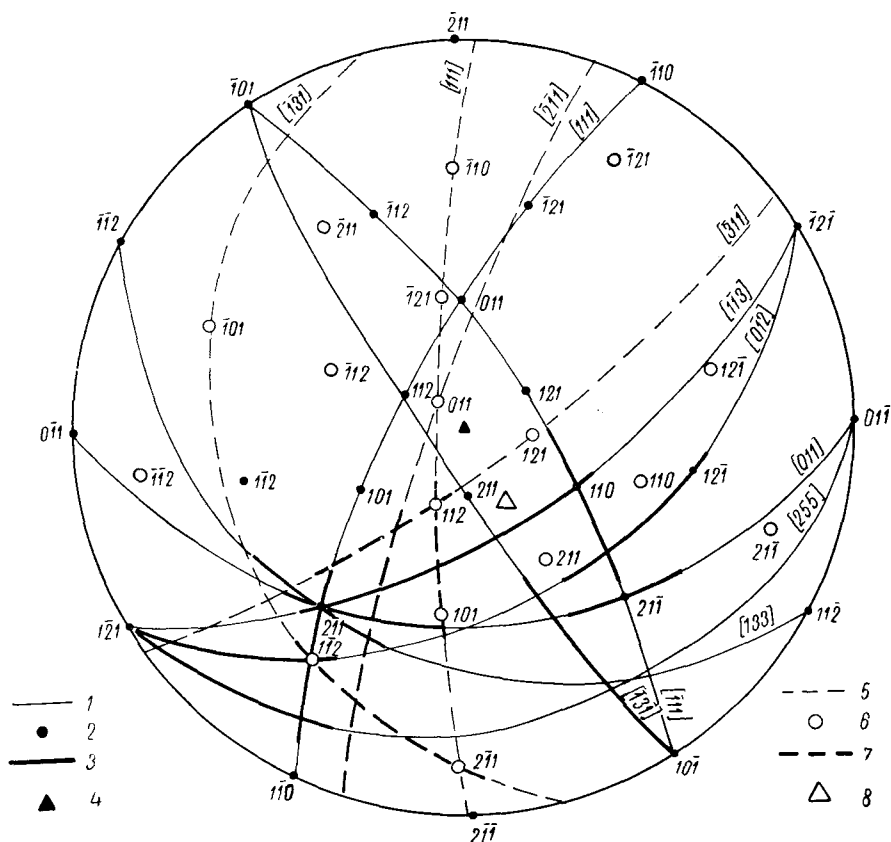


Рис. 1. Сводная стереографическая проекция индукционных граней на сростке кристаллов граната.

1 — кристаллографические пояса малого кристалла; 2 — гномостереографические проекции граней малого кристалла; 3 — гномостереографические проекции серий собственно индукционных граней малого кристалла; 4 — ось симметрии 3 малого кристалла; 5 — кристаллографические пояса большого кристалла; 6 — гномостереографические проекции граней большого кристалла; 7 — гномостереографические проекции серий собственно индукционных граней большого кристалла; 8 — ось симметрии 3 большого кристалла.

Результаты измерения кристаллов показали, что от индукционной поверхности каждого кристалла образуется одинаковое число световых лучей. Световые лучи от положительной индукционной поверхности малого кристалла ложатся в основном в характерные кристаллографические пояса $[111]$, $[311]$, $[133]$, $[255]$, $[012]$. Три световых луча от индукционной поверхности малого кристалла занимают положение, не соответствующее каким-либо поясам с простыми символами. Большая часть световых лучей, полученных от псевдограней отрицательной индукционной поверхности большого кристалла, не отвечает его кристаллографическим поясам. Лишь три луча соответствуют зонам простого символа — $[111]$, $[211]$, $[311]$. После сложения результатов измерения обоих кристаллов на сводной стереографической проекции (рис. 1), где кристаллы повернуты относительно друг друга так, как они находились при срастании, становится ясно, что световые

лучи от отрицательной индукционной поверхности большого кристалла ложатся в важнейшие пояса малого. Следовательно, положительная индукционная поверхность, возникшая на малом кристалле, сложена в основном собственно индукционными гранями, а отрицательная на большом кристалле — индукционными гранями-отпечатками.

На поверхностях срастания обычно развиваются индукционные грани, относящиеся к тем же простым формам, что и габитусные грани, или к отрезкам поясов, проходящих через них. Большая часть индукционных граней на кристаллах граната (рис. 1) соответствует формам $\{112\}$ и $\{110\}$ или поясам $[111]$, $[211]$, $[311]$, $[133]$, $[255]$. Уменьшение или увеличение скорости роста отдельных граней в сростках приводит к изменению наклона образующихся псевдограней, а замена прежних габитусных форм новыми приводит к выклиниванию псевдограней одних кристаллографических зон и появлению псевдограней других зон.

Подобные изменения облика индукционной поверхности, вызванные изменениями условий кристаллизации, были прослежены на примере сростков кристаллов квасцов. Для изменения габитуса была использована особенность кристаллов алюмокалиевых квасцов принимать форму куба, если в растворе содержится примесь буре. При этом грани октаэдра полностью исчезают. Выращивая сросток кристаллов сначала в обычном растворе, а затем в растворе с примесью буре, можно наблюдать, как псевдограни $\{hhl\}$ постепенно выклиниваются и исчезают, а псевдограни $\{hkk\}$ резко изменяют угол наклона и сильно разрастаются, причем наибольшая часть индукционных граней на них относится к граням $\{001\}$ (рис. 2).

Выклинивание одних псевдограней и появление других представляет особый интерес при изучении индукционных поверхностей на кристаллах минералов, так как свидетельствует об изменении физико-химических условий роста и соответственно об изменении габитусных форм кристалла. Изменение габитуса в период его образования в некоторых случаях бывает трудно расшифровать, поэтому тщательное исследование морфологии индукционных поверхностей, часто присутствующих на природных кристаллах, имеет важное значение.

Следует отметить нередко наблюдаемые случаи перестройки индукционных поверхностей. При совместном росте кристаллов на границе раздела почти всегда отмечаются многочисленные включения захваченного раствора, который обычно состоит из тонких пленок и капелек между соприкасающимися гранями или прослоек, приуроченных к месту сочленения индукционных ребер индивидов. Наличие законсервированного раствора на границе срастания кристаллов обуславливает возможность переотложения и частичную перестройку индукционной поверхности. Последние, покрытые множеством узких граней, обладают повышенной свободной поверхностной энергией. Растворимость индукционных граней, принадлежащих различным кристаллографическим формам, часто с весьма сложными символами (серии граней $\{hhl\}$, $\{hkk\}$, $\{hkl\}$), образующие непрерывные световые лучи на

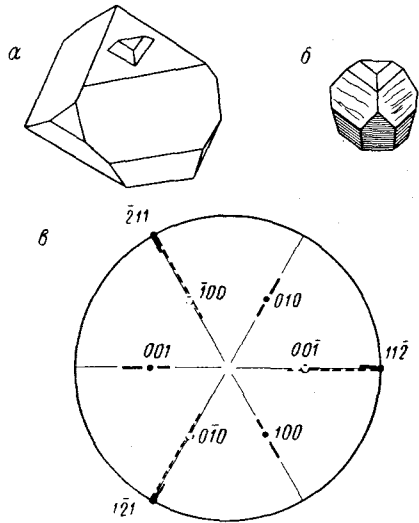


Рис. 2. Изменение морфологии индукционной поверхности в связи с изменением условий роста кристаллов.

Внешний вид: *a* — сростка кристаллов квасцов, который выращивался сначала в обычном растворе, а затем в растворе с примесью буре; *b* — кристалла-полувростка. Видно выклинивание псевдограней $\{hhl\}$ и изменение строения псевдограней $\{hkk\}$; *в* — гномостереографические проекции индукционных граней кристалла-полувростка.

гониметре), очевидно, различна. Это вызывает частичное растворение граней с простыми символами, переотложение его и разрастание вещества на гранях сложных символов, переотложение его и разрастание граней с простыми символами (рис. 3).

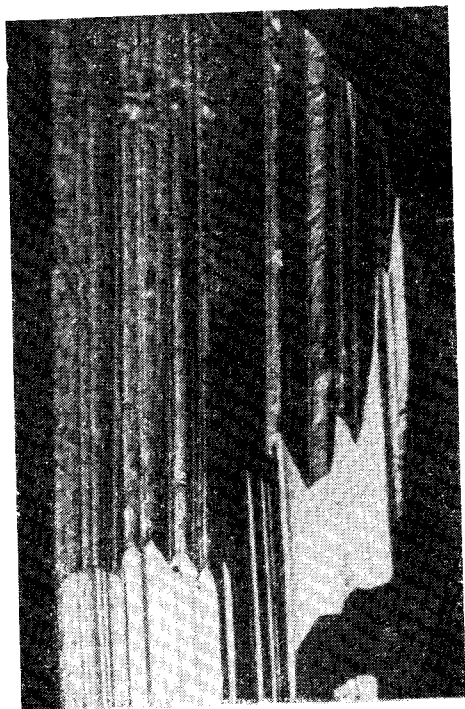


Рис. 3. Разрастание индукционных граней (001) на псевдогранни $\{hkk\}$ в сростке кристаллов квасцов.

Перестройка поверхностей на границе срастания кристаллов протекает в направлении приобретения кристаллами более равновесного огранения, уменьшения числа индукционных ступенек, т. е. уменьшения величины свободной поверхностной энергии, замены граней со сложными символами гранями простых кристаллографических форм, характерных для данного вещества, замены граней-отпечатков собственными гранями.

Индукционные поверхности, претерпевшие перестройку, характеризуются наличием ровных гладких площадок, широких ступенек, отвечающих граням с простыми символами, наличием участков, подвергшихся растворению, и отсутствием антиравновесия между соприкасающимися псевдогранями.

Таким образом, опыт исследования индукционных поверхностей показывает, что их морфология отчетливо характеризует процесс роста и развития кристаллов. Изучение морфологических особенностей поверхностей срастания позволяет получить ценные дополнительные сведения о последо-

вательности роста и формирования кристаллических агрегатов, что в ряде случаев может иметь важное теоретическое и практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Дементьева Г. И. Об индукционных поверхностях на кристаллах. ЗВМО, ч. 92, вып. 4, 1963.
- Мокиевский В. А., Шафрановский И. И. Симметрия, антисимметрия и псевдосимметрия индукционных поверхностей. Кристаллография, т. 2, вып. 1, 1957.
- Ферсман А. Е. Элементы разграничения двух одновременно кристаллизующихся веществ. ДАН СССР, сер. А, 1922.
- Франк-Каменецкий В. А. Строение поверхностей срастания кристаллов барита. ЗВМО, ч. 77, вып. 3, 1948.
- Шафрановский И. И., Григорьев Д. П. О поверхности соприкосновения кристаллических индивидов. ЗВМО, ч. 77, вып. 3, 1948.
- Шубников А. В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. Изд-во АН СССР, 1951.

УДК 548.517

ФОТОГОНИОМЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ ГЕРМАНИЯ, ВЫРАЩЕННЫХ ПО МЕТОДУ ЧОХРАЛЬСКОГО

М. Д. Любалин

Результаты гониометрических измерений кристаллов германия, полученных вытягиванием их расплава при различной кристаллографической ориентировке затравки, приведены в статье Г. Новака [1957]. Кроме того, в статье Г. Новака показана главенствующая морфологическая роль граней $\{111\}$ и направлений $\langle 110 \rangle$ и $\langle 112 \rangle$, отмечено наличие ряда вициналей и отсутствие световых максимумов от форм $\{100\}$ и $\{110\}$.

Обычно методом Чохральского получают округлые кристаллы, морфологические особенности которых, согласно И. И. Шафрановскому [1961], надежно обнаруживаются методом фотогониометрии.

В работе применялся фотогониометр, представлявший совмещенный вариант рефлексометра Н. Б. Горного [1951] и фотогониометра, описанного В. А. Мокиевским и Ч. Д. Джафаровым [1963]. Такая конструкция позволяла измерять большие кристаллы ($40 \times 40 \times 150$) и фиксировать световые рефлексы от их поверхности на цилиндрической и плоской кассетах.

Кристаллы выращивались на установке МК-1 в направлениях $[111]$ и $[001]$ в вакууме при остаточном давлении меньше 10^{-4} мм рт. ст. Скорости вращения кристалла и тигля с расплавом были постоянными, соответственно 30 и 10 об/мин, а скорость подъема затравки изменялась от 0,5 до 2,5 мм/мин. Температура расплава контролировалась измерением мощности, расходуемой нагревателем. Исходным материалом для выращивания монокристаллов был зонноочищенный поликристаллический германий с удельным электросопротивлением более 50 ом·см.

Полученные кристаллы имеют псевдопирамидально-призматический облик*, что связано с однонаправленностью преимущественного теплоотвода от поверхности раздела расплав — кристалл в сторону затравочного кристалла. Симметрия теплового потока через поверхность раздела $\infty \cdot m$. Указанная симметрия потока, лимитирующего процесс роста кристаллов по методу Чохральского, приводит к образованию ложных форм в соответствии с принципом симметрии Кюри [Шафрановский, 1954, 1959]. В выбранных нами направлениях вытягивания $[111]$ и $[001]$ видимая симметрия кристаллов германия, принадлежащего кубической голоэдриц, отвечает группам $3m$ и $4mm$ (рис. 1). Их облик отражает все изменения в условиях выращивания. Так, объем кристалла, образующийся за время одного оборота, фиксируется на его поверхности винтовой линией. С увеличением температуры расплава при неизменной скорости подъема кристалла уменьшается его поперечное

* Даже при отсутствии плоских граней на поверхности кристаллов, выращенных по методу Чохральского, возможна обычная для кристаллографической литературы терминология, причем конус и цилиндр рассматриваются как предельные пирамиды и призмы.

сечение (части δ и e рис. 1, I). Аналогичный результат получается, когда скорость подъема возрастает при постоянной температуре (части b и v , z , δ и e рис. 1, II). Рост псевдопризматических кристаллов возможен при различных соотношениях скоростей подъема затравки и температуры расплава. Однако каждой совокупности этих параметров отвечает строго определенная форма поверхности раздела. На рис. 1, II видно четкое морфологическое разграничение частей a и b , v и z кристалла. Мощность нагревателя при выращивании частей b и z была уменьшена на 8%, а скорости вытягивания были соот-

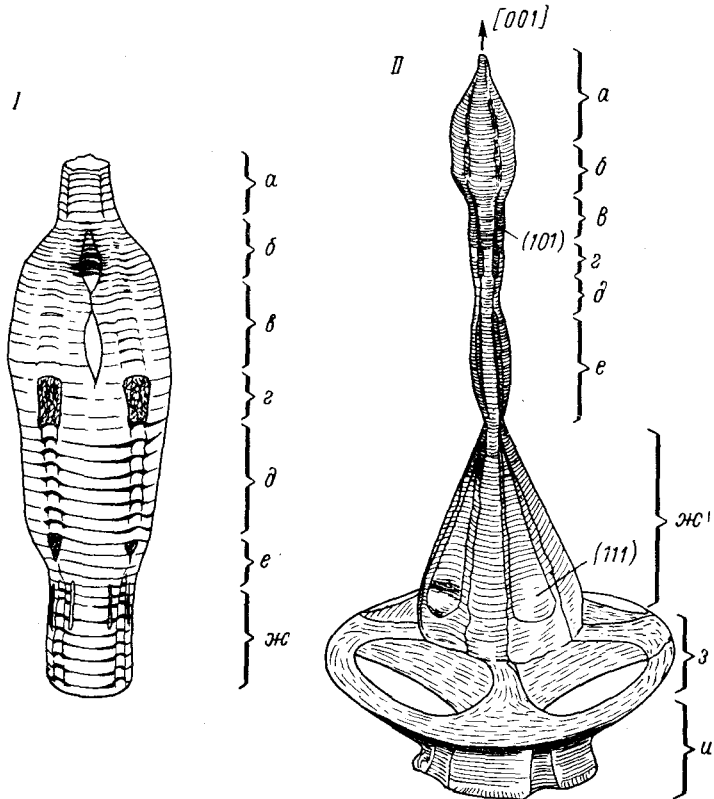


Рис. 1. Кристаллы германия, выращенные по методу Чохральского. I — в направлении $[111]$ с видимой симметрией $3m$; II — в направлении $[001]$, с видимой симметрией $4mm$.

ветственно увеличены в 2,5 раза. В некоторых случаях на округлой поверхности кристалла наблюдаются плоские грани (части z и Жс рис. 1, I, z и u рис. 1, II).

На округлой поверхности роста a (рис. 1, I), образующей с направлением $[111]$ угол приблизительно в 80° , обнаруживаются ребра, расположенные на месте граней $(2\bar{2}\bar{3})$, $(\bar{2}\bar{3}2)$ и $(\bar{3}22)$ и выступающие над остальной поверхностью примерно на 0,2 мм. Эти ребра притушены серией граней из поясов $[1\bar{1}0]$, $[0\bar{1}\bar{1}]$ и $[\bar{1}01]$ с полярным расстоянием от (111) в пределах $107-110^\circ$ и четким максимумом у положения граней октаэдра $\rho = 109^\circ 28'$.

Поверхность b (рис. 2), нормаль к которой наклонена к $[111]$ под углом $\sim 40^\circ$, сложена двумя типами округлых граней и замыкается участками боченковидной формы со сферическими координатами, близкими к положениям граней тетрагексаэдра (120) , (021) , (012) , (102) , (201) и (210) , у которых наблюдается максимум световых сигналов. Округлые грани, близкие к положению граней ромбододекаэдра (110) , (101) и (011) , отделены от остальной поверхности ребрами и простираются по долготе на 33° и по полярному

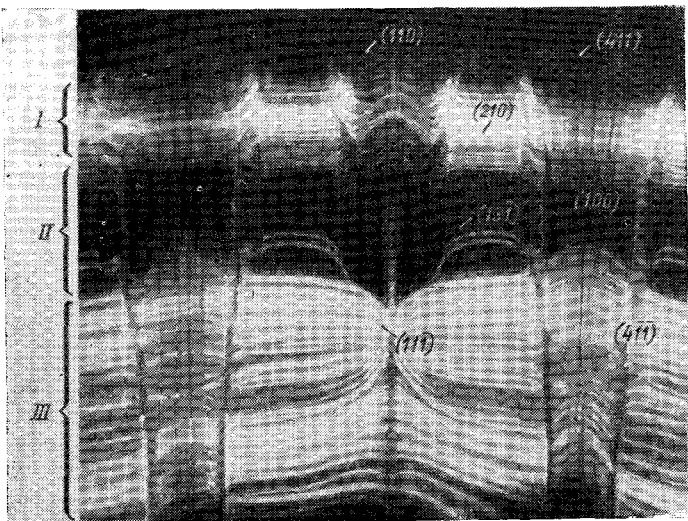


Рис. 2. Фотограмма поверхностей b и c кристалла рис. 1, I. Юстировка по $[111]$: I — сигналы, полученные от поверхности b ; II — затемненное поле от ребра, образованного при переходе от поверхности b к поверхности c ; III — рефлексы от поверхности c .

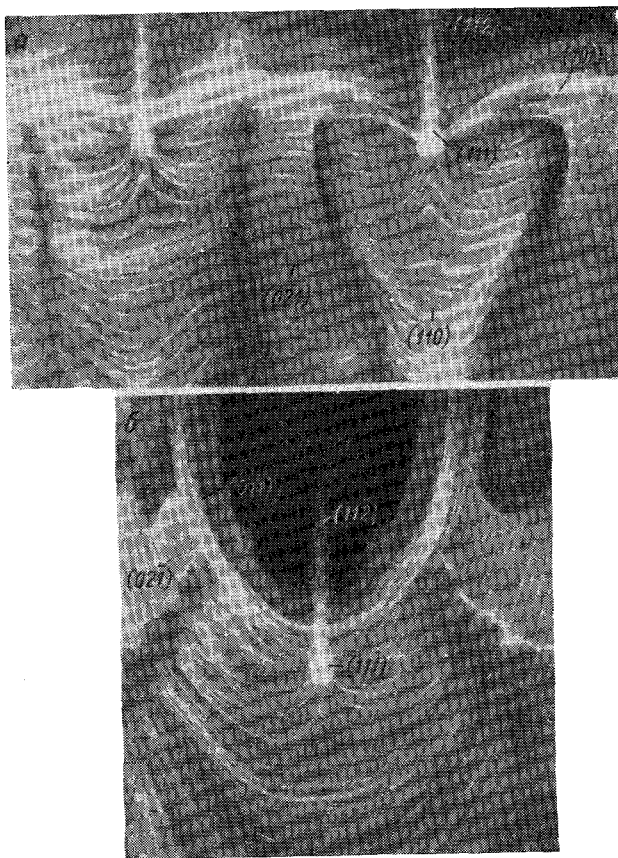


Рис. 3. Фотограмма поверхности z кристалла рис. 1, II. Юстировка по $a - [001]$, $b - [110]$.

расстоянию около 15° . На фотограмме также хорошо видны сигналы от неразмытых по долготе участков штриховки, соответствующих непрерывной зоне тригон-триоктаэдров с полярным расстоянием, лежащим между 32 и 40° . Округлые грани, близкие к положениям граней тетрагон-триоктаэдра (411), (114) и (141), размыты по долготе на 41° и по полярному расстоянию на 12° . Плоских участков на них нет, а световые сигналы так же, как и на гранях, близких к положению ромбододекаэдра, преломляются у ребра.

Довольно резкий переход от поверхности b к поверхности e на фотограмме почти полностью затемнен. Проявлена лишь зона тетрагон-триоктаэдра до положения граней ($3\bar{1}\bar{1}$), ($\bar{1}13$), ($13\bar{1}$), ($3\bar{1}1$) ($1\bar{1}3$) и ($\bar{1}31$). Серия сигналов от боченковидной поверхности e изогнута в направлении граней октаэдра с $\rho = 70^\circ 32'$, а на округлых гранях, лежащих в зоне тетрагон-триоктаэдра между (111) и ($2\bar{1}\bar{1}$), (111) и ($\bar{1}\bar{1}2$), (111) и ($\bar{1}2\bar{1}$), они преломляются. Когда полярное расстояние становится больше $70^\circ 32'$, появляется непритупленное ребро на месте зоны тетрагон-триоктаэдра между гранями ($1\bar{1}\bar{1}$) и ($\bar{1}\bar{1}2$), ($\bar{1}\bar{1}1$) и ($\bar{1}2\bar{1}$), ($\bar{1}\bar{1}1$) и ($2\bar{1}\bar{1}$). При увеличении ρ до 75° ребро исчезает.

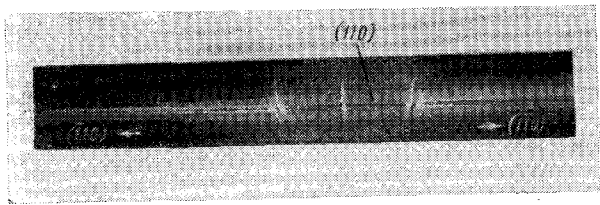


Рис. 4. Фотограмма поверхности кристалла e рис. 1, II. Юстировка по $[010]$.

Сигнал от штриховой поверхности (рис. 3, а), близкой к положению грани октаэдра (111), указывает на наличие целой серии граней тетрагон-триоктаэдров от (113) до (111) (см. рис. 1, II, часть $ж$). От зон тригон-триоктаэдров между (111) и (101) получен сплошной световой сигнал. При юстировке по $[110]$ хорошо виден четкий сигнал от зоны тригон-триоктаэдров между ($01\bar{1}$) и ($1\bar{1}\bar{1}$), лежащих на округлой ромбододекаэдрической грани (110) (рис. 3, б).

Непрерывная зона сигналов от положений тетрагексаэдров между ($\bar{1}10$) и ($\bar{1}\bar{1}0$) получена при фотогониометрировании части e кристалла, изображенного на рис. 1, II (рис. 4). Положению граней ромбододекаэдра отвечают ребра, притупленные серией граней тригон-триоктаэдров из зоны между (111) и ($1\bar{1}\bar{1}$) с полярным расстоянием $88-92^\circ$ относительно $[001]$. Гониометрическими измерениями сигналы от таких поверхностей зафиксировать не удастся. Они расположены вкрест основным сигналам и занимают незначительную часть общего поля рефлексов.

Приведенные выше данные показывают, что для морфологической характеристики полученных методом Чохральского кристаллов германия недостаточно указать направление вытягивания и охарактеризовать форму фронта кристаллизации. Необходимость получения и детального анализа совокупных морфологических данных требуют применения фотогониометрической методики.

ЛИТЕРАТУРА

- Горный Н. Б. Определение ориентировки металлических монокристаллов. ЗВМО, ч. 80, вып. 4, 1951.
 Мокневский В. А., Джафаров Ч. Д. Перспективы фотогониометрического исследования кристаллов со сложной поверхностью. ЗВМО, ч. 92, вып. 1, 1963.
 Новак Г. К кристаллографии германия. Журн. техн. физ., т. 27, вып. 8, 1957.
 Шафрановский И. И. Внешняя форма кристаллов и симметрия питающей среды. ЗВМО, ч. 83, вып. 3, 1954.
 Шафрановский И. И. Ложные формы кристаллов и их минерагеническое значение. ЗВМО, ч. 88, вып. 1, 1959.
 Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. Госгеолыздат, 1961.

УДК 548.1.025 : 553.62

О ПРАВИЛЕ САМОЙЛОВА ДЛЯ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

Т. А. Карякина

Исследуя кристаллы кварца из западной части Северной Каролины, А. Гилль [Gill, 1908] отметил различия в ряду острейших ромбоэдров, находящихся под гранями положительного $\{10\bar{1}1\}$ и отрицательного $\{01\bar{1}1\}$ ромбоэдров*.

По данным А. Гилля, для зоны $(10\bar{1}1) : (10\bar{1}0)$ характерны грани $\{40\bar{4}1\}$, $\{70\bar{7}1\}$, $\{16.0.\bar{1}61\}$, $\{13.0.\bar{1}31\}$, которые совершенно отсутствуют в зоне $(01\bar{1}1) : (01\bar{1}0)$. Для нее типично присутствие таких граней, как $\{05\bar{5}1\}$, $\{06\bar{6}1\}$, $\{09\bar{9}1\}$.

На гониометрически исследованных Я. В. Самойловым кристаллах кварца (31 кристалл) выявлено определенное различие для граней острейших ромбоэдров, расположенных под гранями $R \{10\bar{1}1\}$ и $r \{01\bar{1}1\}$. «В ряду основного ромбоэдра $r \{10\bar{1}0\}$, — указывает Я. В. Самойлов [1908, стр. 154], — наблюдались по преимуществу наиболее острые ромбоэдры, как $\{80\bar{8}1\}$ и особенно часто $\{60\bar{6}1\}$, $\{50\bar{5}1\}$, а в ряду отрицательного ромбоэдра $z \{01\bar{1}1\}$ — менее острые ромбоэдры $\{0.23.\bar{2}3.16\}$, $\{0.16.\bar{1}6.13\}$ и главным образом $\{04\bar{4}3\}$ ». Эта закономерность названа правилом Самойлова [Шафрановский, 1961]. До настоящего времени это правило не проверено на достаточном количестве материала из разных месторождений.

Автор настоящей работы изучил гониометрически кристаллы кварца из ряда месторождений Советского Союза. Из каждого месторождения исследовалось не менее 20 кристаллов. Результаты математической обработки измерений кристаллов дали возможность выделить из довольно нестройного ряда угловых величин наиболее характерные для каждого месторождения. При этом основное внимание было обращено на острейшие ромбоэдры, находящиеся в зонах $(10\bar{1}1) : (10\bar{1}0)$ и $(01\bar{1}1) : (01\bar{1}0)$. Как известно, такие ромбоэдры присутствуют обычно на кристаллах кварца в виде узких полосок, обуславливающих характерную штриховку на призматических гранях $\{10\bar{1}0\}$ и $\{01\bar{1}0\}$. Они характеризовались соответственными полярными расстояниями ρ (см. таблицу).

По первым двум столбцам таблицы можно бы построить график распределения угловых величин в ряду положительного и отрицательного ромбоэдров. Однако из-за ограниченности числа наблюдений, недостаточной точности гониометрических измерений, вызванной нечеткостью световых сигналов, таблица пересчитана для получения более плавного распределения частот установленных угловых величин. Метод сглаживания частот «кошком» в две строки подробно проанализирован в работе А. В. и О. В. Шубниковых [1926] и приведен в таблице.

* Ниже эти две ромбоэдрические серии будем называть рядами положительного и отрицательного ромбоэдра.

Прием сглаживания частот наблюдений «окошком» в две строки

Полярные расстояния	X	X_1	X_2	X_3	X_4
		a	d	d	
ρ_1	a	a	$2a + b$	$3a + b$	
ρ_2	b	$a + b$	$a + 2b + c$	$3a + 3b + c$	$a + 4b + 6c + 4d + e$ и т. д.
ρ_3	c	$b + c$	$b + 2c + d$	$a + 3b + 3c + d$	
ρ_4	d	$c + d$	$c + 2d + e$	$b + 3c + 3d + e$	
ρ_5	e	$d + e$	$d + 2e + f$	$c + 3d + 3e + f$	
ρ_6	f	$e + f$ и т. д.			

Примечание. Полярные расстояния $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n$ соответствуют значениям измеренных угловых величин, расположенных в порядке возрастания. a, b, c, d, e, f — частота наблюдений для каждого значения ρ .

Как видно из таблицы, «... при исправлении чисел столбца X , доминирующее значение имеет само исправляемое число; влияние окружающих чисел тем меньше, чем они сами меньше и чем дальше они отстоят от данного числа; сглаживание частот аналогично сглаживанию коэффициентов разложения бинома $(a + b)^n$ при переходе от идеального полигона частот к идеальной кривой частот» [А. В. и О. В. Шубниковы, 1926, стр. 25].

Столбец X сглаживается последовательно от X_1 до X_n до тех пор, пока распределение частот не станет достаточно закономерным.

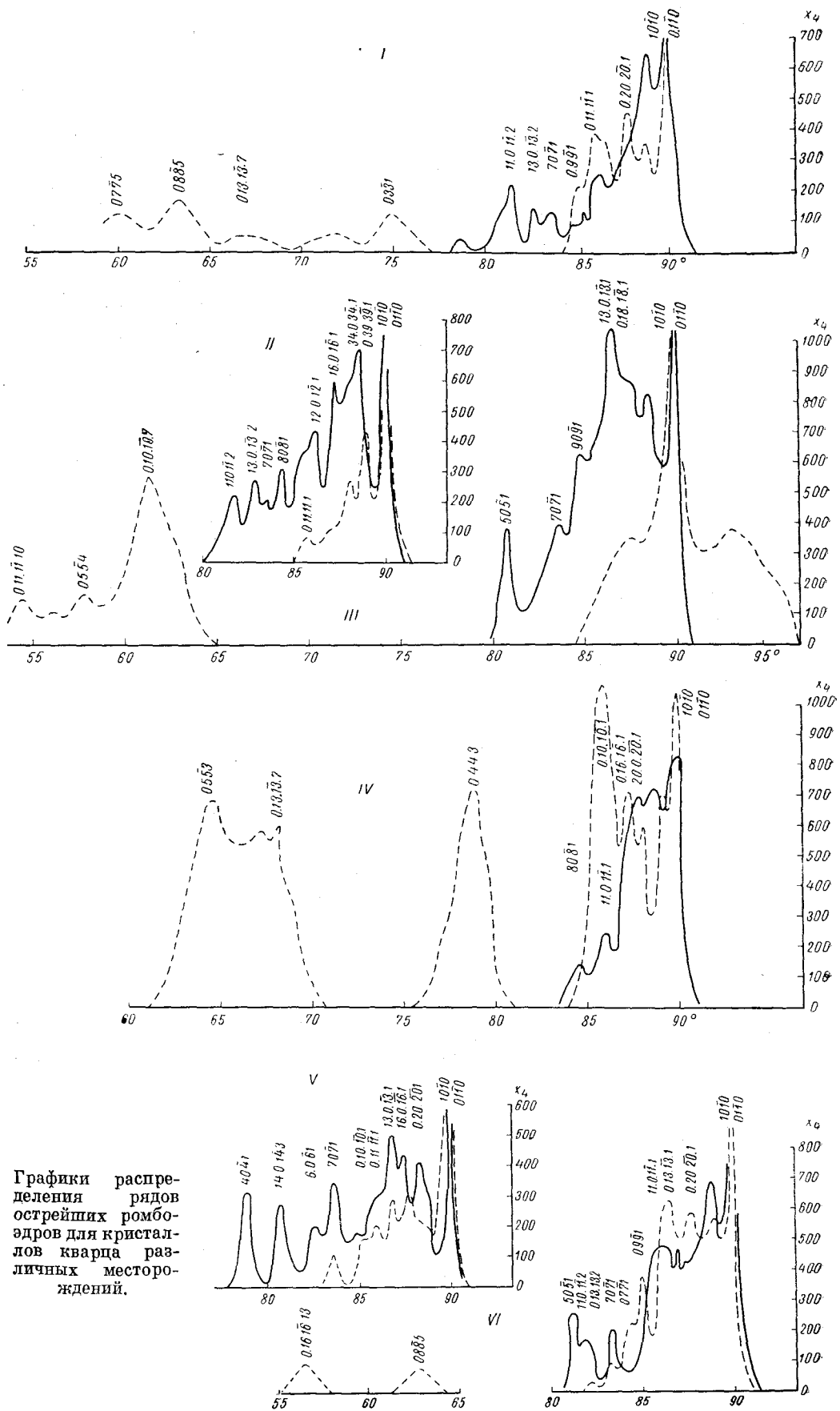
Таким образом после неоднократного сглаживания частот «окошком» в две строки из первоначальных данных устраняются все результаты измерений, не характерные для данного ряда наблюдений, а также ошибки, вызванные неточностью измерений.

Приведенные графики построены по результатам шестикратного сглаживания для рядов положительного и отрицательного ромбоэдров. По оси абсцисс отложены угловые величины, а по оси ординат результаты шестикратного сглаживания соответствующих им частот наблюдений X_4 . Таким образом, для кристаллов каждого из исследованных месторождений получены два графика, которые характеризуют особенности распределения острейших ромбоэдров в зонах $(10\bar{1}1) : (1010)$ и $(01\bar{1}1) : (01\bar{1}0)$ (рисунок).

Как следует из графиков I—VI, кристаллы кварца исследованных месторождений обнаруживают четкое различие в рядах положительного и отрицательного ромбоэдров. При этом ряд положительных ромбоэдров характеризуется более острыми ромбоэдрами: $\{5051\}$, $\{6061\}$, $\{8081\}$, $\{11.0.\bar{1}\bar{1}.1\}$ $\{13.0.\bar{1}\bar{3}.1\}$. Ряд отрицательных ромбоэдров часто содержит полосы граней, отвечающие менее острым ромбоэдрам $\{04\bar{4}3\}$ $\{0.13.\bar{1}\bar{3}.7\}$ и т. д., полярные расстояния ρ которых колеблются от 54 до 67° (графики II, III, IV).

Острейшие ромбоэдры положительного ряда в основном представляют собой узкие блестящие площадки, перемежающиеся с гранями призмы. На гониометре они часто дают ряд ярких и четких сигналов. Поэтому символы относящихся сюда граней определяются с достаточной долей достоверности.

Менее острые ромбоэдры обычно принадлежат к отрицательному ряду. Морфологически они довольно хорошо выражены в виде ступенек, бороздок, штриховки на грани призмы. Однако даже при значительной ширине измеряемой грани (до 3 мм) сигнал от нее всегда довольно слаб и сильно размазан, так как эти грани сильнее других подвержены естественному травлению и довольно значительно искривлены. Поэтому о символе этих ромбоэдров говорить можно только с большой долей вероятности.



Графики распределения рядов острейших ромбоэдров для кристаллов кварца различных месторождений.

Подавляющее большинство природных кристаллов кварца представляет собой двойниковые сростки по дофинеюскому закону, и морфологически единая грань призмы на самом деле состоит из участков, отвечающих физически различным граням.

Влияние двойникового и связанного с ним совместного роста граней острейших положительных и отрицательных ромбоэдров на характер их распределения рассмотрим для двух случаев.

1. Если ряды положительного и отрицательного ромбоэдров месторождения почти совпадают, отличаясь лишь в деталях, то фронт роста их является как бы общим. По обеим сторонам двойниковой границы находятся аналогичные ромбоэдры, которые лишь слегка отклоняются у самой границы. Сигналы на гониометре, соответствующие положительному и отрицательному ряду, очень сходны и фактически сливаются вместе.

2. При резком различии в развитии обоих ромбоэдрических рядов участки призматических граней с соответствующими им ромбоэдрами растут самостоятельно. При этом сигналы на гониометре от участков граней соответствующих положительному и отрицательному рядам совершенно различны. На таких кристаллах правило Самойлова проявляется особенно четко.

Выше была отмечена общая тенденция в распределении острейших положительных и отрицательных ромбоэдров. Однако даже в пределах одного и того же месторождения для участков с различной геологической обстановкой кривые распределения острейших положительных и отрицательных ромбоэдров могут сильно отличаться. Так, например, графики *III* и *IV* представляют кристаллы кварца из двух участков одного и того же месторождения, расположенного в кварцитах. Одни кристаллы (*III*) взяты из минерализованных трещин, а другие (*IV*) — из мелких гнезд и кварцевых жил.

Таким образом, детальное гониометрическое изучение штриховки на гранях призмы кристаллов кварца помогает выявить или уточнить наличие кристаллов кварца разных генераций. И наоборот, иногда они свидетельствуют о сходстве в условиях образования кристаллов, выросших, на первый взгляд, в различной геологической обстановке. Так, кристаллы кварца из двух разных месторождений, взятые из минерализованных трещин, расположенных в одном случае в карбонатно-сланцевой толще, в другой — в кварцитах, идентичны по характеру распределения ромбоэдров.

Итак, правило Самойлова относительно различия в распределении граней острейших ромбоэдров, расположенных в зоне $(10\bar{1}1) : (10\bar{1}0)$ и в зоне $(0\bar{1}11) : (0\bar{1}\bar{1}0)$, в общем справедливо. Однако, характер распределения острейших ромбоэдров, находящихся под гранями $R (10\bar{1}1)$ и $r (0\bar{1}\bar{1}1)$, различен для различных месторождений кварца.

ЛИТЕРАТУРА

- С а м о й л о в Я. В. Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа (Донецкий бассейн). В кн. Мат-лы для геологии России, т. 23, 1908.
Ш а ф р а н о в с к и й И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. Геолгиздат, 1961.
Ш у б н и к о в ы А. В. и О. В. Статистическое исследование вициналей октаэдра квасцов. Тр. Минер. музея АН СССР, т. 1, 1926.
G i l l A. C. Krystallographie, Bd. 22, 1891.

УДК 549.091.4

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В КРИСТАЛЛАХ ФЛЮОРИТА ИЗ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАЗАХСТАНА

М. В. Унксова

Пегматитоносные гранитные массивы Казахстана сложены аляскитовыми гранитами существенно калиевого (микроклинового) состава. В гранитах расположены пегматитовые тела, содержащие флюорит и кристаллы кварца. Пегматиты, как правило, имеют неправильную изометрическую форму. Размеры тел колеблются от 5—10 до 20—25 м в наибольшем поперечнике. По своему внутреннему строению пегматиты принадлежат к полнодифференцированному типу. Они сложены кварцевым ядром, концентрически окруженным блоковой, полевошпатовой зоной и далее зоной письменных гранитов. Полости с флюоритом и кристаллами кварца обычно расположены у нижнего контакта кварцевого ядра.

В настоящей статье рассмотрено распределение редких и редкоземельных элементов в зависимости от последовательности образования генераций флюорита и его цвета. Исследование проведено по данным более чем 200 спектральных анализов флюорита, из которых 100 — специальные анализы на редкоземельные элементы.

Один из изученных нами пегматитоносных гранитных массивов — Акжайляу — относится к позднегерцинскому монастырскому комплексу. Во флюорите из этого массива содержание элементов-примесей отчетливо уменьшается со временем.

На рис. 1, а показано содержание элементов-примесей в двух пробах флюорита из одного из самых крупных пегматитовых тел массива, известного под номером 1927. Проба А-26' относится к светло-фиолетовому флюориту, на который нарастает темно-фиолетовый — проба А-26".

Та же зависимость наблюдается во флюорите Новоромановского пегматита. На рис. 1, б пробой 5 представлен ранний темно-фиолетовый флюорит, образующий прожилки метасоматического замещения по трещинам в микроклине блоковой зоны донной части пегматита, пробой 2 — поздний, тоже темно-фиолетовый флюорит из открытой трещинной полости в граните (верхний северо-восточный контакт пегматита).

В Кентском гранитном массиве пегматитовые тела с кристаллами кварца и флюорита размещены в эндоконтакте массива. В каждом пегматите присутствует несколько генераций флюорита, различных по внешнему виду, составу и количеству в них редких и редкоземельных элементов-примесей.

На рис. 1, в генерацией I представлен наиболее ранний мелкокристаллический фиолетовый и зеленый флюорит, обнаруженный в виде сростков кристаллов в донной части пегматита I в небольших полостях в микроклине блоковой зоны. Он же цементирует обломки микроклина и гранита в участках зоны брекчирования у нижнего контакта пегматита. Генерация II, следующая по времени образования, представлена бесцветным флюоритом, вначале замутненным мелкозернистым, переходящим затем в прозрачные кубические кристаллы. На бесцветный флюорит II нарастает желтый мелко-

кристаллический флюорит генерации III, образующий натечно-скорлуповатые формы. Желтый флюорит содержит резко повышенное количество стронция (0,08) *. Процесс флюоритообразования на пегматите 1 заканчивается отложением мелкозернистого фиолетового и зеленого флюорита генерации IV. Таким образом, от зеленого флюорита генерации I до зеленого флюорита генерации IV содержание иттрия в минерале уменьшается от 0,01 до 0,0003, исчезают иттербий, лантан, галлий, стронций.

Вариации содержания элементов-примесей во флюорите пегматита 8 Кентского массива показаны на рис. 1, г. Наиболее ранним здесь является

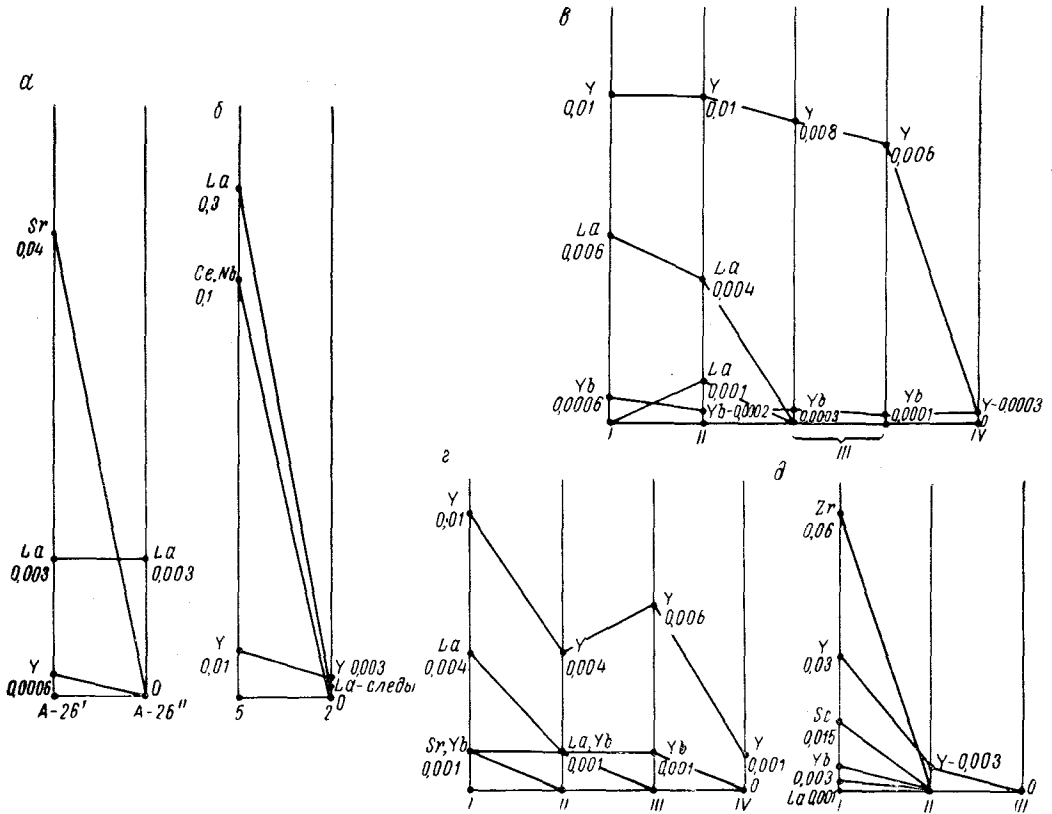


Рис. 1. Содержание элементов-примесей во флюорите в относительных единицах: а — из пегматитового тела гранитного массива Акжайляу; б — из Новоромановского пегматита; в, г, д — из пегматитовых тел соответственно 1, 7, 8 гранитного массива Кент.

крупнокристаллический темно-фиолетовый флюорит генерации I. Он содержит иттрий, лантан, стронций, иттербий. Затем последовало выделение мелкозернистого фиолетового и зеленого флюорита генерации II в сростках и совместно с кремнистым веществом, что привело к образованию своеобразных «корочек» толщиной от нескольких миллиметров до одного сантиметра. На такую «корочку» нарастал зеленый среднекристаллический флюорит генерации III, образующий в открытых полостях друзы кубических кристаллов. Периферические зоны таких кристаллов могут иметь фиолетовую окраску. Последними по времени образования являются мелкие кристаллики (комбинация граней куба и октаэдра) светло-зеленого флюорита генерации IV, обрастающие друзы низкотемпературного белого кварца. Белый кварц в свою очередь нарастает на все охарактеризованные выше генерации флюорита. Поздний флюорит содержит в ничтожном количестве только иттрий.

* Содержания элементов-примесей во флюорите даны в относительных единицах.

Процесс минерализации во флюорите из пегматита 7 Кентского массива начинается с отложения темно-фиолетового мелкозернистого флюорита генерации *I* (рис. 1, *д*). Иногда этот флюорит пропитан кремнеземом до образования кремнисто-флюоритовой тонкозернистой породы. Флюорит генерации *II* представлен кубическими темно-зелеными кристаллами. Он обрастает массы флюорит-кремнистой породы и темно-фиолетового флюорита. Встречаются прожилки зеленого флюорита, секущие флюорит-кремнистые массы. На гранях кристаллов зеленого флюорита наблюдаются кубические кристаллики (1—3 мм в поперечнике) темно-фиолетового, почти черного флюорита генерации *III*. Как показано на рис. 1, *д*, к концу процесса минералообразования суммарное содержание редких и редкоземельных элементов-примесей во флюорите из пегматита 7 резко снижается от 0,109 (генерация *I*) до нуля (генерация *III*).

Тот же процесс прослеживается на пегматите 13 (рис. 2, *а*). Там тонкозернистый фиолетовый флюорит генерации *I* содержит исключительный по разнообразию комплекс элементов-примесей. Следующая по времени образования разновидность той же генерации *I* — темно-зеленый среднезернистый флюорит. После перерыва, во время которого отложились серицит и каолинит в виде пленки толщиной до 2 мм, следует генерация *II*, представленная пестрым по окраске крупнокристаллическим флюоритом. В рамках этой генерации бесцветный флюорит с участками фиолетового окрашивания без видимых закономерностей сменяется голубым, голубовато-зеленым, светло-зеленым. В открытых полостях флюорит генерации *II* образует крупные кристаллы с комбинацией граней куба и октаэдра. *I* и *II* генерации флюорита обрастают тонкой (2—5 мм) корочкой белого полосчатого низкотемпературного кварца, участками мелкодрозового.

На кварце отлагаются зернистые массы и плохо оформленные октаэдрические кристаллы фиолетового и зеленого флюорита генерации *III*, который и заключает процесс минерализации. Как видно из графика, содержание элементов-примесей в флюорите к концу процесса снижается до нуля.

В пегматите 6 Кентского массива имеется значительных размеров «погреб», расположенный под экраном кварцевого ядра. В обрамлении донной части «погреба» расположен зеленый флюорит генерации *I*. На рис. 2, *б* представлены две разновидности флюорита генерации *I*, различные по степени измененности под воздействием поздних гидротермальных растворов. Зеленый флюорит, интенсивно раздробленный, мутный, непрозрачный, с массой залеченных трещин (обр. 175), занимает самое гипсометрически низкое положение в донной части полости. Суммарное содержание элементов-примесей в нем наивысшее (1,9). Примерно на 1 м выше, на переходе от донной части «погреба» к его боковому обрамлению, отобран образец 221' — зеленый флюорит, замутненный в относительно меньшей степени, с отдельными просвечивающими участками. Суммарное содержание элементов-примесей в нем уменьшается, но остается значительным (0,99). Как видно из графиков, по мере уменьшения степени дробления с последующим залечиванием трещин, содержание элементов-примесей в флюорите одной генерации понижается более чем в два раза.

На зеленый флюорит генерации *I* нарастает прозрачный фиолетовый флюорит генерации *II*. Он образует центральные части крупных (до 30 см в поперечнике) кристаллов, обычно плохо оформленных, с гранями октаэдра. Периферия таких кристаллов сложена прозрачным изумрудно- и голубовато-зеленым флюоритом.

III генерация представлена голубым и бледно-голубым, до бесцветного, крупнокристаллическим флюоритом. Последняя по времени образования, *IV* генерация представлена фиолетовым с бесцветными пятнами среднезернистым флюоритом, иногда переходящим в бледно-зеленые кубические кристаллы, нарастающие на стенки открытых трещин. На кристаллы флюорита нарастает мелкодрозовый белый кварц. Суммарное содержание элементов-

примесей во флюорите из пегматита 6 уменьшается к концу процесса минерализации от 1,9 до 0,001.

Итак, во всех случаях, когда удается установить стадийность процесса образования флюоритовой минерализации в гранитных пегматитах Казах-

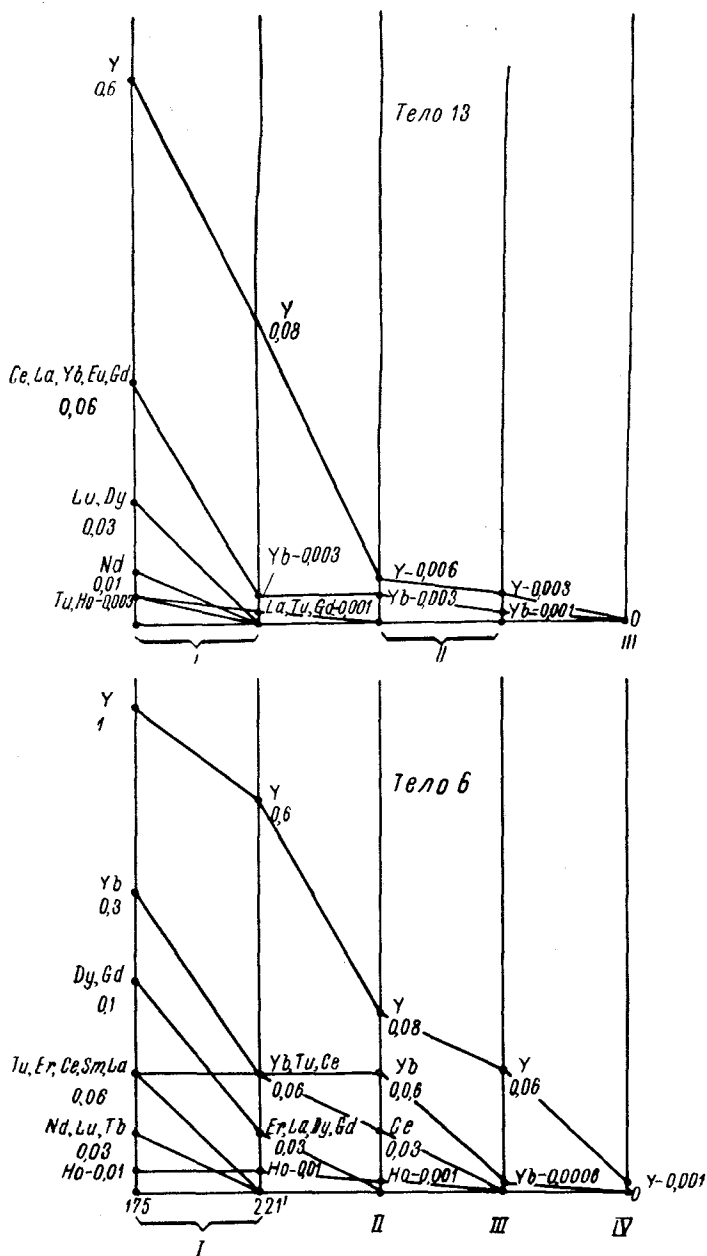


Рис. 2. Содержание элементов-примесей в относительных единицах в различных генерациях флюорита из пегматита 13 гранитного массива Кент.

стана, содержание и число редких и редкоземельных элементов-примесей во флюорите закономерно уменьшается к концу процесса. Если ранние флюориты содержат до 15 элементов-примесей, то в поздних остаются лишь два, один или даже часто ни одного. С точки зрения этих закономерностей интересен флюорит из экзоконтактовой зоны Кентского массива и грейзенов-

в северо-восточной его части. В экзоконтакте во вмещающих роговиках расположены аплитовые дайки, в которых содержатся недифференцированные мелкие (до 0,5 м в наибольшем измерении) шпировидные пегматиты с фиолетовым флюоритом. Содержание элементов-примесей во флюорите ничтожно (лантан — 0,003, иттрий — 0,006, иттербий — 0,0006, Nb_2O_5 — 0,01). Такое же ничтожное содержание элементов-примесей наблюдается во флюорите из небольших кварцевых обособлений в роговиках (лантан — 0,006, иттрий — 0,006, иттербий — 0,008, галлий — 0,002). Это свидетельствует о низкой температуре образования минерала.

В гранитах Кентского массива наряду с пегматитами встречаются грейзены. Они представлены крупными (до нескольких метров в поперечнике) неправильно изометрическими телами кварц-альбитового состава. Большинство исследователей [Захарченко и др., 1966] считает их образованиями, переходными между пегматитами и кварцевыми жилами. Однако, по мнению А. Н. Лукашова, грейзены образовались ранее пегматитовых тел. Это подтверждают и данные по фиолетовому флюориту одного из грейзеновых тел, который содержит: иттрия 0,3, церия 0,3, лантана 0,1, иттербия 0,03, неодима 0,06, эрбия 0,01, гольмия 0,03, диспрозия 0,03, гадолиния, туллия, галлия, скандия, циркония — тысячные доли. Суммарное содержание элементов-примесей 0,869. Такой состав флюорита указывает на относительно высокую температуру его образования.

Таким образом, в грейзенах проявлен наиболее ранний этап флюоритовой минерализации, а в эндоконтактовой зоне — наиболее поздний. Флюориты в пегматитах образуются в течение длительного времени. Они представлены как высокотемпературными, так и низкотемпературными разностями.

Приведенный материал позволяет подробнее проследить характерные особенности комплексов редких и редкоземельных элементов-примесей во флюоритах из отдельных пегматитов Кентского массива. Наиболее простым по составу является флюорит пегматитового тела 1. Он содержит в качестве примеси только иттрий, иттербий (повсеместно), стронций и лантан (редко). Количество элементов-примесей ничтожно — тысячные доли, и лишь стронций — в сотых долях. Столь же прост состав комплекса элементов-примесей во флюорите из пегматита 8. Здесь присутствуют иттрий, иттербий, стронций и лантан в сотых и тысячных долях. Таким образом, по составу флюориты из пегматитов 1 и 8 сходны. Расположены пегматиты в относительной близости один от другого.

Пегматит 7 находится рядом с пегматитом 8, однако характер элементов-примесей во флюоритах из этих тел различен. Во флюорите пегматита 7 установлены галлий, цирконий, скандий (совместно с иттрием и иттербием).

Обособленную группу на местности образуют пегматиты 6 и 13. Для них характерно наибольшее количество и максимальное содержание элементов-примесей в флюорите. Здесь встречены сотые и тысячные доли гадолиния, европия, лютеция, диспрозия, туллия, гольмия. Во флюорите пегматитов Керметгаса встречен лишь гадолиний 0,0002 [Козлова, 1957].

Расположенные рядом пегматиты 9 и 10 удалены от основного пегматитового поля, включающего охарактеризованные выше тела, на расстояние около 2 км. Мутно-зеленый мелкокристаллический флюорит встречен только в нижних горизонтах пегматита 10. Он содержит лантан (0,003) и иттрий (0,002).

Более чем в 10 км от указанной группы крупных пегматитовых тел в Кентском массиве расположен так называемый участок Карагаш. Пегматиты здесь мелкие с проявлениями кварцевой и флюоритовой минерализаций. Флюориты отличаются высоким содержанием редких и редкоземельных элементов-примесей иттриевой и цериевой подгрупп. В пробе темно-фиолетового уникального флюорита спектральным анализом обнаружены: иттрия 1, церия 0,6, лантана и иттербия 0,3, гадолиния 0,1, диспрозия 0,06 и в меньших количествах другие элементы. Суммарное содержание примесей 2,502.

Однако многие пробы флюоритов из других пегматитовых тел участка Карагай вовсе не содержат редких и редкоземельных элементов-примесей.

Сравнение содержания редких и редкоземельных элементов-примесей во флюоритах из пегматитов различных гранитных массивов показывает, что флюорит массива Кент резко выделяется разнообразием и содержанием элементов-примесей. В нем встречены редкие и редкоземельные элементы иттриевой и цериевой подгрупп. В отдельных случаях концентрации их чрезвычайно высоки: 1 иттрия, 0,8 стронция, 0,6 церия, 0,3 лантана и иттербия, 0,1 диспрозия, гадолиния, 0,1 Nb_2O_5 . Элементы иттриевой подгруппы более разнообразны, встречаются чаще и содержатся в значительно больших количествах. Суммарное содержание их достигает целых единиц. Суммарное содержание элементов цериевой подгруппы не превышает сотых долей. Встречены образцы, где обнаружены исключительно элементы цериевой подгруппы или содержания тех или других элементов равны (по 0,03 иттрия и лантана). Наличие элементов цериевой подгруппы снижает содержание элементов иттриевой подгруппы. В частности, появление лантана почти всегда сопровождается исчезновением иттербия.

Во флюоритах из пегматитов массива Акжайляу количественно преобладают элементы то иттриевой, то цериевой подгрупп. Обращает внимание малая, по сравнению с кентскими флюоритами, распространенность иттербия. Концентрации элементов-примесей обычно ничтожны — тысячные, сотые доли. Лишь содержание иттрия в бесцветном флюорите из пегматита 1927 достигает 0,1. Во флюорите из пегматита 1927 присутствует иттрий, лантан и стронций, в фиолетовом флюорите из пегматита 1994 — только 0,02 иттрия.

Флюориты из пегматитов массива Бектау-Ата содержат иттрий, иттербий, стронций, галлий, лантан с преобладанием элементов иттриевой подгруппы: иттрий — от сотых долей до 0,1 и иттербий — от тысячных до сотых долей. В зеленом флюорите из пегматита 512, как исключение, количество лантана повышено (0,1).

Массив Баян-Алу относительно беден редкими и редкоземельными элементами-примесями во флюоритах из пегматитовых тел. Там преобладают элементы иттриевой подгруппы. Повсеместно присутствуют иттрий и стронций. Содержания иттрия могут быть очень высокими. Так, в темно-фиолетовом флюорите из пегматита 5 и зеленом флюорите из пегматита 6 содержится 0,5 иттрия, от сотых долей до 0,1 стронция. Иттербий встречен только в фиолетовом флюорите из пегматита 14.

Для флюорита из кварц-флюоритовых жил Баян-Аульского массива установлены те же элементы-примеси, но в значительно меньших количествах, что позволяет предполагать низкотемпературный характер минерала.

Во флюорите Новоромановского пегматита [Унксова, 1964] отчетливо преобладают элементы цериевой подгруппы.

Таким образом, флюоритам из гранитных пегматитов различных массивов Казахстана свойственны различные по характеру комплексы и количественные содержания редких и редкоземельных элементов-примесей. Состав флюорита определяется не только его местом в стадийном процессе минералообразования данного пегматита, но и в большей степени — геохимической специализацией гранитного массива.

Исследование фиолетового, зеленого, голубого, розового, желтого и бесцветного флюорита не выявило причины разнообразия окрасок минерала. Наиболее распространено мнение, что окраска вызвана возникновением *F*-центров в результате радиоактивного длительного воздействия тория [Ильинский, 1962]. Зеленую окраску флюорита Ф. Джидовани [Giovanni, 1961] объясняет наличием двухвалентного самария, О. Г. Козлова [1957] на основе анализа флюоритов различных месторождений, в том числе и из пегматитов Казахстана (Кермет-Тас), — большим содержанием редкоземельных элементов-примесей.

Из сделанных нами более 200 спектральных анализов (из них 35 зеленого флюорита) двухвалентный самарий был обнаружен только в одной пробе —

в дробленном мутном зеленом флюорите (пегматит 6 массива Кент), содержащем все элементы-примеси в высоких концентрациях. Общее количество элементов-примесей максимально (2,502) в одной из проб фиолетового флюорита. Значительные концентрации элементов-примесей в зеленых флюоритах встречаются не чаще и являются даже более низкими, чем в фиолетовых. Однако в тех, гораздо более частых случаях, когда суммарная концентрация примесей менее 0,1, зеленый флюорит содержит относительно большее количество и более богатый набор редких и редкоземельных элементов. Особенно часто присутствует лантан.

В желтом флюорите из пегматита 1 массива Кент резко повышено содержание стронция (0,9). Возможно, цвет минерала связан с присутствием SrO. Однако такое же содержание стронция отмечено и в зеленом флюорите из пегматита 6 массива Кент. Таким образом, ни одна из многочисленных окрасок флюорита не может пока получить удовлетворительного объяснения.

Выводы

1. Во флюорите из пегматитов Казахстана содержатся редкоземельные элементы-примеси иттриевой и цериевой подгрупп. Элементы иттриевой подгруппы преобладают.

2. Суммарное содержание редких и редкоземельных элементов-примесей в флюорите ничтожно — как правило, меньше 0,1 относительной единицы. Более высокое содержание встречается редко. Максимальное суммарное содержание 2,502 относительной единицы.

3. Флюориты из пегматитов различных гранитных массивов различаются по комплексу элементов-примесей. Характер этого комплекса определяется геохимической специализацией массивов.

4. Содержание элементов-примесей во флюорите зависит от времени (температуры) образования. Наиболее ранняя по времени образования генерация минерала содержит максимальное количество элементов-примесей, наиболее поздняя — минимальное.

5. Вопрос о причине возникновения окраски флюорита остается открытым. Зеленый флюорит в основном содержит больше редких и редкоземельных элементов-примесей.

ЛИТЕРАТУРА

Козлова О. Г. Редкие земли в плавиковых шпатах различных месторождений. *Геохимия*, № 1, 1957.

Унксова М. В. Минералы Новоромановского пегматитового месторождения. *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. сер., т. 108, 1964.

Захарченко А. И. и др. Температурный режим и состав растворов в процессе образования совмещенных тел пегматитов, грейзенов и флюорит-кварцевых жил гранитного массива Кент в Центральном Казахстане. В сб. *Исследования минералообразующих растворов*. М., Недра, 1966.

Ильинский Г. А. О влиянии радиоактивных излучений на окраску флюорита. *ЗВМО*, ч. 91, № 5, 1962.

Giovanni F. *Period. mineral.*, 30, № 2—3, 1961.

УДК 548.572

ИССЛЕДОВАНИЕ ШТРИХОВКИ ПИРИТА С ПРИМЕНЕНИЕМ ПРОФИЛОГРАФА МИС-11

Т. А. Великоборец

Механизм роста обуславливает форму и размер кристалла, присутствие в нем химических и механических примесей и фиксируется в скульптурных особенностях граней, в частности в штриховке. Наиболее полная сводка по скульптуре граней кристаллов и методам ее изучения приведена в последней работе В. Г. Фекличева [1966]. Однако большинство применяемых методов изучения поверхности граней обеспечивает качественную характеристику скульптуры без оценки абсолютных размеров составляющих ее элементов.

Автором настоящего сообщения при изучении штриховки пирита основное внимание уделено количественной оценке ее деталей. При исследовании наряду с визуальным и гониометрическим методами использован профилограф — двойной микроскоп МИС-11. Предназначенный для контроля качества обработки наружных поверхностей металлических деталей, он был применен С. Ш. Генделевым [1959] для иллюстрации особенностей рельефа поверхности искусственных кристаллов сегнетовой соли.

Пирит Соколовского железорудного месторождения является ценным компонентом при комплексном использовании руды. Пирит распространен в виде мелких гнезд, прожилков, отдельных вкрапленных кристаллов, заключенных среди пластообразных и линзообразных магнетитовых тел. Последние образуют рудную зону общей протяженностью 6 км, вытянутую в меридиональном направлении. Они приурочены к породам вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона.

На месторождении установлено пять морфологических типов пирита. Их габитус определяют $\{221\}$, $\{100\}$, $\{111\}$, $\{210\}$ и комбинация $\{100\}$ и $\{111\}$. Второстепенными формами являются $\{110\}$, $\{211\}$, $\{221\}$, $\{320\}$, $\{340\}$, $\{131\}$.

На кристаллах, полученных с разных горизонтов месторождения, отчетливо проявлена зависимость формы от условий кристаллизации. Так, на глубине 600—900 м пирит представлен только кубическими кристаллами, чаще совершенной огранки. На средних глубинах преобладает комбинация куба с октаэдром, а на глубине 80—100 м, особенно в кальцит-цеолитовых жилах, — пентагон-додекаэдр и октаэдр в комбинации с большим числом других форм. Наиболее распространен кубический и кубооктаэдрический тип кристалла, причем число граней октаэдра чаще неполное.

Как правило, грани пирита несут на себе те или иные признаки последних этапов формирования в виде различных скульптурных образований, из которых наиболее интересным и распространенным является штриховка. Особое значение для понимания генезиса минерала имеет штриховка роста, или ступенчатость грани. Она создается в процессе последующего отложения кристаллического вещества, когда растущие слои не перекрывают всей поверхности граней, а каждый последующий отстает в своем развитии от

предыдущего [Аншелес, 1943]. Кроме этого вида на кристаллах известны штриховки растворения, скольжения, двойникования и др.

Еще Н. И. Кокшаровым [1863] было установлено, что направление штриховки всегда параллельно возможному на кристалле комбинационному краю (ребру).

В. И. Вернадский изучал влияние условий кристаллизации пирита на характер штриховки его граней. «Штриховка, — по его мнению, — наблюдается только в пиритах жильного и контактного происхождения. Она часто наблюдается в пиритах из массивных пород и метаморфических сланцев. В то же время мы никогда не встречали штриховки на кубических кристаллах пирита, выкристаллизовавшегося в осадочных породах» [1907, стр. 305].

В. И. Михеев и И. И. Шафрановский [1957] установили соответствие штриховых узоров кристаллов простым реберным формам или их комбинациям и вывели их для кристаллов низших и средних сингоний. Для кубической сингонии простые реберные формы выведены С. Ш. Генделевым [1961].

Отмечая сложность штриховых узоров на гранях пирита, И. И. Шафрановский и В. А. Мокиевский [1964] показали, что грани каждого из пяти кристаллографически разных кубов обнаруживают три различных типа штрихов $\{001\}$, соответствующих комбинациям $(hko) : (\bar{h}ko)$, $(100) : (hko)$, $(100) : (010)$.

Подробное описание разнообразных форм штриховок на пирите приведено у И. Сунагавы [Sunagawa, 1957], впервые отметившем, что штриховка на грани $\{100\}$ предшествует появлению граней пентагон-додекаэдра. Штриховка пирита азербайджанских месторождений изучена Г. К. Абдуллаевым [1959]. Исследование поверхности кристаллов пирита фотогониометрическим методом выполнено В. А. Мокиевским и Ч. Д. Джафаровым [1963]. Они установили разнообразные типы штриховок на гранях $\{100\}$, $\{111\}$, $\{hko\}$.

В нашем исследовании поверхности граней пирита использованы профилограф МИС-11, бинокулярная лупа МБС-2, микроскоп *MeF* фирмы Рейхерт и двукружный гониометр. В результате просмотра свыше 700 кристаллов обнаружены характер распределения штриховки, ее рисунок и различная интенсивность проявления.

Штриховка на гранях $\{100\}$

Первый тип. Прямая штриховка, параллельная $\{001\}$. Террасы ступенек представлены $\{010\}$ и $\{130\}$. Боковые стороны составлены участками плоскостей $\{110\}$, $\{120\}$, $\{210\}$, $\{310\}$, $\{410\}$, $\{340\}$, $\{320\}$, $\{740\}$, $\{790\}$.

1. Односторонне-наклоненная штриховка. Ступеньки роста на грани равномерно опускаются от ребра $\{001\}$ к противоположному, создавая наклонный рельеф грани куба (рис. 1, а).

2. Двусторонне-наклоненная штриховка. Ступеньки опускаются или поднимаются от центра грани к двум противоположным ребрам $\{001\}$ (рис. 1, б). В первом случае штриховка создает выпуклый рельеф грани и считается положительной, во втором — отрицательной. Рельеф грани получается вогнутый и связан, по О. М. Аншелесу [1954], со скелетным ростом.

3. Волнообразная штриховка. Представлена чередованием незначительных подъемов и опусканий ступенек вокруг определенного горизонтального уровня. Рельеф грани при этом ступенчато-горизонтальный (рис. 1, в).

Второй тип. Квадратно-прямоугольная штриховка, параллельная $\{100\}$ и $\{001\}$. Террасы ступенек штриховки — участки грани $\{010\}$. Боковые стороны $\{320\}$, $\{110\}$, $\{120\}$ (рис. 2, а).

Третий тип. Удлиненно-шестиугольная штриховка. Боковые стороны ее параллельны $\{001\}$ и представлены $\{110\}$, $\{210\}$, $\{310\}$, $\{410\}$, $\{230\}$. Передние и задние — торцевые — $\{112\}$, $\{142\}$, $\{153\}$, $\{453\}$, $\{623\}$ (рис. 2, б).

Все описанные типы штриховки различно распределяются на гранях кристаллов. Среди граней с равномерным распределением ступенек встречаются такие, где штриховка, сгущаясь в центре или у ребра грани, исчезает в остальных местах. Интенсивность проявления штриховки также различна. Не только грани пространственно близких кристаллов иштрихованы по-разному, но и на одном кристалле трудно найти дважды воспроизведенную штриховку. Часто грани покрыты штриховкой разных порядков по высоте и ширине ступенек (рис. 2, *в*). Иногда ступеньки роста, ясно выраженные в одних местах, в других обнаруживаются лишь при увеличениях в 80—160 раз. Как правило, при комбинации $\{100\}$ и $\{111\}$ грань $\{111\}$ остается гладкой, а грань куба ступенчатой. Грани $\{100\}$ кубических



Рис. 1. Типы профилограмм поверхности прямой штриховки на грани $\{010\}$: *a* — односторонне-наклоненная; *б* — двусторонне-наклоненная; *в* — волнообразная.

Грань $\{001\}$ перпендикулярна к плоскости рисунка, ребро $\{100\}$ параллельно нижнему его краю.

1 — освещенные террасы ступенек; 2 — боковые стороны ступенек.

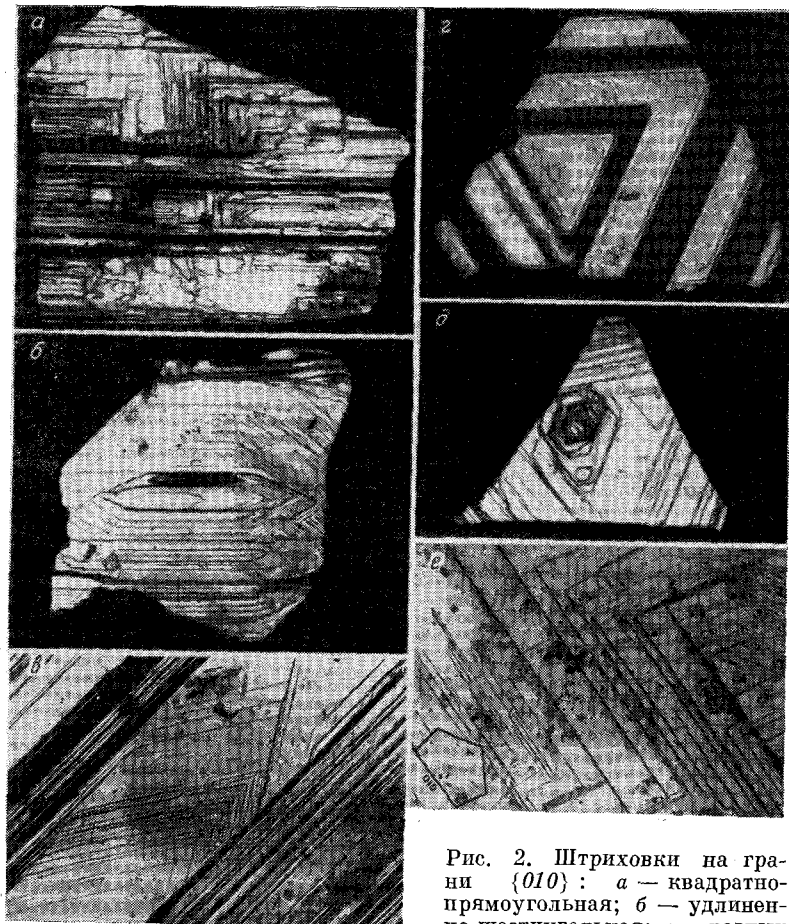


Рис. 2. Штриховки на грани $\{010\}$: *a* — квадратно-прямоугольная; *б* — удлиненно-шестиугольная; *в* — разных порядков; на грани $\{111\}$: *г* — грубая обратнопараллельная; *д* — переход шестиугольной в треугольную; на грани $\{210\}$: *е* — тонкая.

кристаллов иштрихованы слабее, чем грани $\{100\}$ в комбинации с $\{111\}$.

Квадратно-прямоугольная и удлиненно-шестиугольная штриховки наблюдаются значительно реже прямой и являются штриховками переходного типа. В чистом виде такая штриховка присутствует на гранях только при зарождении растущих слоев вдаль от ребер и при внезапной остановке роста слоев, еще до достижения ими противоположного ребра грани (рис. 2, б). В зависимости от того, на какой стадии формирования штриховки прекратится рост кристалла, получаются различные переходные формы между третьим и вторым, вторым и первым, третьим и первым типами ступенчатости. Иногда на гранях $\{100\}$ пирита присутствуют сразу все три типа штриховки (см. рис. 2, а), на конечном результате при нормальном и продолжительном росте кристалла является прямая штриховка.

На гранях $\{111\}$ изученных кристаллов обнаружена треугольная, обратнопараллельная и повернутая, шестиугольная штриховка. Первая составлена комбинацией граней $\{111\}$, $\{112\}$, $\{101\}$, $\{103\}$, вторая и третья — комбинацией $\{111\}$ и $\{hkl\}$. Высота и ширина ступенек может быть как одинаковой, так и отличной друг от друга по трем направлениям. Центральный треугольник штриховки либо равносторонний, либо равнобедренный, иногда смещен или повернут относительно ребер грани октаэдра (рис. 2, з). Размеры ступенек треугольной штриховки колеблются, образуя то грубую ступенчатость (рис. 2, з), то тонкую штриховатость (рис. 2, д). Шестиугольная штриховка менее распространена и в чистом виде на гранях $\{111\}$ не встречается, а переходит в треугольную по мере распространения растущего слоя.

Описанные виды ступенчатости характерны для октаэдрических кристаллов, размером не более 3 мм. На поверхности более крупных кристаллов штриховка роста обнаруживается при увеличении в 100—150 раз. Очертания ее удлиненно-шестиугольные, переходящие в треугольные. Ребра передних торцовых ступенек штриховки параллельны ребрам основного октаэдра $[\bar{1}10]$, $[\bar{1}01]$, удлиненные боковые ступеньки параллельны $[112]$.

Штриховка на гранях $\{210\}$ обнаруживается лишь при увеличениях в 100—150 раз и имеет почти прямоугольные очертания, ребра ее ориентированы параллельно ребрам $(102) : (021)$, $(102) : (\bar{1}02)$ основного пентагон-додекаэдра (рис. 2, е).

Измерение ступенек штриховки на профилографе МИС-11 выявило характер распределения и количественно оценило штриховку. После предварительной юстировки кристалла и выбора профиля измерения последовательным совмещением вертикальной нити окуляр-микрометра с началом и концом каждой ступеньки штриховки получаем серию отсчетов. Разность полученных пар отсчетов дает ширину изображения ступенек. Таким же образом, совмещая горизонтальную нить окуляр-микрометра последовательно с верхним и нижним краями ступеньки, получаем очередную серию отсчетов. По разности между двумя соседними отсчетами, определим высоту изображения ступеньки. Истинная величина высоты ступенек профиля

$$h = \frac{a}{2N},$$

где a — разность отсчетов по горизонтальной нити окуляр-микрометра, $мк$; N — увеличение объектива наблюдательного микроскопа.

Ширина ступенек

$$c = \frac{a_1 10 \text{ мк}}{N \sqrt{2}},$$

где a_1 — разность отсчетов по вертикальной нити окуляр-микрометра; 10 $мк$ — цена деления барабана окуляр-микрометра.

По результатам измерений или путем фотографирования строятся профилограммы, которые наглядно воспроизводят профиль поверхности грани

(см. рис. 1). Построение нескольких параллельных профилей позволяет проследить постепенное изменение ребристости грани и может быть использовано для составления топограммы ее поверхности.

Высота ступенек штриховки на гранях $\{010\}$ и $\{111\}$ колеблется от 1 до 215 мк, что составляет 20 000—400 000 элементарных кубических ячеек. Нельзя утверждать, что именно эти величины характеризуют элементарные слои роста. Скорее, они отражают толщину пачек, состоящих из огромного числа более тонких слоев. Существует указание на то, что вещества способны кристаллизоваться слоями того же порядка по высоте, что и ступени грани [Аншелес, 1943].

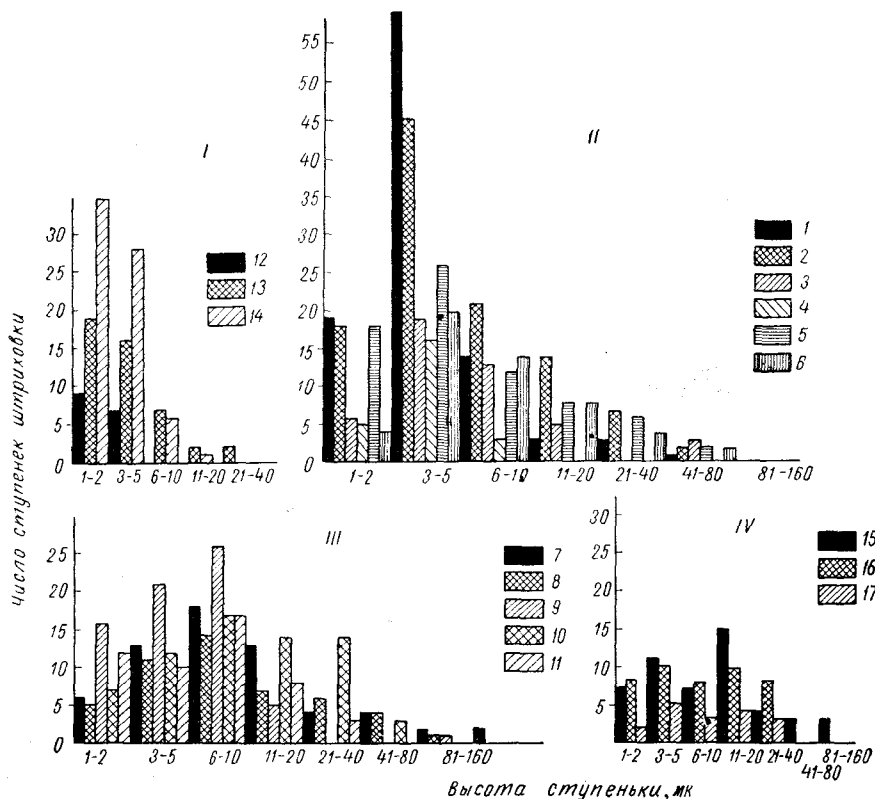


Рис. 3. Гистограммы высот ступенек прямой штриховки. Тип I — кристаллы 12, 13, 14 из скв. 64; тип II — кристаллы 1, 2, 3, 5 из скв. 64; кристаллы 4, 6 профиль 2, карьер, глуб. 80 м; тип III — кристаллы 7, 8, 9, западный борт карьера, профиль 2; кристаллы 10, 11, скв. 980, глуб. 870 м; тип IV — кристаллы 15, 16, 17, западный борт карьера, профиль 2.

По К. В. Банну и Г. Эмметту, «...кристаллы, как правило, растут за счет распространения дискретных слоев на поверхности граней. Иногда эти слои тонки и невидимы, в других случаях они достигают толщины несколько тысяч А» [1949, стр. 127].

Как показали измерения, распределение ступенек штриховки по высоте закономерно, о чем свидетельствуют и гистограммы пространственно общих групп кристаллов (рис. 3).

Кристаллы с характерным распределением ступенек I и II типа, отобранные из пироксеновых жил на глубине 111,5 м в центральной части месторождения, имеют тонкую равномерную штриховку высотой 1—160 мк. Кристаллы из жил магнетит-апатит-пироксен-эпидот-кальцитового состава показаны на III, IV и частично I типе гистограмм. Такое разнообразие в распределении высот ступенек штриховки, вероятнее всего, связано с очень

сложным составом среды кристаллизации пирита. Грани кристаллов из глубоких горизонтов известняков в центральной части месторождения обнаруживают гистограмму IV типа с довольно равномерной тонкой штриховкой при высоте ступенек 1—80 мк. Таким образом, при значительных колебаниях в абсолютных размерах ступенек обнаруживаются определенные закономерности в их сочетаниях на гранях кристаллов, образовавшихся в аналогичных условиях.

Гониометрическое измерение штриховки осложнилось тем, что в большинстве случаев ступенчатая поверхность в основном давала один непрерывный линейный или вдвоенный сигнал с двумя-тремя более яркими пятнами, отвечающими системам достаточно крупных ступенек. Надежно были установлены ступеньки символов $\{010\}$, $\{210\}$, $\{110\}$, $\{310\}$. Итак, сложная поверхность грани с десятками ступенек дает на гониометре не больше 3—4 сигналов. Неполнота полученных данных усугубляется невозможностью сопоставить грань и ее рефлекс.

Последовательное рассмотрение профилограмм поверхности и результатов гониометрического измерения позволяет получить более полную кристаллографическую характеристику штриховки. Пусть, например, измерением штриховки кристалла на гониометре (рис. 4) надежно установлены символы $\{010\}$, $\{120\}$, $\{130\}$. Это дает возможность ориентировать профилограмму в пространстве, привязав символы к определенным ступенькам штриховки, после чего графически получаем углы ступенек с гранью (010) и по таблицам О. М. Аншелеса [1939] находим теоретические углы, соответствующие построенным, и символы ступенек:

Угол ступеньки штриховки с $\{010\}$	Угол ϕ теоретический	Символ ступеньки
40°	40° 36'	670
63	63 26	210
26	26 34	120
38	37 52	790
56	56 18	320
45	45 00	110
60	60 15	740
18	18 26	130

Установив достоверно 1—2 символа ступенек, пользуясь предложенным методом, можно не только определить полный набор символов, но и однозначно сопоставить их со ступеньками штриховки.

Выводы

1. Для граней $\{010\}$ наиболее распространена прямая штриховка, параллельная $\{001\}$. Удлиненно-шестиугольная и квадратно-прямоугольная штриховки на грани куба являются переходными и в конечном счете формируют прямую штриховку. На грани $\{111\}$ присутствует

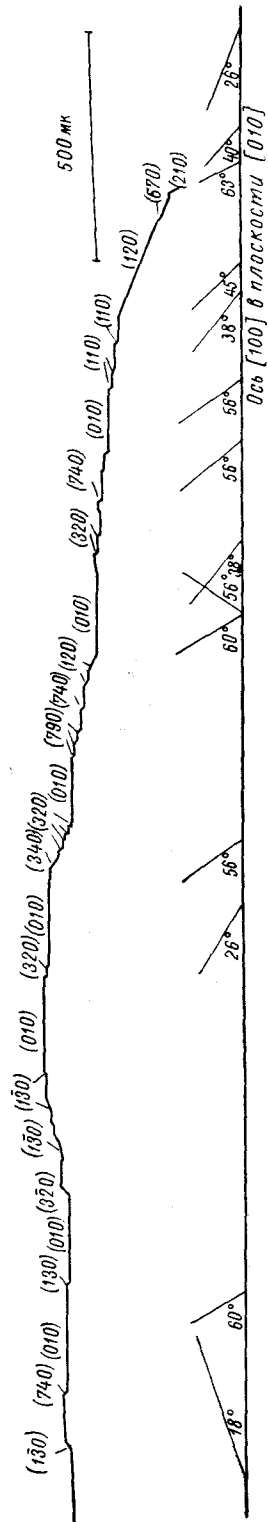


Рис. 4. Профилограмма штриховки на грани (010) по результатам измерения на МИС-11.

либо грубая ступенчатость с высотой ступенек 1—130 мк, либо тончайшая штриховка второго порядка удлинненно-шестиугольных очертаний, переходящих в треугольные. Ребра последней параллельны $[\bar{1}10]$, $[\bar{1}01]$, $[\bar{1}12]$ основного октаэдра.

На гранях $\{210\}$ при увеличении в 100—150 раз установлена штриховка почти прямоугольных очертаний, ребра которой параллельны $(102) : (021)$ и $(102) : (\bar{1}02)$ основной грани пентагон-додекаэдра.

2. Высота ступенек штриховки на гранях пирита колеблется от 1 до 215 мк и представлена на грани $\{010\}$ комбинацией следующих форм.

Для прямой штриховки: террасы — $\{010\}$, $\{130\}$; боковые стороны — $\{130\}$, $\{140\}$, $\{320\}$, $\{340\}$, $\{210\}$, $\{120\}$, $\{110\}$, $\{740\}$, $\{790\}$.

Для квадратно-прямоугольной штриховки: террасы — $\{010\}$; боковые стороны ступенек — $\{320\}$, $\{110\}$, $\{120\}$.

Для удлинненно-шестиугольной штриховки: террасы — $\{010\}$; боковые стороны — $\{110\}$, $\{210\}$, $\{310\}$, $\{410\}$, $\{230\}$, $\{320\}$; передние и задние торцовые ступеньки — $\{211\}$, $\{112\}$, $\{142\}$, $\{153\}$, $\{453\}$, $\{623\}$.

На грани $\{111\}$ центральный треугольник штриховки — $\{111\}$, а боковые стороны — $\{112\}$, $\{101\}$, $\{103\}$, $\{hkl\}$.

3. Штриховка кристаллов, выросших в аналогичных условиях кристаллизации, характеризуется определенной высотой ступенек. На гранях пирита из пироксеновых жил преобладают ступеньки высотой 1—5 мк, из магнетит-апатит-пироксен-эпидот-кальцитовых жил — 6—20 мк, из известняков — 3—5 и 10—20 мк. Так, в характере колебаний абсолютных значений высот ступенек, в их способности утолщаться до определенных размеров находят косвенное выражение сложные законы, управляющие кристаллизацией в каждом определенном участке месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Г. К. Штриховка на гранях кристаллов пирита. ЗВМО, ч. 88, вып. 4, 1959.
- Аншелес О. М. О происхождении штриховки на гранях кристаллов. Уч. зап. ЛГУ, сер. естеств. наук, № 88, 1943.
- Аншелес О. М. Вычислительные и графические методы кристаллографии. Изд. ЛГУ, 1939.
- Аншелес О. М. О природе округлых форм алмаза. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 4, № 178, 1954.
- Вернадский В. И. О комбинационной штриховке кристаллических граней. Изв. АН, сер. 6, т. 1, № 10, 1907.
- Генделев С. Ш. Штриховка роста на кристаллах и ее минерагенетическое значение. ЗВМО, ч. 88, вып. 5, 1959.
- Генделев С. Ш. Простые реберные формы кубической сингонии. Зап. ЛГИ, т. 38, вып. 2, 1961.
- Кокшаров Н. И. Лекции по минералогии. Спб., 1863.
- Михеев В. И., Шафрановский И. И. Реберные формы и штриховка на кристаллах. Кристаллография, т. 2, вып. 1, 1957.
- Мокиевский В. А., Джафаров Ч. Д. Перспективы фотогониометрического исследования кристаллов со сложной поверхностью. ЗВМО, ч. 92, вып. 1, 1936.
- Фекличев В. Г. Микрокристалло-морфологический анализ. Наука, 1966.
- Шафрановский И. И., Мокиевский В. А. Некоторые проблемы современной кристалломорфологии минералов. ЗВМО, ч. 93, вып. 5, 1964.
- Bunn C. W. and Emmett H. Discussion of the Faraday society, № 5. Crystal growth, 1949.
- Sunagawa I. Rep. Geol. surv. Japan, № 175, 1957.

УДК 548.1.021.2

КОНИЧЕСКИЕ ВИЦИНАЛИ НА ПИНАКОИДЕ КАЛЬЦИТА

А. В. Шустов

Вицинальные образования на гранях $\{0001\}$ отмечались на кристаллах исландского шпата из месторождений Восточной Сибири. Кристаллы исландского шпата принадлежат различным габитусным разновидностям, но особенно ярко проявляются на образцах, имеющих вид усеченной дипирамиды $\{8 \cdot 8 \cdot \overline{16} \cdot 3\}$.

Образец с участка Водораздельный имеет размер 10 см по оси $\bar{3}$ и представляет собой монокристалльную дипирамиду $\{8 \cdot 8 \cdot \overline{16} \cdot 3\}$, усеченную гранью пинакоида (рис. 1). Поверхность пинакоида представлена системой перекрывающихся друг друга вициналей, расходящихся в трех направлениях от центральной точки и от трех лучей, лежащих в отрицательной области плоскости симметрии — P^* . Отдельная вициналь имеет форму части конуса, покрытого штриховкой по образующей (рис. 2, а). Кроме этой радиальной штриховки, имеется поперечная штриховка, общая для всех вициналей одного направления. Поперечная штриховка по форме напоминает штриховку скольжения по плоскости $\{10\bar{1}\bar{1}\}$. Валик штриховки лежит в плоскости $\{10\bar{1}\bar{1}\}$ при всех искривлениях грани. Световой рефлекс конической вицинали в идеальном случае должен иметь вид дуги, касающейся точки, соответствующей $\{0001\}$. Однако, микроступеньки поперечной штриховки в действительности сдвигают дугу на большей части площади вицинали, обычно опуская ее в сторону изгиба. Вследствие этого рефлекс имеет ширину дуги порядка 3° . В пределах этой ширины отмечаются несколько ярких дуговых линий. Световой точки, соответствующей $\{0001\}$, на этом образце не отмечается (на других она обычно бывает). Суммарный рефлекс от поверхности пинакоида имеет вид трех широких дуговых полос, образующих в месте пересечения выпуклый равносторонний сферический треугольник (рис. 2, б).

В целом поверхность пинакоида является искривленной — выпуклой в центре и в положительных секторах сферы проекций и несколько вогнутой



Рис. 1. Вицинальные образования на грани $\{0001\}$.

* Каждая плоскость симметрии условно разделяется на две положительные $+P$ и две отрицательные $-P$ области, разграниченные осью $\bar{3}$ и нормальной этой оси плоскостью. Нормали к граням основного ромбоэдра $\{10\bar{1}\bar{1}\}$ расположены в $\mp P$.

в отрицательных секторах. Отклонение от поверхности $\{0001\}$ является наибольшим в отрицательной области плоскости симметрии $-P$. Относительное расположение описанной скульптуры на грани определяется лишь положением центральной точки (рис. 2, б). На кристалле, как правило, отмечается несколько зон роста, разграниченных хорошей отдельностью по $\{0001\}$, обнажающей на каждой зоне описанную выше скульптуру (рис. 2, в).

Над центральной частью каждой вскрываемой таким образом поверхности пинакоида располагается уплощенная полость с газово-жидким включением. При рассмотрении внутреннего строения видно, что увеличение объема

кристалла в заключительные этапы его роста происходит за счет нарастания головок (как бы срезанной ранней зоной роста по пинакоиду) без существенного изменения ширины кристалла.

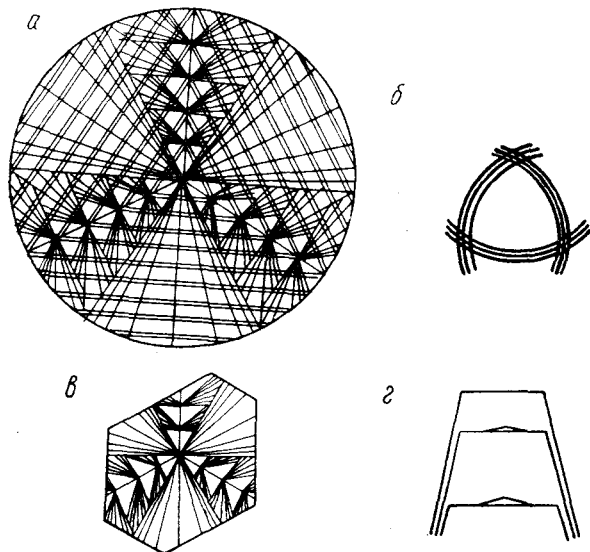


Рис. 2. Схема строения кристалла с гранью пинакоида.

a — радиальная и поперечная штриховки на пинакоиде; *б* — картина светового рефлекса; *в* — асимметричное расположение вициналей на грани; *г* — схема зональности кристалла.

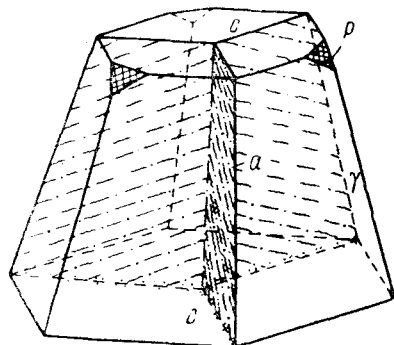


Рис. 3. Схема положения плоскостей замутнения в объеме зоны роста. Формы $c \{0001\}$; $p \{10\bar{1}1\}$; $\gamma \{8 \cdot 8 \cdot \bar{1}6 \cdot 3\}$; $a \{11\bar{2}0\}$.

Объем каждой зоны роста распадается на три блока, отделенных один от другого полуплоскостями замутнения (рис. 3), соответствующими $-P$ и проходящими через упомянутые ранее лучи (на которых лежат вершины конических вициналей). Линия встречи трех полуплоскостей, параллельная $\bar{3}$, является местом максимального замутнения и отчетливо выделяется в объеме кристалла.

Анализируя морфологические наблюдения, можно отметить следующие особенности роста пинакоида.

1. В процессе роста кристалла грань пинакоида неоднократно образовывалась и зарастала. Можно предположить, что условия, необходимые для появления и достаточные для зарастания пинакоида, очень близки.

2. Поверхность пинакоида, образовавшаяся на границе условий возникновения и зарастания, не плоская, а представляет собой совокупность конических вициналей. Термин «грань» в отношении такой поверхности имеет условный характер, означая лишь, что она близка к $\{0001\}$.

3. Пинакоид является гранью торможения, т. е. гранью, которая не имеет своей пирамиды нарастания*. При осуществлении каких-то условий такая грань быстро увеличивается по площади, при изменении параметров раствора грань быстро зарастает.

* Г. Г. Леммлейн. Секториальное строение кристаллов. Изд-во АН СССР, 1948.

В рассматриваемом случае поверхность пинакоида имеет под собой пирамиды нарастания граней основного ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$. Поперечная штриховка, по форме напоминающая штриховку скольжения по $\{10\bar{1}1\}$, является следом перемещавшихся в процессе роста граней $\{10\bar{1}1\}$. Когда $\{0001\}$ зарастала, над центральной частью площадки пинакоида козырьки тангенциально нараставших граней $\{10\bar{1}1\}$ образовывали при смыкании уплощенную полость с газовой-жидким включением. Условия роста, по-видимому, постоянно колебались на пределе возникновения и зарастания грани $\{0001\}$, и поэтому места, где прежде всего возникли площадки пинакоида, отмечены замутнением. Три плоскости замутнения соответствуют «диагональным прослоям», обусловленным перемещением ребер ромбоэдра в процессе роста. Ось максимального замутнения соответствует линии перемещения вершины при $\bar{3}$. Правильное секториальное строение поверхности пинакоида обусловлено его тангенциальным разрастанием от одной точки — вершины основного ромбоэдра.
