



**Минно-Геоложки Университет
“Свети Иван Рилски”
Геологопроучвателен Факултет**
*Катедра “Минералогия и
петрография”*



МАРГАРИТА ТЕНЬОВА ТОКМАКЧИЕВА е родена на 05.09 1941 година в гр. Дупница. Омъжена с две деца. Основното и средното си образование получава в родния си град. Тя завършва Минно-геоложкия университет през 1964 г. специалност Геология и проучване на полезните изкопаеми, степен магистър (инженер-геолог), работи като геолог на рудник и разработва докторантура върху минералогията и геохимията на находище "Радка", Панагюрско. Доктор е от 1974г.

Специализира в Московската геологопроучвателна академия и защитава докторантура в Института по минералогия и геохимия на редките елементи, Москва, Русия, върху минералого-геохимичните особености на медните находища от Панагюрско-Етрополския руден район. Доктор е на геологическите науки от 1997 година

Доцент, доктор на геологическите науки, МАРГАРИТА ТЕНЬОВА ТОКМАКЧИЕВА е преподавател по "Минералогия" в Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София от 1975 година. През тези 30 години тя е обучила над 5 000 геологопроучватели, минни инженери и други специалисти. Преподава дисциплините "Минералогия", "Минералогия и петрография", "Генетична минералогия" "Минералогия на околната среда" на повече от осем специалности от бакалавърското и магистърско ниво на обучение в университета. Чела е лекции по Кристалография и Минералогия в Нов български университет. През последните години знанията в областта на науките за земята и на минералогията значително се разшириха. Натрупан е огромен фактологичен материал в областта на кристалохимията, морфологията, систематиката и генезиса на минералите, който автора умело обобщава в курсовете по минералогия. Студентите не само изучават основните закони на тези древни науки, но и допълват знанията си от богатата научна литература и информацията в електронните издания.

Нейната **научно-изследователска дейност** е разнообразна. Автор е на 117 научни публикации, сред които 7 учебника и учебни пособия и 1 монография. Дългогодишните ѝ научни изследвания са в областта на минералогията и геохимията. Научните ѝ интереси са широки: минералния състав на рудните находища и техните геохимични особености; закономерностите в изменение на кристаломорфологията на минералите в процеса на рудообразуване, благородните и редки елементи в състава на рудните минерализации и тяхната форма на разпространение, извеждане на минералого-геохимични модели на рудообразуване, типоморфизмът на златото и на други минерали .

Доц. дгн М. Токмакчиева е **ръководител катедра "Минералогия и петрография"** от 2001 година и е **председател на музейния съвет** при "Музей по минералогия, петрография и полезни изкопаеми". **Член** е на Българското геологическо дружество, на Българското минералогическо дружество и на Съюза на учените в България и е дългогодишен член на техните ръководства. Наред с преподавателската си дейност тя активно участва в разработването на повече от 20 научно-приложни проекти.

Участва с доклади в повече от 15 научни конференции у нас и в чужбина.

Нейните учебници по Минералогия служат за обучение на студенти във висшите училища. Те се използват от специалисти, докторанти и специализанти и са достъпни за получаване на научни познания в областта на Кристалографията, Минералогията и Петрографията . Всяко следващо издание на учебника "Минералогия" е допълнено, преработено и обогатено със съвременните познания на тези науки. Електронното издание "Минералогия" съответства на учебника издаден през 2003 година от изд. къща "ЕКОПРОГРЕС" със запазени авторски права: ISBN 954-91293-1-4. Той е допълнен и обогатен с 210 цветни илюстрации от личната колекция на автора. 14 от дигиталните фотоснимки на редки минерали са от колекцията на гл.ас.д-р Р. Паздеров и 6 от тази на проф. дгн М. Стойнова, за което им благодаря. Много от дигиталните фотографии са направени от гл.ас. д-р Б. Банушев, за което му благодаря.

В учебника е обобщен значителен и разнообразен материал, който е публикуван не само в учебници, но и в много научни публикации по минералогия и кристалография. Той отразява съвременното познание по тези основни науки за земята. Богатият нагледен материал от черно-бели схеми и фигури и цветни приложения на описаните 420 минерални вида и разновидности го прави главно помагало по усвояването на познанието в областта на минералогията, кристалографията и основните генетични типове скали. Той е отворен за по-нататъшно допълване и обогатяване с новите познания в тези динамично развиващи се науки.

**СПИСЪК НА ПУБЛИКАЦИИТЕ НА
доц. дгн МАРГАРИТА ТОКМАКЧИЕВА**

1. Структурни особености на меднопиритното находище "Радка", С, сп. Рудодобив, кн. 8-9, 1970 (в съавторство с В. Велчев).
2. Използване на геометризацията за определяне химизма на хидротермално-променените скали от находище "Радка", Межд. Маркшайдерска конференция, Варна, 1971 (в съавторство с В. Велчев).
3. Използване на първичните ореоли на разсейване на рудите за прогноза на слепи рудни тела в условията на дълбоките хоризонти на рудник "Радка"(предварителни данни), Бюлетин на НИПРОРУДА, 3, 1970 (в съавторство с В. Велчев).
4. Използвания геохимически методи для диагностики рудоконтролирующих разломов (на примере медноколчеданного месторождения "Радка" в Болгарии)-
Първи геохимичен конгрес, Москва, 1971.
5. Комплексен характер на рудите от меднопиритното находище Радка, С, сп. Рудодобив, 10, 1972.
6. Минералохимичен състав на рудите от меднопиритното находище "Радка" с оглед по-рационалното извличане на полезните компоненти, Научно-техническа конференция, ВМГИ, 1972.
7. Върху някои закономерности при разпространение на елементите в първичните ореоли на разсейване около рудните тела от находище "Радка"-Панагюрски руден район, Год. ВМГИ, 1972.
8. Ендогенни геохимични ореоли на меднопиритното находище "Радка"-Панагюрски руден район, Научно-техническа конференция "20 години ВМГИ", Варна, 1-4 XI, 1973.
9. Preliminary Results on the Primary Deep Geochemical Aureols of Elements in the "Radka" pyritic Copper Mine /Bulgaria/ Torontoq April 16-18, 1970 (съвместно с В. Велчев).
- 10. Автореферат "Ендогенни геохимични ореоли на меднопиритното находище "Радка"-Панагюрски руден район и перспективност на орудяването, за присъждане на научната степен "доктор", С, ВМГИ, 1974.**
11. Върху физико-механичните свойства на рудовместващите скали от Радкинското рудно поле, С, сп. Рудодобив, 7-10, 1975.
12. Използване на ендогенните геохимични ореоли при прогнозиране на слепи рудни тела, С, Рудодобив, 3, 1975 (съвместно с Н. Чолакова и А. Петров).

13. Използване метода на геометризацията за усъвършенстване контрола върху качеството на рудите, С, сп. Рудодобив, кн 2, 1975.
14. Използване геохимичните методи при определяне генезиса на рудните находища, С, Бюлетин НИПРОРУДА, 4, 1976.
15. Върху разпространението на елементите-примеси във вулканските и седиментните скали от Панагюрския руден район, С, Год. ВМГИ, т.21,1977,117-135.
16. Ендогенни геохимични ореоли на рудните тела от Панагюрския руден район и тяхното използване при търсене на находища на полезни изкопаеми, С, Бюлетин НИПРОРУДА,1,1977 (съвместно с Н.Чолакова и А.Петров).
17. Върху нееднородността на главните рудни минерали от медно-порфирните находища в Панагюрския руден район,С, Бюлетин НИПРОРУДА, 4,1977 (съвместно с Н. Чолакова).
18. Изследвания върху самородното злато от медно-пиритните находища в Панагюрския руден район, сп. БГД, год. XXXIX, кн.3,1978, 262-270. (с В. Велчев)
19. Минерален състав на находище "Цар Асен"-Панагюрски руден район,С, Год. ВМГИ, 1976-1977.,181-204
20. Джърлеит и дигенит от медно-порфирните находища в Панагюрския руден район,С, Рудодобив,9,1978.
21. Минералого-геохимични особености на находище "Цар Асен",С, Рудодобив, 6,1978.
22. Типове самородно злато от меднопиритните находища от Панагюрския руден район, Варна, Юбилейна конференция "25 години ВМГИ", 1978.
23. Разпространение на елементите примеси в третичните магмени скали от Лъкинския руден район, Варна, Юбил. Конф. "25 год. ВМГИ, 1978,72-79
24. Използване метода на геометризацията при изучаване химичния състав на меднопиритните и меднопорфирните находища от Панагюрския руден район, Варна, IV маркшайдерска конференция, 1978.
25. Статистическа обработка на резултатите от геохимичните изследвания за изясняване генезиса на рудните находища, Варна, Варна, IV маркшайдерска конференция,1978.
26. Сравнителна минералогическа и геохимическа характеристика медноколчеданых и меднопорфировых месторождений Панагюрской рудной зоны, С, сб. "Geologica Balcaniki", 3, 1979, 35-46

27. Геохимично поведение на петрогенните елементи около меднопиритните рудни тела, С, Бюлетин НИПРОРУДА, 3, 1978.
28. Пирит от меднопиритните и медно-порфирните находища в България, С, Бюлетин НИПРОРУДА, 4, 1979.
29. Върху природата на оцветяване на анхидрита от меднопиритните находища от Панагюрския руден район, С, Год. ВМГИ, 1978-1979, 193-207
30. Изследване закономерностите на разпределение на елементите-примеси в пирита и халкопирита от находищата в Панагюрския руден район с помощта на лазерния микроспектрален анализ, С, Рудодобив, 4, 1979 (съвместно с Л. Петкова).
31. Върху минералогичните особености на халкопирита от меднопиритните находища от Панагюрския руден район, С, "Рудодобив", кн.4, 1980.
32. Скрито зонално разпределение на елементите от меднопиритните и меднопорфирните находища от Панагюрския руден район, С, Год. ВМГИ, 1980 (съвместно с Л. Петкова).
33. Нови данни за супергенните минерали от находище "Елаците", В, Юбил. Сесия "20 години ВМГИ" 1981.
34. Нови данни за формата на отделяне на златото в пирита и халкопирита от находище Елаците, С, Рудодобив, 2, 1982.
35. Върху минералогията на зоната на окисление на находище Цар Асен, С, Рудодобив, 3, 1983 (съвместно с Д. Драганов).
36. Използване метода на инфрачервената спектроскопия при изучаване на минералите от находищата в България, С, Рудодобив, 5, 1983 (съвместно с Б. Велчева).
37. Върху количественото разпределение на супергенните минерали в зоната на окисление на медно-порфирните находища от Панагюрско-Етрополския район, С, Рудодобив, 10, 1983.
38. Пирит из медноколчеданних месторождений Панагюрского рудного района, М, "Известия ВУЗ"-"Геология и разведка", 9, 1984.
39. Некоторые особенности внутреннего строения кристаллов пирита медноколчеданних месторождений НРБ, Изв. ВУЗ, М., 9, 1984, 2-6
40. Минеральный состав зоны окисления медно-порфировых месторождений Панагюрско-Етропольского рудного района (НР Болгария), М, Известия ВУЗ, 9, 1984, 2-12
41. Сравнительная характеристика колчеданних месторождений Малокавказкого типа (Малый Кавказ, СССР и НРБ), М, "Изв. ВУЗ", 10, 1984 (съвместно с Е. Афанасьевна), 55-62.

42. Перва находка малахита ювелирного сорта Болгарии, С, Докл. БАН, 2, 1985,207-209
43. Зеолитовая минерализация в медно-порфировых месторождениях Панагюрско-Етропольского рудного района, С, Докл. БАН,3,1985, 349-351
44. Върху минералния състав на окисната зона на находище Елаците, С, Минно дело, 3, 1985,24-27
45. Нови данни за химичния състав на главните, второстепенните и най-често срещаните рудни минерали в меднопиритните находища от Панагюрския руден район, С, Минно дело, 8, 1985,29-31.
46. Изследвания върху самородното злато от медно-пиритните находища в Панагюрския руден район, сп. БГД, год. XXXIX, кн.3,1978, 262-270. (с В. Велчев)
47. Состав самородного золота из медно-порфирового месторождения Елаците, С, Докл. БАН, 12,1985, 1673-1676
48. Съвременни минерализации при откритото разработване на медни руди, С, Год. ВМГИ, 1988, 209-218
49. Сравнителна минераложка характеристика на меднопиритните находища от Панагюрско-Етрополския район, С, Год.МГУ, 1992, 95-99.
50. Сравнителна минералого-геохимична характеристика на медно-порфирните находища от Панагюрско-Етрополския район, С, Научна сесия " Достижения и задачи на българската минералогия и геохимия, 1992,
51. Нови данни за благородните метали и редки елементи в състава на рудните находища от Панагюрско-Етрополския район, С, Год. МГУ, 39, 1993, 33-38
52. Поведение на златото и среброто в рудообразуващите процеси в Панагюрско-Етрополския руден район, С, Научна сесия " Развитие на българската минералогия", 1993 ,52-55
- 53.Сребърните и паладиеви телуриди в състава на медно-молибденовото находище Елаците, София, Годишник МГУ, 1994 ,с.111-114 (в съавторство с Р. Паздеров).
- 54.Монография " Минерален състав, геохимични особености и генезис на медните минерализации от Панагюрско-Етрополския район", С, 1994 , 458 с.
- 55.Медната минерализация от Панагюрско-Етрополския район, София, Минно дело и геология, 1995, с. 16-20
- 56.Mineral paragenesis of white metals in the composition of Elatsite deposit , 1995, сп. Геология и минерални ресурси ,5, (с Р. Паздеров), 16-20

57. Златорудният потенциал на Панагюрско -Етрополския район, София, Трудове на II национален симпозиум "Металогения на България", 1995, 97-99.

58 Златото от Панагюрско-Етрополския район, София, сп."Геология и минерални ресурси", №9-10, 1995, 7-11.

59 Минералогия и петрография (учебник), София, печ.база МГУ, 1995, с.350, (съвместно с Т. Маринов и Ал. Султанов).

60 Систематика и разпространение на минералите от Панагюрско-Етрополския район, София, сп. Геология и минерални ресурси, кн.4, 1996, с. 10-13.

61. Златото в зоните на окисление на сулфидните находища, Трудове на II-та национална конференция "Благородните метали и техните находища в България", 1996, с.87-89.

62. Автореферат на тема " Минералого-геохимическите особености на медните месторождения в Панагюрско-Етрополския район (Република България), Москва, ИМГРЕ, 1997.

63. Минерализации с високи съдържания на редки елементи и благородни метали в състава на медните орудявания от Централното Средногорие, сп. Геология и минерални ресурси, 1997, кн. 8-9, с. 35-40.

64. Поведение на рудообразуващите елементи в процеса на формиране на медните орудявания от Панагюрско-Етрополския район. 1996. Сп. Годишник МГУ, т. 41. Св. 1, Геология, 1996.37-41.

65. Типоморфен минерален състав на зоните на изветряне на медните орудявания, сп. Геология и минерални ресурси, № 1, 1997, с. 17-22.

66. Минералого-геохимични особености на медните находища от Панагюрско-Етрополския район, Годишник на Комитета по геология и минерални ресурси. 1997. Том 29, с. 153-169.

67. Сравнителна минералогическа и геохимическа характеристика на медноколчеданите и меднопорфировите месторождения в Панагюрската рудна зона, С, сб. "Geologica Balcanici", 3, 1979, 35-46

68. The gold georesources of Bulgaria - in the first places in Europe, сп.

ГМР, 1998, 2-3, 42-47 (съвместно с В. Гергелчев, В. Бресковска, И.

Пеев)

69. Пещерните перли, сп. Геология и минерални ресурси, кн. 2-3, 1998, (в съавторство с А. Близнаков), 30-33.

70. Минералого-геохимични критерии за търсене на медни находища в Централното Средногорие, сп. Минно дело и геология, кн. 4, 1998, с. 7-11.

71. Форма на присъствие на благородните и редки метали в находищата с горнокредна възраст от Централна и Източна България, сп. Минен софтуер, № 4, 1998, с. 10-14, (в съавторство с Д. Антонова и Ж. Дамянов).
72. Средномашабна металогенно-прогнозна оценка на регион Елаците върху нетрадиционни металогенни феномени, сп. Геология и минерални ресурси, № 1, 1999, с. 19-23, (в съавторство с В. Гергелчев и Ем. Христов).
73. The presence of the precious metals such As, Au, Ag, Pt, Pb in the copper cretaceous deposits-central and east parts of Bulgaria, XVI congress, Vienna, 1998, s. 44, (в съавторство с Антонова).
74. Златно-сребърните орудявания от Западнобалканско-Централносредногорски магмотектонски макровъзел, Юбилейна научна сесия в чест на 85 год. на акад. Ив. Костов, 21-22 I. 1999, с. 9 (в съавторство с В. Гергелчев).
75. Основни резултати от металогенното прогнозиране на нови златоносни и среброносни орудявания в Западния Балкан и Централното Средногорие, Научна конференция “Комплексно използване на минералните суровини”, 20 април, 1999 год., София, с. 6-8 (в съавторство с В. Гергелчев).
76. Борнитовите минерализации в състава на медните находища у нас, 1999, Научна конференция “Комплексно използване на минералните суровини”.40-44.
77. Причини необично високой продуктивности медных оруденений Центрального Средногорья редкими элементами, Докл. БАН, 50, 1997,59-62.
- 78.Перспективи за откриване на нови находища в Запад нобалканско-Централносредногорския магмо-тектон ски макровъзел, С., сп. Минно дело и геология,1-2,1999,58-60.
79. Минералогия, учебник, 1999, ИК РОД, 196 с.
80. Минералогия, учебник, 1999, Печатна база МГУ, 235 с.
81. Борнитовите минерализации в състава на медните находища у нас, сп. ГМР, 8-9, 1999.
82. Palladium, Platin, Gold und fluide Elnshlusse in porphyry Kupfer Lager seatte Elacite (Bulgarien) (с Tarkian и Kunke U. und Bogdanov K.) Miner Deposita (1999),
83. Основни тенденции, проблеми и перспективи на сребърния георесурсов потенциал на България, III Нац. Симпозиум “Металогения на България, 23-24, IX, 1999.

84. Приложни препоръки от металогенното прогнозиране за региона на Елаците, III Симпозиум "Металогения на България", 1999.
85. Латерална и темпорална еволюция на златно-сребърните минерализации от Централното Средногорие, III симпозиум "Металогения на България", 1999.
86. Приложни препоръки от средномащабното металогенно прогнозиране за региона на находище "Елаците", сп. Минно дело и геология, I, 2000, 12-15.
87. Кристаломорфоложки особености на пирита в медните орудявания от Централното Средногорие, сп. "Геология и минерални ресурси", 1-2, 2000, 4-10.
88. Some geodynamic of Au-Ag ore forming in Central Srednigorie, Межд. Конф. ABCD-GEODE, 2000 (съвместно с В. Гергелчев, Е. Христов и А. Георгиева), 25.
89. Modelind of graviti and magnetic anomalies for the conditions of the Panagyuriste ore region, Межд. Конф. ABCD-GEODE, 2000. (съвместно с Р. Радичев и Ст. Димовски)135-149.
90. Нововскрyтий Западнобалканско-Централносредногор- ский магмотектонический трилучевой узел-перспективный для новых золотоносно-сереброносных порфириовых медных оруденений, Докл. БАН, 53, 3, 2000 (в съавторство с В. Гергелчев), 67-70.
91. Mineralogy and Geochemistry of silver in the Endogenous mineralizations of the Central Srednogorie, Geological Conferense, 11-13, X, 2000, 176-177, Sofia,
92. Геодинамични аспекти в златно-сребърното рудообразуване в Централното Средногорие, сп. ГМР, 9, 2000, 33-36, (съвместно с В. Гергелчев).
93. Среброто в медните минерализации от Централното Средногорие, сп. Минно дело и геология, 10, 2000, 12-15
94. Modeling of gravity and magnetic anomalies fdr the conditions of the Panagjurishte ore region, Bulgarian Geffisical Journal, 25, 1999 , 135-149, (съвместно с Р. Радичев и Ст. Димовски).
95. Минералогия, 2000, ИК РОД, 242 с.
96. Magmatismus and ore-formation at Laky ore field (northern Rhodopes), JAGOD, 1984 (съвместно с М. Стойнова, С. Стойнов и И. Бедринов), 457-461.
97. Записки по минералогия (за спец. ГППИ II курс), 1986.
98. Някои геодинамични аспекти в златно-сребърното рудообразуване в Централното Средногорие, 2001, сп. ГМР, 2-3 (съвместно с В. Георгиев).

99. Ръководство на учебни практики по Минералогия и петрография, 2001, колектив, ИК "Екопрогрес", 86 с.(с колектив)
100. Златото и среброто в находищата на България, 2001, VIII нац. Маркшайдерска конференция, 149-158.
- 101 Минералогия на златото от рудните находища в Централното Средногорие, 2001, Год. МГУ, т. 43-44, св. 1, Геология, 73-77.
102. Сребърните георесурси на България-оценка и прогнози, 2002, сп. МДГ, кн. 1, 18-22, (с В. Гергелчев и Н. Обретенов).
103. Моделиране на гравитационните и магнитните аномалии за медните находища в Централното Средногорие, 2002, сп. МДГ, кн. 3-4, 55-60 (с Р. Радичев и Ст. Димовски).
104. Ценни съпътстващи компоненти в състава на българските меднопорфирни находища, 2002, Год. МГУ, том 45, св. I, Геология, 69-74.
105. Valuable minor components in the Composition of porphyry copper deposits, 2000. Annual MGU, 45, 69-74.
106. Каменишкият регионален металогенен купол, нова рудоконтролираща структура, 2003, сп. ГМР, с.77-21 (с В. Гергелчев).
107. Минералогия, 2003, ИК "Екопрогрес", 245 с.
108. Сравнителен анализ на разпределението и формите на срещане на златото и среброто в медно-пиритните и медно-порфирните находища от Централното Средногорие, 2003, IV нац. Симп. "Металогения на България", С, с. 181-184.
109. Distribution of paladium, platinum, gold and fluid inclusions in the Elacite porphyry copper deposit, Bulgaria, 2003, Miner Deposita (2003), 38, 261-281 (с Tarkian M, Hunken U, Bogdanov K).
110. Минераложки особености на супергенните минерализации от медните находища в Централното Средногорие, 2003, Год. МГУ,171-176.
111. Mineralogical characteristish of supergenic mineralizations in copper deposits of Central Srednogorie, 2003, Annual MGU, Vol 44, part, Sofia, pp 171-176.
112. Минералого-геохимични модели на рудообразуване в Централното Средногорие, сп. Геология и минерални ресурси, кн. 6, 2003. с.28-34
113. Кристаломорфологична еволюция на пирита, научна сесия "Минералогенезис", в чест на 90 годишнината на акад. Ив. Костов, 22 и 23.01.2004, София, с.58-59
114. Минералното разнообразие на Панагюрско Етрополския руден район, Годишник МГУ, 2004,с.177-181.

115. Минераложки особености на злато от речните отложения в Панагюрско, Годишник МГУ, 2005, с.71-77.

116. Минералогия на медните орудявания от Централното Средногорие, сп. Минно дело и геология, кн.2, 2005, с.25-30.

117. Типоморфни особености на разсипното злато от Панагюрско, (с Т. Даскалов), сп. Минно дело и геология, кн.8, 2005, с.36-41.

ОСНОВНИ НАУЧНИ И ПРИЛОЖНИ ПРИНОСИ

- 1. Описани са 177 минерални названия, от които 141 минерални вида и 36 минерални разновидности и групи минерали. Всички те са изследвани със съвременни минераложки методи. От описаните минерали 26 са нови за минерализациите от Централното Средногорие и 23 са за първи път описани у нас.**
- 2. Изучен е минералния състав на отделни находища.**
- 3. С помощта на съвременна методика са изследвани условията на минералообразуване и минералната форма на участие на елементите в състава на различните типове минерализации. Направено е сравнение с други райони в света, на основата на което са изведени закономерностите на тяхното разпределение в земната кора.**
- 4. Установени са закономерности и минералогията в развитието на ендеогенното минералообразуване и са доказани условията за концентрирането на редки минерали.**
- 5. Разкрит е богатия и разнообразен минерален състав на супергенните зони на медните орудявания.**
- 6. Изучени са минераложките особености на златото от речните отложения, с което са потвърдени изследванията на дреги автори и е направен принос в изучаването на минералогията на този ценен минерал, измененията в неговия химизъм и морфология.**
- 7. Систематизирана е минералогията на един уникален руден район у нас с огромно минерално разнообразие, което прави научните изследвания широко приложими.**
- 8. Главният обект на изследване е един от най-перспективните и значими за добив на медни руди и благородни метали райони у нас, което прави провежданите в продължение на 40 години минераложки изследвания актуални. Всички те са провеждани без самоцелност с определена насоченост към прилагането им в геолого-проучвателната и минно-добивна практика.**

9. Направените в публикациите изводи имат освен научна, също и приложна насоченост. В тях са направени ценни препоръки към добива на полезните изкопаеми с голяма икономическа значимост.
10. Изводът, че кристаломорфологията на пирита зависи от наситеността на разтворите е в потвърждение на IV-тото българско откритие. Изследванията доразвиват научната теза за зоналното разпределение на кристаломорфоложките типове и имат значително приложение за решаване на генетични проблеми, в геолого-проучвателната практика за търсене на руди и за комплексното оползотворяване на типовете минерални суровини.
11. С изследването на разпределението на златото, среброто, молибдена, платината, паладия, селена, телура, бисмута, кобалта, никела и на други редки елементи, на тяхната минерална форма на участие в медните орудявания се потвърждава тяхната значимост за добив тези ценни съпътстващи компоненти. Направен е принос към изследване минералогията на благородните метали и редки елементи, като е установена тяхната минерална форма на отлагане в хидротермалния процес. Пределени са също и условията на минералообразуване, при които те се концентрират.
12. Изводът, че причините за необикновено високата продуктивност на редки елементи са резултат от проявата на ефективен рудоконтролиращ механизъм, в основата на който стои мантийният произход на флуидите, миграцията на компонентите и процесите на самоочистване на минералите има значителен научен принос в минералогията на редките елементи и е с определена научно-приложна значимост при оценката на различните минерални типове руди.
13. Разнообразните и целенасочени минераложки и геохимични изследвания са в основата на разработване на оригинални минералого-геохимични модели на минералообразуване със значим научен и приложен принос.
14. Тези модели са подкрепени и с подобни геофизични модели, с което се потвърждава достоверността на научните изводи, направени при интерпретацията на едни чисто природни процеси.
15. Значим е приноса на изучаването на поведението на рудообразуващите елементи и установените закономерности на геодинамичните аспекти на цзлетно-сребърното рудообразуване.

16. Минераложките научни изследвания са в основата за оценка на златните георесурси на страната ни.

17. Минералогенезисът и научната минералогична интерпретация, синхронизират с другите металогенни изследвания. Те дават основание да се направят научни изводи в геодинамичното развитие на перспективни райони и се направят приложни препоръки за металогенно прогнозиране и търсене на нови находища.

18. Изведени са минералого-геохимични критерии, които имат приложимост не само у нас , но и за други рудни райони в света.

19. Минераложките изследвания и тези в областта на генетичната минералогия намират приложение за обучението на студентите по "Минералогия", "Генетична минералогия" и Минералогия и геохимия на околната среда".

20. Провежданите дългогодишни минераложки изследвания са принос към развитието на науката "Минералогия" и към минералогенезиса.

e-mail:tokmakchievi@mgu.bg

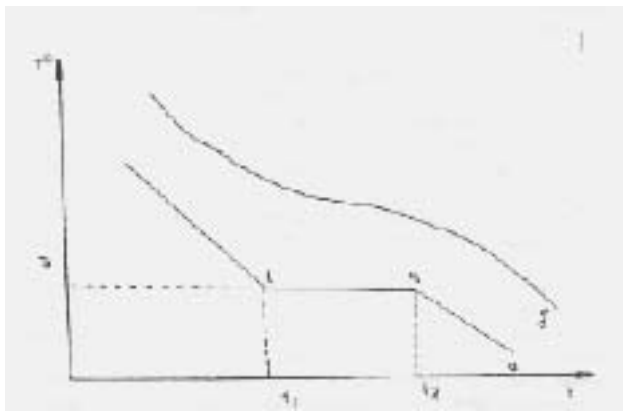
I. КРИСТАЛОГРАФИЯ

Основни особености на кристалите

Кристалографията изучава формата, вътрешния строеж, произхода и свойствата на кристалите. Думата “кристал” е гръцка и означава “лед”. Древните гръци са наричали бистрия и прозрачен кварц “планински кристал”, тъй като са смятали, че той се образува както и ледът при ниска температура. Дълго време понятието “кристал” се е свързвало с представата за чисто и прозрачно тяло. В природата обаче се срещат и аморфни вещества с такива свойства. В последствие изследователите наричат кристали твърдите вещества с правилна външна форма и изучават тяхната геометрия. В средата на миналия век кристалографията се развива като наука за външните форми на кристалите. В природата обаче сравнително рядко се срещат добре остенени кристали. Развитието на физиката и химията спомага за изучаване на вътрешното устройство на кристалите. Установява се, че те са изградени от правилно и закономерно подредени градивни частици.

За веществата са характерни три агрегатни състояния (фази) - твърдо, течно и газообразно. Разликата между тях се състои в различната подвижност на градивните частици (молекули, атоми и йони). При газовете и течностите те извършват постъпателни (браунови) и колебливи движения и притежават по - голяма енергия. Затова те нямат постоянен обем и форма. Твърдите тела се получават при преминаването от течно или газообразно състояние в твърдо. Градивните частици при това могат да се разположат по два начина. Когато молекулите, йоните и атомите се установяват в безредно състояние се образуват аморфни вещества. Най-често този случай се среща при бързо охлаждане на течност. „Аморфен” от гръцки значи безформен. Такива твърди тела са например стъклото, смолите и други. Такъв е минералът опал. От физико - химична гледна точка аморфните тела се разглеждат като “преохладени течности”. Те нямат определена форма и химичен състав. Техните свойства са еднакви в различните посоки, т. е. те са изотропни. Отсъствието на закономерност в разположението на атомите, молекулите и йоните е характерно за аморфните вещества.

Вторият случай е когато градивните частици се подреждат правилно, закономерно, на строго определено разстояние. Той се проявява при постепенно и бавно понижаване на температурата (фиг. 1) на огнетечни стопилки, наситени разтвори или при бавно изпаряване на разтворители. Скоростта на частиците бавно и постепенно намалява.



Фиг. 1. Криви на охлаждане на тешности, при което се получават кристали (а) и аморфни (б) вещества

На фигура 1(а) в точка L се създават условия за образуване на кристали. В участъка L- M температурата на разтвора остава постоянна, въпреки охлаждането на системата. Това се дължи на трансформирането на кинетичната енергия на градивните частици в топлинна, до момента на преустановяване на движението им. В този участък съществуват едновременно и течна и твърда фаза. Образуването на кристалите се придружава от отделяне на енергия-енергия на кристализация. Ето защо те притежават минимална вътрешна енергия. Градивните частици в тях извършват само един вид движения - колебателни. Затова и кристалите имат постоянен обем и постоянна форма. Те са устойчиви (статични). За да се стопи кристала е необходимо възвръщане на загубената енергия и преходът от твърдо кристално състояние в течно е съпроводен с поглъщане на топлина - топлина на топене. Когато охлаждането на течността е много бързо твърдата фаза възниква постепенно и кривата на охлаждането плавно имитира кривата на кристализация (фиг. 1 - б). В тези случаи се получават аморфни вещества. Градивните частици в тях са разпределени хаотично както това в газовете и течностите. Те извършват колебателни и силно забавени движения. С течение на времето молекулите, атомите и йоните в тях могат да се подредят закономерно. Ето защо аморфните твърди тела са неустойчиви (метастабилни) и могат да преминат в кристално състояние.

Характерни особености на кристалите са тяхната еднородност, анизотропност, статичност и способност за самоограждане с плоски стени.

Еднородни са такива тела, всички части на които притежават еднакъв състав и строеж. Еднородността на кристалите се дължи на закономерното подреждане на градивните частици в тях. Природните кристали често съдържат включения или имат дефекти в своя строеж . В лабораторни условия могат да се получат еднородни кристали, които се използват за получаване на чисти вещества и в техниката.

Кристалите проявяват физичните си свойства като твърдост, цепителност и прозрачност по различен начин в различни посоки и направления. Това явление се нарича анизотропност .

Например кристалите на минерала кианит по посока на удължението им имат твърдост 4.5, а в напречна посока - 7. От тук и неговото друго име дистен, което означава двойко твърд. Някои кристали по отношение на разпространението на топлината и светлината в тях са изотропни.

Характерно свойство само за кристалите е способността им да се самоограничават с кристални стени. Тя се дължи на различната скорост, с която кристалите нарастват в различни посоки. Ако късче от кристал поставим в преситен разтвор от съответното вещество, след време то ще се ограда с плоски стени и ще се получи многостенна геометрична форма, която е характерна само за това вещество. Следователно кристалите са предимно твърди тела, които се самоограждат с плоски стени в резултат на закономерното триразмерно подреждане на молекулите, атомите и йоните.

Съществува клас органични вещества, които образуват течни кристали. Подредеността на молекулите в тях не е тримерна, както в твърдите кристали, но тя не е и хаотична, както в течностите и има промеждутъчен характер. Течните кристали възникват в определен температурен интервал в прехода от твърд в течен и течен кристал в изотропна течност. Молекулите на течните кристали имат силно удължена форма и са нискосиметрични или асиметрични. Те могат да се ориентират под въздействието на електрично или магнитно поле, като образуват осева текстура. Течните кристали притежават характерни оптични свойства и намират широко приложение.

I. 1. ГЕОМЕТРИЧНА КРИСТАЛОГРАФИЯ

Идеални и реални кристали. Закон за постоянството на ръбните ъгли

Стените на кристалите се пресичат в ребра (ръбове), ребрата - във върхове (рогове). Всички те се наричат ограничителни елементи. Кристалните многостенници се подчиняват на равенството на Ойлер - Декарт: стени + върхове = ребра + 2($C+V = P+2$). Например при куба (фиг. 2), който е ограден от 6 стени, 8 върхове и 12 ребра ($6+8=12+2$). Когато едноименните стени на кристала са идеално развити, равни по форма и големина и са равноотдалечени по перпендикулярните разстояния от един геометричен център, тогава кристалът е идеален (фиг. 2). Ако едноименните стени са с различна форма и големина и ако тези разстояния не са равни, кристалът е реален (фиг. 3), развлечен. В природата идеални кристали не съществуват. Едно и също вещество при различни условия на кристализация образува различни по форма кристали. Кристали, които са оградени от еднакви по форма и големина стени се наричат прости кристални форми. Известни са 47 прости форми, които имат свои названия, например октаедър, ромбододекаедър, тетрагонална бипирамида I и II вид, тетрагонална призма I и II вид и т. н.

Комбинациите са съставени от две, три или повече прости форми. Всяка една от простите форми на фиг. 4 (а) и (б) може поотделно да остени един кристал. Такава форма се означава

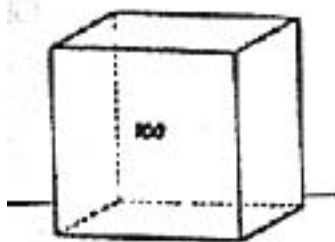
като затворена. Когато простата форма не може да огради изцяло кристала (например пинакоид) тя е отворена .

Кристалите на едно и също вещество могат да имат различни по брой, големина и форма стени. В зависимост от условията на растеж на кристалите едни стени могат да се развиват по добре, други остават малки. Но както и да растат кристалите, тяхната форма се предопределя от закономерния им вътрешен строеж. В резултат на това каквато и външна форма да приеме кристалът на едно или друго вещество, ъглите между съответстващите му стени и ръбове при неп-

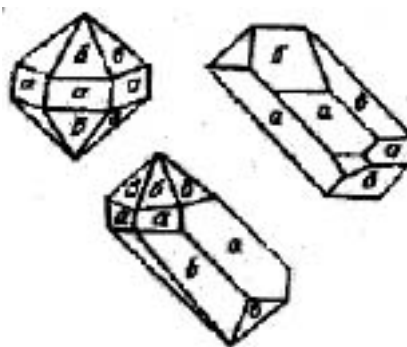
роменящи се външни условия на кристализация се запазват постоянни. Това е първият закон на геометричната кристалография, който е открит през 1669 г. от датския природоизпитател Нилс Стенсен

(Н. Стено) на основата на направени от него измервания на развлечени кварцови кристали.

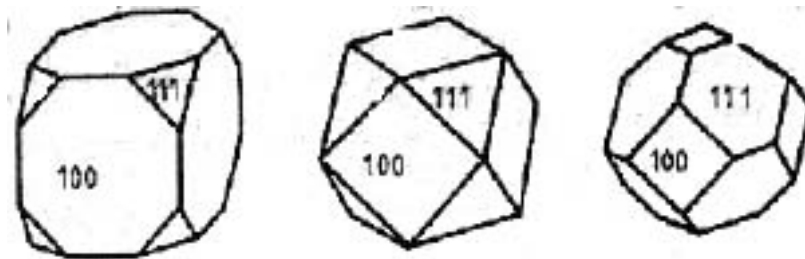
Изключение от този закон правят единствено т. нар. вицинални стени, които се отличават с незначителен наклон по отношение на нормалните стени при кристалите. Те се явяват в резултат на по-особени условия на растеж на кристалите. Законът на Стенсен е потвърден по-късно от Роме дьо л'Ил и Ломоносов.



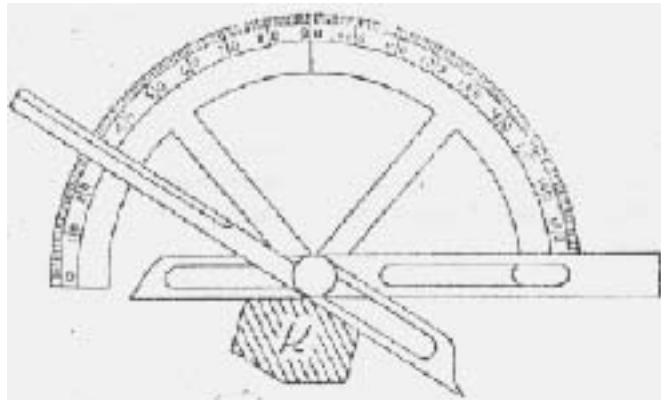
Фиг. 2 Куб



Фиг. 3. Идеален и развлечени (реални) кристали на кварц

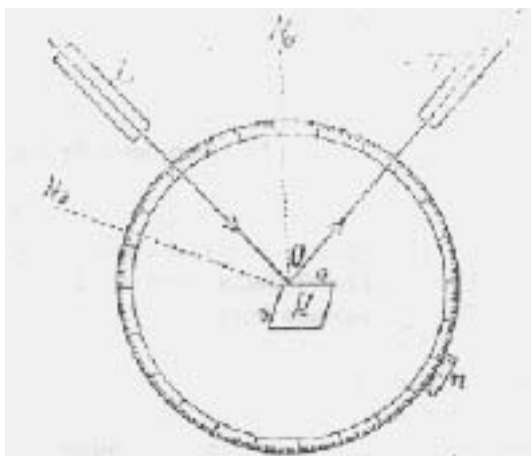


Фиг. 4. Комбинации от куб {100} и октаедър {111}



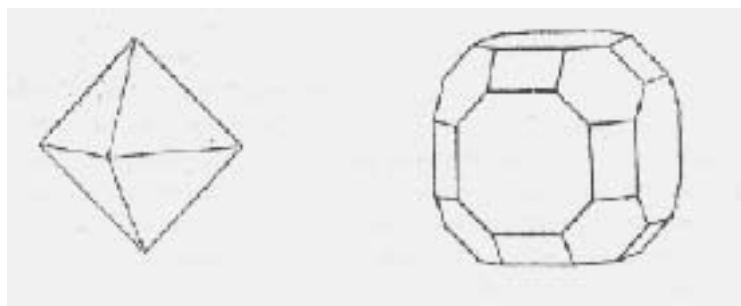
Фиг. 5. Допирателен гониометър

Измерването на ръбните ъгли се извършва с помощта на гониометри. Те биват допирателни и отражателни. Рамото на допирателния гониометър е фиксирано върху транспортир . Това дава възможност за пряко отчитане на ъглите между съседните стени на кристала. Раменете на гониометъра трябва да прилягат плътно и да са перпендикулярни към стените. Така се измерват ръбните ъгли на кристали с размери по-големи от 0.5 sm, като точността на измерването е 30". Отражателните гониометри се използват за мерене на дребни кристалчета. Към кристалната стена се подава светлинен сноп, който се отразява и в наблюдателната тръба се явява като "сигнал". При завъртане на кристала около оста му получаваме нов "сигнал" от съседната кристална стена. Положението на нормалата на дадена стена се определя от две ъглови величини - полярни координати (γ и j), които се отчитат съответно на хоризонталния и вертикалния кръг на гониометъра. Така се определя ръбния ъгъл между съседните стени. Точността на измерванията е една или половин минута, а при съвременни гониометри и до няколко секунди. Сравняването на данните за стойностите на ръбните ъгли в един кристал с определители се използва за диагностика на кристалното вещество.

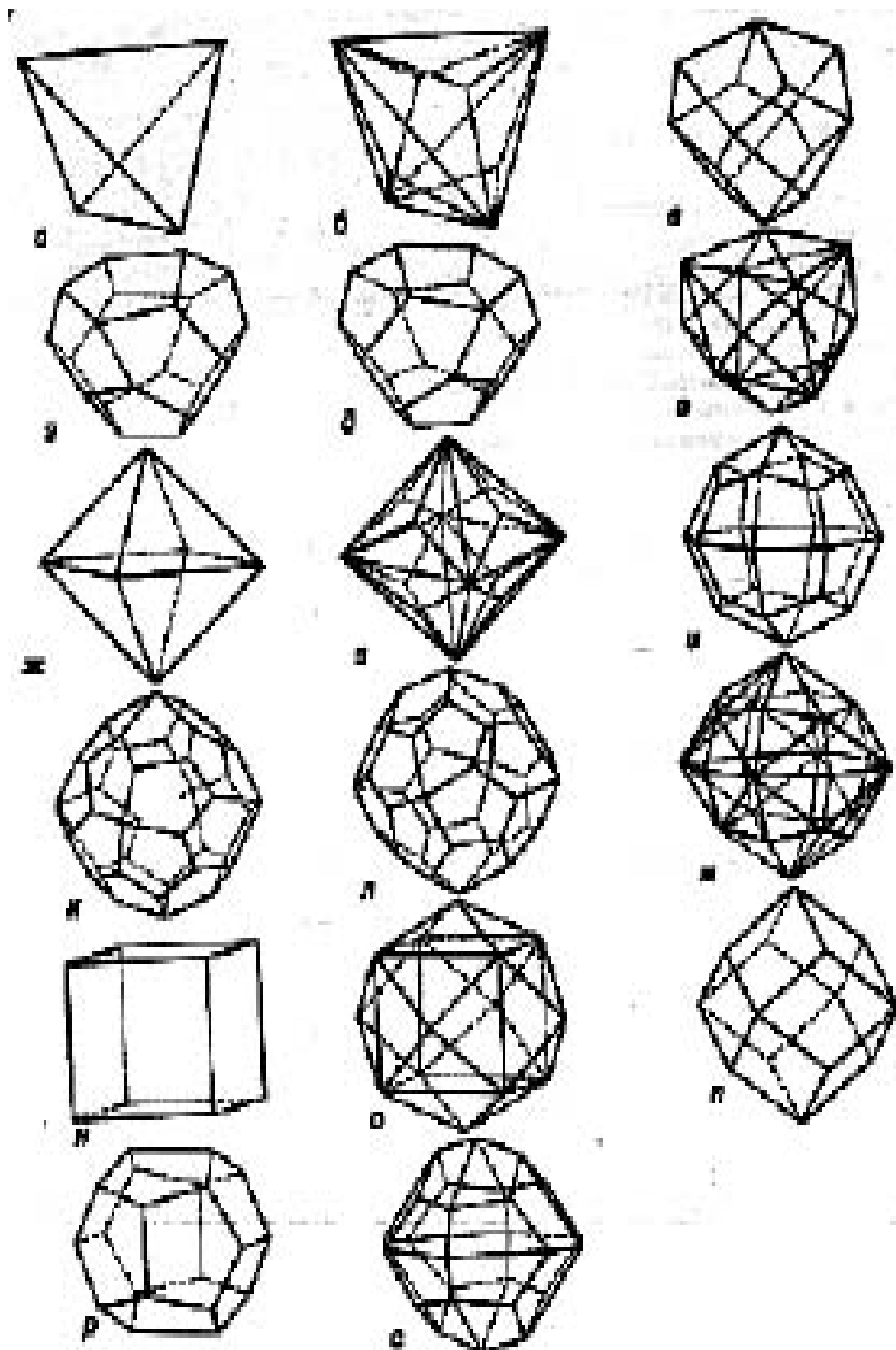


Фиг. 6. Схема на принципа на отражателния гониометър за кристали с размери по-големи от 0.5 см, като точността на измерването е $30''$.

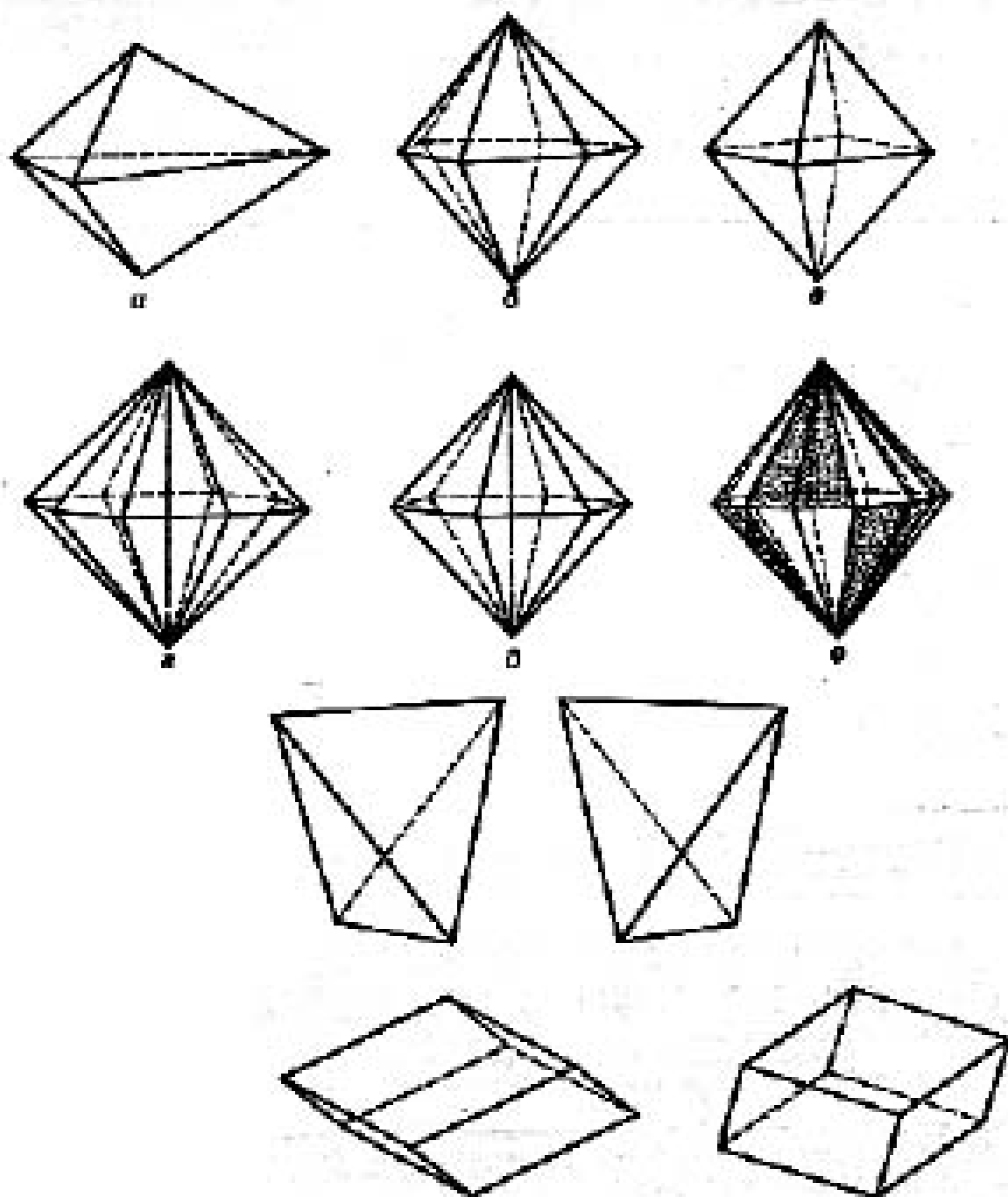
За изобразяване на кристалите се използват паралелно - перспективна, лицева, стереографска и гномостереографска проекции. В учебника се използва паралелно - перспективни проекции (фиг. 7).



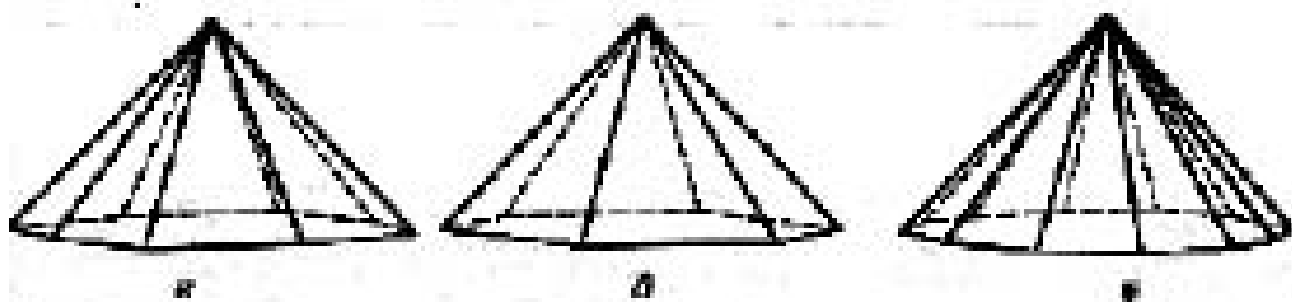
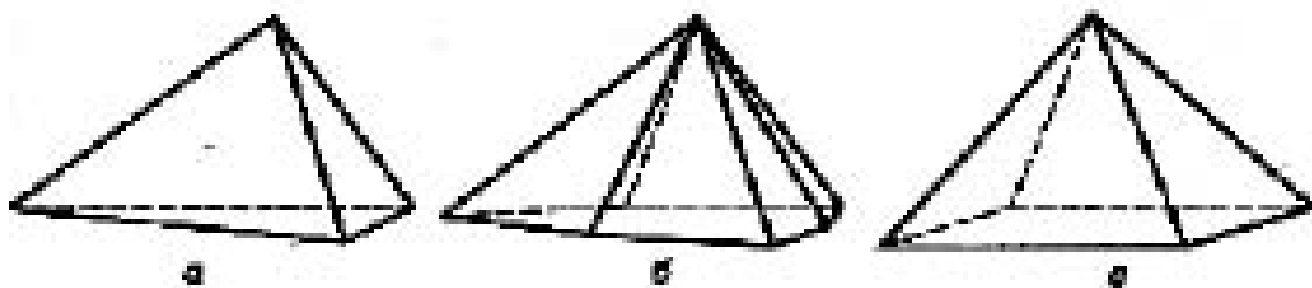
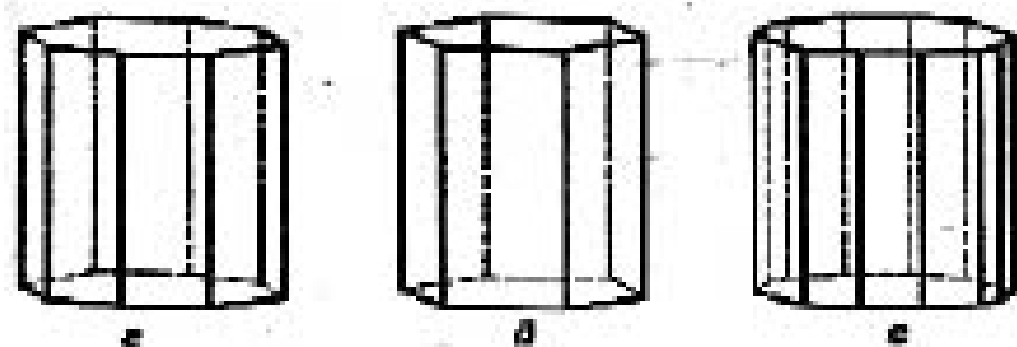
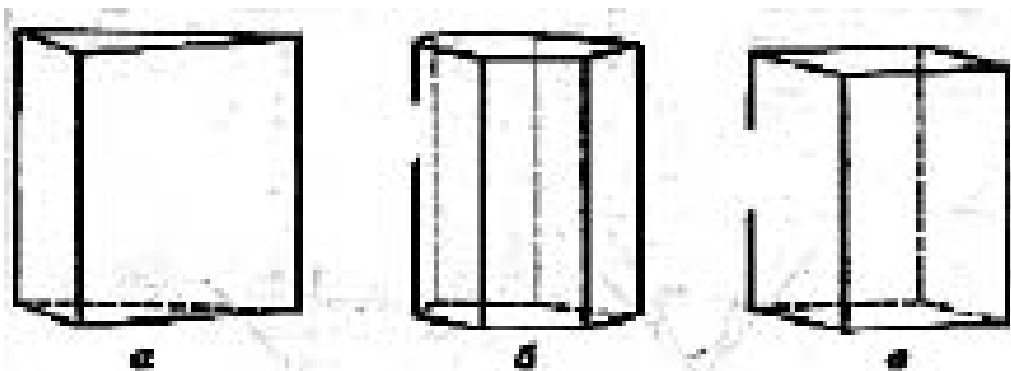
Фиг.7.Паралелно-перспективна проекция на флуоритов кристал



Прости форми от кубична сингония: а-тетраедър; б-тригонритетраедър; в-тетрагонритетраедър; г и д-положителен и отрицателен пентагондодекаедър; е-хексатетраедър; ж-октаедър; з-тригонтриоктаедър; и-тетрагонтриоктаедър; к и л-ляв и десен пентагонтриоктаедър; м-хексаоктаедър; н-хексаедър(куб); о-тетрахексаедър; п-ромбододекаедър; р-пентагондодекаедър; е-дидодекаедър.

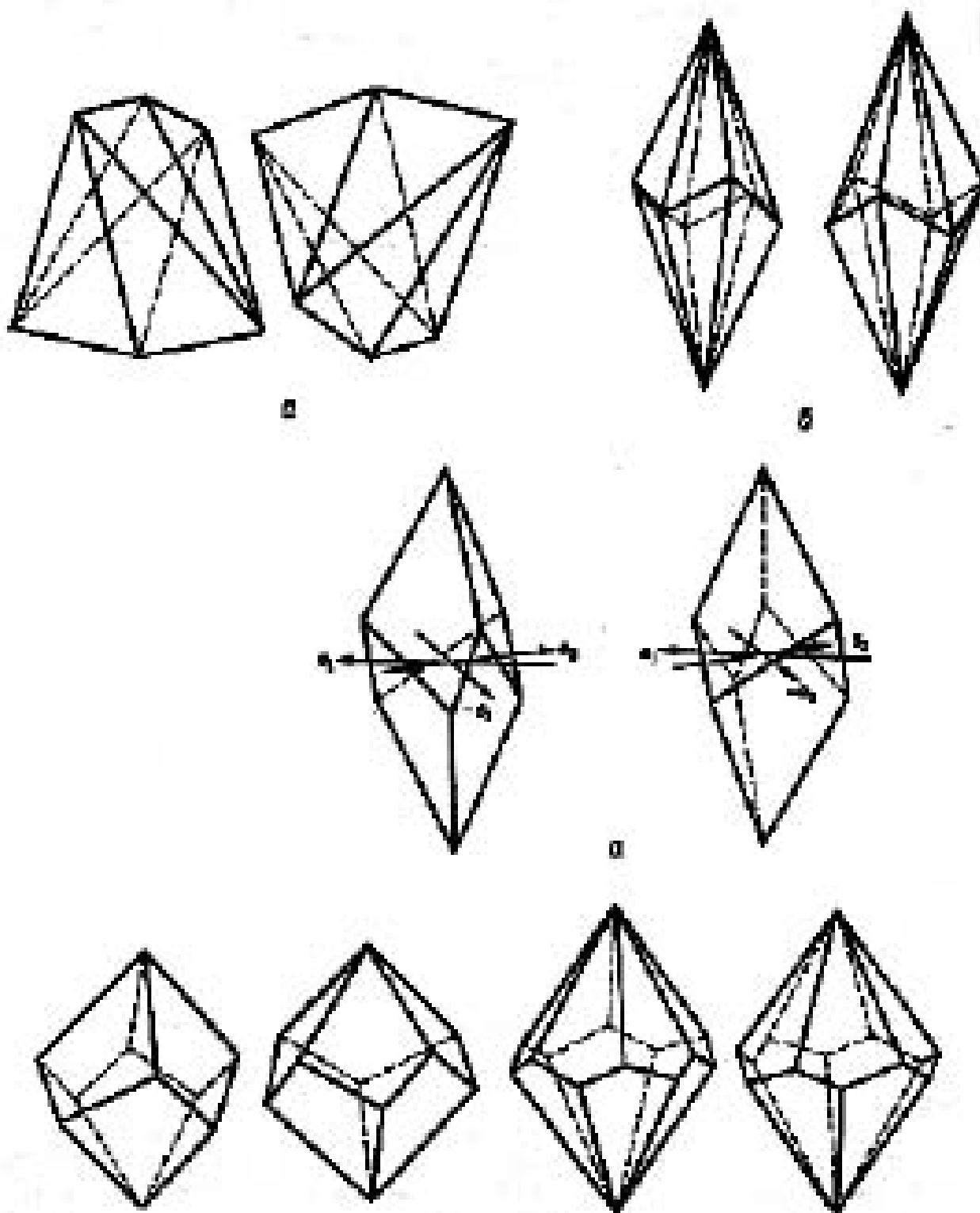


1. Бипирамиди на средните сингонии : а-тригонална; б-дитригонална; в-тетрагонална; г-дитетрагонална; д-хексагонална; е- дихексагонална.
2. Положителен и отрицателен тетрагонален тетраедър.
3. Положителен и отрицателен ромбоедър

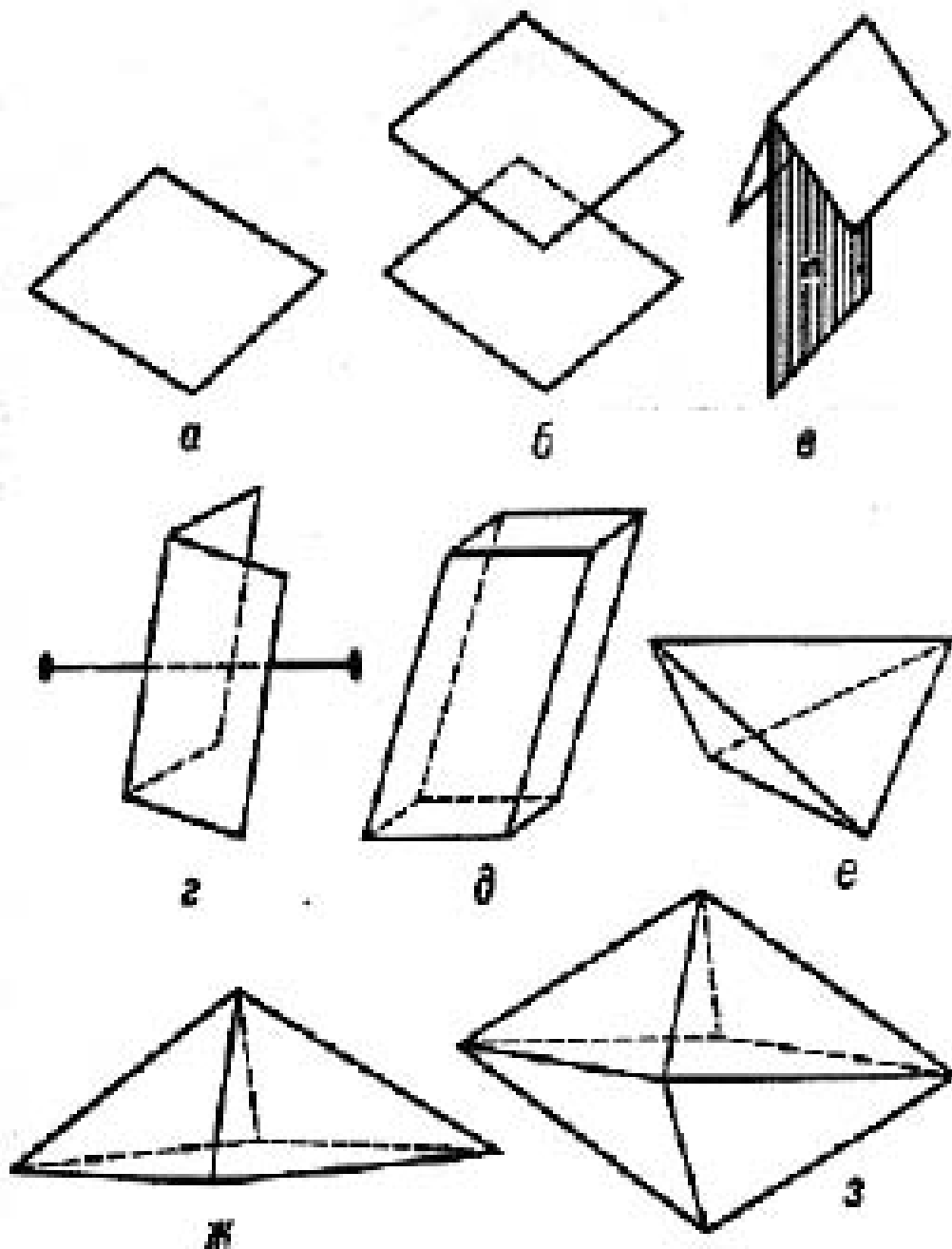


1. Призми на средните сингонии: а-тригонална; б-дигригонална; в-тетрагонална; г-дигригонална; д- гексагонална; е-дигексагонална;

2. Пирамиди на средните сингонии: а-тригонална; б- дигригонална; в- тетрагонална; г-дигригонална; д- гексагонална; е - дигексагонална



1. Положителен и отрицателен скаленоедър: а-тетрагонален;б- дитригонале;
2. десен и ляв трапезоедър: а-тригонален; б- тетрагонален; г- хексагонален.



Прости форми на нисшите сингонии: а-моноедър; б- пинакоид; в- диедър; г- диедър с ос; д- ромбична призма; е – ромбичен тетраедър; ж- ромбична пирамида; з- ромбична дипирамида

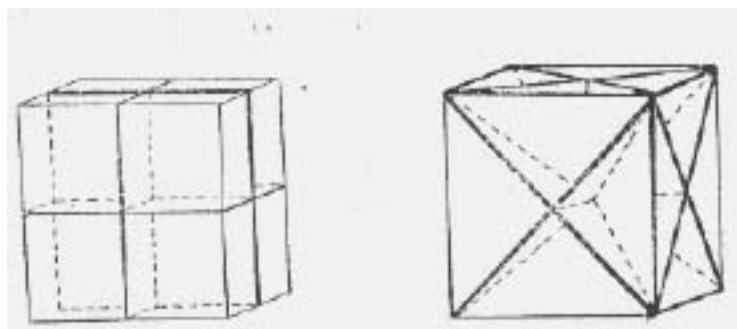
Симетрия на кристалите

Симетрия (от гръцката дума “съразмерие”) най-общо е закономерно повтаряне на равните части на тялото. Симетрията е едно от най-важните свойства на материята.

Кристалите имат правилна геометрична форма. За тях е характерна повтаряемост на еднаквите ограничителни елементи - стени, ръбове и върхове, установяваща се при извършване на симетрични операции. Тя се означава като симетрия на кристалите.

Различават се три вида елементарни пространствени движения с помощта на които точките на правилната система могат да бъдат съвместени една с друга: 1. Паралелен пренос и инверсия; 2. Завъртане около мислена права; 3. Отражение в мислена равнина. Тези движения се наричат симетрични операции. Чрез тях се установява повтаряемост на ограничителните елементи на кристалите в съответствие с тези три симетрични операции. За кристалите са характерни три типа елементи на кристалната симетрия: равнини на симетрия, оси и център на симетрия.

Равнина на симетрия (P) е мислена огледална плоскост, разделяща кристала на две еднакви половини, които се отнасят помежду си, както предмет със своя огледален образ. Плоскостите на симетрия могат да минават през противоположни ребра, перпендикулярни на тях. Броят на равнините на симетрия в различни обекти може да е различен. Например в куба те са девет.



Фиг. 8. Девет равнини на симетрия на куба

Равнината на симетрия се отбелязва с P (от латински “планус” - равнина). Броят на равнините се записва отпред - 9P (фиг. 8). Има кристали без равнини на симетрия.

Ос на симетрия (G) е мислена права, минаваща през средата на кристала при завъртането около която на 360° през равни ъглови интервали еднаквите ограничителни

елементи идват няколко пъти

(n) в едно и също положение. Осите на симетрия могат да минават през върховете на кристала, средите на ребрата и центровете на стените или да са перпендикулярни на последните. Ритъмът на симетричната операция се определя от равенството: $n = 360^\circ/\alpha$, където n е броя на припокривания на фигурата при въртене на кристала на 360° , а α е ъгъл на завъртане, при който се наблюдава повтаряне на един и същи ограничителен елемент.

Осите на симетрия се означават с G (от гръцки “ гирос” - въртя) . Порядъкът се записва като индекс горе. Тези оси, които минават през два еднакви по форма и големина ограничителни елемента в кристала се определят като биполярни.

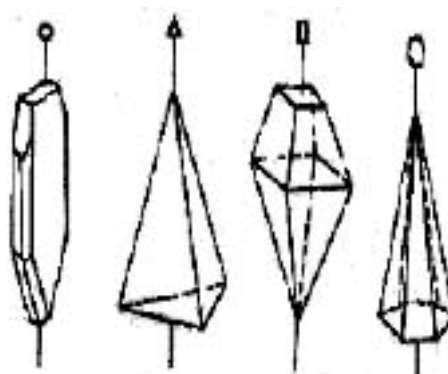
таблица 1

| ъгъл на завъртане | порядък | ос | обозначение |
|----------------------|-------------------------|------------------------|-------------|
| $\alpha = 60^\circ$ | $n=360^\circ/60^\circ$ | шесторна (хексагира) | G_6 |
| $\alpha = 90^\circ$ | $n=360^\circ/90^\circ$ | четворна (тетрагира) | G_4 |
| $\alpha = 120^\circ$ | $n=360^\circ/120^\circ$ | тройна (тригира) | G_3 |
| $\alpha = 180^\circ$ | $n=360^\circ/180^\circ$ | двойна (дигира) | G_2 |
| $\alpha = 360^\circ$ | $n=360^\circ/360^\circ$ | единично (моногира) | G_1 |

-

Броят на установените в един кристал оси на симетрия се записва с цифра пред G , например $6G_2$

Полярни са осите на симетрия, които минават през два различни ограничителни елемента или два еднакви, но различни по форма и (или) големина ограничителни елемента (фиг. 9-а). Обозначават се така: G_{2p} , G_{3p} , G_{4p} , G_{6p} . Инверсионна ос на симетрия (гирида) е права линия при завъртане около която на определен ъгъл (α) и оглеждане през инверсионен център или равнина на симетрия ограничителни елемента от кристала се припокриват сами със себе си. В същото време всяка от тях се явява проста ос на симетрия (фигура 9-б). Гиридите се обозначават: G_i^2 , G_i^3 , G_i^4 , G_i^6 .

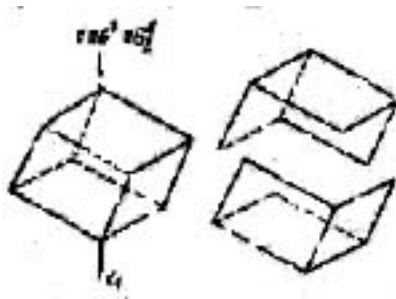


Фиг. 9-а. Кристали с полярни оси на симетрия

Център на симетрия (Z) е мислена точка в средата на кристала или по отношение на срещу полож ни елементи, в която всяка права, съединяваща противоположни ограничителни елементи се дели наполовина. Центърът на симетрия може да бъде само един. При наличие на център на симетрия на всяка стена отговаря друга паралелна и равна стена.

На фигура 8 кристалът е с център на симетрия, а на фигура 9-а центърът на симетрия отсъствува. При наличие на център на симетрия срещуположните страни в кристала са еднакви и паралелни (обратно-паралелни).

Центърът на симетрия е инверсионен, защото той е мислена точка съвпадаща с геометричния център на кристала, в която еднаквите по форма и големина ограничителни елемента се припокриват чрез инверсия (оглеждане чрез обръщане на образа на 180°). Отбелязва се с Z .



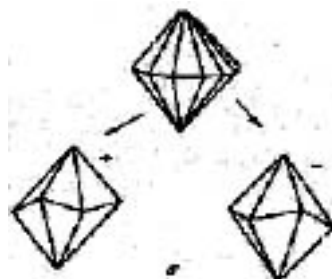
Фиг. 9-б Хексагириода

Съвкупността от елементите на симетрия в даден кристал определя неговата симетричност и се нарича формула на симетрия (вид симетрия).

На фигура 8 формулата на симетрия е $3G_4, 4G_3, 6G_2, 9PZ$. Извеждането на съвкупността на елементите на симетрия се контролира от шест правила на **32 кристалографски класа**. Към даден клас принадлежат винаги по седем прости форми. Всеки клас носи името на тази проста форма, която има най-голям брой стени.

Тридесет и двата вида симетрии се групират в седем сингонии (сингония- от гръцки: син - еднакъв и гониус - ъгъл). Различаваме три категории сингонии: **висша** (кубична) сингония с голям брой от елементи на симетрия, **средни** - тетрагонална, тригонална и хексагонална с една ос от порядък по - голям от 2 и **нисши** - триклинна, моноклинна и ромбична, в които могат да присъстват оси на симетрия само от втори порядък. Разпределението на 32-та кристалографски класа в съответните сингонии е следното: в триклинна сингония - 2 класа; в моноклинна сингония - 3 класа; в ромбична - 3 класа; в тетрагонална - 7 класа; в тригонална - 5 класа; в хексагонална - 7 класа и в кубична сингония - 5 класа.

Най-високосиметричните класове от различните сингонии се означават като холоедрични. Простите кристални форми от тези класове се характеризират с максимален брой стени, които са възможни за класа и неговата форма на симетрия. Тези кристални форми се наричат холоедри (пълностенници). Останалите класове от дадена симетрия имат по - ниска симетричност. Те имат редуциран брой кристални стени на простите форми. Тези класове се означават като мероедрични, а простите форми - като мероедри. Когато мероедричните форми съдържат половината от броя на съответните холоедрични форми те се наричат хемиедрични (от гръцки “хеми”-половина).

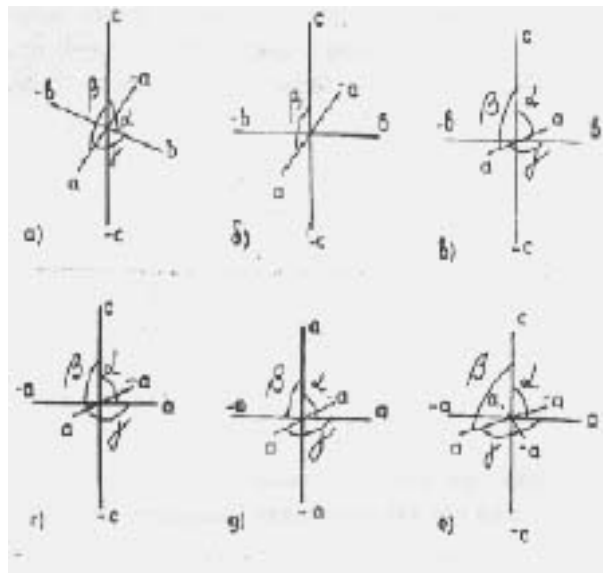


Фиг. 10. Извеждане на позитивен (+) и негативен (-) скаленоедър от дихексагонална бипирамида.

На фиг. 10 дитригоналният скаленоедър се извежда чрез удължаване стените на дихексагонална бипирамида през една т. е. чрез редуциране стените на холоедричната форма на половина. Новите хемиедрични форми се припокриват при завъртане около една от осите на симетрия на определен ъгал и се означават като конгруентни (съвместили при завъртане). Те се бележат съответно като позитивна(+) и негативна (-). При случаите, когато хемиедричните форми се припокриват чрез оглеждане се наричат енантиоморфни и се означават съответно като леви и десни.

Видове осни кръстове

В кристалографията за определяне на положението на стените на кристала в пространството се използват координатни системи, които се означават като осни кръстове или кристалографски оси. Осните кръстове се състоят от три или четири оси с определена дължина и ъгли, които се заключват между тях. Първата ос се бележи с “а”. Тя е насочена към наблюдателя. Втората ос е паралелна на раменете му и се бележи с “ в”.Третата ос е вертикална и се бележи с “с”.



Фиг. 11 . Видове осни кръстове за триклинна (а) , моноклинна (б) , ромбична (в) , тетрагонална (г) , кубична (г) , хексагонална и тригонална (е) сингонии

Осите, които са насочени към наблюдателя, надясно и нагоре са положителни, а посоките им надолу, наляво и обратно на наблюдателя са отрицателни. В кристалографията се използват шест вида осни кръстове.

Кристалните форми от една и съща сингония се ориентират върху един и същи осен кръст. Осният кръст за триклинна сингония се състои от три различни по дължина оси a , b , c , сключващи помежду си ъгли, които са различни от 90° . За моноклинните кристали кристалографските оси също не са равни. Ъгълът между ос “ c ” и ос “ a ” е или по - голям или по - малък от 90° , а останалите два ъгъла са прави. Ромбичните кристали се ориентират върху осен кръст изграден от три оси с различна дължина, които сключват помежду си прави ъгли. За тетрагоналните кристали се запазва перпендикулярността на осите, като първата и втората ос са равни ($a = b$), а третата ос “ c ” е или по-дълга или по-къса. Оста “ c ” се означава като главна кристалографска ос.

В кубична сингония трите оси са равни помежду си и са взаимно перпендикулярни. За тези пет сингонии се използват трираменни осни кръстове. За ориентиране на формите от тригонална и хексагонална сингония се използва осен кръст, който е изграден от три еднакви по дължина хоризонтални оси и перпендикулярно на тях четвърта ос “ c ”. Ъгълът между ос “ a ” и “ b ” е 120° , а другите ъгли са прави.

Центърът на осния кръст съвпада с геометричния център на кристала, а раменете на осните кръстове най - често с посоките на важни кристалографски направление. Отношението на дължините на кристалографските оси, измерени в средата на кристала се нарича осово отношение. За всяко кристално вещество осовото отношение и ъглите са точно определени, затова те се наричат кристалографски константи. Като се използват координатните оси за

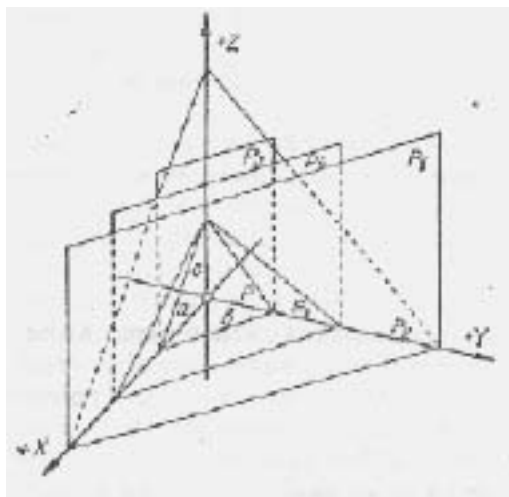
различните сингонии, може да се определи положението на всяка кристална стена в пространството. Така се спазва условието, че еднаквите по форма и големина стени от един идеално развит кристал лежат по един и същи начин върху раменете на осния кръст. Само ако е спазено това условие осният кръст е правилно избран .

Един осен кръст обединява кристалите от няколко кристалографски класове в сингония (система). За всяка сингония се избира един осен кръст. Те се подбират така, че еднаквите по форма стени да имат еднакво положение върху координатните оси. Единствено тригонална и хексагонална сингония се решават върху един осен кръст .

Закон за рационалните параметрични отношения .

Кристалните стени лежат така върху осния кръст, че отсичат отсечки, които се наричат параметри. Дължината на тези параметри се измерва от средата на осния кръст до мястото, където стената пресича кристалографските оси. Отношението между параметрите се нарича параметрично отношение. Положението на кристалната стена се определя от нейните параметри. Кристална стена, чиито параметри съответстват на осно отношение се нарича основна стена (обща проста форма). Параметрите на основната стена се бележат с общи знаци.

Например на фиг. 13 за основните стени: P те са $a : v : c$ и $P_3 - a : v : c$. За кристалите от кубична сингония те са $a : a : a$, за тези от тетрагонална сингония - $a : a : c$, за хексагонална и тригонална $a : a : -a : c$ и за ромбична моноклинна и триклинна сингония - $a : v : c$.



Фиг. 12. Параметри на кристалните стени

Спрямо основните стени (P и P_3) параметрите на другите производни стени (P_1, P_2, P_4 и P_5) от фиг. 12 могат да се отбележат така:

за стена $P_1 - 2a : 2v : c$

за стена $P_2 - m a : n v : p c$

за стена $P_4 - 2a : 2v : \sim c$

и за стена $P_5 - m a : n v : \sim c$

Числата m , n и p са общи и означават колко пъти параметрите на дадена кристална стена са по - големи или по - малки от параметрите на основната стена. Те се наричат коефициенти и са винаги рационални числа. Техните стойности са близки до единица и рядко достигат до 10. Законът за рационалните параметрични отношения е формулиран от Р. Ж. Ои. Вторият закон в кристалографията гласи: **“Отношенията на параметрите на стените на един кристал върху съответните координатни оси са представени от рационални и то предимно прости числа”**.

Символи на кристалните стени. Закон за зоните

Тъй като параметричното отношение определя точно положението на кристалната стена върху осния кръст то може да служи за означаване на съответната стена. Простите форми са оградени с еднакви по форма и големина стени. Най - често това е стената, която няма негативни знаци и се разполага горе в дясно на осния кръст. През 1809 г. Кр. Вайс въвежда параметричните отношения като символи на кристалните стени. Те са прости, нагледни и точни. Например на фиг. 12 параметричното отношение на кристалната стена P е $a : v : c$. Символите за простата форма бипирамида от ромбична сингония, която има същото параметрично отношение се записват в малки скоби ($a : v : c$). Вайсовите символи са доста разтегнати и неудобни за писане върху стените при чертане на кристалите. Поради това през 1825 г. У. Х. Милер предлага по - кратки индекси . Те се получават така. От фиг. 13 параметричните отношения на стена P_2 са $2a : 2v : c$. Разделяме параметрите на основната стена (P) с тези на разглежданата стена P_2 и получаваме $1/2:1/2 : 1/1$. Те съответствуват на реципрочните стойности на коефициентите $(2, 2, 1)$ и показват колко пъти параметрите на основната стена са по - малки или по - големи от параметрите на дадена стена. Ако приведем тези стойности към

еднакъв знаменател ще получим съответно $1 : 1 : 2$. Така получените Милерови индекси се записват без знак за отношение и се поставят в малки скоби при означаване на стена - например (112) и в големи скоби ако се означава цялата проста форма - например $\{112\}$. Когато параметрите не са точно определени Милеровите индекси се означават с букви hkl . Общите символи на която и да е стена са (hkl) .

и за проста форма - $\{hkl\}$. Ако кристалната стена е успоредна на дадена кристалографска ос и има коефициент \sim (фиг. 13 стена P_3), то реципрочната стойност е 0, например $\{110\}$.

Отрицателният знак за параметрите се поставя над индекса - например $\{\bar{1}11\}$. Когато Милеровите индекси се отнасят за кристална стена се ограждат с малки скоби, а за прости форми-с големи скоби..

За тригонална и хексагонална сингония Милеровите индекси са преработени от О. Браве при четирираменен осен кръст . Простата форма (стена) се означава с четири индекса . Когато те са общи числа се записват с $\{hkil\}$, а ако са точно определени се записват с числа, например $\{0111\}$. Тези индекси се наричат Бравесови .

В кристала стените, които се пресичат във взаимно паралелни ръбове образуват кристалографска зона. Стените принадлежащи на една и съща зона се наричат тавтозонални . Общата посока на ръбовете се означава като зонална ос . Зоналната ос е мислена права, която минава през центъра на осния кръст и е успоредна както на ръбовете на дадена зона , така и на прилежащите и стени . Тя може да се представи като диагонал на паралелепипед със страни Ua , Vb и Wc . Координатите U , V и W съставляват така наречения зонен символ и се поставят в правоъгълни скоби $[uvw]$. На практика числените стойности на U , V и W се получават от съответните индекси на стени от дадена зона чрез кръстосано умножение , подобно на изобразяването в математиката на детерминанти . Всеки индекс се написва два пъти , първите и последните цифри се елиминират и след това се умножава и изважда на кръст . Например:

$$\begin{array}{ccccccc} h_1 & k_1 & & l_1 & & h_1 & k_1 & l_1 \\ & & x & & x & & x & \\ h_2 & k_2 & & l_2 & & h_2 & k_2 & l_2 \end{array}$$

$$U = k_1.l_2 - l_1.k_2 , V = l_1.h_2 - l_2.h_1 , W = h_1.k_2 - k_1.h_2$$

Например за две стени от пинакоиден тип с индекси (100) и (010), пресечката помежду ще представлява посоката на съответната зонална ос със символ $[uvw] = [001]$. Третият закон в кристалографията на зоните (известен като закон на Вайс) гласи: **“Всяка плоскост, която едновременно принадлежи към две зони е налична или възможна кристална стена”**.

Списък на 32-та кристалографски класове таблица 2

| Сингонии | Наименование на класа | Формула на симетрия | Обозначения | |
|----------------|-----------------------|---------------------|-------------|-----------------|
| | | | по Шьонфлис | по Херман-Моген |
| Кубична | | | | |
| 1. | Хексаоктаедричен | $3G_4G_36G_29PZ$ | hO | m3m |
| 2. | Хексатетраедричен | $3G_24Gp_36P$ | dT | -43m |

| | | | |
|---------------------------------------|----------------|-----------|------------|
| 3. Дидодекаедричен | $3G_24G_3Z$ | hT | $m\bar{3}$ |
| 4. Пентагон триоктаедричен | $3G_44G_36G_2$ | O | 432 |
| 5. Пентагон тритетраедричен | $3G_24G_3$ | T | 23 |
| Тетрагонална | | | |
| 6. Дитетрагонално -бипирамидален | G_44G_25PZ | hD_4 | 4/mmm |
| 7. Тетрагонално -скаленоедричен | G_42G_22P | $dD_2=dV$ | -42m |
| 8. Тетрагонално -бипирамидален | G_4PZ | hG_4 | 4/m |
| 9. Дитетрагонално -пирамидален | $G_{4p}4P$ | VG_4 | 4mm |
| 10. Дитетрагонално -трапецоедричен | G_44G_2 | D_4 | 422 |
| 11. Тетрагонално -пирамидален | G_{4p} | C_4 | 4 |
| 12. Тетрагонално -тетраедричен | G_2 | S_4 | -4 |
| Хексагонална | | | |
| 13. Дихексагонално -бипирамидален | G_66G_27PZ | D_6h | 6/mmm |
| 14. Дихексагонално -пирамидален | G_p^66P | C_6v | 6 mm |
| 15. Дитригонално - бипирамидален | G_33G_2p4P | D_3^h | -6m2 |
| 16. Хексагонално - бипирамидален | G_6PZ | C_6h | 6/m |
| 17. Хексагонално - трапецоедричен | G_66G_2 | D_6 | 622 |
| 18. Хексагонално - пирамидален | G_{6p} | C_6 | 6 |
| 19. Тригонално - бипирамидален | G_33P | G_3^h | -6 |

Тригонална

| | | | |
|--------------------------------------|--------------|--------------|-------|
| 20. Дитригонално - скаленоедричен | G_33G_23PZ | $D-3d$ | $3m$ |
| 21. Дитригонално - пирамидален | $G_{3p}3P$ | $C-3V$ | $-3m$ |
| 22. Тригонално - трапецоедричен | G_33G_{2p} | $D3$ | 32 |
| 23. Ромбоедричен | G_2Z | $C_{3i}=S_6$ | $- 3$ |
| 24. Тригонално - пирамидален | G_{3p} | C_3 | 3 |

Ромбична

| | | | |
|----------------------------|------------|----------|-------|
| 25. Ромбично-бипирамидален | $3G_23PZ$ | $D2h=hV$ | mmm |
| 26. Ромбично -пирамидален | $G_{2p}2P$ | $C2v$ | $mm2$ |
| 27. Ромбично-тетраедричен | $3G_2$ | $D2=V$ | 222 |

Моноклинна

| | | | |
|----------------------|----------|----------|-------|
| 28. Призматичен | G_2PZ | C_{2h} | $2/m$ |
| 29. Домален | P | C_5 | m |
| 30. Диедричен (осен) | G_{2p} | C_2 | 2 |

Триклинна

| | | | |
|------------------|-----|-----------|------|
| 31. Пинакоидален | Z | $C_1=S_2$ | -1 |
| 32. Моноедричен | $-$ | C_1 | 1 |

Кубична (изометрична) сингония

Кристалните форми от петте класа на кубична сингония се ориентират в пространството еднозначно върху осен кръст изграден от три равни рамене , които са перпендикулярни помежду си.

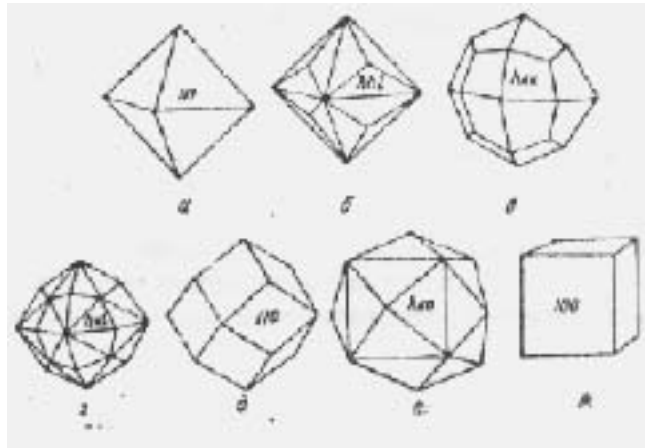
Хексаоктаедричният клас има обща формула на симетрия

$3G_4 4G_3 6G_2 9PZ$. Осите на координатната система се ориентират по посока на трите тетрагири.

Седемте прости форми са:

| прости форми : | Вайсови | Милерови |
|-----------------------|-----------------|----------|
| | символи | индекси |
| 1 октаедър | (a : a : a) | { 111 } |
| 2 тригонтриоктаедър | (a : a : na) | { hhl } |
| 3 тетрагонтриоктаедър | (a : na : na) | { hkk } |
| 4 хексаоктаедър | (a : na : ma) | { hkl } |
| 5 ромбододекаедър | (a : a : Γa) | { 110 } |
| 6 тетраhexаедър | (a : na : Γa) | { hk0 } |
| 7 хексаедър | (a : Γa : Γa) | { 100 } |

В този клас кристализират минералите : самородна мед (Cu), сребро (Ag) , злато (Au), диамант (C), флуорит (CaF₂), халит (NaCl) , магнетит (Fe₃O₄) , галенит (PbS) и други минерали.



Фиг. 13. Прости форми от хексаоктаедричния клас :

а-октаедър {111}; б - тригонтриоктаедър {hhl}; в - тетрагон триоктаедър {hkk}; г - хексаоктаедър {hkl} ; д - ромбододекаедър {110}; е-тетраhexаедър {hk0}; ж - хексаедър (куб) {100}

Хексатетраедричен клас - $3G_2 (3G_{4i})4G_{3P} 6P$.

Кристалографските оси съвпадат с трите дигири(тетрагероиди).

Простите форми са : тетраедар - (+) { 111 } и (-) { 111 }; тетрагонтитетраедър-(+){hhl} и (-){hhl}; тригонтитетраедър-(+){hkk} и (-){hkk}; (хексатетраедър - (+) {hkl} и (-){hkl}). Ромбододекаедърът, тетраhexаедърът и хексаедърът се повтарят от холоедричния клас.

В този клас кристализира сфалеритът (ZnS), тетраедритът

(Cu₁₂Sb₄ S₁₃) и други минерали.

Дидодекаедричен клас - $3G_24G_3PZ$. Кристалографските оси се ориентират по трите

двойни оси. Пет от формите на холоедричния клас се повтарят : октаедър, тригонтриоктаедър, тетрагонтриоктаедър , ромбододекаедър и хексаедър. Новите прости форми са : дидодекаедър - (+) $\{hkl\}$ и (-) $\{hkl\}$ и пентагондодекаедър - (+) $\{hko\}$ (-) $\{kh0\}$. В този клас кристализира пиритът (FeS_2).

Тетрагонална сингония

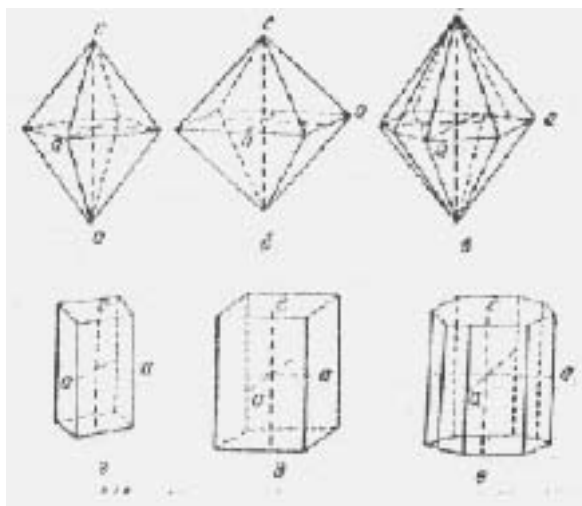
Има седем класа . Осният кръст на тетрагоналната сингония е трираменен . Две от неговите рамена “а” и “в” са равни, а вертикалната ос “с” е различна по дължина. Трите оси сключват помежду си прави ъгли . Оста “с” е главна кристалографска ос .

Дитетрагонално - бипирамидалният клас има обща формула на симетрия $G_4 4G_2 5PZ$. За ориентиране на осния кръст се използват направлението на 2 дигири (за a_1 и a_2) и тетрагирата (“с”) . Поради наличието на 2 дигири по-дълги и 2 дигири по-къси, кристалните многостенници могат да се ориентират в две положения, поради което простите форми са от I или II вид .

Простите форми в този клас са представени от три вида прости кристални форми. Основните бипирамиди имат и производни: I и II вид - само по оста “с”, а за дитетрагоналната бипирамида - по трите кристалографски оси . За дитетрагоналната призма производната форма е по двете оси a_1 и a_2 .

Седемте прости форми са: таблица 4

- | Тетрагонални бипирамиди | Тетрагонални призми |
|----------------------------------|------------------------------------|
| 1. от I вид - основна $\{111\}$ | 4. от I вид - $\{110\}$ |
| - производна $\{hh1\}$ | 5. от II вид - $\{100\}$ |
| 2. от II вид - основна $\{101\}$ | 6. дитетрагонална призма $\{hko\}$ |
| - производни $\{h01\}$ | |
| 3. дитетрагонална бипирамида | |
| - основни $\{hkl\}$ | |
| - производни $\{h_1 k_1 l_1\}$ | |
| 7. базичен пинакоид $\{001\}$ | |



Фиг.14. Прости форми от дитетрагонално-бипирамидалния клас: а - тетрагонална бипирамида от I вид $\{111\}$; б - тетрагонална бипирамида от II вид $\{101\}$; в - дитетрагонална бипирамида $\{hkl\}$; тетрагонална призма: г-I вид - $\{100\}$; д - II вид $\{100\}$; е - дитетрагонална призма $\{hko\}$

В този клас кристализират минералите: рутил - TiO_2 , каситерит - SnO_2 , пиролузит - MnO_2 , циркон - $ZrSiO_4$ и други минерали.

Хексагонална сингония

Кристалните форми на седемте класа на хексагонална сингония се решават върху четирираменен осен кръст. Три от осите (a_1, a_2, a_3) лежат в хоризонтална равнина и са равни помежду си. Четвъртата ос "с" е перпендикулярна на тази равнина и е различна по дължина от останалите оси. Тя е главната кристалографска ос. Ъглите между третата и втората ос и между третата и първата ос са прави, а ъгълът между първата и втората ос е 120° .

Дихексагонално - бипирамиден клас - общата формула на симетрия е $G_6 6G_2 7PZ$. Възможни са две положения за ориентиране на равните оси - по три по-дълги или по посоката на три по-къси дигири, простите форми се явяват в два вида, четвъртата ос "с" съвпада с хексагирата. Простите форми са:

таблица 5

Хексагонални бипирамиди Хексагонални призми

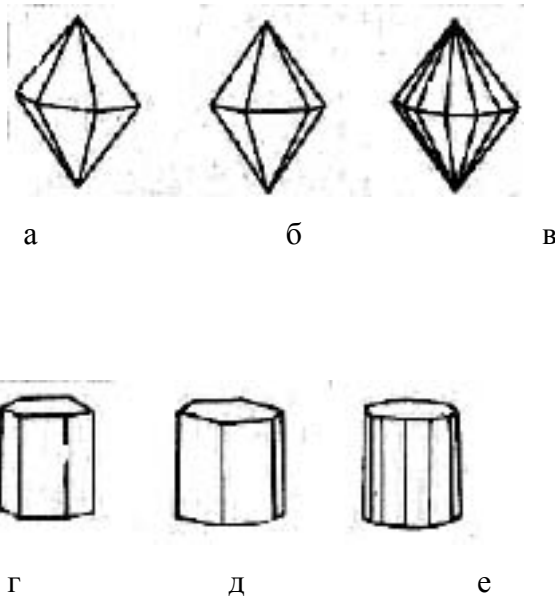
- | | |
|--|----------------------------------|
| 1. от I вид - основна $\{1\ 0\ -1\ 1\}$ | 4. от I вид - $\{1\ 0\ -1\ 0\}$ |
| - производна $\{h\ 0\ -h\ 1\}$ | 5. от II вид - $\{1\ 1\ -2\ 0\}$ |
| 2. от II вид - основна $\{1\ 1\ -2\ 1\}$ | 6. дихексагонална |
| - производна $\{h\ h\ -2h\ 1\}$ | призма $\{hk\ -l\ 0\}$ |
| 3. дитхексагонална бипирамида | |

- основна $\{ h k -i l \}$

- производна $\{ h_1 k -i_1 l_1 \}$

7. базичен пинакоид $\{ 001 \}$

И тук както в тетрагонална сингония основните форми имат и производни .В този клас кристализират минералите: графит-(C), пиротин - ($Fe_{1-x}S$), молибденит (MoS_2), берил ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$ и други минерали



Фиг. 15. Прости форми от дихексагонално - бипирамидалния клас : а и б - хексагонална бипирамида от I $\{10-11\}$ и II вид $\{1102\}$; в - дихексагонална бипирамида $\{hk-il\}$; г и д - хексагонална призма I $\{10-10\}$ и II $\{1100\}$ вид ; е - дихексагонална призма $\{hk-l0\}$; базичен пинакоид $\{0001\}$

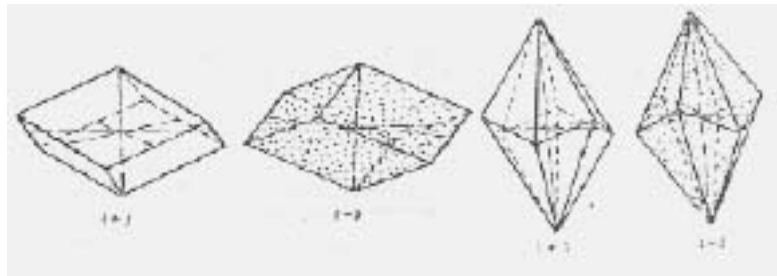
Тригонална сингония

Петте класа от тази сингония се ориентират върху същия осен кръст, върху който се решават формите от хексагонална сингония: $a_1 = a_2 = a_3 \neq c$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$. По тази причина в тригонална сингония много често се повтарят прости форми от хексагонална сингония .

Дитригонално - скаленоедричен клас. Симетрия $G_3 3G_2 3PZ$. Осите a_1 , a_2 и a_3 съвпадат с посоката на $3G_2$, а “ c”(главната кристалографска ос) - с G_3 . Простите форми имат същите наименования и символи, както в дихексагонално - бипирамиден клас . Изключение правят две прости форми :

| | | |
|--------------------------------|------------------|--|
| 1. ромбоедър I вид | (+) { 1 0-1 1 } | { h 0-h 1 } |
| | (-) { 0 1-1 1 } | { 0 h-h 1 } |
| | основни | производни |
| 2. Дитригонален скаленоедър | (+) { h k- i 1 } | { h ₁ k ₁ -i ₁ l ₁ } |
| | (-) { k h- i 1 } | { k ₁ h ₁ -i ₁ l ₁ } |

Те могат да се извеждат чрез редуциране от хексагонална бипирамида I вид и от дихексагоналната бипирамида.



1 а

1 б

1 в

1 г

Фиг. 16. 1 а) позитивен (+) и 1 б) негативен (-) ромбоедър;

1 в) позитивен (+) и 1 г) негативен (-) скаленоедър

В този клас кристализират минералите : калцит (CaCO_3), родохрозит (MnCO_3), сидерит (FeCO_3), корунд (Al_2O_3), хематит (Fe_2O_3) и магнезит (MgCO_3).

Ромбична сингония

Ромбичният осен кръст има три различни по дължина оси, които сключват помежду си прави ъгли ($a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$). Върху този осен кръст се решават формите от трите класа .

Ромбичнобипирамиден клас. Симетрия $3G_2 3PZ$. Трите оси съвпадат с посоката на трите дигири, като се избира $a < c < b$. Простите форми са: таблица 7

1. Ромбична бипирамида - основна { 111 }, производна { hkl }

Призми

Пинакоиди

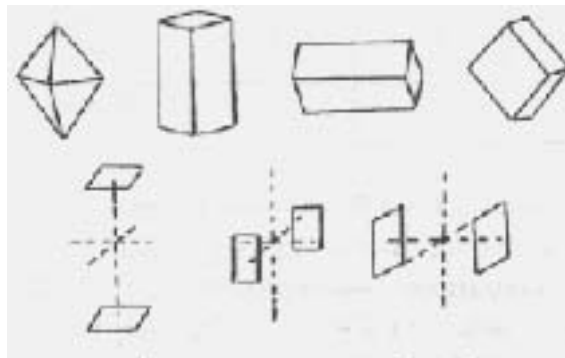
2. отвесна - основна { 1 1 0 } 5. преден { 1 0 0 }

- производна { h k 0 } 6. страничен { 0 1 0 }

3. надлъжна - основна { 0 1 1 } 7. базичен { 0 0 1 }

- производна { 0 k 1 }

4. напречна - основна $\{101\}$
 - производна $\{h01\}$



Фиг. 17. Прости форми от ромбично - бипирамидалния клас: ромбична бипирамида $\{111\}$; отвесна $\{110\}$, напречна $\{101\}$ и надлъжна $\{011\}$ призма; базичен $\{001\}$, преден $\{100\}$ и страничен $\{010\}$ пинакоид

В този клас кристализират минералите: самородна сяра (S), стибнит (Sb_2S_3), арагонит ($CaCO_3$), барит ($BaSO_4$), марказит (FeS_2).

Моноклинна сингония

Кристалните многостенници от трите класа на моноклинна сингония се решават върху трираменен кръст: $a \neq b \neq c$. Ъглите α и γ са прави, ъгълът β е по-голям или по-малък от 90° . Оста "а" е наклонена спрямо наблюдателя и другите две оси, поради което сингонията се нарича моноклинна.

Моноклинно-призматичен клас. Симетрия $G_2 PZ$. Оста "в" съвпада с дигирата, а осите "а" и "с" се ориентират по направленията на две от най-добре изразени системи от ръбове.

Седемте прости форми са:

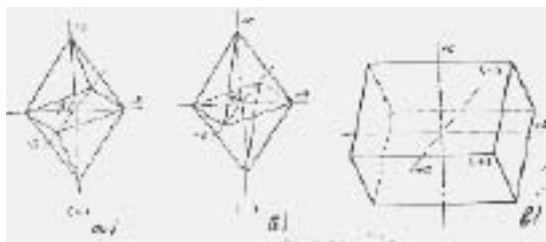
таблица 8

| прости форми | основни | производни |
|------------------------------|------------|---------------------------------|
| 1. моноклинна призма (+) | $\{111\}$ | $\{hk1\}$ |
| | $\{-111\}$ | $\{hk1\}$ |
| 2. напречен пинакоид (+) | $\{101\}$ | $\{h01\}$ |
| | $\{-101\}$ | $\{h01\}$ |
| 3. отвесна призма | $\{110\}$ | $\{hk0\}$ |
| 4. надлъжна призма | $\{011\}$ | $\{0k1\}$ |
| 5. преден пинакоид $\{100\}$ | | 6. страничен пинакоид $\{010\}$ |

7. базичен пинакоид { 001 }

Позитивните форми лежат в полето на острия ъгъл $\beta < 90^\circ$, а негативните - в полето на тупия ъгъл $\beta > 90^\circ$.

В този клас кристализират минералите: гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ортоклаз (KAlSi_3O_8), авгит ($\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$), арсенопирит (FeAsS), амфибол и други минерали.



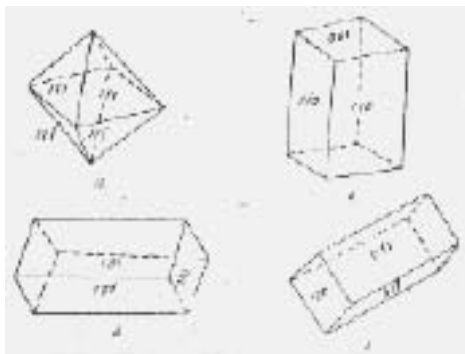
Фиг. 18. Позитивна (а) {111} и негативна (б) {111} моноклинна призма, (в) - позитивен {101} и негативен {101} напречен пинакоид

Триклинна сингония

Тази сингония има два класа, формите от които се решават върху раменен осен кръст : $a \neq b \neq c ; \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$.

Триклинно - пинакоидален клас. Симетрия Z . За осен кръст се избират три добре развити в кристала направления (зони). Всички прости форми в класа са пинакоиди, които според положението им на осния кръст се разделят на три типа :
таблица 9

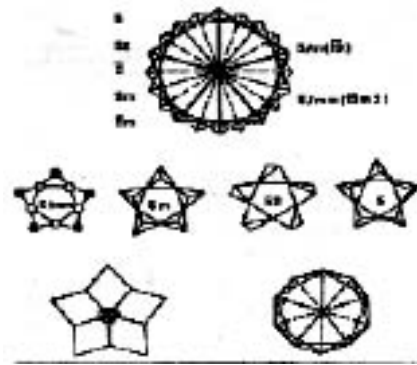
| прости форми | | основна | производна |
|--------------------|-------------|-----------|------------|
| триклинен пинакоид | горен десен | { 1 1 1 } | { hk l } |
| I тип | горен ляв | { 1 1 1 } | { hk l } |
| | долен десен | { 1 1 1 } | { hk l } |
| | долен ляв | { 1 1 1 } | { hk l } |
| II тип | | | |
| отвесен пинакоид | десен | { 1 1 0 } | { h k 0 } |
| | ляв | { 1 1 0 } | { h k 0 } |
| надлъжен пинакоид | десен | { 0 1 1 } | { 0 k l } |
| | ляв | { 0 1 1 } | { 0 k l } |
| напречен пинакоид | горен | { 1 0 1 } | { h 0 l } |
| | долен | { 1 0 1 } | { h 0 l } |
| III тип | | | |
| преден пинакоид | | { 1 0 0 } | |
| страничен пинакоид | | { 0 1 0 } | |
| базичен пинакоид | | { 0 0 1 } | |



Фиг. 19. Комбинационни форми от : а) триклинен пинакоид $\{111\}$, б) отвесен пинакоид $\{110\}$, в) напречен $\{101\}$ и страничен $\{010\}$ пинакоид, г- надлъжен $\{011\}$ и преден $\{100\}$ пинакоид
 В този клас кристализират минералите : халкантит ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), кианит (Al_2SiO_4), албит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и други минерали.

Квазикристали и пентагонална кластърна симетрия

В природата се срещат форми на срастъци и на отделни кристали на диаманта, пирита и на други минерали с почти идеална петорна симетрия. Основните форми са правилния пентагондодекаедър и икосаедър. Петорната симетрия се изключва от класическата трансляционна кристалография. Тя е широко разпространена при биообектите. Икосаедричната симетрия е доказана като аperiодична структура при редица сплави. Към кластичните кристалографски класове (точкови групи) и съответните системи (сингонии) е прибавена и една икосаедрична система с две точкови групи 2-35 и $m-35$. Специфичните форми са примерни и поради това се включват в кубичната система. Пентагоналната кластерна система е разработена от академик Иван Костов в монографичната Минералогия (1993) и в редица публикации през последните 15 години. Модел за тълкуване на квазикристалите се дава от т.нар. мозайка на Пенроуз. Кластери (групи от атоми) могат да притежават различна симетрия (фиг. 20). Тяхната симетрия играе важна роля при оформянето на кристали на някои минерали при различни условия на кристализация



Фиг. 20 . Схема на пространствени групи при неklasическата пентагонална система (сингония) и пентагонални кластерни групи с различна симетрия. Долу ляво петорен срастък при диа манти в дясно-икосаедър. (Този подраздел е разработен на основата на монографичната “Минералогия” от Ив. Костов

Кристални агрегати и срастъци

В природата рядко се срещат единични кристали (монокристали). При натрупване на отделните кристали се образуват кристални агрегати. Незакономерни са тези кристални агрегати, в които кристалите са срастнали един с друг в случайно неориентирано положение, като например кристалните друзи и кристалните групи. При закономерните агрегати, положението на един индивид е подчинено на положението на другия или другите. Те се наричат кристални срастъци. Различават се паралелни и същински срастъци. Паралелни са тези срастъци, при които индивидите са разположени така, че техните стени и елементи на симетрия са паралелни помежду си. При паралелното подреждане могат да се образуват : кристален шок, т. н. скептрово развитие, с различен край, кристален шок. Дендрити се образуват при бърза кристализация на разтвори и стопилки. Например зимно време на прозорците се образуват дендрити, които представляват перести образувания - субпаралелни срастъци от кристални скелети. Същински срастъци са тези, при които индивидите могат да се оглеждат в мислена огледална равнина, наречена срастъчна равнина. Има срастъци, при които завъртане на отделните индивиди на 180° около мислената права те се припокриват. Мислената права се нарича срастъчна ос. Срастъчната равнина е винаги паралелна на налична или възможна стена в кристала. От последната се опре-

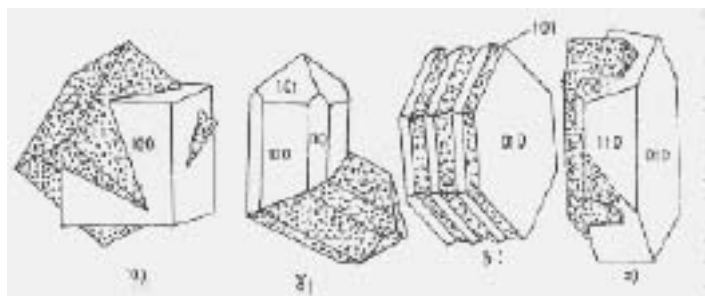


Фиг. 21. Паралелен срастък от кварц

деля законът на срастване.

По - важни закони на срастване и техните названия са следните :

В кубична сингония - $\{111\}$ - шпинелов (шпинел, флуорит); $\{100\}$ - диамантов (диамант) ; $\{110\}$ - пиритов (пирит) ; В тетрагонална сингония - $\{101\}$ - каситеритов (коленчест) (каситерит, рутил); В хексагонална сингония - $[1011]$ (цинкенил); В тригонална сингония - $\{1011\}$ и $\{0001\}$ (калцит) ; $\{0001\}$ - (кварц) ; $\{1120\}$ - бразилски (кварц) ; $\{1122\}$ - японски (кварц) ; В ромбична сингония - $\{110\}$ - арагонитов (арагонит , церусит); $\{032\}$ и $\{232\}$ - ставролитов (ставролит) ; В моноклинна сингония - $\{001\}$ - карлсбадски ; $\{021\}$ - бавенов (ортоклаз) ; $\{001\}$ - манебахов (ортоклаз) ; $\{100\}$ - ластовича опашка (гипс). В триклинна сингония - $\{010\}$ - албитов (плагиоклаз) . На фиг. 22 - а) , б) , в) , г) са посочени различни закони на срастване. Често пъти законът има специално име: шпинелов закон (фиг. 22-а); каситеритов закон - (фиг. 22 - б); албитов закон (фиг. 22 - в) ; карлсбадски закон (фиг. 22 - г). Срастъците биват двойни (фиг. 22 - а , б), тройни, четворни и полисрастъци (фиг. 22 - в) . Те се означават като допирателни (фиг. 22 - б и в) и прорастъци (връстъци) (фиг. 22 - а). Най-често срастват помежду си едни и същи минерали . Рядко се срещат закономерни сраствания и между кристали от различни минерали, които имат сходни кристални решетки. Това явление се нарича епитаксия.



Фиг. 22 . Същински срастъци : а) прорастък при диамант и флуорит по стена на октаедър $\{ 111 \}$; б) допирателен срастък при каситерита по стена на тетрагонална бипирамида $\{ 101 \}$; в) полисинтетен срастък при албит по страничен пинакоид $\{010\}$; г) карлсбадски срастък при ортоклаз по зонална ос $\{ 001 \}$.

Вътрешно устройство на кристалите

Външната симетрия на кристалите е дала на учените основание да изкажат редица хипотези за техния вътрешен строеж. Кристиян Хюйгенс счита, че кристалите на калцита са изградени при правилно подреждане на частици с формата на ротационен елипсоид, като така обяснява и цепителността на кристалите. В 1688 г. италианецът Доменико Гулиелмани изказва предположението, че крайните частици, от които е построен кристала представляват малки кристалчета с формата на макрокристала. През 1749 г. М. Ломоносов създава т. н. корпускулярна теория, според която най-малките частици на материята - корпускулите имат сферична форма. Цепителността на кристалите дава основание на френския кристалограф Рене Жуст Ои да предположи, че кристалите са изградени от интегрални молекули и създава т. н. дескресцентна теория. Използувайки тази теория той извежда закона за рационалните параметрични отношения.

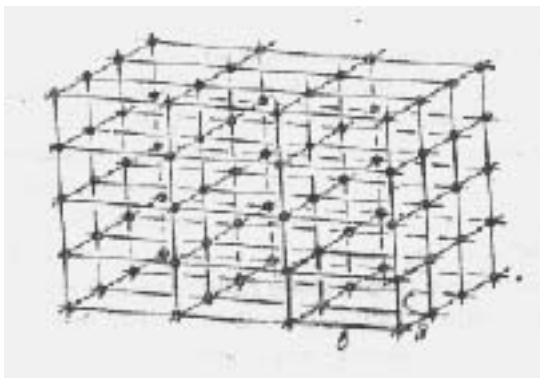
През 1812 г. У. Х. Уоластон предлага отделните интегрални молекули да бъдат заменени от вписани в тях сфери. Сферите се заменят с точките на геометричните им центрове. Съвремените теории за строежа на кристалите използват именно тази идея на Уоластон. Всяка точка представлява геометричен център на атом, молекула или групировки, които се

повтарят до безкрайност в пространството. Тези точки се означават като възли.

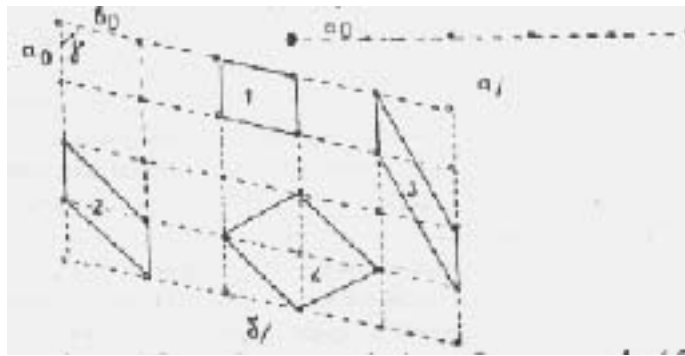
Възлите са безброй. Те са разположени равномерно в прави линии като образуват възлови редици (фиг. 24 - а). Разстоянието между отделните възли се нарича период на идентичност. Възловите редици отговарят на ръбовете на кристала или на важни кристалографски направления в него. Възловите редици образуват равнинна мрежа (фиг. 24 - б). Това са равнини с равномерно разположени върху тях възли. В равнинната мрежа могат да бъдат прокарвани елементарни (фиг. 24 - б 1, 2, 3) паралелограми с възли само по върховете на неелементарни паралелограми (фиг. 24 - б - 4), които имат възли и във вътрешността си. Основен примитивен паралелограм (фиг. 24 - б - 1) е този, който при една и съща площ има най - малък периметър.

Две пресичащи се равнинни мрежи очертават една пространствена решетка (фиг. 23). Пространствената решетка е безкрайна постройка, която се получава чрез паралелно пренасяне (транслиране) на един и същи паралелепипед по посока на кристалографските оси. Този паралелепипед се означава като елементарен (основна или елементарна клетка на решетката). Неговите ребра (а, в, с) имат най - малък период на идентичност по посока на кристалографските оси (a_0 , b_0 , c_0). Те сключват помежду си три основни ъгъла (фиг. 25). Елементарната клетка има минимален обем. Дължината на ребрата и ъглите сключени между тях се наричат геометрични параметри на пространствената решетка. Можем да си представим шест типа елементарни образувачи паралелепипеди (таблица 10).

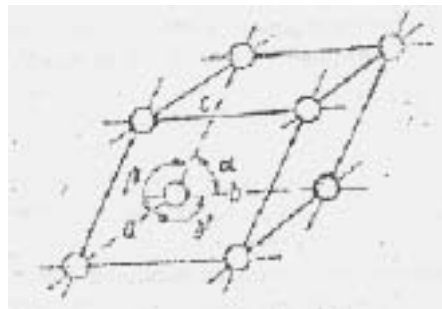
Геометричните параметри на елементарните образувачи паралелепипеда, определящи типа на пространствената решетка са :



Фиг. 23. Пространствена решетка



Фиг. 24. Възлова редица (а) и равнинна мрежа (б)



Фиг. 25. Елементарен паралелопипед (елементарна клетка на кристалната решетка) таблица 10

| Тип на решетката | Геометричен параметър | |
|------------------|-----------------------|--|
| | линеен | ЪГЛОВ |
| кубична | $a = b = c$ | $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ |
| тригонална | $a = b \neq c$ | $\alpha = \beta = 90^\circ ; \gamma = 120^\circ$ |
| хексагонална | $a = b \neq c$ | $\alpha = \beta = 90^\circ ; \gamma = 120^\circ$ |
| тетрагонална | $a = b \neq c$ | $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ |
| ромбична | $a \neq b \neq c$ | $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ |
| моноклинна | $a \neq b \neq c$ | $\alpha = \gamma = 90^\circ ; \beta \neq 90^\circ$ |
| триклинна | $a \neq b \neq c$ | $\alpha + \beta + \gamma \neq 90^\circ$ |

В повечето типове пространствени решетки възлите могат да се разпределят във върховете на основните образуващи паралелопипеди като симетрията на решетките при това не се изменя (примитивен тип клетка). В клетките на моноклинната, ромбичната и хексагоналната сингонии възлите могат да се намират също в центъра на тяхната основа (такива решетки се наричат базоцентрирани). В ромбичната, тетрагоналната и кубична решетки възлите могат да се

намираят също в центъра на клетката (обемно центриран тип клетка), а в ромбичната и кубичната решетка - в центъра на стените (стеноцентриран тип).

В 1856 г. френският учен О. Браве доказва, че съществуват 14 основни типа кристални решетки, от които 6 са примитивни (фигура 26). През 1890 г. руският кристалограф Е. С. Фьодоров намира, че при различно подреждане на клетките са възможни само 230 различни вида симетрии. В кристалографията те се означават като пространствени групи на Фьодоров.

Рентгенометрия на кристалите

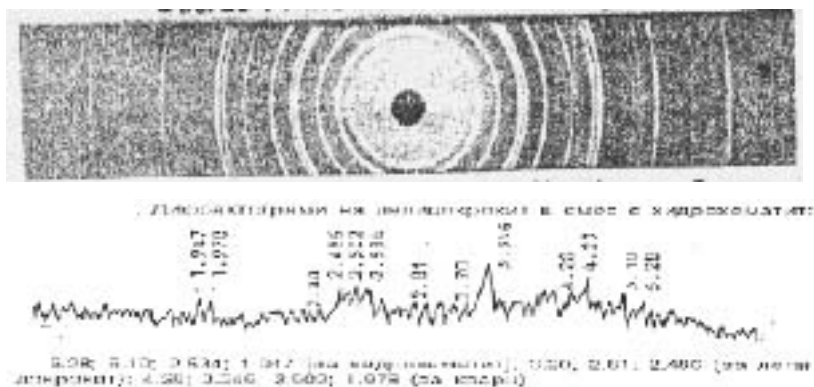
През 1912 г. немският физик Макс фон Лауе потвърди пространствено решетъчния строеж на кристалите и 230-те пространствено решетъчни групи на Фьодоров. Това става възможно благодарение на използването на рентгеновите лъчи.

Рентгеновите лъчи са открити през 1895г. от В. К. Ренген при опити с катодни лъчи, които възникват във вакуумна тръба при пускане на ток с високо напрежение. Отрицателно заредените частици (електрони) се насочват към метална плочка (антикатод). Възникват бели и характеристични рентгенови лъчи. Характеристичните рентгенови лъчи имат определена дължина на вълните, които зависят от веществото на антикатада. При меден антикатод тя е $\lambda = 1.542 \text{ \AA}$, при железен антикатод - $\lambda = 1.934 \text{ \AA}$. Знаем, че в кристална решетка на минерала атомите са разположени регулярно във вид на подредени плоскости с определено разстояние между тях. При падане на рентгеновия лъч той се отразява от слоевете на кристалната решетка, като дължината на изминатия от него път между два слоя е $2d \cdot \sin \theta$. За да се получи интензивно отражение е необходимо фазите на отразените лъчи да съвпадат т. е. да удовлетворяват закона на Вулф - Браг - $n\lambda = 2d \sin \theta$, където: θ е ъгълът при който падат рентгеновите лъчи върху равнинна мрежа, в която те дифрактират (отразяват) рентгеновите лъчи, λ е дължината на вълната, n е коефициент и d е междуплоскостното разстояние. Междуплоскостните разстояния в пространствената решетка на минерала се определят по тази формула. Между рентгенографските методи най-широко се използва методът на Дебай - Шерер - Хъл. Използува се нищожно количество вещество прах ($< 1 \text{ mg}$) от кристалното вещество, който се закрепва с помощта на гумено топче на кристалоносител в камера с диаметър 57.3 mm. По стените на камерата се прикрепва чувствителна фотографска лента, на която се фиксират отразените лъчи.

По-нататък задачата е да се разчетат разстоянията между симетричните линии ($2l$), като $1/2$ от това разстояние е равно на θ .

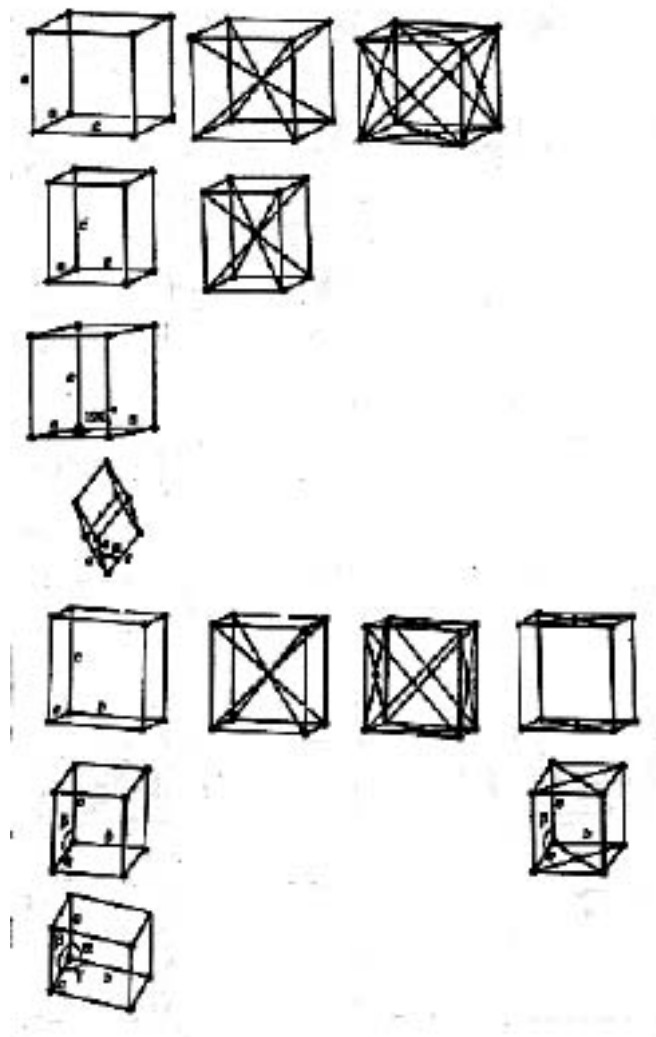
По посочената по - горе формула се изчислява d - стойностите подчинени на синусната функция . Определените стойности се сравняват с определители . Днес най - широко се използва определителят (Joint committee on Powder Diffraction data standards (JCPDS) in cooperation ASTM на USA , 1974 г. , който непрекъснато се попълва . По същество той представлява картотека, която съдържа прахови рентенограми на кристални органични и неорганични вещества.

Друг широко използван метод е рентгенографския фазов анализ, с помощта на който се определя минералния (фазов) състав на скали, руди, както и всякакви смеси с кристални фази. Той се базира на две основни явления: 1) всяка кристална фаза се характеризира със своя индивидуална дифрактограма , диагностична за нея и 2) механичната смес на кристални фази дава наложена дифракционна картина на индивидуалните, правопрпорционална на интензивността на отраженията на всяка фаза. Рентгенофазовият анализ се използва за изследвани на глини, като се извършва върху фини фракции под 0.0001 mm за проби въздушно сухи, накалиени при 550-570° С и наситени с глицерин. С помощта на този анализ могат да се определят основните минерални компоненти в изходната скала, да се диагностират слоестите силикати и други. С помощта на рентгеноструктурния анализ е възможно да се определи кристалната структура на минерала и параметрите на елементарната клетка.



Фиг. 27. Метод на Дебай - Шерер - Хъл (прахов метод). Дебаеграми, получени в рентгенова камера (горе) и в дифрактометър (долу).

| | | | | |
|------------------|------------|----------------------|---------------------|--------------------|
| Тип решет- ки | примитивна | обемно центрирана | стено центрирана | базо центрирана |
|------------------|------------|----------------------|---------------------|--------------------|



Фиг. 26. 14-те типа кристални решетки на Браве

1. 2. КРИСТАЛОХИМИЯ

Атомни и йонни радиуси. Геохимична класификация на

ХИМИЧНИТЕ ЕЛЕМЕНТИ

Кристалохимията изучава връзката между химичния състав на кристалите и техния вътрешен строеж. Нейното развитие е свързано със съвременната теория за строежа на атома. Както знаем атома е изграден от положително заредено ядро и обкръжаващи го отрицателно заредени електрони. Числото на електроните и тяхното разположение по сферични орбити около ядрото определя химичните свойства на елементите т. е. способността на атомите да влизат в химично съединение и да образуват едни или други минерали. При свързването си помежду си някои от елементите отдават електрони и се получават положително заредени катиони, а други ги приемат - съответно отрицателно заредени аниони. Действителен йонен (атомен) радиус е разстоянието от центъра до най-външната обвивка на йона (атома). Действителните радиуси на анионите са по - големи от тези на катионите.

Радиусът на сферата на действие на йоните (атомите) в кристалната решетка се нарича ефективен радиус на йона (атома). Той се определя от разстоянието между центровете на съседни йони (атоми) . Така например групите имат ефективен радиус $R = 1.33 \text{ \AA}$, а радикалът $(\text{SiO}_4)^{4-}$ има $R = 2.40 \text{ \AA}$.

За първи път това е установено от норвежкия геохимик и петролог В. М. Голдшмит, който е предложил да се да се разделят всички химични елементи на четири геохимични групи: атмофилни, литофилни, халкофилни и сидерофилни.

Атмофилните елементи са характерни за земната атмосфера. Всички инертни газове, а също водорода и азота. Типичният за атмосферата елемент кислород - не е бил включен в числото на атмофилните елементи, доколкото главно неговият обем е бил включен не в атмосферата , а в земната кора.

Литофилните елементи главно присъстват в земната кора. Към тяхното число се отнасят на първо място кислорода, съставляващ над 90 % от обема на литосферата, а също елементите, които преимуществено участват в състава на минерали с кислород: С, Na, Mg, Si, Al, P, K, Ca и други по - редки.

Към **халкофилните елементи** се отнасят сярата и тежките метали , които охотно образуват с нея съединения: Cu, Sb, As, Hg, Bi, Pb, Ag, Au, Zn и др. Това са елементи на сулфидните руди.

Сидерофилните елементи са особено характерни за железните метеорити. Това са елементи от групата на желязото, платината и други.

След В. М. Голдшмит са предложени още няколко геохимични класификации на елементите. При това винаги се подчертава, че всяка група елементи заема определено място в Периодичната система на Менделеев и е характерна за определен тип геохимични процеси.

Кристалохимични връзки

Ако значително се опрости картината, то всички възможни случаи на кристалохимични връзки в кристалите може да се сведат към комбинации на четири основни типа: метална, ковалентна, йонна и остатъчна.

Металната връзка се осъществява преимуществено при взаимодействие на химичните елементи с голямо масово число, в които външните електрони относително слабо са свързани с ядрата. Предполага се, че тези електрони свободно мигрират в кристалната решетка “обикаляйки“ положително заредените частици: които се състоят от атомни ядра, обкръжени от вътрешните слоеве на електроните. Енергетичното поле на “свободните“ електрони образуват в съвкупност отрицателно заредената мрежа, задържаща положително заредените частици на своите места (фиг. 28 - а).

В условията на различия на електричните потенциали движението на “свободните“ електрони е подредено, поради което най- характерните свойства на минералите с преобладаваща метална връзка се явява добрата електронна проводимост. Минералите с метална връзка имат значителна плътност, добра топлопроводност и невисока температура на топене. Те са непрозрачни, имат висока отражателна способност (“метален“ блясък), относително неголяма твърдост. Като еталон за минерали с доминираща метална връзка се явяват медта и златото.

Ковалентната връзка (атомна, хомеополярна) се осъществява посредством общи електрони. Възникващото “ сгъстяване“ на отрицателния заряд привлича към себе си ядрата на взаимодействащите атоми и ги задържа в строго определено положение по отношение един към друг. Числото на ковалентните връзки е ограничено (фиг 28 - б).

Минералите с преобладаваща ковалентна връзка имат малка плътност, слаба проводимост, висока температура на топене. Кристалите в които доминира ковалентната връзка са крехки и твърди. Те обикновено са прозрачни. Имат висок показател на лъчепречупване и силен “диамантов“ блясък . Ковалентната връзка е характерна за диаманта, кварца, корунда и каситерита.



Фиг. 28. Схематично изобразяване на метална връзка (а)
и ковалентна връзка (б)

Ковалентната връзка може да се образува между еднакви и между различни атоми. В молекулите, състоящи се от еднакви атоми, “сгъстяването” на отрицателния заряд се намира на равно разстояние от центровете на двете ядра. Положителните и отрицателните заряди се оказват при това разположени симетрично. Такава връзка се нарича неполярна. Електронната двойка на неполярната връзка в еднаква степен принадлежи и към двата свързани атома .

Когато връзката възниква между атоми на различни елементи, то един от тях като правило привлича общата електронна двойка по - силно, отколкото другата. Симетрията на разпределение на зарядите при това се нарушава. Връзката става полярна. Като частен случай се явява, когато общите електрони могат да бъдат напълно “ притеглени “ от един от атомите в състава на своята обвивка и ковалентната връзка се преобразува в йонна .

Йонната връзка възниква при електростатично взаимодействие на различно заредени йони. В йонните съединения атомите на неметалите допълват своя електронен слой до устойчива конфигурация за сметка на електроните на металите.

В този и в други случаи електронеутралността на атомите се нарушава: атомите на неметалите приемат отрицателен заряд, превръщат се в аниони, атомите на металите се превръщат в катиони. Противойоните се привличат един към друг, подчинявайки се на закона на Кулон, дотогава докато силата на тяхното притегляне не се изравни със силата на отблъскване на атомните ядра.

Кристалите с йонна връзка са диелектрични. Те са по - малко плътни, имат лоша топлопроводност и ниска температура на топене, прозрачност, нисък показател на лъчепречупване и “стъклен“ блясък . Много минерали, които имат йонна връзка се разтварят във вода. Йонната връзка е доминираща за такива минерали като халит и силвин.

Остатъчната връзка (молекулярна, вандервалсова) се осъществява между молекулите, в които действуват другите разгледани по - горе типове връзки. Остатъчната връзка е по - слаба, отколкото връзката на другите типове. Тя обикновено се обяснява с поляризация на молекулите. Минералите с остатъчна връзка не пропускат топлина, имат обикновено ниска температура на топене, ниска твърдост.

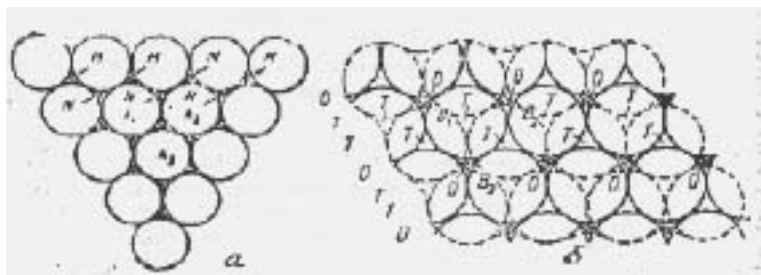
При всяка химична връзка центровете на взаимодействащите атоми се уравновесяват на разстояние на което силата на притегляне се изравнява със силите на отблъскване. В кристалния строеж между всяка двойка частици това разстояние е постоянно и се нарича дължина на връзката. Дължината на връзката, т.е. разстоянието между центровете на взаимодействащите атоми, както разстоянието между съответните възли на кристалната

решетка, може да бъде измерено с помощта на рентгеноструктурния анализ. В случая на йонна връзка, която и да е част на това разстояние се отнася към сферата на действие на аниона.

Принцип на най - плътна опаковка

Сферите на градивните частици на кристала се “допират“ и остават минимум свободно пространство. Това определя устойчивостта на кристалната структура.

Ако сферите с еднакъв радиус са подредени по плоскост, то най - плътната опаковка отговаря на такова тяхно положение, при което всяка от тях се допира до шест съседни.



Фиг.29. Най-плътна опаковка на сфери с равен обем :

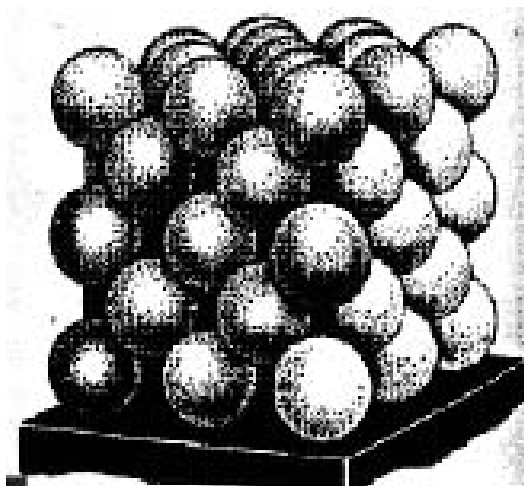
а) - в един слой ; б) в два слоя

В този случай между сферите остават триъгълни празнини, половината от които са обърнати в една посока (M), а другата половина - в противоположната (N). Общото число на празнините е три пъти по - голямо от числото на сферите. Ако отгоре в празнината се сложи още един слой сфери, то допирайки се горните сфери ще заемат само половината промеждутъци (M или N) в зависимост от това в кой от тях ще бъде положена първата сфера от новия слой . Втората система от промеждутъци ще остане открита (фиг. 29 - а).

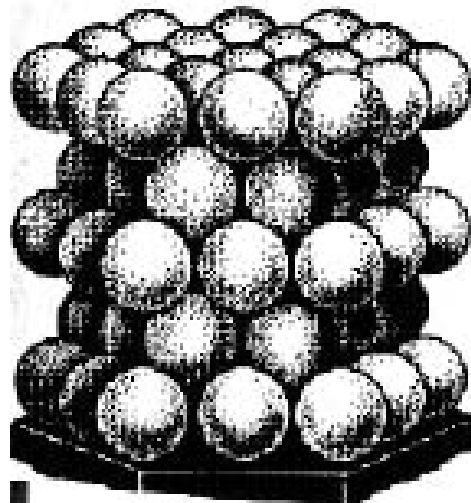
Част от промеждутъците са обкръжени от четири сфери и затова се наричат тетраедрични (T). Другият вид промеждутъци са обкръжени от шест сфери и се наричат октаедрични (O). Тетраедричните промеждутъци са винаги два пъти повече отколкото октаедричните (фиг. 29 - б).

Поставянето на сферите от третия слой може да стане по два начина: или празнини (O), или в другите (T). Ако сферите на третия слой са поставени на промеждутъци T, то третия слой повтаря първия . Такава най - плътна опаковка се нарича двуслойна или хескагонална. Последователността на слоевете в такъв случай се обозначават с формацията АВАВ Ако сферите от третия слой са поставени промеждутъци O, то само четвъртия слой повтаря първия, а такава най-плътна опаковка се нарича трислойна или кубична. Последователността на слоевете тук е АВСАВС..... В двата вида опаковки сферите заемат общо 74 % от цялото

пространство , а останалата част са празнини между тях. По - плътно сферите не могат да се поставят. Всяка сфера тук се допира до дванадесет съседни сфери.




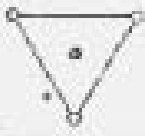



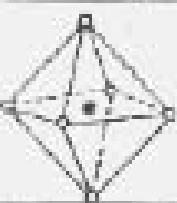
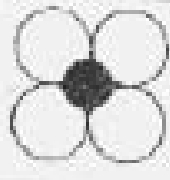
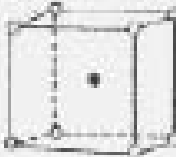
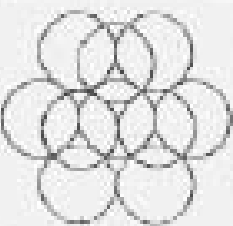
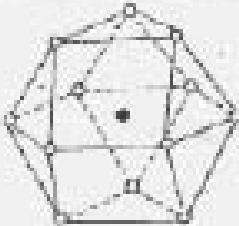


Фиг. 30 . Кубична най-плътна
опаковка



Фиг. 31. Хексагонална
най-плътна опаковка

Кубична най-плътна опаковка имат минералите мед, злато, сребро.

| $R_k : R_a$ | К.Ч. | Структурна Координац. Група | |
|-------------|------|---|--|
| 0 - 0,15 | 2 |  |  |
| 0,15 - 0,22 | 3 |  |  |
| 0,22 - 0,41 | 4 |  |  |
| 0,41 - 0,73 | 6 |  |  |
| 0,73 - 1,00 | 8 |  |  |
| 1,00 | 12 |  |  |

Фиг. 32. Най-често срещаните координационни числа (к.ч.) и структурни координационни (координац.) групи

Числото атоми, образуващи най - близко обкръжение на даден атом се нарича координационно число (к. ч). Геометричната фигура която се получава при съединяване на центровете на атомите, обкръжаващи даден атом - носи названието координационен полиедър (многостенник).

При йонните структури най-често в строежа на кристалите участвуват атоми с по-малки радиуси (катиони - R_k) и атоми с по-големи радиуси (аниони - R_a) . ($R_k < R_a$).

Координационното число ще зависи от отношението $R_k : R_a$. Най - често срещаните зависимости между отношенията $R_k : R_a$ и координационните числа и структурите на координационните групи и полиедри в кристалите са посочени на фигура 32.

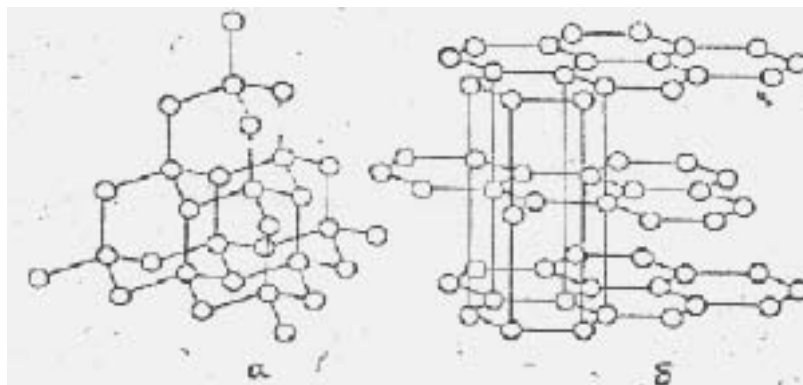
Типове кристални структури

Прието е, че основният структурен мотив в кристалната решетка на минералите се създава на най - плътната опаковка на големи сфери от аниони или катиони. В промеждутъците между анионите се разполагат малките по размери катиони, които заедно с незапълнените промеждутъци създават допълнителен субмотив на структурата. Ако за основен признак при класификацията на структурата се приеме разстоянието между центровете на взаимодействащите частици, то всички структури на кристалите се разделят на две големи групи:

Координационните структури (хомодесмични) се характеризират с това, че разстоянията между всяка частичка и нейните най - близки съседи се съхраняват еднакви в целия обем на решетката . Около всеки атом или йон може да бъде построен координационен полиедър с определен вид за дадената решетка.

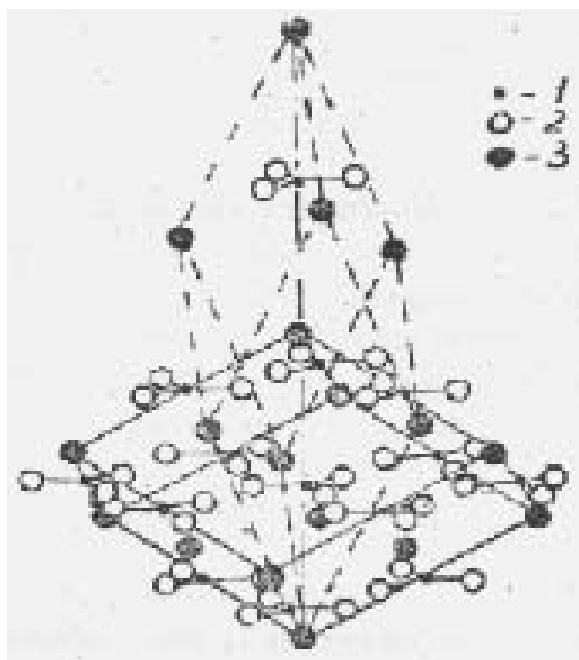
Не координационните структури (хетеродесмични) са тези, при които при закономерното повтаряне на структурния мотив в пространството се отделят островни, верижни, слоеви и скелетни структури.

Островни структури възникват тогава, когато в решетката присъствуват компактни устойчиви групи аниони и радикали, в които действуват обикновено ковалентни връзки. Последните се съединяват с катионите с йонни връзки от друга дължина . Например в калцита (CaCO_3) в качеството на такъв “остров“ участва комплексния радикал $[\text{CO}_3]^{2-}$, в който централният малък атом на въглерода е обкръжен от три големи атоми на кислорода. Отношението на ефективните радиуси на въглерода и кислорода е 0.15, което прави



Фиг. 33. Разположение на центровете на атомите на въглерода в структурата на диаманта (а) и

графита (б)



Фиг. 34. Разположение на центровете на атомите на въглерода (1) , на кислорода (2) , и на калция (3) в структурата на калцита - сплеснат робоедър ; - елементарна клетка ; -.-.- инверсионна ос -3 триъгълния “ остров “ много устойчив. Анионите “острови“ - радикали в калцита са съединени с катиона Ca^{2+} .

Верижни структури се образуват при обединяване на атоми или на “ острови “ - радикали във вериги, ленти или пояси, безкрайни в едно направление . Веригите могат да бъдат праволинейни, спираловидни, зигзагообразни с различни периоди на повторяемост, единични, двойни и т. н. Спирални вериги с безкрайно редуване -S - Hg - S лежат в основата на структурата на цинабарита - HgS. Вериги съединени помежду си с общ кислород на тетраедъра $[\text{SiO}_4]^{4-}$ образуват структурата на пироксените с повтарящи се мотиви $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$. Сдвоени вериги на силиций - кислородните тетраедри с повтарящ се мотив $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. са характерни за амфиболите.

Слоести структури се образуват, когато атомите или радикалите се разместват във вид на безкраен слой в две направления. Най - прост пример от такъв род се явява структурата на графита на фиг. 33 - б . Редуващите се слоеве могат да имат еднакъв състав, както в графита , но често могат да бъдат изградени от различни атоми . Така например структурата на слюдите е изградена в основата си от многослойни пакети.

Най-сложни се явяват скелетните структури. Те, както и координационните структури, представляват тримерни изометрични постройки. Обаче, в този случай като “ строителни “ елементи се явяват радикали, обединени в сложен клетъчен скелет, празнините на който могат

да се запълнят с големи катиони или добавъчни аниони. Така например скелетът на кварца е образуван от силиций - кислородните тетраедри [SiO₄] - във всеки, от които всички атоми на кислорода принадлежат едновременно на два тетраедъра. Повтарящите се структурни мотиви в този случай са [SiO₂]⁻. Скелетна структура имат също фелдшпатите и други разпространени минерали. Закономерностите на разполагането на атомите в кристалната решетка и типовете структури много често определят облика и формата на срещане на минералите. Минерали с координационни структури и най - плътна кубична опаковка образуват главно изометрични кристали. Минералите с верижни структури кристализират под форма на удължени иглести кристали. Слоестите структури на кристалите преодолят образуването на листовидни и люспести агрегати. Със структурата е свързана плътността на минералите. От кристалната структура се определят много физични свойства на минералите, като твърдост, цепителност, лом, а също и оптични, електрофизични и други свойства .

Според приблизителния кристалохимичен закон на Ои (1801 г.) всяко химически еднородно вещество се характеризира с определени кристални форми като всяко изменение на химизма му води до изменение на неговите форми и структура. Но има редица примери, когато различни по химизъм вещества образуват близки, даже едни и същи кристални форми. И обратно, едни и същи по химизъм вещества образуват различни кристални форми (графит и диамант, калцит и арагонит). Приблизителният кристалохимичен закон (правило) на Грот гласи, че веществата с прост химичен състав принадлежат към по - висока симетричност и обратно - веществата със сложен химичен състав имат ниска симетричност. Но тук има много изключения . Например гранатите имат сложен химичен състав, а кристализират в кубична сингония.

Изоморфизъм

Изоморфизъм буквално означава “ еднаквоформие“. С това понятие се означава свойството на две или повече кристални вещества със сходен химичен състав да кристализират в един и същи кристалографски клас. Например злато и сребро. Това понятие е въведено от Митчерлих през 1819 г. Съществуват минерали, в които съдържанието на едни или други химични елементи закономерно се колебае в широки граници. Срещат се случаи на взаимно заместване на в кристалната решетка на йони, атоми и групи, които имат близки химични свойства. Така се образуват смесени кристали.

Под изоморфизъм се разбира способността на едни атоми или йони да се заместват с други в кристалните решетки. При изоморфното заместване не може да се нарушава електростатичния баланс на съединенията. Да се заместват един с друг могат само атомите или йоните имащи близки ефективни радиуси, сходни по строеж електронни обвивки и не

встъпващи в химично взаимодействие. Във формулите на минералите символите на изоморфните елементи се записват в реда на намаляване на тяхното съдържание, поставят се в малки скоби и се отделят един от друг със запетайки: волфрамит: (Fe,Mn) [WO₄].

Изоморфизмът е неограничен (съвършен), ако ефективните радиуси на замествания и заместващия йон не се отличават повече от 15 % (правило на Голдшмит). Така за оливина (Mg,Fe)₂SiO₄ отношението на радиуса на желязото към йонния радиус на магнезия е около 8 %. Между фостерита Mg₂SiO₄ и фаялита Fe₂SiO₄ съществува съвършена смесимост и в природата се срещат най-често смесени кристали. А за калиево-натриевият фелдшпат (K,Na)AlSi₃O₈ относителната разлика на йонните радиуси на калия и натрия е 36 % и изоморфизмът неограничено се проявява само при високи температури. При намаляване на температурата калиево-натриевият фелдшпат се разпада на калиева разновидност - микроклин KAlSi₃O₈ и натриева - албит NaAlSi₃O₈. При подчинено количество на албита той се отсмесва в микроклина (т. н. пертитово отсмесване). Такъв изоморфизъм се нарича ограничен.

Изоморфизмът може да се проявява между катионите и между анионите. Така например сред апатитите Ca[PO₄]₃(OH,Cl,F) се среща разновидност с по-голямо съдържание на F (флуорапатити), на хлор (хлорапатити) или хидроксилна група (хидроксил-apatити). Преобладаването на една или друга разновидност апатит е обусловено от конкретната обстановка на минералообразуване.

Различаваме изовалентното изоморфно заместване, когато се заместват един с друг йон от една валентност и хетеровалентни изоморфни замествания, когато замествания и заместващия йон имат различна валентност. При изовалентното изоморфно заместване, когато се заместват един с друг съседни елементи в границите на една подгрупа на Периодичната система, т. е. елементи атомите на които са сходни по строеж на електронна обвивка: Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Sr²⁺.

При хетеровалентните изоморфни замествания сумата на валентностите на заместваните и заместващите атоми или йони трябва да бъде равна, а ефективните радиуси да бъдат близки.

Много често, когато се замества в даден минерал елемент с по-ниска валентност от елемент с по-висока валентност, например Na⁺ се замества от Ca²⁺ обезателно, в състава му друг елемент се замества от елемент с по-ниска валентност, например Si⁴⁺ се замества от Al³⁺.

Характерен пример за хетеровалентен изоморфизъм са плагиоклазите (Na, Ca)[AlSi₄O₈]. Крайните членове при тях се явяват албит - NaAlSi₃O₈ и анортит CaAl₂Si₂O₈.

Полиморфизъм

Полиморфизъм (многоформие) е способността на веществото да образува кристални решетки с различни структури в зависимост от условията при които протича кристализацията.

Понятието за полиморфизъм е въведено в литературата от Е. Митчерлих (1821г.).

Такива широко известни минерали като диамант и графит имат еднакъв състав (съставени са от въглерод), обаче трудно могат да се посочат други минерали с толкова различни свойства. Кристалите на диаманта имат изометрична форма, изключително висока твърдост, относително голяма плътност, силен блясък. Те най - често са прозрачни и нецветени. Графитът се среща във вид на люспести непрозрачни агрегати, имащи черен цвят и метален блясък. Свойствата на тези минерали се определят от това, че диаманта има координационна структура с напълно реализирана ковалентна връзка и най - плътна кубична опаковка. Графитът има слоеста структура, нослоевите са съединени с относително слаби метални връзки и разстоянието между тях е значително по - голямо, отколкото между атомите на въглерода в слоя. Тази разлика в кристалната структура се определя от условията на образуване на минералите. Графитът и диамантът са пример на полиморфни модификации. Полиморфните модификации са вещества - твърди кристални вещества с един и същи състав , които имат различни кристални структури. Преходът от една полиморфна модификация в друга е фазов преход, който се осъществява при промяна на температурата и налягането и се съпровожда с изменение на енергията на кристалната решетка. Различните полиморфни модификации на природните вещества са различни минерални видове. Например:

573°C 870°C 1470°C 1713°C

α кварц \Leftrightarrow β кварц \Leftrightarrow α тридимит \Leftrightarrow кристобалит(кубичен) \Leftrightarrow стопилка;
(тригонален)(хексагонален)(хексагонален)

Обратимото превръщане, както при кварца, се означава енантиотропно, а необратимото превръщане като монотропно.

I. 3. РАСТЕЖ НА КРИСТАЛИТЕ

Псевдоморфози

С псевдоморфоза се означава лъжеформие, когато формата е на един минерал , а вътрешната устройство-на друг. Те свидетелствуват за промяна на физикохимичната обстановка. Например възможно е последователно да се образува най - напред халкопирит и след това ковелин по кристалните форми на халкопирита. Когато химизмът на двете фази е един и същи псевдоморфозата се нарича параморфоза (рядък случай на псевдоморфози). Налице е фазово превръщане в твърдо състояние, в резултат на изменение на условията.

Възможно е псевдоморфозата да възникне при частично или пълно изменение на химичния състав. Например, при окисление на магнетита се образува хематит. Последният заема формата на магнетитови кристали. Псевдоморфният хематит се нарича мартит, а явлението - мартитизация. Възможно е и обратното - псевдоморфоза на магнетит по хематит, който се нарича мушкетовит, а явлението - мушкетовизация. В природата се наблюдават процеси напълно разтваряне на кристалите на даден минерал и запълване на образувалите се негативни форми с други минерали. Така се получава например доломит с форма на кварцови кристали.

Образуване на кристалите в природата

Кристалите се образуват от преминаване от течна или газообразна в твърда фаза или при прекристализация в твърдо състояние.

Кристализацията т. е. образуването и растежът на кристалите е възможна само в преситен разтвор. Пресищането се получава в резултат на промяна на температурата и налягането, при изпарение на разтворителя и в резултат на някои химични реакции.

Най - разпространено в природата е образуването на кристали от течна фаза, например при охлаждане на огнетечна стопилка, във водни басейни и дуги. Кристализацията от газообразно състояние се среща най - често във вулканските области при бързо понижаване на температурата и налягането. Кристализацията от твърда фаза може да настъпи при кристализация на твърдо аморфно вещество или при прекристализация на една в друга кристална фаза.

Съществуват няколко вида зараждане на кристали: самопроизволно зараждане, зараждане на повърхността на течност и върху отломки. За да се образуват кристални зародиши е необходима повишена концентрация на разтвора т. е. необходим е преситен разтвор. В преситения разтвор при определена температура молекулите и йоните в него са доближени една до друга и се създава възможност за групиране между тях. Групирането отговаря на конфигурация , която съответствува на кристален зародиш. Този процес се нарича самопроизволно зараждане на кристали.

Процесът е динамичен, т. е. едновременно става създаването на едни и разпадането на други зародиши, при което крайния резултат ще зависи от насочването на явлението в една или друга посока. Устойчивостта на кристала - зародиш зависи от неговата големина. Съществува известен размер, след преодоляването на който зародишът е устойчив и може да бъде център на кристализация. Самопроизволното зараждане е характерно при кристализация на магма или течности. Числото зародиши, които са възникнали в единица обем за единица

време наричаме число на центрoвете на кристализация, т. е. скорост на зародишообразуване. Кристализационната способност зависи от степента на покриване на кривите на скоростта на зародишообразуване и на линейната скорост на нарастване на кристалите. Зараждането на кристали е възможно да стане на повърхността на течност, например в солени водни басейни. Зародишите лесно се зараждат от силите на повърхностно напрежение на границата на граничната ципа на разтвора. При раздвижване или когато се образуват твърде тежки кристали те падат на дъното и нарастват във вид на слой соли (утайка).

Зараждането на нови кристали може да се осъществява и върху отломките на поранообразуван минерал. Отломките стават центрове на кристализация и могат да дадат началото на нови кристали. Те са много по-активни. Възможно е кристали да се зародят върху кристали от друг минерален вид. Когато новите минерали се появяват след прекъсване отлагането на минералното вещество, при изменение на физико - химичните условия, тогава се образуват кристали от нова генерация. образуването на кристали може да стане и с участието на организми.

Зараждането се осъществява в микроорганизма в резултат на неговата жизнена дейност. Минералното вещество се натрупва в неговата клетка, като я замества напълно. В последствие ако самата клетка се премести в обкръжаващата среда тя става зародиш на минерален индивид.

Зараждането на кристалите в една среда става неравномерно, поради действието на силата на тежестта, ролята на тектонските движения, състава на вместиращите скали и други фактори.

При растежа си кристалите се ограждат със стени, които съответствуват на равнинни мрежи с най - голяма ретикулярна плътност. Според принципа на Тибе - Кюри - Вулф скоростта на растежа на отделните кристални стени зависи от техните повърхностни енергии. При растежа включването на примеси се разглежда като адсорбционен процес, който намалява скоростта на растеж на стените.

По експериментален път е доказано, че физико - химичните условия и примесите в разтвора влияят на кристалния хабитус. Формата на кристала до голяма степен зависи от състава на подхранващата среда и от нейната симетрия.

Например, в солев разтвор на натриев хлорид да поставим свободно да нараства кристалче от халит, окачено на конец. Около кристалчето се образуват потоци с различна концентрация.

В резултат на това едноименните стени на кристалчето няма да бъдат еднакви по форма и големина и ще се получи реален кристал. Ако кристала расте на дъното на съда ще се получи вдлъбнат кристал и вместо кубични кристали ще се получат кристални плочки.

При бърза кристализация и повишен вискозитет на течната фаза най - често се образуват

не доизградени, израснали само по върховете (роговете) кристали. Те се наричат кристални скелети и имат малки размери.

Този процес се наблюдава при изливане на лавата на земната повърхност, при образуването на снежинките и при перестите образувания по стъклата на прозорците през зимата и т. н.

I. 4. КРИСТАЛОФИЗИКА

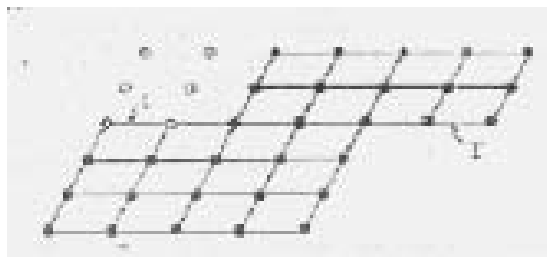
Кристалофизиката е този раздел от кристалографията, който разглежда взаимовръзката и зависимостта между вътрешния строеж на кристалите и техните физични свойства. Много кристали - природни и изкуствени, притежават такива физични свойства, заради които се използват като абразиви, за пиезоелектричеството, в оптиката и др. При обогатяването на полезните изкопаеми и тяхната технологична преработка от голямо значение са физичните свойства на кристалите. Те влияят върху параметрите на технологичните процеси. Тези физични свойства на кристалите, които не зависят от посоката се наричат скаларни. Това са плътността, топлемостта и други. Физични свойства, които зависят от посоката са векторни. Те са цепителността, твърдостта, оптичните свойства и други.

Относителното тегло (P) е отношението между плътността на минерала и плътността на водата при 4°C и е без измерна величина. То зависи от атомната маса на елементите, които изграждат кристала, от размерите на техните йонни радиуси, валентност и координационно число. Относителното тегло(P) се измерва с помощта на аналитичните везни и се изчислява по формулата: $P = G / (G - G_t)$, където G е масата на изследвания кристал, а G_t е масата на кристала потопен в течност. Вместо относително тегло се използва понятието плътност. Плътността представлява масата на един минерал за единица обем и винаги се означава с единиците на измерване, обикновено g/sm².

Механични деформации в кристалите

При изучаване на кристалите много често се срещат признаци на деформации, които биват еластични, пластични и остатъчни (крехки). Еластична е тази деформация, която след премахване на силата на въздействие кристалът възстановява първоначалната си форма. При пластична деформация се изменя формата на минерала под влияние на външни сили, без да настъпва неговото разрушаване. Тя се осъществява по определени равнинни мрежи, които се означават като равнини на трансляция или равнини на хлъзгане. При трансляциите настъпва пространствено-решетъчно разместване на части от един кристал паралелно на определени

кристалографски плоскости и в определена посока. Те са характерни при пластичните деформации в метали. Деформациите зависят от химичния състав, температурата, скоростта и влиянието на проникващите разтвори. Причините за деформация са тектонските сили, напрежението на химичните реакции, съпроводени с изменение на обема, топлинно разширяване или свиване, изменение на налягането, удари и други. Друг вид изменения в кристала са радиогенните и прекристализацията. При едностранно механично въздействие върху даден кристал се получават динамогенни срастъци, например при калцита.



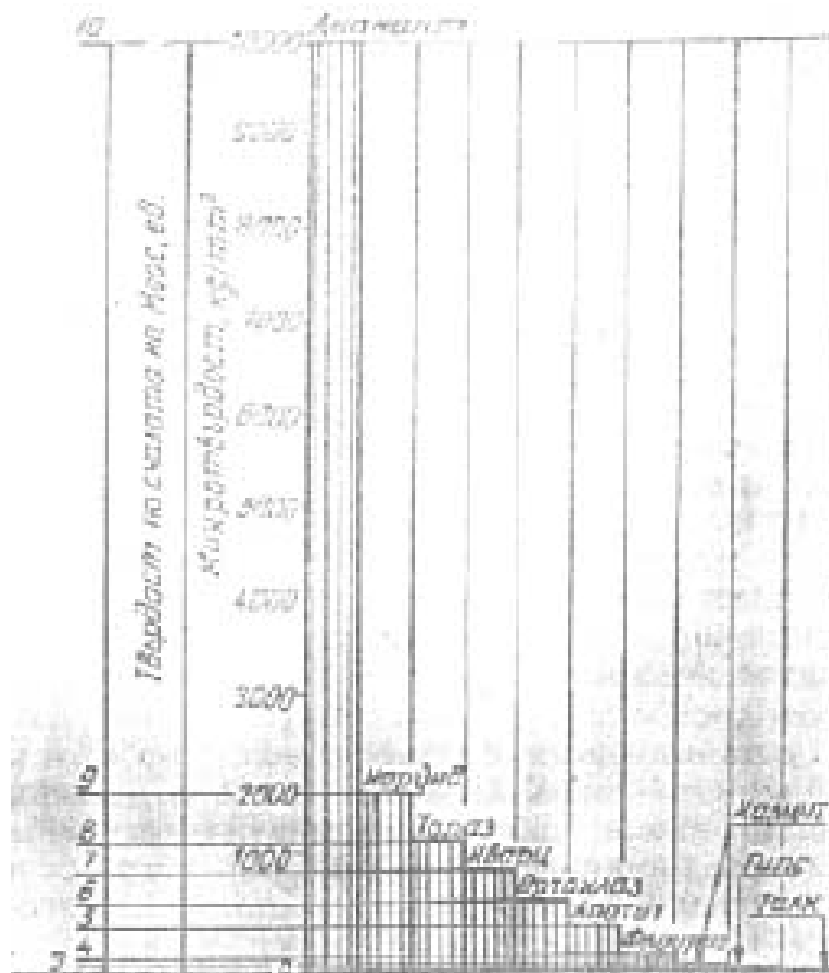
Фиг.35.Равнина на хлъзгане (на трансляция) в кристална решетка

Цепителност е способността на кристалите под въздействието на механични сили да се раздробяват по определени кристалографски посоки. Ако цепителните плоскости са гладки то цепителността е съвсем съвършена, например при слюдите. Съвършена е тази цепителност при която фрагментите нямат напълно гладки стени. Такава цепителност е характерна за калцита, халита и др. минерали. Ясна цепителност имат ортоклазът, амфиболът и неясна - кварцът. За последния е характерен неравния, зърнест и мидест лом.

Цепителността е тясно свързана с кристалната структура. Тя се осъществява в резултат на разделяне на равнинни мрежи със слаби връзки. Ето защо съвършената цепителност е характерна за минерали със слоеста структура, каквито са слюдите. Когато отделните късове приличат на късове от почва, земя, минералите имат “землест” лом. Така наречената отделеност при кристалите се наблюдава в резултат на механични деформации на ламерални (полисинтетни индивиди или вследствие на ориентирани включения в кристалите, например в корунда.

Твърдостта се изразява със съпротивлението, което един кристал оказва на едно или друго механично въздействие. За определяне на твърдостта се използват различни методи. Моос е предложил използването на 10 стандартни минерала, които имат определена твърдост: 1- талк (мазен на пипане); 2- гипс (драска се с нокът); 3- калцит (драска се с медна монета); 4-флуорит(драска се със стъкло); 5-апатит (драска се с нож); 6-ортоклаз(драска се с накалена стомана); 7-кварц (драска стъкло и накалени метали);8-топаз(драска се от корунда); 9-корунд(драска се от диаманта); 10-диамант (драска всички минерали и метали).Всеки минерал от посочените в таблицата драци предхождащите го минерали. Определената твърдост е относителна. Могат да се използват и някои подръчни средства:

нокътят на човека - с тв.2,5; медна игла или монета-тв.3, стъкло-тв.5,5.



Фиг.36 . Микротвърдост на еталонните минерали по скалата на Моос

Абсолютната твърдост на минералите се определя с помощта на микротвърдомери (метод на Викерс). При него диамантена пирамида упражнява натиск върху плоскостта на кристала. Твърдостта се определя като отношение между упражнявания натиск и големината на отпечатъка, който остава на кристалната стена и се измерва в kg/mm^2 (фиг. 36). Абсолютната твърдост H се определя по следната формула: $H = P/F \text{ kg}/\text{mm}^2$, където P е натоварването на диамантовата пирамида, а F е площта на отпечатъка и се определя по формулата: $F = d^2/2 \sin \alpha/2$ (d - диагоналът на отпечатъка и α е ъгъла между две съседни стени на диамантовата пирамида (136°)). Другата твърдост на Росивал е шлифовъчна. Тя се определя при шлифоването на минерала с пластинка с дебелина 1mm или 1cm. Времето, за което се изработва такава пластинка от кварц се приема за 100 и спрямо него се определя шлифовъчната твърдост на минералите .Твърдостта на кристалите зависи от типа кристална структура и плътността на кристалното вещество. Когато кристалът се дращи или натиска , неговата структура се

размества и раздробява обратно пропорционално на решетъчната му енергия. При полиморфните модификации по - голяма твърдост имат минералите с по - голяма плътност. Например калцита с плътност 2.72 има твърдост 3, а арагонита съответно 2.94 и 4.

Като пример за това, че твърдостта е класическо векториално свойство може да се посочи кианита (дистена) (Al_2SiO_5), който паралелно на оста С има твърдост 4.5, а напречно на тази посока съответно 6.5 -7.

Топлопроводност е разпространението на топлина в кристалите. Тя зависи от тяхната симетрия. В даден кубичен кристал, както и в аморфни тела, топлината се разпространява еднакво във всички посоки и може да се опише сфера около топлинния източник. При кристалите от средните кристали изотермната повърхност има форма на ротационен елипсоид, а при нискосиметричните - на триосен елипсоид с различна ориентация спрямо кристалографските посоки. Следователно топлопроводността е зависимост от анизотропността или изотропността на кристалите. Тя зависи и от наличието на дефекти в реалния кристал, които силно намаляват неговата топлопроводимост. Топлопроводността в аморфните вещества е по - малка в сравнение с кристалните със същия състав. Например стъклото има от 9 до 16 пъти по - малка топлопроводност от кварца.

Топлинното разширение се дължи на линейното и обемно разширяване на кристалите при нагряване. В съответствие със симетрията им кристалите се разширяват (деформират) равномерно - при кубичните и неравномерно с форма на удължен елипсоид - за тетрагонални, хексагонални и тригонални с форма на триосен елипсоид- за кристали от ниските сингонии. Топлинното разширение зависи от стойностите на междуплоскостните разстояния, валентността на йоните, координационното число и типа на кристалната структура.

Електричните свойства на кристалите са в пряка зависимост с типа кристалоструктурна връзка. Така например при метална връзка кристалът има добра електропроводимост, за разлика от йонните и ковалентните кристали, които са изолатори. От практическа гледна точка най - важни са пироелектричеството и пиезоелектричеството.

Пиезоелектричните кристали имат свойството при натиск или опън да се наелектризират разнородно на двата им края . Това е характерно за кварца, който притежава полярна тригира. Пиезоелектричните кристали се явяват електромеханични преобразуватели , тъй като превръщат механичната енергия в електрична и обратно. Самият термин “ пиезо “ - електричество означава електричество възбудено от натиск (от гръцки). Максималният пиезоелектричен ефект при кварца се покрива при прерези паралелни на позитивния и негативния ромбодър. Пиезоелектричните свойства са характерни за кристали без център на симетрия. Те се използват за произвеждане на подводни звукови вълни, за направа на точни часовници, на измервателни и контролни уреди за определяне на вибрации, за стабилизатори

на електромеханични вълни и други.

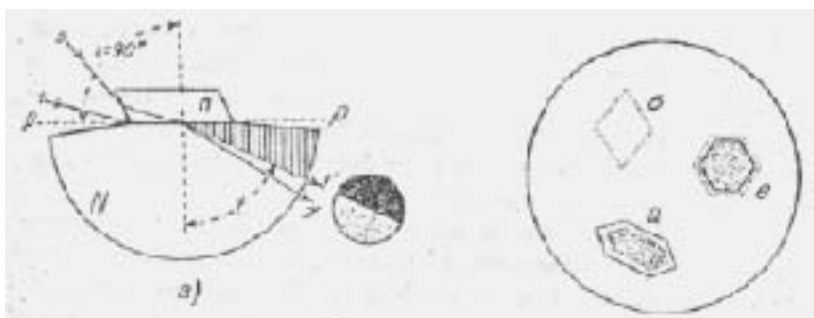
Пироелектричните свойства са характерни за кристали, които имат само една полярна ос. При нагряването възниква електрическа поляризация или това е преобразуване на топлинната енергия в електрическа.

Магнитните свойства на кристалите. Магнитната възприемчивост (χ) се определя от отношението на индуцирания магнитен момент създаден от магнитното поле на атомите на кристалните структури (M) и външното магнитно поле (H): $\chi = M / H$. Кристалите биват диамагнитни, когато векторът на магнитната възприемчивост е малък и обратен по знак спрямо този на външното поле. Парамагнитни са когато показателя χ е малък и еднакъв по знак. Парамагнитните минерали се привличат слабо от магнита (например пиротин). При феромагнитните кристали магнитната възприемчивост е еднаква по знак и по-голяма от тази за външното поле векторна магнитната възприемчивост. Това е магнетитът. Магнитните свойства на минералите се използват при геофизичните изследвания на земната кора и при търсенето на полезни изкопаеми.

Оптичните свойства се обуславят от начина, по който светлината се разпространява в кристалите и са в тясна зависимост от структурната им симетрия. Различаваме оптично изотропни и оптично анизотропни кристали. Оптично изотропни са кубичните кристали и аморфните вещества. В тях светлината се разпространява във всички посоки с една и съща скорост. Скоростта на разпространение зависи от плътността на кристала. За кристалите с по-голяма плътност скоростта на разпространение на светлината ще бъде по-малка.

Следователно две граничещи среди (A) и (B), които имат различна плътност, ще имат и различни скорости на разпространение на светлината - съответно V_1 и V_2 . Законът на Снелиус-Декарт гласи, че скоростите на V_1 и V_2 ще се отнасят помежду си както синусите на ъгъла на падане на лъча (a) към среда A и синуса на ъгъла на пречупване (b) през среда B : ($n = \sin r / \sin I$, където n е показателят на кристала, I - ъгълът на падане и r е ъгъл на пречупване). Реципрочните стойности на скоростите на разпространение V_1 и V_2 се означава като показател на лъчепречупване N_A и N_B . Обикновено за всяка среда този показател се определя с този на въздуха (1.0003) - N_A . Тогава N_B е показателя на лъчепречупване на изследвания кристал. Например за диаманта $N_B=2.4$. Показателят на лъчепречупване се определя с помощта на специални прибори кристалрефрактометри, като се използва формулата: $n = N \cdot \sin t$, където n е показател за лъчепречупване на изследвания кристал. N - показател на лъчепречупване на стъклената сфера на кристалрефрактометъра и t е измерен пределен ъгъл (t) на пълно вътрешно отражение в положение на зрителното поле. Друг метод за определяне на показателя на лъчепречупване е имерсионния, при който се ползува набор с 90 - 100 течности с определен показател на лъчепречупване (от 1.406 до 1.780). Стига се до точност: показател на

лъчепречупване еднакъв с този на изследвания минерал.



Фиг. 37. Схема на кристал - рефрактометър

Фиг.38. Кристал с показател на лъчепречупване по - голям (а), равен (б) и по - малък (в) от този на течността , в която е включен кристалът

Тези наблюдения се извършват в микроскопа при проходяща светлина. Фокусирането на образа се извършва чрез леко повдигане на тубуса, при което се явява светла ивица на границата на кристала с течността, означавана като Бекева ивица. При повдигане на тубуса Бекевата ивица се придвижва към средата с по - висок коефициент на лъчепречупване. Точността на измерване на показателя на лъчепречупване с имерсионния метод е 0.002 (N вода = 1.333).

От центъра на кристала сферично във всички посоки нанасяме отсечки, равни по дължина на показателя на лъчепречупване в съответното направление. Получава се овалонд, който според симетрията на кристала има различна форма. Например кристалите от низшите сингонии имат три взаимно перпендикулярни главни оптични направления със съответно три показателя на лъчепречупване. Едно от най - важните оптични свойства на кристалите е двойното лъчепречупване. На фиг. 39 пластинка от прозрачен калцит (исландски калцит) е поставена върху лист хартия с надпис . През кристалната пластинка се виждат двата надписа един над друг, като буквите на единия от тях са по - слаби. При по - дебела пластина явлението е по - ефектно. За първи път това свойство на калцита е открил датския учен Е. Бартолин през 1670 г. Това явление се наблюдава по – слабо при повечето прозрачни кристали (с изключение на тези от кубична сингония).

Блясък на кристалите

Една част от падналия върху кристала лъч прониква през него, като се пречупва или

поглъща. Друга част от светлинните лъчи се отразява без да променя скоростта си. Тази отразена светлина е причина за блясъка на кристала. Блясъкът на кристалите зависи от коефициента на лъчепречупване и характера на отразяващата повърхност. Той може да се определи с формулата на Френел: $R = \frac{(N-1)^2}{(N+1)^2} + n^2 k^2$, където R е показател на отражение, а N е показател на лъчепречупване. Кристали, които имат силен метален блясък са: среброто, златото, медта, галенитът и др. минерали. За кристали с показател на лъчепречупване по-голям от този на въздуха ($n = 1$), блясъкът е стъклен ($R = 2-10\%$, $N = 1.3$ до 1.9), диамантен ($R = 10-29\%$, $N = 1.9$ до 2.6), полуметален ($R = 9-20\%$, $N = 2.6$ до 3). Кристалите с показател на лъчепречупване над 3 имат метален блясък ($R = 20-95\%$)



Фиг. 39. Двойно лъчепречупване в кристал от прозрачен калцит (исландски шпат)

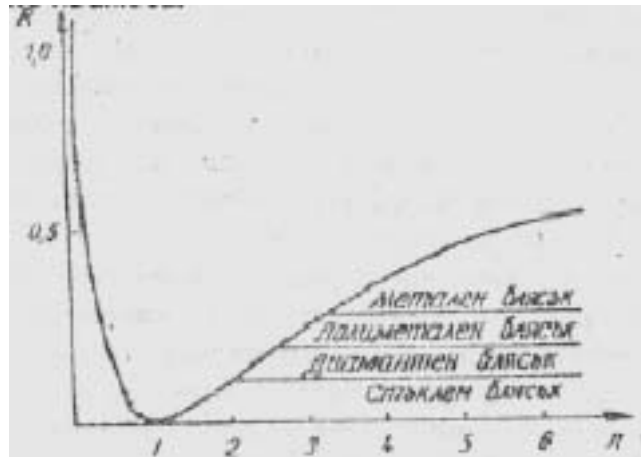
Блясъкът на кристала и отражателната сила (R) може да се определи като се сравнява с тези показатели за еталонни кристали. Посоченото степенуване на блясъка е валидно за гладки кристални повърхности. Според характера на цепителността той се променя. Кварцът има стъклен блясък, но на отломена неравно повърхност блясъкът е масен. Слюдите имат съвършена цепителност и техния блясък е бисерен. Блясъкът зависи и от кристалния агрегат. Например влакнестите агрегати имат копrien блясък (азбест).

Прозрачност

Прозрачността на кристалите е важно тяхно свойство. Това е способността им да пропускат светлина. Коефициентът на пропускане (a) при дебелина на пластинка равна на 1 cm се определя по формулата: $a = I/I_0$, където I е интензитетът на падащата върху кристала светлина, а I_0 е интензитета на изходящата светлина ($I > I_0$). Прозрачните минерали имат по-високи стойности на a . Напълно прозрачни и напълно непрозрачни минерали няма, тъй като винаги част от преминаващата светлина се поглъща. Минералите са: прозрачни (кварц, калцит), полупрозрачни (сфалерит), непрозрачни (пирит, халкопирит).

Цвят

За различните кристали е различно количеството на погълнатата, отразената и пропуснатата светлина. Поради това всеки кристал има специфичен цвят. Оцветяването на кристалите се дължи на химизма, дефекти в кристалната структура и наличие на механични примеси.



Фиг. 40. Зависимост между показателя на отражение на светлината (R) и показателя на лъчепречупване (n).

Оцветените кристали, които са съединения на елементи - хроматори, са идиоохроматни. Например галенит PbS - оловносив, аурипигмент As_2S_3 - златистожълт. Оцветяването на някои кристали се дължи на присъствието в тях на примеси от елементи - хроматори. Например корундът (Al_2O_3) е безцветен. Когато в него присъства примес от Ti^{4+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} той е син и се нарича сапфир, а когато примесите са от хром той става червен и се нарича рубин. Ролята на хроматори в минералите играят следните елементи (Ti^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{4+} , Fe^{3+} , Co^{2+} , Co^{3+}). За някои минерали (например лазурит) причината за идиоохроматизма е наличието на допълнителни аниони като: Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} .

Алохроматни ("алос" от гръцки "чужд") са минерали, оцветяването на които се дължи на примеси от други минерали. Например хематитът винаги оцветява в червено. Цветът на някои минерали се дължи на интерференционни или дифракционни явления (псевдохроматизъм). Тези цветове са лъжливи - псевдохроматни. Например при халкопирита и борнита те са сини, червени или лилави. Така наречената игра на цветовете се наблюдава и при опала (опалесценция), при лабратора (лабраторизация). Цветът на минерала се изразява с величина, като за целта се определят спектрите на поглъщане или на отражение. Оптичната плътност на минерала се определя по формулата $D = \lg 1/a$, където a е коефициентът на пропускане. По абцисата на координатна система се нанасят дължините на вълните, а по ординатата - оптичната плътност. Спектрите на поглъщане се измерват с двулъчеви спектрофотометри и се различават за обикновената и за необикновената светлинна вълна. Спектрите на отражение се регистрират с фотометри.

Цвят на чертата е дирята, която оставя кристалът върху бяла твърда неглазирана плочка. Повечето кристали имат еднакъв цвят с цвета на прахът върху плочката. За други минерали цветът на чертата е различен от цвета на минерала. Например хромитът $FeCr_2O_4$ е

черен, а чертата му е кафява. Цветът на хематита Fe_2O_3 варира от червен до черен, а чертата на минерала е винаги керемиденочервена, вишневочервена .

Радиоактивността е самопроизволно разпадане на атомите, при което се отделят α -, β - и γ - частици, представляващи съответно хелиеви ядра, електрони и електромагнитно лъчение, подобно на рентгеновите. Елементите от урановата, ториевата и актиновата редица се характеризират с голяма маса и неравновесно съотношение между протони и неутрони в атомното ядро поради, което те са неустойчиви и това води до саморазпадането им и отделянето на голямо количество енергия. Саморазпадането на елементите става с постоянна скорост без да зависи от промяна на температурата, налягането и други фактори за околната среда. В резултат на разпадането на U^{238} се образува междинен продукт Ra^{226} и краен продукт - Pb^{206} . При известна скорост на разпадане на радиоактивните изотопи е възможно по количеството на Pb^{206} да се определи абсолютната възраст (Т) на радиоактивния минерал (при условие, че не съдържа първично олово) по формулата: $T = \text{Pb}/\text{U} \cdot 0.38 \text{Th} \times 7400$ млн. год. С помощта на този метод е определена възрастта на земната кора на 4 милиарда и 600 милиона години (+_ 200 мил. год.)

Радиоактивните минерали се използват за добив на уран. Радиоактивните елементи могат да присъствуват в състава на други минерали под формата на изоморфни примеси. Това води до изменение на тяхната кристална структура, до механични и химични изменения. Така могат да се образуват метамиктови минерали или да се получат плеохроитни ореоли.

Луминисценцията е светенето на минералите, получено в резултат на освобождаването на погълнатата енергия от възбудени йони или молекули при преминаването им в друго състояние с по - малка енергия. Различава се флуоресценция, когато излъчването на светлината е само в момента на облъчване и фосфоресценция - при излъчване на светлината и след прекратяване на облъчването. Последната е характерна за някои арагонитови и гипсови кристали, флуоресценцията е характерна за флуорита. С помощта на това явление могат да се определят редица минерали като шеелит, отунит и други. В някои случаи цветът и силата на излъчената светлина може да се дължи на присъствието в кристалната структура на чужди йони, като например лантаноиди и редки земи във флуорита. Изучена е луминисценцията, която се дължи на наличието в минерала на елементи - луминифори (Cr^{2+} , Mn^{2+} , TR^{2+} , TR^{3+} , U^{4+} , U^{3+} , W^{6+} . Например флуоритът свети синьовиолетово при наличие на TR- елементи и в зелено - при наличие на Mn^{2+} .

Значителен брой минерали излъчват светлина при нагриване преди да се нажежат, което се означава като термолуминисценция. За нейното изследване се използват специални апарати, като данните се записват на интегрални криви. Термолуминисценцията се използва за определяне на относителната доза на радиоактивно облъчване, на което е бил подложен

минералът. Тя се използва за стратиграфско корелиране и за отделяне на генерации минерали.

Към **повърхностните свойства** на кристалите причисляваме тяхната омокряемост . това е лекотата, с която кристалните стени се покриват с вода или с друга течност. Това свойство на кристалите се използва при обогатяването на минерални суровини. При технологичната преработка се използва избирателното флотирание на отделните минерали.

II. МИНЕРАЛОГИЯ

II.1. ОБЩА ЧАСТ

Исторически бележки

Минералогията е наука, която изучава състава, химичните и физичните свойства на минералите, техния произход и практическо приложение. Понятието “ минера“ е старинна дума и означава руда. Това идва да покаже, че появата на минералогията е свързана с минното дело. Сравнително най - точната дефиниция на “ минерал“ е следната: Минералът е химично и физично индивидуализиран твърт продукт на природните физикохимични реакции, който най-често е с определена кристална структура. Минералите изграждат почти изцяло земната кора. Те участват в състава на скалите и образуват минерални находища.

Минералогията тясно взаимодейства с геологията, кристалографията, геохимията, петрографията. За изучаване на минералите тя си служи със свои методи и използва методите на химията, физиката, математиката и други науки. Методите и постиженията на минералогията се използват в минното дело, изучаването на полезните изкопаеми и при тяхната технологична преработка . Минералогията дава възможност да се получат основни знания, без които не могат да се овладяват други геоложки науки, да се използва специална геоложка литература и да се развиват научни и производствени дейности в близки области като геофизиката, сондирането на земните недра, екологията и опазването на околната среда, инженерната геология, стопанското управление, гемологията и др. Минераложките методи се използват от други науки и клонове на промишлеността, като минералния синтез, металургията, металокерамиката и т. н. Минералогията дава познанието за минералното вещество, за строежа на Земята и за процесите на минералообразуване, а това са познания необходими на всеки съвременен човек.

Това е една от най-древните и в същото време най-динамично развиващите се науки. Повече от 30 минерала са използвани от хората още в края на неолита като оръдия на труда, за украса, в бита и за бои. В древните писмени източници от пр.н.е. се срещат описания между 32 и 70 минерала . От антични времена до днес минералът е обект на описания , изследвания и легенди. Между древните книги за минералите (наречени лапидарии) можем да споменем тези на Теофраст (древна Гърция), Плиний Стари (древен Рим), доминиканския монах Албертус Магнус (1193 - 1280),на средноазиатските учени Ибн - Син (познат с името Авицена - 980г.), на ал - Бируни (973 -1050) и други.

С развитието на рударството към началото на XVI век започват да се разработват методи за диагностика на минералите и се създава нова класификация. Заслуги за бурното развитие на минералогията имат Георг Бауер (Агрикола - 1494 - 1555), фрайбергската, руската, френската и шведската минералогични школи с такива известни учени като Н. Стено (1638 - 1686), М.В. Ломоносов (1711 - 1765), Ж.Б.Роме дьо Лил (1736 - 1790), Д. Гулиелмини (1655 - 1723), Р.Ж.Ои (1743 - 1826), Кр. Вайс (1780 - 1856) О. Браве (1811 - 1863), В. Николсон, Ф. Моос и др. Открити са основните закони в геометричната кристалография и са направени първите стъпки в кристалохимията и кристалофизиката. С развитието на физиката и химията се създават възможности за обогатяване на минералогичните методи в областта на оптиката (Сорби, 1857), създаване на нови класификации на химична основа (Дж. Дейна, 1837, Г. Розе, 1852).

От края на 19 век започва съвременния и най-бурен период в развитието на минералогията. С откриването на рентгеновите лъчи (1895) става възможно да се определи кристалният строеж на минералите и да се изследват такива непознати до сега явления като изоморфизма (Е. Митчерлих, 1819, В. Голдшмидт, 1887 - 1947). Развива се геохимията като самостоятелна наука (В. Вернадски, 1863 - 1945, А. Ферсман, 1883-1945 и др. С въвеждането на електронния микроскоп и рентгеновия микроанализатор се създаде възможност за изучаване и диагностика на редица нови минерали. Така от известните в началото на века около 115 минерала, днес са известни над 4 600 минерални вида (INTERNET: <http://webmineral.com>) и броят на новооткритите минерали в земната кора непрекъснато расте. Развиха се в отделни клонове синтезът на минерали.

Първите геоложки изследвания у нас датират от преди освобождението на България от османско иго с публикациите на френските геолози Ами Буе (1794 - 1881) и Огюст Викенел (1800 - 1867) и на двамата виенски професори Франц Тула (1845 - 1920) и Фердинанд фон Хохщегер (1829 - 1884). През 1882 година е публикуван оригиналният труд на професор Георги Н. Златарски (1854 - 1909) "Рудите в България", в който са описани 45 минерални вида. Основоположник на минераложките и петрографските изследвания у нас е професор Георги Бончев (1866 - 1955), който в своя труд "Минералите в България" (1923) описва 107 минерални вида. За развитието на минералогията у нас значителен принос имат академик Страшимир Димитров, академик Иван Костов и редица учени изследователи, които допринасят за по-пълното изучаване минералния състав на минералните суровини и на скалите и за разработване на нови минераложки методи при търсене на полезни изкопаеми. Българските минералози намират своето място в световната минераложка наука с откриването на нови за науката минерали, с установяване на закономерностите в кристаломорфоложката еволюция на минералите (четвърто научно българско откритие, 1983), с кристалохимичната съвременна класификация на минералите (Ив. Костов, 1993) и с многото изследвания върху

минералните суровини. Днес у нас са открити и описани повече от 1300 минерални вида и разновидности (минерални названия).

Морфоложки особености на минералите и на минералните агрегати

Външният облик на минералите се проявява и изразява с техния хабитус. В зависимост от симетрията им и съобразно осните им отношения акад. Ив. Костов(1993) разделя минералите на три главни хабитусни типа : изометричен и псевдоизометричен (I тип) - с осно отношение приблизително 1; аксиален (А тип) - с верижна структура и осно отношение по- малко от 1; планарен (Р тип) - със слоестта структура и осно отношение по- голямо от 1 . Външният облик на минерала се обуславя от простите форми, които преобладават в кристалите му. Поради това хабитусът може да носи името на такава проста форма, например октаедричен , кубичен пинакоидален, призматичен , пирамидален и т. н. Ако минерали от други сингонии имат близо до изометричния хабитус, той се нарича псевдоизометричен. За планарните минерали хабитусът може да бъде плочест (дебело или тънко плочест) пластинковиден, листовиден или люспест . Аксиалните кристали могат да имат стълбест, прътест, иглест, влакнест тип хабитус, а също така според дължината на кристалите : късо призматичен, дълго призматичен и остро пирамидален.

Минералните агрегати се дефинирани като понятия в част първа “ Кристалография “. Различават се кристални групи - за неправилно подредени минерали в агрегата и кристална друза, когато минералните индивиди са нараснали на обща основа. Тя бива моно - или полиминерална. Агрегирането на минералите е в зависимост от типа на техния хабитус и от условията на образуването им.

Изометричните минерали образуват най - често зърнести агрегати. Според големината на зърната те биват едро - до гигантозърнести, (от 5 до 10 mm и над 10 mm), средно зърнести (от 1 до 5 mm) и дребнозърнести (под 1 mm). При микроскопични размери на зърната - плътни , масивни, фино зърнести, компактни и скритокристалинни, при които отделните минерали се наблюдават под лупа или микроскоп. Скалите са типични зърнести агрегати. Минералите с планарен тип хабитус изграждат тънко -, дебело - и грубо плочести, пластинковидни, листовидни и люспести агрегати . Тънко плочестите могат да бъдат плътни (маси) или скрито люспести. По- рядко се срещат розетковидни и радиално лъчести агрегати .Аксиалните по хабитус минерали могат да се агрегират паралелно или радиално. Така се образуват паралелно или радиално лъчести, люспести, стълбести, призматични, иглести, нишести влакнести (паралелно - , фино - , скрито, - влакнести) сноповидни и лъчести агрегати. Сферолитите са сферични или елипсоидни агрегати, които са изградени от влакнести индивиди Дендритите

са поликристални агрегати с паралелно или незакономерно ориентирани на отделните кристали. Външно те приличат на дърво или на отпечатък от растение. Различават се още:

- натечни агрегати с радиално лъчест или концентрично -зонален строеж, които са образувани от истински или от колоидни разтвори, които се стичат в открити празнини, като например сталактити, сталагмити, сфероидални, бъбрековидни, гроздовидни, "стъклена глава" с размери от няколко милиметра до 10 и повече метра;

- оолити и пизолити ("оол" - яйце), образувани при отлагане на веществото във водна среда съответно около 2 mm ооли и над 2 mm пизолити

- конкреции - с овална форма, при отлагане на веществото от вътре навън около един или няколко кристализационни центрове, с размери от няколко милиметра до десетки сантиметри;

- секреции - образувани в празнини с неправилна, най-често овална форма при отлагане на веществото от периферията към центъра. Според размерите им ги разглеждаме като миндали - с размер на бадемова ядка, геоди - с големина колкото юмрук. Запълването на празнината може да бъде частично или пълно. Всички тези агрегати според минералния си състав се означават със съответни наименования: пиритови, марказитови, кварцови и "лъсови кукли". Образуваните от колоидни разтвори най-често натечни агрегати се наричат коломорфни или колоформни. С течение на времето те разкристализират и приемат фино влакнест строеж, без да променят външния си облик и тогава се наричат метаколоидни. Хабитусът на минералните агрегати е важен белег за определяне на минералите и за тълкуване на условията на тяхното образуване. Срещат се срастъци, землести, звездести, прашести, саждести, порцеланоподобни, клетъчни, ивичести, сгуровидни, корести агрегати и облепи. Повечето от агрегатите са посочени на фигурите при описание на минералите.

Физични и химични свойства на минералите

За минералите като кристални вещества са характерни всички описани в първата част физични особености на кристалите: плътност, цепителност, топлопроводимост, електрични, магнитни, оптични свойства, блясък, цвят, цвят на чертата, радиоактивност и луминисценция. Всички те се използват за определяне на минералите.

Химичен състав на минералите

Всички химични елементи, които са известни в природата, по един или друг начин са установени в минералите. Някои от тях като кислородът, сярата, силицият, желязото, алуминият определят основния състав на много минерали. Други елементи като индият, скандият, галият, реният и др. присъствуват в минералите главно под формата на примеси и много рядко образуват самостоятелни минерали или въобще не образуват. Такива елементи се наричат разсеяни.

Кристалохимични формули на минералите

Кристалохимичната формула на минералите, както и формулите на другите химични съединения се изчисляват по данни от химичния анализ. Изчисляването на формулата на халкопирит по химичен анализ става по следния начин : таблица 11

| Химични елементи | Масови% | Атомна маса | Атомни количества | Атомни отношения |
|-------------------|---------|--------------------|-------------------|------------------|
| Cu | 34.22 | 63.55 | 0.538 | 1 |
| Fe | 35.63 | 55.85 | 0.540 | 1 |
| S | 30.15 | 32.06 | 1.110 | 2 |
| Сума | 100.00 | - | 2.180 | 4 |
| Емпирична формула | | CuFeS ₂ | | |

Обаче тази формула отразява само валовия състав на минерала и не винаги удовлетворява минералога. В минералогията най-често се използват кристалохимични формули, които отразяват не само състава, но и типа на химичното съединение и в известен смисъл структурата на минерала.

Много минерали съдържат вода, която се отделя от тях при нагряване. Това може да доведе до пълно разрушаване на минерала, до преход на един минерал в друг или се съпровождат само с изменение на свойствата на минерала. Съответно в състава на минералите се различават два главни типа вода : свързана и свободна.

В състава на някои минерали участва като йон (OH)⁻. Тези йони заемат напълно определено положение в кристалната решетка и се отделят само при нагряване на минерала до много висока температура. При отделянето на структурната вода минералът се разрушава. Тези минерали не се разглеждат като водни съединения.

Свързаната (кристалохидратна) вода се съдържа в минерала във вид на молекули H₂O. Тази вода е свързана в структурата на минерала по-слабо, отколкото конституционната и се отделя при нагряване 300°C - 500°C често пъти скокообразно с образуването при всеки “ скок “ на нов минерал. Така водния сулфат на калция (гипс) при нагряване преминава в безводен анхидрат : Ca[SO₄]

Свободната(зеолитовата, междуслонната, абсорбционната) вода се разполага в промеждутъците между структурните елементи на кристалните решетки на минералите във вид

на течна фаза H_2O . Отделянето на такава вода при нагряване започва при температура $100^{\circ}C$. Това става постепенно и структурата на минерала при това не се нарушава. Във влажна среда обезводненият минерал отново поглъща толкова вода, колкото се е отделила от него.

Зеолитната вода е заключена в свободните пространства на решетките на някои скелетни силикати: стилбит, натролит и други. При отделянето на водата тези минерали стават непрозрачни, изменят се тяхната твърдост, показателят на пречупване. При поглъщане на водата минералите възстановяват тези свои свойства.

Междуслойната вода се разполага между структурните слоеве - пакети - в някои листовидни силикати. Пакетите се сравняват със субмолекулярна ципа вода, която постепенно се отделя при нагряване. Минералите при това стават по - плътни. При поглъщане на водата от обезводнените минерали, отново те “ разбухват “. Такъв тип вода е характерна за минералите, образуващи глини.

Абсорбционната или колоидна вода е характерна за тънко дисперсионни минерални агрегати. Тя се адсорбира на повърхността на дисперсните частици и в основната маса се отделя вече при изсушаване или нагряване до $110^{\circ}C$. При тези условия се определя влагата, която се съдържа в порите и пукнатините на минералите и на минералните агрегати. Такава влага се нарича хидроскопична или капилярна. Абсорбционната или хигроскопична вода не се отбелязва във формулата на минерала.

В заключение следва да се спомене за още един тип вода, която също не влиза в структурата на минерала и не се записва във формулата, но има важно значение при изясняване на условията на образуване на минералите. Това е водата на газово - течните включения (фиг. 41), която е включена в многочислени мехурчета, захванати от минералите при кристализацията им от водни разтвори .

Методи за определяне на минералите

За определяне на минералите се използват химични, физико - химични и физични методи.

Определянето на минералите по външни белези е свързано с изучаването на морфоложките им особености и използването на техните физически свойства като плътност, твърдост, цепителност, блясък, цвят, цвят на чертата, магнитност и др. Редица минерали могат да бъдат диагностирани с помощта на тези техни особености. За целта се използват определители.

Химичните методи се използват за определяне на състава на минерала и се изчислява

неговата кристалохимична формула. Те са известни от курса по аналитична химия.

Микросондовият анализ е инструментален метод за количествено определяне химичния състав на минералите. При падане върху обекта на електронен сноп с достатъчна енергия, за да се предизвика избиване на електрони от вътрешния слой атоми на образеца, се изпуска характеристично рентгеново излъчване. Сблъскването на бързи електрони с мишена, която е изготвена от твърдо вещество може да доведе до изпускането на рентгенови лъчи, характеристиките на които зависят от материала на мишената. Анализът на получения спектър дава възможност да се установи елементният състав на образеца. Изпусканите от нагрятата тънка волфрамова лентичка електрони се ускоряват от напрежение 5-40 kV и се насочват към анализируемото вещество с площ приблизително 10 000 Å² (1 mm²). Рентгеновото излъчване от тази площ преминава през диспергираща система и се регистрира. Използват се прибори със спектрометър с дисперсия на дължината на вълната (вълнови метод) и спектрометър с дисперсия на енергията (енергиен) . За елементи с атомни номера над 11 се получават количествени данни, ако техните съдържания са над 50 - 100 g / t , а за елементите с номера от 4 до 11 точността на анализа е занижена. Анализът се провежда върху полирани шлифи.

Към химичните методи причисляваме също полуколичествения спектрален анализ и лазерния микроспектрален анализ. Широко е разпространен качественият **емисионен спектрален анализ**. Грешката обикновено не надвишава $\pm 5-10\%$, а при фотоелектрическата регистрация на спектъра достига до $\pm 2\%$ т.е. не е по - висока от грешката при болшинството останали методи. С помощта на тях се определя присъствието на различните елементи в минерала, като може да се достигне до количество, равностойно на кларка на елемента (масовото му присъствие в земната кора). Чувствителността на спектралния анализ е 10^{-2} до $10^{-6} \%$. При него се използва минимално количество вещество (0.1 - 0.001 g). С един анализ могат да бъдат установени 40 - 60 елемента. Този метод се основава на получаване на спектри на елементите в електрична дъга, пламък, искра и т. н., които се определят във видимата и ултравиолетовата област на светлината. Преимуществовата на емисионната спектроскопия са нейната простота и бързина, както и да бъдат определяни елементи с много малки концентрации. Пламъковата фотометрия е емисионен спектрален анализ с източник на възбуждане на спектрите - пламък. С помощта на пламъкови фотометри се определят елементи като Li, Na, K, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba, Mg, Cu, Tl и др. Точността на определяне зависи главно от точността с която е построена използваната еталонна графика.

Метод на плазмена спектроскопия (ICP) е спектрометричен за многокомпонентно анализиране на проби от скали, минерали и почви. Пробата с количество от 0.05 g до 1 g се разтваря в стандартен разтвор. Откриваемостта на химичните елементи е от 1 до 10 mg/t. Това е практичен метод, защото едновременно се определят от 20 до 40 макро- и микроелементи и

елементи - следи, със сравнително добра чувствителност, значително по - евтин и бърз спрямо другите методи. Рентгенофлуоресцентният метод дава възможност да се направи пълен качествен анализ на образец с неизвестен състав, без да се налага неговото разрушаване. Чувствителността му достига до 10^{-4} - 10^{-1} % (от +_ 0.5 - до_ 5.0 %).

Неутронно - активационният анализ е високочувствителен метод, който се използва за определяне на редкоземните и други елементи. Образецът се облъчва с високо енергетични частици - протони, неутрони, в резултат на което атомите на един или на всички елементи стават радиоактивни. Анализът се основава на измерване на енергията изпускана от образеца или на интензивността на излъчване. При активирането на около 70 елемента това позволява да се проведе както качествен, така и количествен анализ. Ако източникът на лъчение е атомен реактор могат да се активират елементи в количества по - малки от 10-10 g .Използва се анализ на следи (за определяне на микропримеси < 0.001%), анализ на примеси (0,001 - 1.0 %), експресна автоматичен анализ и масов анализ (определяне на кислород в стомана).

Атомно - абсорбционният анализ се прилага, като при изгаряне на разтвор от образеца в пламък се образуват атомни пари . Определя се поглъщането от тези пари на характерично излъчване за определен елемент. Чувствителността на метода е 10-4% , като се определят около 30 елемента, които са предимно примеси в образците.

Електронната микроскопия позволява да се изследват минералите при големи увеличения до 750000 пъти. В електронния микроскоп може да се наблюдава морфологията на минералния индивид, характера на неговата повърхност и неговия микростроеж. Изображението се генерира с помощта на електронен сноп. Препаратите за наблюдаване се подготвят чрез дезинтеграция с ултразвуков диспергатор и по косвен начин с помощта на реплики. Целта е да се постигне достатъчно тънък обект за наблюдение, което обезпечава добрата контрастност на изображение. Разрешителната възможност на метода е 0.12 - 0.15 nm. Електронният микроскоп има широко приложение днес и се използва не само при изследване на минерали. С помощта на него се изследват формата и размерите на зърната, характера на растеж, определяне на финнодисперсни фази, микровключения и форми на присъствие на минерали, хетерогенност на минерала и морфоложко изследване на малки частици (фиг. 42).

Инфрочервената спектроскопия определя функционални групи в минералите като сулфатни, карбонатни, силикатни и други, типа на водата и други. Стритият минерал се поставя върху пластинки в спектрометър и се облъчва с инфрочервени лъчи. В различните диапазони на лъчение (от 10000 до 5000 и от 400 до 250 cm^{-1}) (фиг. 43-горе) се изследва съставът и конфигурацията на анионите комплекси в минерала. Възможна е и диагностика на минералите посредством сравнение на спектрите им с еталонни спектри на минерали, които са приведени в специални справочници. Могат да се определят различните фази в една многокомпонентна

смес с точност до 1-2 % при тегло на изследвания образец 1-5 mg . Инфрачервената спектроскопия се използва успешно за провеждане на качествени и количествени анализи, за изследване структурата на неорганичните комплекси, между молекулярни водородни връзки, симетрия на молекулите и други. Сведения за ролята на водата в минерала може да се получи от неговия инфрачервен абсорбционен спектър .

Диференциално - термичният анализ (фиг. 43-среда и долу) се обосновава на физичните и химични промени, които настъпват при нагряването на минералите. Тези промени са свързани с поглъщане или отделяне на топлина и могат да се регулират в апарата във вид на диференциални криви. Термичните ефекти при ДТА метода са предизвикани от такива физични явления като стапяне, изменение на кристалната структура, разрушаване на кристалната решетка, изпарение, кипене и сублимация, а също и термични ефекти, които са предизвикани от протичането на химични процеси като дисоциация, дехидратация, окисление и редукция , реакции на съединение и заместване. Тези явления са съпроводени с ендо- и екзотермични ефекти. С помощта на определители при сравняване на кривата на изследвания минерал с еталонни може да се осъществи и диагностика на някои минерали. При метода се следи и изменението на масата на образца в хода на нагряване, което се илюстрира с термогравиметрична крива (ТГА). Необходимото количество проба за анализ е от 10 до 50 mg с едрина < 0.001 mm. С помощта на този метод се изследват глинести минерали и смеси, фазови превръщания в интервала от 20 до 1 000° C, като относителната грешка на метода е +/- 10%. Той е ценен количествен метод, с помощта на който може да се определи термичната устойчивост на изходния образец, на междините съединения и на крайния продукт. Този метод се използва за изучаване на кинетиката на реакциите на разлагане на твърди вещества и на съединения в разтвори (фиг. 43).

Оптичната микроскопия се широко използва при изследването на прозрачни пластинки - дюншлифи и на едностранно полирани пластинки - аншлифи. За целта се използва микроскоп с проходяща светлина (петрографски) и микроскоп с отразена светлина (руден). При изследване на минералите в поляризирана светлина с петрографския микроскоп най - важните оптични свойства са оптичния клас и показателят на лъчепречупване. Минералите от кубична сингония са изотропни и са с един показател на лъчепречупване. Минералите от средните сингонии са анизотропни - едноосни (+ или -) и са с два показателя на лъчепречупване. Минералите от нисшите сингонии са анизотропни - двуосни (+ или -) и са с три показателя на лъчепречупване. Анизотропните минерали се разграничават от изотропните при кръстосване на николите на микроскопа. Тогава при въртене на масичката на микроскопа изотропните минерали остават тъмни , а анизотропните просветляват. С помощта на оптичните методи се определят минералите и включения в тях при високи увеличения от 400 до 1200 пъти, изучават

се взаимоотношенията между тях, коефициента на лъчепречупване, двулом, цепителност, релеф, плеохроизъм и ъгъл на потъмнение. С помощта на оптичната микроскопия може да се провеждат редица микрохимични реакции.

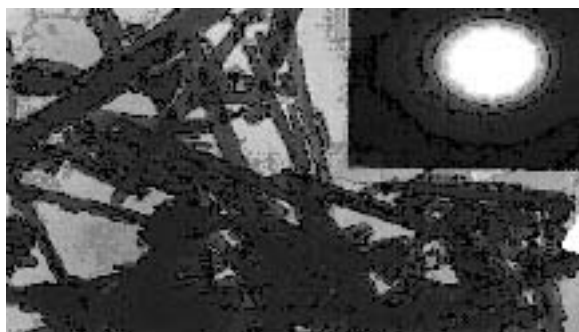
Методите за определяне на уранови минерали се основават на йонизиращото действие на радиоактивните излъчвания. Те позволяват да се определят общата радиоактивност и да се направи съответна количествена оценка. Използват се йонизационни и импулсни методи, които се делят на алфа - , бета - и гама методи. За целта се използват различни типове броячи . Луминесцентните методи се основават на способността на съединенията на шест валентния уран да луминесцират в ултравиолетови лъчи. Урановите минерали са добре изучени по луминесцентни свойства в дължините на вълните на спектъра от 300 до 400 nm. Между радиографските методи се използват макрорадиографията и микрорадиографията. Като се използва способността на радиоактивните вещества да оказват влияние (в продължение на от 1 до 2 денонощия) на емулсионния слой на фотографската пластинка или на фотолентата се изучава характера на разпределение и формата на отделяне на радиоактивните минерали в образци от скали или руди . След проявяването им , участъците които са контактували с радиоактивните минерали почерняват на негатива . Методът на отпечатъка се основава на получаването на неразтворим остатък от соли на ураниловата група при действие на разтвора на проявителя . Методът се провежда така: фотографска хартия със снет емулсионен слой , се потапя в азотна или солна киселина , след което се почиства с филтърна хартия. Към влажната хартия се притиска равната страна на образеца (на аншлифа) в продължение на 1 - 2 минути, след което се измива с вода и се изсушава. На мястото на урановите минерали се получава червено - кафяв отпечатък.

Други широко използвани методи са качествените микрохимични реакции: разтворимост с киселина, като се отчита и разтворимостта на някои сулфатни, карбонатни и други минерали.

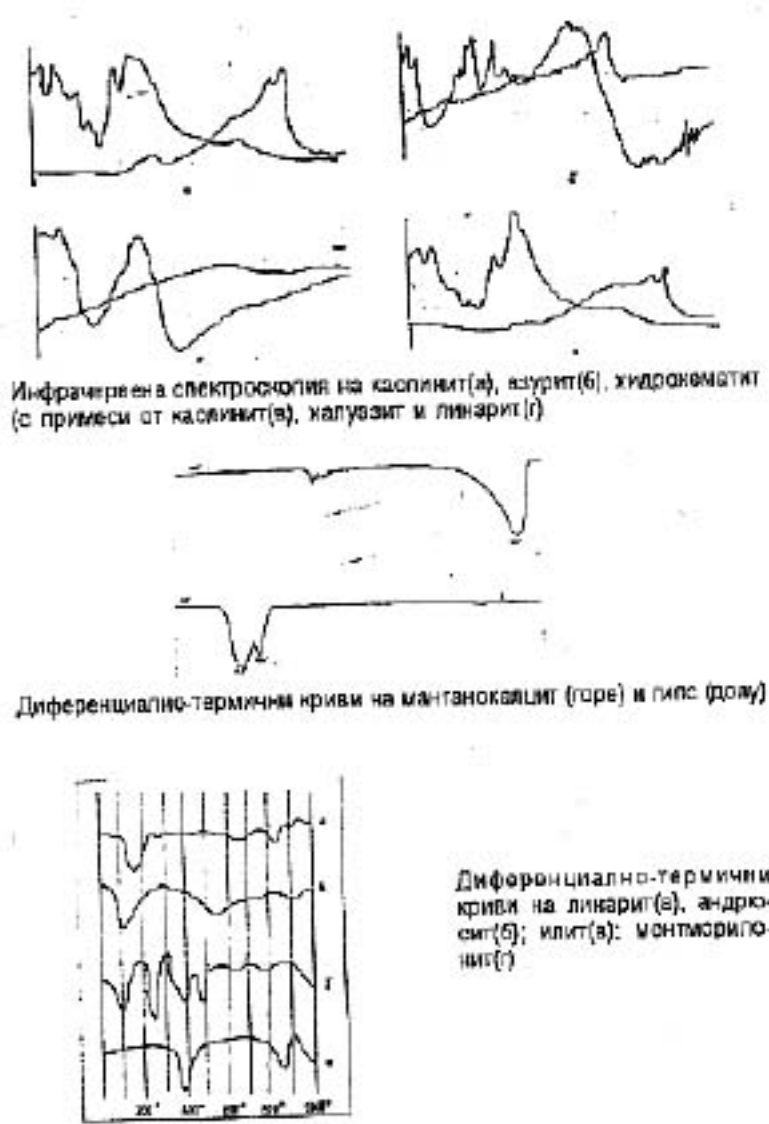
Съществуват и други специфични методи за изследване на минералите, като трекова радиография (регистрират се трековете , получени при разпадане на U^{235}), йонно - сондов анализ (за определяне на елементи с малък атомен номер, в това число и водо-



Фиг 41. Газово-течни включения във флуорит от нах. “Елаците”



Фиг. 42. Халуазит от нах.Асарел (горе-увеличение 30 600) и халотрихит от нах. Челопеч (долу-увеличение 19 600) в електронния микроскоп.

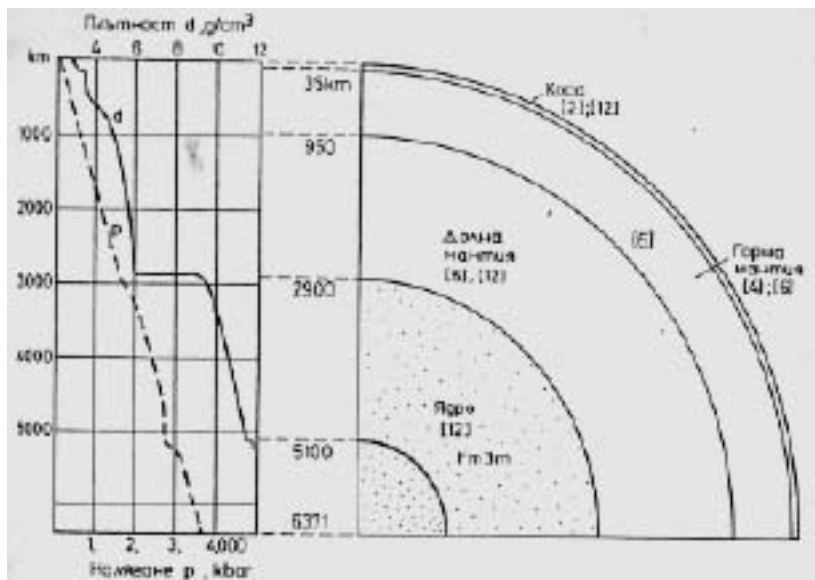


фигура 43

род), мас-спектроскопия (за определяне съдържанието на радиоактивни изотопи), мьосбаерова спектроскопия (ядрен гама - резонанс) (за определяне структурното положение на катионите на желязото, мангана и други, които имат променлива валентност.

II. 2. ГЕНЕЗИС НА МИНЕРАЛИТЕ

Този дял от минералогията изучава условията и процесите, при които се образуват и изменят минералите в земната кора.



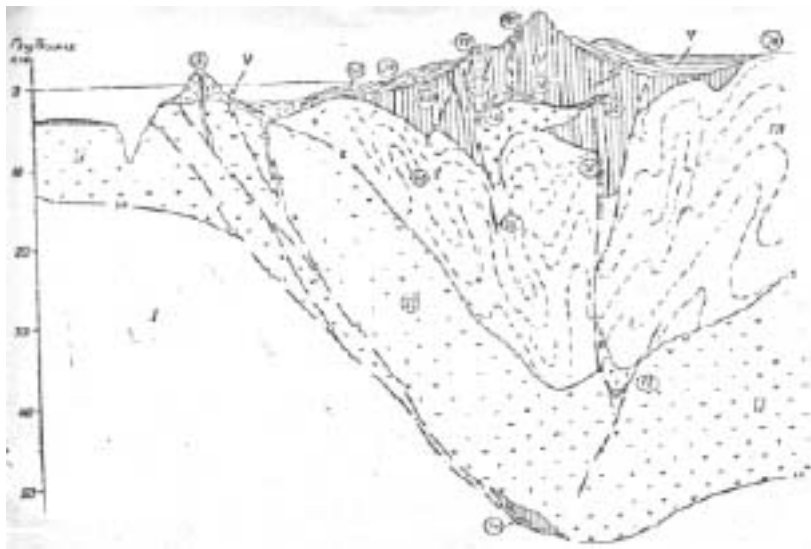
Фиг. 44. Изменение на плътността (d) и налягането (p) на дълбочина в Земята и нейния строеж и преобладаващите координационни числа [4] за съответните атоми, които я изграждат (по Ив.Костов, 1993)

По данни от съвременните изследвания се счита, че земната кора има мощност 15 до 70 km и е ограничена от горе с атмосфера и хидросфера, а отдолу със сеизмична граница на Мохорович. В нейния състав участвуват голямо количество литофилни елементи - Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Si, Al, Ge и други. Те образуват устойчиви съединения с кислорода.

Приема се, че мантията се намира в твърдо състояние, с изключение на локални огнища в горната ѝ част. За нея са характерни халкофилните елементи - Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, In, Tl, Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te и др. Те имат силен афинитет към сярата (селена, телура), с която образуват ковалентни съединения.

Земното ядро е в разтопено състояние. В състава му участват главно сидерофилни елементи - Pt, Ir, Os, Pd, Au, Fe, Ni и други. Те се разтварят в желязото и образуват съединения с метални връзки. Високото атомно тегло на тези елементи обуславят и високата плътност на земното ядро.

На фиг. 45 е посочен схематичен разрез на земната кора.



Фиг. 45. Схематичен разрез на земната кора под океаните (отляво) и под континентите (по Роненсон ,1982) I - подкоров ; II - гранулито - базалтов ; III - гранито - гнайсов ; IV - метаморфен ; V - седиментен ; граници : М на Мохорович ; К - на Конрад

Значителна част от земната кора е изградена от осем химични елемента : О- 46.60 (масови процента) и 93.77 (обемни процента), Si - 27.72 и 0.86, Al - 8.13 и 0.47 ; Fe - 5.00 и 0.43 ; Mg - 2.09 и 0.29 ; Ca - 3.63 и 1.03 ; Na - 2.83 и 1.32 ; К - 2.59 и 1.83. Тези елементи участвуват главно в състава на скалообразуващите минерали. Елементите Ti, P, H и Mn се срещат в количества от 0.1 до 1 %. Останалите елементи от Менделеевата таблица съставляват не повече от 0.5 % от земната кора. Земната кора е изградена главно от магмени скали (64.7 % от обема ѝ), на второ място от метаморфни скали (27.4 %) и най - малко количество се пада на седиментните скали (7.9 %).

На фиг. 45 са посочени и областите на локализация на минералообразувателните процеси : 1 - магматична (а - във връзка с ултраосновните ; б - във връзка с основните скали) ; 2 - пегматитова (а - слюдоносни ; б - редкометални пегматити) ; 3 - контактнo - метасоматична (а - грайзени; б - скарни) ; 4 - хидротермална (а - хипотермална ; б - мезотермална ; в - епитермална) ; 5 - вулканогенна; 6 - метаморфогенна (а - фацис на “ зелените шисти “ ; б - амфиболов ; в - гранулитов фацис) ; 7- изветряне (а - на силикатните скали; б - на сулфидните тела) ; 8 - седиментация (а - хемогенна в морски лагуни ; б - коагулация на колоиди в континенталния шелф).

Процеси на минералообразуване

Под процес на минералообразуване се разбира всеки геоложки процес, през който възникват, растят или се разрушават минерали. Определят се екзогенни и ендогенни процеси. Екзогенните

минералообразователни процеси протичат в океаните, моретата, реките, езерата и на земната повърхност.

Първите минерали, които изграждат земната кора са образувани от магма. Те образуват минерогенетична група и се наричат магматогенни минерали. При екзогенните минералообразователни процеси се образуват минералите от втората минерогенетична група - екзогенните минерали. И едните, и другите при попадане в по - дълбоките части на земята, под действието на вътрешните земни сили се променят (метаморфозират). Така се получават минералите от третата минерогенетична група - метаморфогенните минерали. На много голяма дълбочина при високи налягания и температура минералите могат да бъдат частично разтопени. Това явление се нарича анатексис. Пълната разтопяване на минералите се означава като палингенеза. Образува се т. н. палингенна магма, от която могат да се образуват магматогенни минерали.

Ендогенни минералообразователни процеси

Магматогенни минералообразователни процеси

Магмата е многокомпонентна стопилка с преобладаващо силикатен състав. Тя се сформира в земната кора и в мантията. Най - благоприятни за магмообразуване се считат трите области : зона на границата с горната мантия, гранито-гнайсовия слой и зоната на съчленяване на материковата и океанската кора (фиг. 45). Главните съставки на магмата са под формата на оксиди: SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O и H_2O . Според количеството на SiO_2 , тя се разделя на ултрабазична (под 44 %), базична (44 - 53 %), средна (53 - 64 %) и кисела (64 - 78 %).

Ултрабазичните и базичните магми са богати на MgO и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, а в киселите е високо съдържанието на Na_2O и K_2O . Така се определят допълнително алкални, натриево - алкални, калиево алкални и т. н. Посочените оксиди изграждат главните скалообразователни минерали, които съставляват 99 % от състава на магмените скали. Оксидите TiO_2 , ZrO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 и Cr_2O_3 присъствуват с малки количества в магмата и образуват т. н. акцесорни минерали: циркон, рутил, магнетит и др. Останалите елементи присъствуват в незначителни количества и участвуват като изоморфни примеси в скалообразователните или акцесорни минерали. Тях ги означаваме като разсеяни елементи. Понякога състава на магмата се променя при асимилиране на различни по химичен състав вместващи скали (контаминация) или при смесването на различни типове магми (хибридизация). Магмата съдържа и известно количество лесно летливи (газообразни) вещества като H_2O , H_2S , SO_2 , CO_2 , CO , NH_3 , HCl , HF , Cl , F , хлорни

съединения на Fe, Zn, Na, K и др. Те са лесно подвижни. Присъствието на HF и H₂O понижава точката на кристализация на магмата, а останалите действуват като разтворители на тежките елементи, регулират подвижността (вискозитета) на магмата и съдействуват за пълната ѝ кристализация. По ради това летливите компоненти в магмата се означават като минерализатори. Кристализацията на магмата е непрекъснат процес, през който настъпват промени на физико-химичното ѝ състояние. Първият етап на магмената кристализация е ликвидо-магматичният

(liqua - течност). Той протича в огнетечна среда при температура от 1200°C до 600°C. През него кристализират главните скалообразуващи минерали, които се означават като ортомагматични (магматогенни). Попадайки в условия различни от условията на своето образуване, магмите се охлаждат и кристализират. Най-напред се отделят най-трудно топимите минерали, които са с по-ниско съдържание на SiO₂ и Al₂O₃. Те се утаяват на дъното на магмената камера, тъй като имат по-голяма плътност. В резултат на това магмената стопилка се набогатява на леснотопими компоненти, на SiO₂ и на леснотопими вещества. При намаляване на температурата и подходящи тектонски условия тя се придвижва на известно разстояние и започва да кристализира. Последователността на кристализация на главните скалообразуващи минерали от магмата (схема на Боуен) е следната:

| Фемични минерали (богати на Fe и Mg) | Салични минерали (богати на Si и Al) |
|--|--|
| Оливин | Анортит |
| Ромбични пироксени | Битовнит |
| Моноклинни пироксени | Лабрадор |
| Амфиболи | Андезин |
| Бiotит | Олигоклаз |
| | Албит |
| | Ортоклаз |
| | Мусковит |
| | Кварц |

Нерядко при охлаждането на магменото огнище, още до началото на отделяне на твърди фази или едновременно с кристализацията на труднотопимите минерали става разделяне на разплава на несмесващи се течности; съществено силикатната и богатата на летливи компоненти сулфидна, алкално-карбонатна алкално-фосфатна и други. Разделянето на магмата на несмесващи се течности се нарича ликвидация.

Освен кристализационна диференциация в магмената стопилка настъпва и гравитационна диференциация, в резултат на която в долнището на магменото огнище се отделят много рудни минерали като платина, магнетит, хромит и др. Могат да се образуват находища, които се наричат сегрегационни (ранномагматични, протوماгматични). Когато в края на ликвидо-магматичния етап се отделя по пукнатини сулфидна стопилка при нейното затвърдяване се образуват хистеромагматични (късномагматични) находища. С ликвидо-магматичния етап са свързани находищата на диаманти в кимберлити, на хромит в ултрабазични скали, на титаномангнетит в ултрабазични скали, на халкопирит и пентландит в основни скали и на нефелин и апатит в алкални скали.

Вторият етап на магмената кристализация е **пегматитно -пневматолитният** (от гръцки думата “ пегма “ означава ”” здрава връзка “. Този етап обхваща интервала на температурата от 600°C до 400°C. След изкристализирането на главните скалообразуващи минерали и образуването на скалите се образува т. н. магмен или пегматитов остатък, който съдържа значително количество K_2O , SiO_2 и Al_2O_3 , а също така и газообразни вещества и редица елементи като В, Ве, W, Мо, Li, F, Cl и др. Пегматитовия остатък притежава голям парен натиск и голяма подвижност и се вмъква по пукнатините на скалите. В резултат на неговото изкристализиране се образуват жилни скали - пегматити и аплити. Понякога се установяват закономерни (“ графични “) сраствания от фелдшпати с кварца т.н. “ писмен гранит ” (“графичен пегматит”). За пегматитите е характерна геохимичната специализация. В гранитните пегматити се концентрират главно Ta, Nb, Sc, Y, U и Sn, а в нефелин-сиенитовите - предимно Zr и Th. Пегматитите се разделят на агпаитови с $Na + K < Al$ и плумазитови с $Na + K > Al$. Поради голямото количество на летливи вещества, наречени минерализатори, пегматитите за разлика от магмените скали са едрозърнести. Размерите на минералите в тях понякога са гигантски, например кварцовите кристали достигат до 5.5 m дължина и до 2.5 m в диаметър. Намерени са кристали от берил до 200t и дълги до 6m, а ортоклаз - до 100t и с площ до 10m². Пегматитите представляват източник за добив на мусковит, фелдшпатово суровина, топаз, кварц, берил, циркон, цинвалдит, апатит, минерали на редките земи и т. н. Според класификацията на В. М. Макагон и Б. М. Шмакин (1988г.) те се делят на: дълбочини, образувани при налягане 5 - 8 kbar и са набогатени на U, редки земи, слюди. Вторият тип са образувани при налягане 2 - 5 kbar и са набогатени на редки метали; третият тип - близко повърхностни (формиранни при налягане 1 - 2 kbar) с минерали на ниобия и итрия.

Хидротермални минералообразователни процеси

Третият етап на магмена кристализация е хидротермалният тип. Той протича при температура под 400°C.

От магми, които са силно обогатени на вода и други летливи съставки при температура под критичната температура на водата (374.5°C) могат да се отделят водни разтвори, означени като хидротермални. Хидротермалните разтвори се отделят или от магмата или от вече съществуващи минерали. Те се мобилизират при активна тектонска дейност в земната кора и играят значителна роля при хидротермалното минералообразуване. Хидротермалните разтвори са набогатени на вода, халкофилни елементи и разнообразни анионни комплекси : Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Fe, Mo, Ni, Sb, Bi, Sn, W, U, Mn и др. В състава им участват още Na, K, Ca, Mg, Ba, Cl, F, H₂S, CO₂, а близо до повърхността и O₂. Когато са в надкритична температура се означават като пневматолитни. В зависимост от температурата е прието да ги разделяме на високотемпературни (хипотермални) - от 400°C до 300°C, среднотемпературни (мезотермални) - от 300°C до 150°C и нискотемпературни (епитермални) - от 150°C до 50°C.

В процеса на хидротермалното минералообразуване често пъти настъпва ритмично изменение на химизма на разтворите. При промяна на температурата, налягането и химизма на средата е възможно да се образуват няколко генерации от един и същи минерал. Според Г. Берг в близост до магменото тяло се образуват минералите на W, Sn, Mo. По-отдалечени са тези на Bi, U, Au, As, Cu, Zn, Pb, Ag и в по - отдалечените участъци - на Sb и Ag.

Хидротермалното минералообразуване протича при запълване на пукнатини и празнини или по пътя на заместване на по-ранообразуваните или на скалообразуващите минерали. При циркулацията на разтворите във вместващите скали се извличат едни или други химични елементи при разлагането на съществуващите минерали и в резултат на това се образуват нови минерали.

Хидротермални разтвори, които се формират в резултат на еволюцията на магмени огнища на дълбочина от 2 до 5 km от земната повърхност, се означават като плутоногенни. С тях са свързани находища на Mo, W, Sn, U, Bi. Когато разтворите са във връзка с вулкански скали са вулканогенни. За тях са характерни находища на Cu, Pb, Zn, Ag и други.

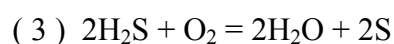
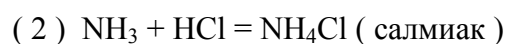
Особен тип са медно - пиритните находища, които са свързани с подводен вулканизъм. Хидротермални находища без ясна връзка с магматизъм се означават като телетермални (амагматични).

Вулканогенни минералообразователни процеси

Вулканогенните минералообразователни процеси протичат при застиване на лавата, която се формира при изливането на огнетечна стопилка на земната повърхност. При вулканогенните минералообразователни процеси лавите застиват бързо като се освобождават от почти всички летливи съставки (фиг.46). В резултат на това се образуват дребни кристали и

вулканско стъкло (аморфно) и много шупли. Понякога вулканските стъкла включват добре оформени кристали. Те се означават като впръслеци или порфирни минерали и се образуват при придвижването на лавата към земната повърхност. Например в риолитите се срещат порфирен санидин. Ниското налягане и спецификата на условията на кристализация определят някои особености на минералообразуването. Процесът протича в тесен температурен диапазон. Магматичната стопилка след като се излее на земната повърхност или на морското дъно, бързо застива и често не успява напълно да изкристализира. Тогава цялата маса е аморфна, стъкловидна и се образува обсидиан. Агрегатите, които се образуват при застиване на лавата са плътни, стъкловидни или порфирни. Понякога в тях възниква ориентировка на отделни компоненти с ивичесто разпределение на оцветяването и удължени празнини (миндали).

При отделянето на леснолетливите вещества, като HCl, NaCl, KCl, SO₂, NH₃, H₂S, H₃BO₃ и други. Те се свързват с кислорода от въздуха и образуват хематит (1), салмиак (2) и други минерали.



Когато газовете направо преминават в твърдо състояние те се отлагат чрез сублимация под формата на налепи и кори. Така макар и по - рядко се формират находища на сяра, халит, силвин и други минерали. При кондензиране на вулканските газове в пукнатините на земната кора те дават началото на вулканогенните хидротерми. От тях се образуват кварц (халцедон), опал и други минерали под формата на геоди, миндали и други агрегати.

Екзогенни минералообразуващи процеси

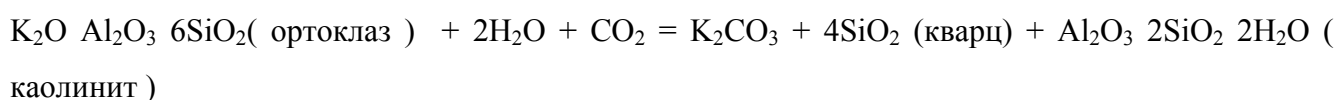
(А) Супергенни

Супергенните (хипергенните) процеси протичат при изветряването на скалите в атмосферни условия. Част от първичните минерали се променят и се превръщат в устойчиви при новите физикохимични условия минерали. Някои компоненти от състава им преминават в разтвори, а други остават на място. Главни фактори, които спомагат за изветряването са температурата, водата, вятъра и микроорганизмите. Изветрянето бива физично и химично. При физичното изветряне се осъществява разрушаване на първичните минерали. Нови минерали не се образуват. Най - важно за процесите на супергенното минералообразуване е химичното изветряне. При

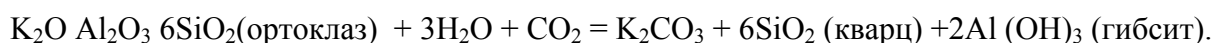
химичното изветряне се изменя веществения състав на минералите като се образуват нови минерали. Най - важна роля при протичането му има водата, която съдържа кислород, въглероден двуокис и други вещества. Най - общо нейното действие се свежда до разтворително, окислително и хидролитно. Лесно се разтварят във водата халитът, карбонатите и други лесно разтворими минерали. Голяма част от минералите са практически неразтворими. Окислителното действие на водата е



Фиг. 46. Схема на кората на изветряне на меднопиритните находища : 1 - хидрооксиди на желязото (“ желязна шапка “) ; 2 - ярозит ; 3 - кварцова, баритова и гипсова минерализация ; 4 - вторични сулфиди на медта (халкозин, ковелин), образуващи богати руди ; 5 - първични руди, съставени от пирит, халкопирит и други минерали; а) зона на окисление ; б) зона на извличане ; в) зона на вторично сулфидно набогатяване силно върху минерали, които не съдържат кислород. В резултат на него тези минерали се променят, като се образуват съответно оксидни, сулфатни и други минерали. Особено силно е хидролитното действие на водата, която се електролитно дисоциира на ($H_2O = H^+ + OH^-$). Този процес се нарича хидролиза и е по - активен при по - висока температура. Например в области с умерен климат фелдшпатите се разлагат частично, като се образуват глинести минерали:



Този тип изветряне се нарича каолиново. В тропичните области разлагането на фелдшпатите е пълно:

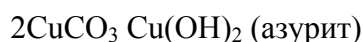
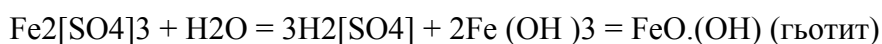
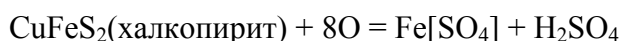
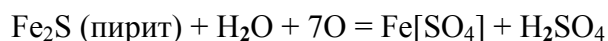


Изветрянето се нарича латеритово. Образуват се т. н. латеритни почви. При изветрянето на ултраосновните скали се образуват скали, в които преобладават халцедон, магнезит, хидрооксиди и на желязото и на никела.

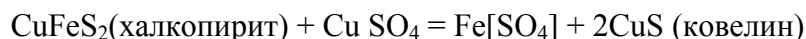
Много своеобразно протича изветрянето на сулфидните руди. Сулфидите в кората на изветряне са неустойчиви и окислявайки се, се преобразуват в сулфати, карбонати, хидрооксиди. Неразтворимите хидрооксиди на желязото заедно с карбонатите на медта, оловото и цинка се утаяват в зоната на окисление, образувайки кора на изветряне на сулфидното

находище “желязна шапка”. Разтворимите сулфиди на медта, цинка и на други метали се филтрират по посока на залягане на рудното тяло и под нивото на подпочвените води, отново се възстановяват до сулфиди. Към елемента, който вече се съдържа в първичната руда, се добавя метал извлечен от горните хоризонти на рудното тяло, поради което зоната разположена по - долу от подпочвените води се оказва значително по - богатата на метал и се нарича зона на вторично сулфидно набогатяване. По - характерни химични реакции са :

при окисление



в редукционна среда



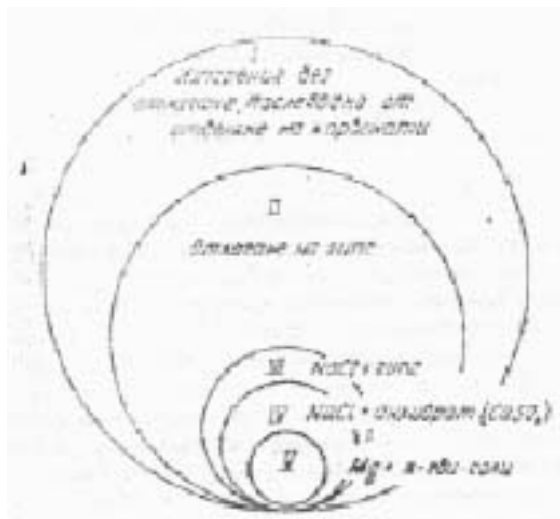
(Б) Седиментогенни минералообразователни процеси

Седиментогенните минералообразователните процеси протичат в следната последователност: изветряне, седиментогенеза (транспорт и седиментация), диагенеза, катагенеза. Повечето от продуктите получени при супергенните процеси се изнасят от мястото на изветряне под формата на истински (йонни) разтвори, като колоидни разтвори или под формата на механично раздробени частици. Отлагането на минералите може да стане по механичен, химичен и биогенен начин. Механичните утайки се отлагат на мястото на механичното изветряне или на разстояние. При пренасянето на кластичния (раздробения) материал се осъществява диференциация като по-едрите късове се отлагат по-близо, а по-дребните - по-далече от източника. В близост до изходната скала се утаяват също минерали с по-висока плътност като злато, диамант, платина, рутил, циркон и др. Така се формират разсипи, които при големи концентрации на полезния минерал могат да представляват находища (разсипни находища). При този начин на утаяване нови минерали не се образуват.

Химичното утаяване протича във водна среда при температура 30°C и налягане от 5-

10^7 Pa. Стойността на рН на средата на минералообразуване се колебае от 5 за пресните езера до 11 за солени водни басейни във засушливи зони. Средното съдържание на солите в морската вода е 3.5 %, като може да стигне до 26 % (Мъртво море) и по - рядко до 28.5 % (залива Кара Богаз на Каспийско море). Преобладават солите на Ca, Mg, Na като в речните води $Ca > Mg > Na$, а в морските води $Ca < Mg < Na$. Също така се съдържа значително количество CO_2 , SO_2 и Cl в подобен порядък. При изпаряването на водата и на някои газообразни вещества се повишава наситеността на разтворите. Последователността на отделянето на разтворените соли от тях зависи от количеството им и от тяхната разтворимост.

На фиг. 47 е дадена най-обща схема на последователността на утаяване на солите от морската вода и образуването на минералите. Най-напред кристализират най-трудно разтворимите соли - карбонатите, а последни - най-лесно разтворимите калиево - магнезиеви соли.



Фиг. 47. Схема на Е. Енеке за последователно изкристализиране на соли от воден разтвор.

Биогенното утаяване се осъществява посредством организми. Скелетите и черупките на някои организми се изграждат от карбонати, силициев диоксид и други. При измирането им те падат на дъното на водните басейни и образуват дебели наслаги от варовици, доломити или кремъчни скали. Някои бактерии при жизнената си дейност са способни да възстановяват сулфатите в седиментните скали, като се образува сяра. При гниенето на органични утайки се отделя сяроводород. Той взаимодейства с разтворените в морската вода соли и по този начин се утаяват сулфида на желязото, медта, оловото и цинка.

Утаяването от колоидни разтвори е характерно при отлагането на глинестите минерали. Хидрооксидите на желязото, алуминия, мангана се пренасят от водите под формата на колоидни разтвори. Повечето от тях се отлагат в континенталните области, а една малка част се отнасят от реките към морските басейни. Наличието на електролити в морската вода води до

пресичане и утаяването на колоидите.

Диагенезата е процес на уплътняване и обезводняване на първичните седиментогенни тини и образуването на кристални агрегати и минерали. При диагенезата става преминаването от утайки на полученото вещество в твърдо (скала). Условието на диагенезата са температура да 100°C - 120°C , налягане (5-15). 10^7 Pa. При седиментогенните минералообразователни процеси се отделя още един стадий - катагенеза, при който настъпва по - нататъшно уплътняване и прекристализация на утайката.

Метаморфогенни минералообразователни процеси

Метаморфогенни процеси протичат в горните части на земната кора под зоните на изветряне и седиментация. При изменение на физикохимичните и термодинамичните условия минералите стават нестабилни и се променят, което се нарича метаморфоза. Главните фактори за протичане на метаморфозата са температурата, налягането и въздействието на циркулиращите в земната кора газове и разтвори. Промяната на минералите и образуването на нови протича при изменение на температурата до 2000°C , а налягането може да достигне до няколко десетки хиляди атмосфери. При висока температура и налягане се образуват т. н. висококристалинни минерали. Минералите, образувани при по-ниски температури и налягане се означават като нискокристалинни. При определени физикохимични условия се образува устойчива съвкупност от минерали, която минералогът и петрологът П. Ескола (1920 г.) определя като фацисии на метаморфизъм. Например при немного висока температура и налягане се образуват минерали като: хлорит, епидот, серицит и др. При средна температура се образуват ставролит, амфибол, биотит, мусковит, ортоклаз и кисели плагиоклази и др. При условия на много висока температура се образуват минерали като гранат, корунд, диопсид и други. Различават се следните видове метаморфизъм: регресивен - при намаляване на температурата и налягането и прогресивен - при тяхното увеличаване.

Метаморфогенните минералообразователни процеси се разделят на динамо - метаморфни, контактно-термални, регионално- метаморфни и метасоматични. Новообразуваните при тях минерали съответно се наричат **динамометаморфни, контактометаморфни, региональнометаморфни.**

Минерални асоциации. Парагенези на минералите. Генерации на минералите

Минерална асоциация образуват минералите от дадено минерално находище, които са образувани през различни геоложки процеси. Под парагенеза на минерали разбираме всички минерали, които са образувани съвместно при определени физикохимични условия. В състава на минералната асоциация може да има няколко минерални парагенези (фиг. 48). Минералите

от една парагенеза се наричат парагенетични. Например минералите галенит, сфалерит, пирит, халкопирит са образувани при хидротермалния етап на магмена кристализация при средна температура. Те образуват една минерална парагенеза. Минералите англезит, смитсонит, малахит, азурит са образувани при супергенни условия при ниска температура и образуват друга минерална парагенеза.

Като примери могат да се посочат типични генетични типове минерализации:

- **магматични** - оливин, пироп, диамант, илменит, флогопит

(в кимберлити) ; оливин, хромит, платина (в дунити);

- **пегматитови** - олигоклаз, микроклин, кварц, мусковит, турмалин (шерл) (в пегматити) ;

- **контактно- метасоматични** - гранат (андрадит), диопсид, магнетит, епидот, скаполит, калцит (в карбонатни скали и скарни) ;

- **хидротермални** - кварц, калцит, сфалерит, галенит, пиротин, пирит (в полиметални руди) ;

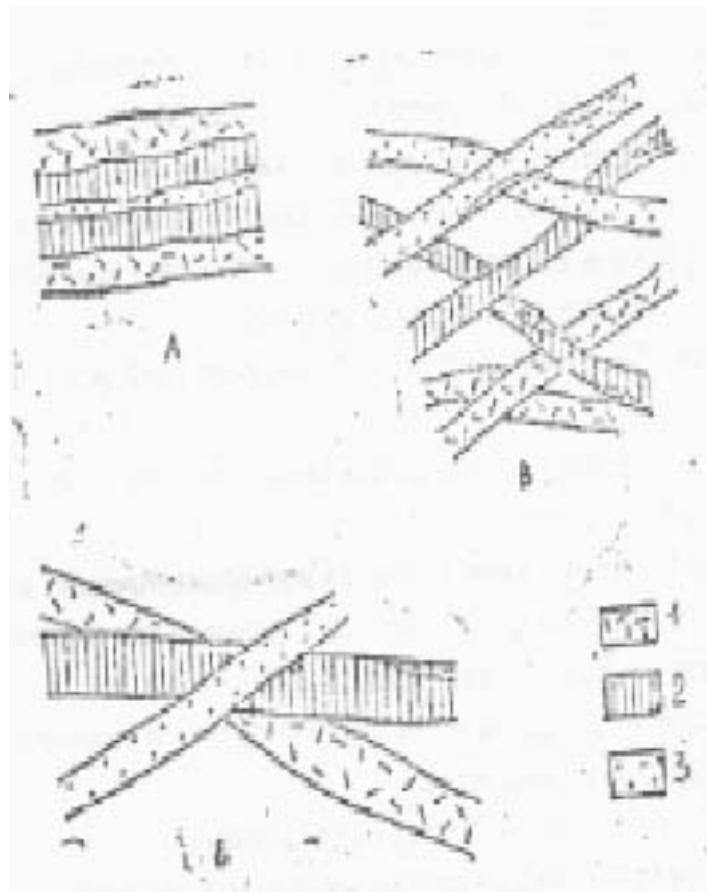
- **седиментогенни** - халит, силвин, карналит (в калиеви скали);

- **супергенни** - малахит, азурит, хематит, лимонит (в изветрителната зона на медни находища).

Има и забранени минерални парагенези, като например оливин+ кварц.

В процеса на минералообразуване е възможно да се образуват различни поколения от едни и същи минерали, които участват в минералната асоциация от едно и също находище. Те се означават като генерации. Различните генерации минерали се образуват в резултат на промяната на температурата, налягането, състава на разтворите или въобще на физикохимичните условия на минералообразуване.

Всяка генерация от даден минерал има различни особености като кристаломорфология, физични и химични свойства. Тези особености на минералите наричаме типоморфни. Те разкриват условията на минералообразуване. Минералите, които са типични за определянето им са типоморфни. Между типоморфните особености на минералите особено важни са техните кристаломорфологични особености, химичен състав, изотопните отношения на елементи като сяра, кислород, въглерод и други , физичните им свойства и структурни особености, флуидни включения и други. Типоморфните особености на минералите се използва в геологопроучвателната дейност .



Фиг.48. Минерални жили с различна възраст : 1. най-стара ;
2. по - млада и 3.най - млада

Форми на минерални находища

Минералите участвуват в състава на скалите и могат да образуват самостоятелни находища. Минералните находища според условията на тяхното образуване и други геоложки фактори могат да имат различна форма.

За хидротермалните находища са характерни:

- жили и прожилки - празнини в скалата, запълнени с минерали. Те имат дължина от няколко метра до десетки километра и дебелина от няколко сантиметри до десетки метри (фиг.49-горе ляво) ;

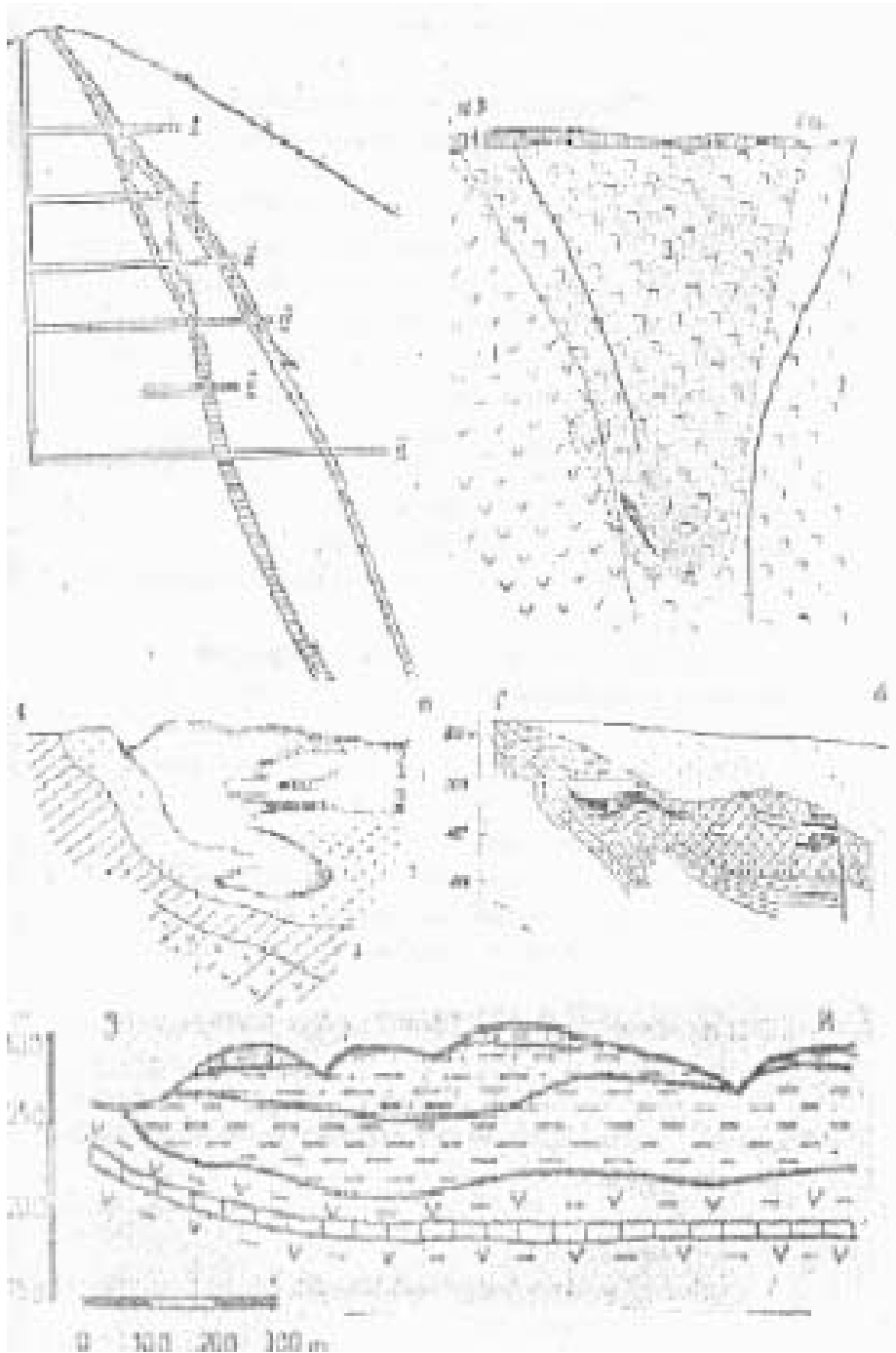
- минерални импрегнации и включения - когато минералите са впръснати в скалата;

- лещи и гнезда, които са с размери от няколко до десетки метри и бързо изклиняват (фиг.49-горе дясно) ;

- щокове - минерални тела с изометрично напречно сечение и с площ над 10 кубични метра.

За седиментните находища са характерни:

- пластове (фиг.49-долу) и слоеве(фиг. 49-среда) - плоски тела с хоризонтално или наклонено положение с мощност и разпространение от десетки метри до стотици километри;



Фигура 49. Форма на минералните находища: а) жили (горе-ляво); лещи (горе-дясно); слоеве (среда); пластове (долу)

II. 3. СИСТЕМАТИКА НА МИНЕРАЛИТЕ

Минерални видове и разновидности.

Наименование на минералите.

Понастоящем официално са регистрирани около 4 600 минерала и ежегодно се откриват около 50 нови минерални вида. С понятието “минерален вид “ се означава минерала с определен състав и вътрешен строеж и съответни физични свойства. Минерали, които имат еднакъв състав но различен вътрешен строеж се разглеждат като различни минерални видове. Например калцит и арагонит, диамант и графит и т. н. В природата се срещат индивиди от един минерал с различен цвят, примеси и др. свойства. Те се разглеждат като минерални разновидности. Например рубинът и сапфирът са минерални разновидности на минерала корунд.

Наименованието на минералите има различен произход. Много често то е съобразено с :

- морфологичните им особености : тетраедрит (по тетраедричните му кристали)
актинолит (по лъчистите му агрегати);

- цвета им - азурит и лазурит (сини), хлорит (зелен), хематит (червен);

- плътността им - барит (тежък);

- цепителността - ортоклаз (цепителност по две съседни стени, които сключват прав ъгъл помежду си);

- характерна твърдост - дистен различна твърдост по две посоки;

- химичния им състав - сидерит (желязосъдържащ), хромит (хромсъдържащ);

- името на геоложки обект, където е установен за първи път - илменит (Илменските планини), андезин (от Андите), андалузит (от Андалусия);

- имената на известни личности - гьотит (от Гьоте), воластонит (от Воластон) ;

- имена от митологията - орфеит (от Орфей) или с поверия в миналото (аметист) .

Още в дълбока древност са правени опити за класификация на минералите. На основата на химичния състав на минералите в средата на XVII век шведския химик А. Кронщед прави първата класификация. Този подход е използван от американския геолог и минералог Дж. Дена през 1837 г. До днес са правени генетични, геохимични, кристалоструктурни и други класификации. Българският минералог акад. Ив. Костов прави кристалохимична-геохимична класификация, която се основава едновременно на кристалохимичен и геохимичен принцип.

Това дава възможност да бъдат обяснени физичните свойства, морфологията и генезиса на минералите. Последователността на минералите в тази класификация се използва в учебника с малки изменения в клас силикати, поради краткост на курса. Минералите са разпределени в класове (подкласове) въз основа на анионите и в групи, съобразно с анизометричността на кристалната им структура. В учебника са описани само определени групи с изоморфни минерални видове като например фелдшпатите, амфиболите и други.

Клас 1. Елементи

В природата са установени около 80 минерала, които имат прост химичен състав, в който участват елементите метали - Cu, Au, Ag, Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Ra, Os, Ir, Pt, Pb, Sn, Hg ; полуметали - As, Sb, Bi и неметали - C, S, Se, Te. Те се срещат в твърдо състояние и само един от тях - живакът е в течено. Теглото на тези минерали е около 0.05 % от масата на земната кора. Типът на химичната връзка е предимно метална, което обуславя тяхната ковкост топло - и електропроводимост и ниска твърдост. Кристализират главно в кубична, хексагонална и тригонална сингония. Много от посочените елементи образуват интерметални съединения. При по - значителни натрупвания в земната кора тези минерали имат важно практическо значение за добив на злато, сребро, мед, сяра, диаманти, графит и други полезни изкопаеми. Минералите от този клас се разделят на метали, полуметали и неметали

Подклас А. Метали

Общото между минералите от този подклас е, че са типични метали и кристализират в кубична сингония. Поради близките им кристалохимични свойства и близките йони радиуси на елементите, които ги изграждат между тях съществува пълна изоморфна смесимост (между златото и среброто), а медта образува евтектоидни сплави със среброто и златото.

МЕД

Химичен състав: Cu. Съдържа примеси от Ag, Au, Fe, As и други елементи.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Срещат се кубични и ромбододекаедрични кристали и срастъци. Най - често срещаните агрегати са дендритовидни или масивни.



Мед (техногенна-горе, Кипър); Мед-дендрит, нах. Цар Асен (долу), колекция М. Токмачиева

Особености : Медта на цвят е червена. При окисление на въздуха потъмнява. Ковка е. Твърдостта е 2.5 - 3, а относителното тегло - 8.94. Тя е електро- и топлопроводима. Разтваря се в HNO_3 . Топи се при температура 1083^0 . Медта лесно се определя по червения цвят на свежа повърхност, високото относително тегло и нейната ковкост.

Генезис и находища. Медта има предимно супергенен произход. Среща се в зоните на супергенеза на медните находища. При контакт на води, съдържащи меден сулфат с железни предмети се отлагат кори от мед. Това е една от възможните технологии за нейния добив. За разлика от хипогенната мед, която се среща рядко, супергенната е без примеси. Хидротермалните находища на мед са свързани с базични ефузивни скали. От този тип е най-голямото находище Горното езеро- САЩ, където са намерени късове с тежина до 400 тона. Известни находища на самородна мед са Монте Катина в Италия, Туринск - Северен Урал. У нас самородна мед е намерена в зоните на супергенеза на медните находища от Панагюрско и Бургаско, а също в Източни Родопи и в Маданския район. Няма промишлено значение.

Употреба: Медта се използва в електропромишлеността, в електрониката и за направа на съдове. Тя е един от най-важните метали за развитие на съвременната цивилизация. От нея се получават различни сплави, като например бронз-сплав от мед, калай и малко цинк, месинг (пиринч)- сплав от мед и цинк.

СРЕБРО

Химичен състав - Ag. Съдържа примеси от Au (кюстелит - съдържа 10% Au), Hg (амалгама), конгсбергит-съдържа 5% Hg, Cu, As, Sb, Bi (чиленит). Чистото сребро има пробност 1000/1000.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Среща се под форма на люспици, дендрити, плътни маси и нишковидни агрегати. Много рядко се срещат добре оформени кристали, които предимно са октаедрични. Познати са шпинелови срастъци по (111)

Особености : Цветът на минерала е сребърно бял, но при окисление на въздуха потъмнява. Твърдостта му е 2.5 - 3, а относителното тегло- 10.5. Среброто е ковко и е един от най-добрите проводници на електричество. На неокислени повърхности има метален блясък. Чертата на плочката е слепърнобяла с метален блясък. Среброто се топи при температура $960,10^0\text{C}$, като образува блестящи зърна. То лесно се определя по сребърнобелия цвят на неокислени повърхности, меко е, реже се с нож и се разтваря в HNO_3 (ако в разтвора се добави HCl се образува пихтиеста маса от AgCl).

инелови срастъци (по 111).



Сребро, находище Саса, Македонија, колекција Р. Паздеров



Сребърен плакет, пробност 99,999, колекција М. Токмакчиева

Генезис и находища. Среброто има хидротермален или супергенен произход. Най-големи находища за добив на сребро са Конгсберг (Норвегия), Кобалт (Канада), Потоси (Боливия), Гуанхуато и Закатекас (Мексико), Голямото мечо езеро (Канада), Яхимов (Чехия) и Адрасберг (Германия). Намерени са късове до 80 kg. У нас самородно сребро присъствува в полиметалните находища в Западна Стара планина, Осогово и Родопите и в медните орудявания в Средногорието. Рядко се среща в окислителните и циментационни зони на сулфидните находища.

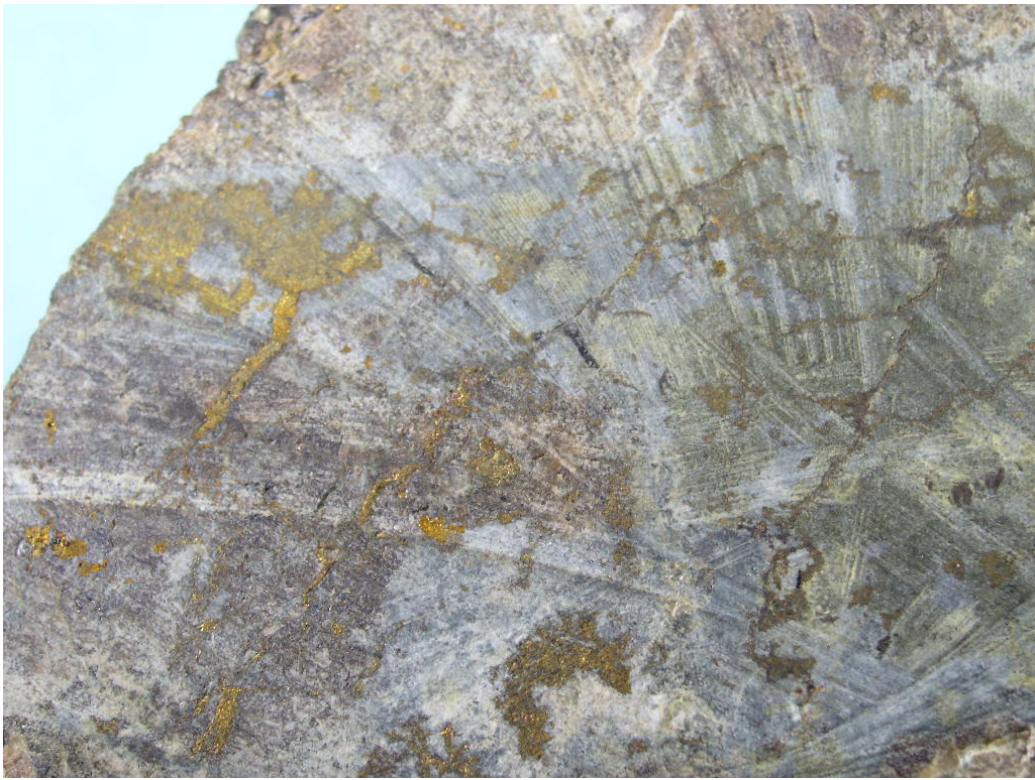
Употреба. Среброто се добива попълно при преработката на медните и оловно-цинковите руди. Среброто намира практическо приложение в бижутерията, електропромишлеността, електрониката, за емулсии на фотоленти и като паричен метал.

ЗЛАТО

Химичен състав: Au. Присъствуват примеси от Ag, Cu, Fe, Hg и други елементи. Съществува ред от твърди разтвори на Au и Ag. В повечето случаи в златото се съдържа Ag. Среброносно злато с 20 % и повече Ag се нарича електрум. Други разновидности са паладиево злато (порпечит до 10 % Pd), родиево, медно, бисмутово злато. Чистотата на златото се определя по системата-количеството примеси на 1000. Например най-често златото съдържа около 10% примеси от други елементи и тогава неговата пробност е 900.

Симетрия и форми. Златото кристализира в кубична сингония. Срещат се октаедрични кристали, по-рядко ромбододекаедрични или кубични, а също и комбинации с {012}, {014}, {025}, {113}, {124}. Агрегатите му са гъбести или дендрити, неправилно заоблени зърна. Най-често златото се среща под форма на дребни зърна или люспици.

Особености: Златото е златистожълто и ковко. Твърдостта му е 2.5 - 3, а относителното тегло - 19.3. Когато съдържа примеси на сребро е по-светложълто и е с по-ниско относително тегло до 15. Цветът на минерала има различни отенъци според примесите в него. Топи се при температура 1063oC. Златото се диагностира по цвета, неговата ковкост, ниска твърдост и високо относително тегло. Разтваря се само в царска вода. По тези белези се отличава от другите жълти минерали, като пирит, халкопирит и от жълтите люспици, които се образуват при изветрянето на слюдите.



Злато (хидротермално-горе и в златоносни разсипи от р. Луда Яна, Панагюрско- долу), колекция М. Токмакчиева

Генезис и находища. Самородното злато се среща в хидротермалните и разсипни находища. В сулфидните находища често е включено в пирита, халкопирита, арсенопирита, сфалерита и

галенита, като самородно и под формата на телуриди. Вторично отложено злато се среща в сулфидните находища на границата на първичното орудяване и желязната шапка. Едни от най-богатите залежи на злато са Витватерсланд (Южна Африка), Калифорния, Аляска (от САЩ), Рио Тинто (Испания), Березовск (Русия), Калгури (Австралия), Трансилвания (Румъния). Златото се добива и в златоносни разсипи. Най - големият къс злато е намерен в Австралия през 1872 година и е тежал 216 kg. Значителен е и добива му от сулфидни находища. У нас златото се извлича при преработката на сулфидни орудявания от Панагюрско, Източни Родопи, Чипровско, Бургаско, Ямболско. Самостоятелни златорудни находища са Злата (Трънско) и Свещи пласт (Стара планина). Златоносни разсипи са намерени по реките Огоста, Струма, Тополница, Янтра, Тунджа, Арда, Луда Яна.

Употреба : Златото се използва като валутен метал, в бижутерията, електрониката, медицината и химическата промишленост.

В бижутерията се използват предимно сплави на Au с Ag, Cu, Ni, Zn и Pb. Още от древността чистотата (пробността) на златото в сплавите се измерва с карати. Чистото злато има 24 карата (пробност 1000/1000). Един карат е 41,666 хилядни части. На бижутерийните златни изделия се поставя цифра, която показва съдържанието на Au в сплавта, например 585 (14 каратово злато).

От групата на платината като самостоятелни минерали се срещат елементите Pt, Ir и Os. Паладият, родият и рутеният се срещат най - често като примеси в платината. Минералите имат висока плътност. Смесените платиновидни кристали (твърди разтвори) Ив.. Костов разглежда в две редици : кубична - (Pt, Ru, Ir, Os) - (Ir, Os, Pt, Ru) - (Ir, Os, Pt) и хексагонална (Ru, Ir, Os) - (Ir, Os) - Os.

ПЛАТИНА

Химичен състав: Минералът съдържа 50 % Pt, останалата част са примеси от Fe, Ni, Pd, Ir и Rh. От тук и многото разновидности на платината-феро-, никел-, купро-, родиева-, паладиева платина.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Среща се под форма на малки зърна. Най - големият къс тежи 8 kg.



Платина, Б. Кондор, 1992

Особености: Цветът на минерала е светлосив до сребърнобял с жълтоват оттенък. Няма цепителност. Платината е ковка, като от 1g може да се изтегли жица, дълга около 500 km. Твърдостта ѝ е 4 - 4.5, а относителното тегло - 21.5 (от 19 до 14 за разновидностите). Платината се определя по високото ѝ относително тегло, нейната ковкост и високата температура на топене (1755°C). Платината не се разтваря в киселини (с изключение на царска вода), по което се отличава от среброто и желязото.

Генезис и находища. Според Н. Рудашевски (1984) платиновите метали се изнасят от дълбоките (мантийни) пояси на Земята. Среща се под формата на впръслеци в ултрабазични скали или в сулфидни минерали. Най - големи находища на платина са : Нижни Тагилск (Урал, Русия), Онвервахт (Трансвал), Бушвелд (Южна Африка) и Съдбъри (Канада). У нас минералът е установен в находище Елаците, край с. Голямо Каменяне (Крумовградско) и с. Добромирци (Златоградско), без да има промишлено значение.

Употреба: Платината се използва в химическата промишленост, в електрониката, зъботехниката, бижутерията и фотографията. Широкото приложение на платината се дължи на нейните ценни качества. Използва се като катализатор при производството на органични и неорганични вещества, за съдове при добива на сярна киселина, за направата на хирургически инструменти.

ЖЕЛЯЗО

Химичен състав: Fe. Съдържа примеси от Ni , Co , Cu , Pt и други. Камаситът съдържа 5,5 % Ni , а тенитът от 27 до 65 % Ni.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Среща се под формата на дребни октаедрични кристали и в плътни агрегати. Двете модификации на желязото са устойчиви при температура 910oC

Особености: Минералът е чер до светлосив. Тенитът е сребърно- до сивобял. Твърдостта е от 4 до 5. Относителното тегло между 7 и 8,2. Желязото се диагностира по силната му магнитност, ковкост и по образуваната при окисление кора от железни оксиди и хидроксиди. То е разтворимо в HCl. За метеориното желязо са характерни фигури

Генезис и находища. Желязото най-често се установява в състава на метеоритите . Най - голямият от тях е намерен в Намибия и Мексико с тежина до 100 тона . У нас е установено самородно желязо в метеорит който е паднал през 1904 година край с. Гумошник, Троянско. Желязото се среща и като акцесорен минерал в състава на базичните скали. Намерено е в базалти от о-в Диско-Гренландия.



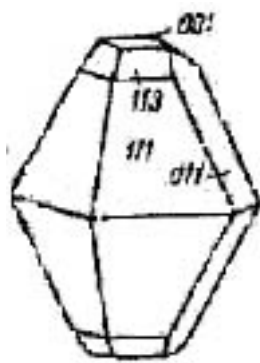
Желязо- метеорит Ел. Ранцито, Бакубито, щат Синалоа- Мексико (Б. Кондор, 1992)

Подклас Б. Полуметали и неметали .

СЯРА

Химичен състав: S. Съдържа малко примеси от Se, Те или с включения от глинести минерали.

Симетрия и форми. От шестте полиморфни модификации на сярата в природата се срещат ромбичната и моноклинната (сулфурит и росицкиит). Най-широко разпространена е ромбичната сяра. В нея преобладават бипирамидалните кристали (фиг.50) . Среща се също като зърнести, масивни, сталактитовидни, бъбрековидни или праховидни агрегати и кори.



Фиг. 50. Кристална форма на сяра



Сяра, находище Брежане, Благоевградско, колекция М. Токмакчиева

Особености: Сярата има жълт цвят и смолист до мастен блясък. Притежава неясна цепителност и неравен лом. Твърдостта ѝ е 1-2, а относителното тегло - 2.05 - 2.08. При триене се наелектризира отрицателно. Сярата лесно се диагностира по жълтия цвят, ниската ѝ твърдост и крехкост. Топи се при ниска температура $112,8^{\circ}\text{C}$. Гори със синкав пламък, като образува серен двуоксид.

Генезис и находища. Сярата има предимно вулканогенен произход. Образува се също в резултат на жизнената дейност на организмите във водните басейни. В зоната на супергенеза на сулфидните находища се среща много често. С най - голямо промишлено значение са седиментогенните серни находища, където тя се образува при окисление на H_2S . Световно известни находища се намират в Италия, Полша, Испания и САЩ (Тексас и Луизиана). У нас сяра има във въглищата от мина "Пирин" и се образува в зоната на окисление на сулфидните находища от Панагюрско.

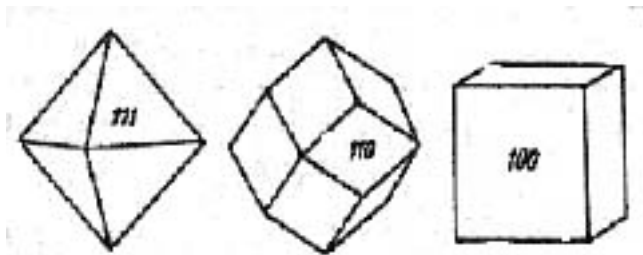
Употреба: Използува се в химическата промишленост за производство на химикали (сярна киселина), на изкуствени торове, хербициди, в хартиената и каучуковата промишленост.

ДИАМАНТ. Името му произхожда от гръцки и означава "непобедим", поради

висаката му твърдост.

Химичен състав: С. Понякога включва примеси от графит (карбонадо) и от железни оксиди (стюардит). Борт се наричат сиви до черни зърнести агрегати. Много често в диаманта се съдържат примеси от SiO_2 , MgO , CaO и FeO .

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Среща се като октаедрични (фиг.51) и ромбододекаедрични кристали (фиг. 51) често със заоблени или изкривени стени и срастъци по (111).



Фиг.51 . Кристални форми на диамант

Особености: Диамантът е безцветен и прозрачен. Понякога е жълт, син, червен или чер от примеси на Fe, Ti и Cr. Има диамантен до мастен блясък. Той е флуоресцентен и фосфоресцентен. Поради силната дисперсия на светлина притежава характерно искрене или пламък. При триене се наелектризира положително. Притежава съвършена цепителност и изключителна твърдост - 10, която се дължи на неговия вътрешен строеж и на атомните кристалоструктурни връзки. Луминисцира. Диамантът не се разтваря в киселини и основи. В кислородна среда изгаря при температура 1000°C , като се превръща в газ CO_2 . Диамантът се определя по изключително високата му твърдост, диамантения блясък и изометричните му форми.



Диамант, Русия, колекция Р. Паздеров

Генезис и находища. Диамантът има магматогенен произход. Среща се в ултрабазични скали-кимберлити. Образува се при високи налягания. Поради неговата устойчивост се концентрира в разсипни находища. Най-важни райони са: Австралия, Кимберли (Южна Африка), Якутия в Сибир (Русия), Минас Жераис (Бразилия), Индия, Заир, Гана, Намибия, Ангола, Венецуела, Лесото и Сиера Леоне. Теглото на диамантовите кристали се измерва в карати - 1 карат = 200 mg (0,2 g). Най-големи диаманти са Кулинан - 3024,75 карата и Екселсиор - 995,3 карата (Южна Африка), Звездата на Сиера Леоне (969 карата), Великия могул - 787 карата (Индия) и други от 600 до 100 карата. Много от тях са разрязани и фасетираны. Първите диаманти са открити в Индия и по-късно в Бразилия (1725 год). През 1866 година са открити в ЮАР в наносите на р. Ваал и по-късно в кимберлитови тръби, разположени в близост до днешния град Кимберли. Днес диамантите се добиват основно от кимберлити и по-малко (около 30%) от разсипни находища.

Употреба: Диамантът се използва като скъпоценен минерал в бижутерията. Най-скъпи са бистрите, едри и красиво оцветени диаманти, които след фасетирането им се превръщат в брилянти. Фасетиран диамант с тегло 1 карат има размери 6,25 mm в диаметър и 4 mm в дълбочина. По-голяма част от добиваните диаманти в света (над 75%) се употребяват като абразиви за сондажни корони, абразивен прах, режещи инструменти, диамантени дискове. Произвеждат се и синтетични диаманти - до няколко милиона карата годишно (в Русия, САЩ, Англия и други). Обикновено синтетичните диаманти са дребни и не са подходящи за фасетиране. Те се използват за промишлени цели.

ГРАФИТ Името му произхожда от гръцки и означава "пишещ"

Химичен състав: С. Съдържа примеси от 10 до 20 % от SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO и CaO .

Симетрия и форми. Кристализира в хексагонална сингония. Кристалите му са финнолюспести. Най-често се среща като люспести, радиалнолъчести, землести и масивни агрегати.

Особености: Притежава съвършена цепителност. На цвят е черен до сив, прозрачен с тъмносив цвят в тънки пластини. Има метален до полуметален блясък. Твърдостта му е 1-2, а относителното тегло - 2.09 - 2.23. Има черна черта на плочката. Мазен е на пипане. Повечето от тези свойства на графита се дължат на слоестия тип структура. Така например той лесно се разцепва на тънки люспи и кристалите му се огъват. Графитът има висока електропроводимост. Топи се при температура 3000°C . При висока температура може да изгори, като се превръща в CO_2 . Не се разтваря в киселина. Лесно се определя по черния му цвят и ниската твърдост (мазен е на пипане).



Графит, Китай, колекция М. Токмакчиева

Генезис и находища. Графитът се образува при метаморфни преобразувания на седиментни скали, богати на органично вещество. Такова е находището Пасау в Бавария (Германия). Възможно е да се образува при въздействието на високотемпературни хидротермални разтвори на битуминозни вещества, включени в карбонатни скали. От този тип е находището Ботоголси в Сибир. Най - големите находища на графит са в Русия, Австралия, Южна Корея и Китай. Добива се и синтетичен графит, който намира много широко приложение.

У нас графит е намерен в Източните Родопи в метаморфните скали, а край с. Михалково - в контактметасоматични скарни.

Употреба: От графита се правят огнеупорни тигли, произвеждат се смазки и електроди. Използува се в моливната промишленост, за облицовка на атомни реактори и в прахометалургията.

ТЕЛУР и СЕЛЕН

Химичен състав : Те и Se.

Сингония и форми. Кристализират в тригонална сингония. За селена е характерна

хексагоналната призма и положителния ромбодър, а за телура-базичен пинакоид и отрицателен ромбодър

Особености. Телурът е бял, а селенът е сив. Образуват смеси, като образуват иглести кристали. Притежават съвършена цепителност

Генезис и находища. По произход са хидротермални. Масивни агрегати от смес от телур и селен са намерени в Хондурас. Самородният телур заедно със селениди, самородно злато, златни, сребърни и паладиеви телуриди се среща в хидротермалните орудявания от нах. Елаците. Световноизвестни находища се намират в Румъния (Трансилвания) , Австралия и САЩ (Колорадо) .

Употреба. Селенът е ценен материал за изработване на селенови клетки .

БИСМУТ .

Химичен състав: Bi. Съдържа примеси от As, S, Te.

Сингония и форми. Кристализира в тригонална сингония. Най-чести са формите {0001}, {1011} и слоестите и зърнести агрегати.

Особености. Цветът му е бял с жълт отенък. Твърдост 2 - 2,5 . Относително тегло 9,7 - 9,8. Блясъкът е метален. Чертата на плочката е сребърнобяла и блестяща. Диагностира се по слоестите агрегати, цвета, съвършенната цепителност по {1014} и перестите агрегати.

Генезис и находища. Бисмутът има хидротермален и пегматито - пневматолитен. произход. У нас е установен в находище Елаците. Известни са находищата на бисмут в Германия, Франция, Норвегия, Швеция, Англия, Япония и Западна Австралия .

Употреба. Бисмутът е основен източник за добив на бисмут. 75% от добивания в света бисмут се използва в медицината . Бисмутът образува сплави с Pb, Sn и Cd, които се използват в електропещите.

АРСЕН.

Химичен състав: As. Съдържа примеси от Sb и следи от Fe, Ag, Au.

Сингония и форми. Кристализира в тригонална сингония. Кристалите му са псевдокубични. Най-често се среща в масивни, зърнести и сталактитоподобни агрегати.

Особености. Арсенът е бял на цвят, като след време става тъмносив. Твърдост 3,5. Относително тегло 5,7. Крехък е. Чертата на плочката е сива.

Генезис и находища. Арсенът е нискотемпературен хидротермален минерал. Намерен е в сребърните рудници в Германия, Румъния и САЩ.

Употреба. Използва се за добив на арсен, който основно се добива от други минерали- арсенопирит и енаргит.

Клас II. Сулфиди и сродни съединения.

Минералите от този клас са съединения на метали със сярата или със селена, телура, арсена, антимона и бисмута. Общият брой на минералите е около 500. Масата им е около 0.15 % от масата на земната кора. Те са сравнително прости съединения с йонна и преходна към метална кристалохимична връзка. Освен прост вид съединения AmX_n възможни са такива от смесен тип AmB_pX_n , където А е Cu, Ag или Pb ; В е полуметал, а X е неметал (S, Se, Te). В съответствие с правилото на Грот тези с прост състав притежават висока симетрия (кубична и хексагонална). При усложняване на състава са характерни нискосиметрични кристали от моноклинна сингония. Поради сходство в симетрията им сулфидите и сулфосоли (сродните сернисти съединения) нарастват един върху друг. Например епитаксичното нарастване на пирит и марказит. Много често в природата се срещат изоморфни съединения (твърди разтвори) например между FeS, ZnS, CdS и ZnS. Повечето от минералите имат метален блясък, голяма плътност и малка твърдост.

Минералите от клас “ Сулфиди и сродни съединения“ се разделят на подкласове : метални, сулфосоли и полуметални.

Подклас А. Сулфиди

ПЕНТЛАНДИТ. Наименован е на неговия откривател.

Химичен състав - $(Fe,Ni)_9S$. (Fe-32,55%, Ni-34,22%, S-32,33%).

Съдържа примеси от Со.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Среща се главно като масивни или зърнести агрегати.

Особености: Цветът му е жълт. Има метален блясък. Твърдостта му е 3.5-4, а относителното тегло - 4.6 -5. Чертата на плочката е черна със зелен отенък. Пентландитът не е магнитен, по което се отличава от пиротина. Характерни за него са цепителни пукнатини.

Генезис и находища. Пентландитът е типичен магматогенен минерал, който е привързан към базични и ултрабазични скали. Световноизвестни са находищата на пентландит: Съдбъри (Канада), Аляска (САЩ), Норвегия и Бушвелд (Южна Африка). У нас е намерен в незначителни количества в Крумовградско, Кърджалийско и Дупнишко, заедно с пиротин, хромит и други минерали.

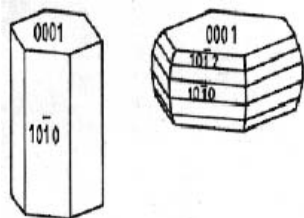
Употреба: Основен източник за добив на никел, който се използва за производство на здрави и термоустойчиви легирани стомани. Никелът се използва за получаване на

неръждаеми стомани за часовникарството и за сеченето на монети.

ПИРОТИН Името му от гръцки означава червен, огненоподобен.

Химичен състав - $Fe_{1-x}S$, където X е от 0.10 до 0.20 %. (Fe-63,53% S-36,47%). Съдържа примеси от Ni и Co.

Симетрия и форми. Кристализира в хексагонална сингония. Срещат се добре оформени кристали и срастъци. Хабитусът му е псевдоизометричен до плочест,пинакоидален и призматичен (фиг. 52). Най - често се среща в масивни и зърнести агрегати



Фиг. 52. Кристални форми на пиротин



Пиротин, Бавария, Германия, колекция М. Стойнова

Особености. На цвят е жълт до кафяв. На прясно отчупени повърхнини е бронзовожълт, но лесно се окислява и придобива кафяв отенък. Цепителност се наблюдава рядко. Твърдостта му е 3.5-4.5, а относителното тегло е 4.58 - 4.65 (до 4.79). Блясъкът му е метален, а чертата сивочерна. Притежава магнитни свойства с различна интензивност, поради което се нарича още

магнитен пирит. При 248°C губи магнитните си свойства. По-високата му магнитност отговаря на по-високото съдържание на Fe в неговия състав. Диагностира се по масивните агрегати, цвета и магнитността.

Генезис и находища. Пиротинът има магматогенен и метасоматичен произход. Известни находища са: Съдбъри (Канада), Бушвелд (Южна Африка), Туринск (Русия), Трепча (Сърбия), Трентино (Италия) и Моро Вельо (Бразилия). У нас е описан в маданските оловно - цинкови находища.

Употреба. При по-големи количества може да се използва за добив на сярна киселина, вместо пирит.

НИКЕЛИН. Името му е свързано с неговия състав

Химичен състав: NiAs (Ni-43,9%, As-56,10%). Съдържа примеси от Fe, Co(до 2%),Sb и S (до няколко процента).

Сингония и форми. Кристализира в хексагонална сингония. Най-често се среща в масивни, дендритовидни или мрежести агрегати.

Особености. На цвят е бледочервен или бледорозов. Твърдост 5-5,5. Относително тегло 7,78. Блъсъкът му е метален. Чертата на мине рала на плочката е кафявочерна. Определя се по бледочервения му цвят, поради което се нарича "меден никел". Разтворим в царска вода.

Генезис и находища. Никелинът е хидротермален минерал. Намерен е в Канада, Чехия и Германия.

Употреба. Никелинът е второстепенен източник за добив на никел.

МИЛЕРИТ. Наименован е в чест на У. Милер .

Химичен състав: NiS (Ni-64,70%,S- 35,30%).

Сингония и форми. Кристализира в тригонална сингония . Среща се с тънкопризматични и иглести кристали .

Особености. На цвят е бледожълт. Твърдост 3 - 3,5. Относителното тегло на минерала е 5,2 - 5,6. Притежава свършенна цепителност. Чертата на плочката е черна със зелен отенък. В HNO₃ се разтваря

Генезис и находища. Милеритът е нискотемпературен хидротермален минерал . Установен е в находище Медет и в Родопите. Намерен е в сребърните рудници на Германия и Канада. . Използва се за добив на никел.

ПИРИТ. Името му идва от гръцки произход, поради това, че при удар изхвърля искри.

Химичен състав. FeS_2 (Fe-47%, S-53%). Съдържа примеси от Co, Ni, Se и Te. Много често в пирита се установява Au.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония . Често се срещат кристали с изометричен хабитус , кубчета (фиг. 53), пентагондо-декаедри и октаедри , които са набраздени паралелно на кубичните ребра в три взаимноперпендикулярни посоки. Среща се като едрозърнести, дребнозърнести , масивни (плътни),бъбрековидни, сфероидални и други агрегати.Срещат се и срастъци по (111).



Фиг. 53. Кристални форми на пирит





Пирит (друза-горе; срастък- долу; Родопи; колекция М. Токмакчиева)

Особености. Цветът на пирита е жълт. Цепителността му е неясна. При удар искри. Твърдост - 6 - 6.5 ; относително тегло - 5.02. Крехък е, особено когато съдържа включения от злато. Блясъкът му е метален. Върху плочката остава тъмнозелена черта. При промяната му се покрива с вторични железни минерали. Притежава слаби парамагнитни свойства. Диагностира се по високата твърдост, шрихованите кубични кристали и липсата на цепителност. Променя се в железни хидроксида.

Генезис и находища. Пиритът има най-често хидротермален произход. Среща се в състава на сулфидните находища. Той се образува в неутрална или слабокисела среда. Най - големи натрупвания образува в т. н. медно - пиритни находища: Радка и Елшица, в Панагюрско (у нас), Рио Тинто - в Испания, където изгражда плътни агрегати. Среща се в полиметалните находища в Родопите, Бургаско, Западна Стара планина и др. Пиритът се образува и през трите етапа на магмената кристализация. Може да бъде също супергенен и седиментогенен. Значителни количества се натрупват понякога във въглищните пластове. Понякога псевдоморфозира вкаменелости.

Употреба. Пиритът се използва за производство на сярна киселина. При преработката му от него може да се заделя Se, Te, Co, Au

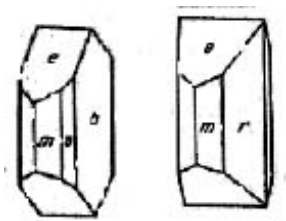
и други елементи, съдържащи се в минерала. Повече от половината от производство на сяр се добива от пирита, пиротина и при металургичната обработка на сулфидни минерали.

МАРКАЗИТ - от арабското наименование на пирит.

Химичен състав : FeS_2 (Fe-46,55% и S- 53,45%).

Симетрия и форми. Марказитът е диморфен на пирита. Кристализира в ромбична сингония.

Срещат се радиалнолъчести (фиг. 49-долу), сталактитовидни, бъбрековидни и сфероидални агрегати. Кристалите му са с плочест или бипирамиден хабитус (фиг.54).



ФигКристални форми на марказит:

$e-\{101\}$; $b-\{010\}$; $m-\{110\}$ $r-\{140\}$



Марказит, Родопи, колекция М. Токмакчиева

Особености. На цвят е бледожълт до бял на прясно отчупена повърхност. Има метален или полуметален блясък. Твърдостта на маярказита е 6-6,5. Чертата му е същата както на пирита. От пирита се отличава главно по формата на агрегатите и по тяхната крехкост. При въздействие на прах от марказит с азотна киселина минерала се разлага, като отделя сяра. Пиритът при такъв опит се разтваря напълно.

Генезис и находища. Марказитът е нискотемпературен хидротермален минерал. Той се образува в кисела среда. Много често се образува при екзогенни условия в почвите при отлагане от кисели разтвори или при промяна на пиротин. В седиментните скали се среща главно под формата на конкреции. Известни находища на марказит са Клаустал и Фрайберг (Германия). У нас е намерен в находищата Челопеч, Чипровци, Седмочисленици и в

полиметалните находища в Родопите. Екзогенен марказит се среща край гр. Земен - Радомирско. Шуменско е намерен марказит под форма на конкреции

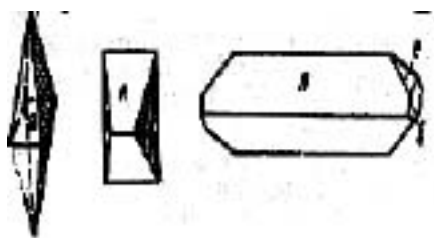
Употреба. Използва се в незначителна степен за добив на сяр.

АРСЕНОПИРИТ . Името му произхожда от сливането на двете думи “арсенов пирит”.

Химичен състав - FeAsS (Fe-34%, As-46%, S-20%). Съдържа примеси от Co, Ni и Sb.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му обикновено са призматични, удължени, псевдоромбични, или псевдоизометрични (фиг.55), а агрегатите му са дребно до среднозърнести. Познати са срастъци по (100), (001), (101) и (012).

Особености. Арсенопиритът е бял до сив. Има силен метален блясък. Твърдостта му е 5.5-6, а относителното тегло е 6,07. Чертата му е сивочерна. Притежава ясна цепителност по (101). При удар издава миризма на чесън от съдържащия се в него As.



Фиг. 55. Кристални форми

на арсенопирита: $n \{101\}$; $u \{120\}$; $e \{012\}$; $b \{010\}$

Арсенопиритът се определя по сребристо-белия си цвят, блясъкът и по напречното ромбично сечение на иглестите кристали.



Арсенопирит, находище Руен , Кюстендилско, колекция М. Токмачиева

Генезис и находища. Минералът е високотемпературен хидротермален. Среща се в пегматитови и метасоматични находища. Рядко съществува в седиментогенни находища. Известни находища са Болиден (Швеция) и в Мексико. У нас е намерен в находищата Чипровци, Говежда и в Маданско, Давидковско (Родопите).

Употреба. Използува се за добив на арсен, от който се произвеждат бои, инсектициди и се използва в кожарската промишленост. На наличието на арсенопирит в рудите е необходимо да се обърща внимание, тъй като той се явява силен замърсител на въздуха, почвите и водите. Променя се при изветряне в скородит ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

МОЛИБДЕНИТ. От гръцката наименование на “олово“ **Химичен състав.** MoS_2 (Mo-59,94%, S-40,06%). Съдържа различно количество от примеси от Re и Se.

Симетрия и форми. Кристализира в хексагонална сингония. Срещат се две негови разновидности - дихексагонално-бипирамиден (2H - тип) и ромбодричен (2R - тип). Преобладава плочестият и люспестият хабитус на кристалите по {0001} с набраздявания в три посоки под 60°. Агрегатите са люспести или розетовидни.



Молибденит, нах. Елаците, Етрополско, колекция М. Токмакчиева

Особености. Молибденитът е сив на цвят. Притежава метален блясък. Твърдостта му е 1 - 1.5, а относителното тегло- 4.62 - 4.73. На пипане е мазен и цапа пръстите. От графита се отличава по сивия си отенък и по високото относително тегло. Чертата на плочката е

сивочерна. Диагностира се по ниската твърдост и оловносивия цвят.

Генезис и находища. Молибденитът е хидротермален, пегматито- пневматолитен и контактно метасоматичен. Промислен добив на молибденит се осъществява от високо - и средно - температурни хидротермални находища, в които е в парагенеза с пирит, халкопирит и други сулфиди. Световно известни са находищата Клаймакс (Колорадо-САЩ), Ендако (Британска Колумбия-Канада, Търнауз-Русия и Каджаран (Грузия). У нас молибденит се добива в находище Медет (Панагюрско), Елаците (Етрополско), Росен (Бургаско), Малко търновско, Югово (Родопите). Намерени са молибденитови кристали в кварцови жили от Витоша.

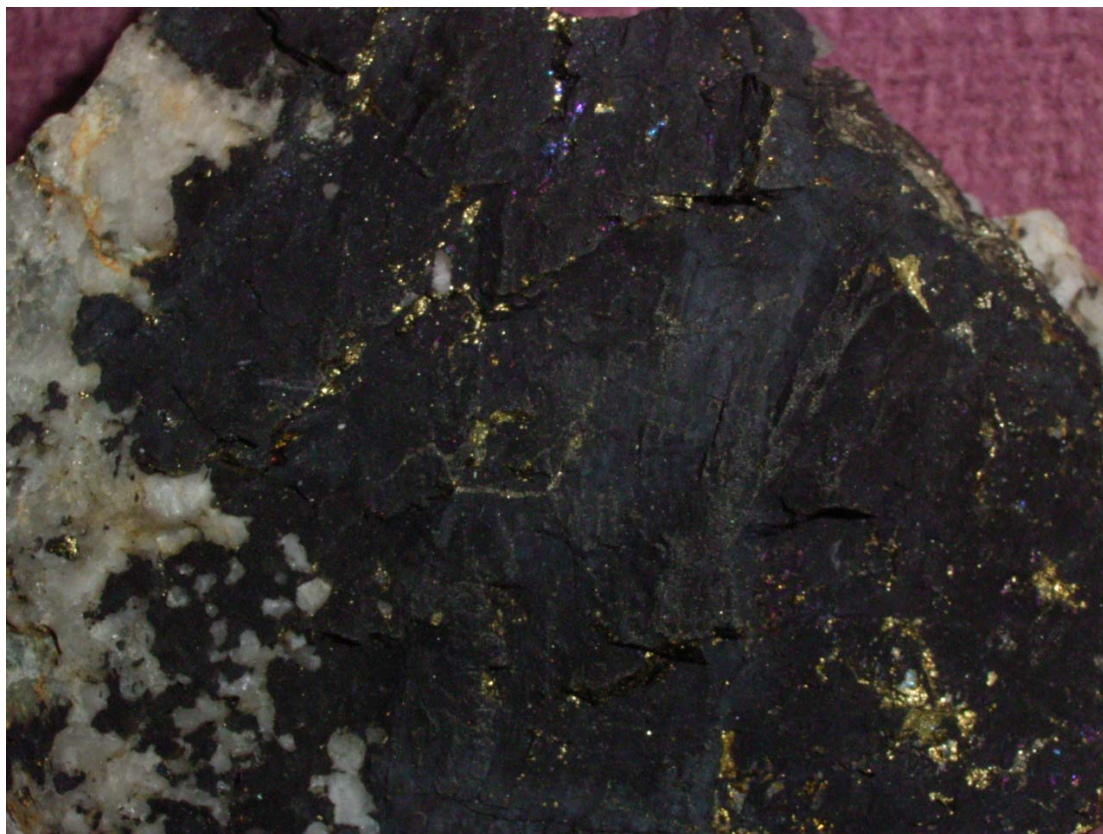
Употреба. От молибденит се добива молибден и рений, които се използват за производство на специални стомани.

КОВЕЛИН. Името му е дадено в чест на италианският минералог

Н. Ковели (1790-1829)

Химичен състав: CuS (Cu-66,48% и S-33,52%). Съдържа примеси от Ag, Fe, Se, Pb.

Симетрия и форми. Кристализира в хексагонална сингония. Рядко се срещат плочести кристали със силно развит {0001}. Най - често агрегатите му са люспести, саждести и масивни.



Ковелин, нах. Асарел, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева

Особености. Цветът на минерала е индиговосин. Притежава съвършена цепителност и малка твърдост (1.5 - 2). Относителното му тегло е 4.6 - 4.76. Цапа пръстите. Асоциира с халкоцит. Устойчив е при температура до 507°C, след което се разпада. Притежава цепителност подобна

на слюдите. Определя се по индиговосиния до чер цвят, сажестите агрегати, ниската твърдост и асоциацията му с халкоцит и други сулфиди. Разтваря се в HNO_3

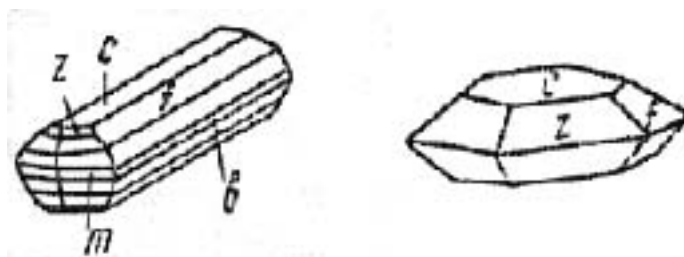
Генезис и находища. Той е типичен супергенен минерал и се среща в зоната на вторичното сулфидно набогатяване. Заедно с халкоцита образува псевдоморфози по пирита, халкопирита, галенита, сфалерита. Лесно се превръща в медни сулфати, карбонати или други вторични минерали. Известни находища са Бор (Сърбия), Бют (САЩ), Сиера де Фаматина (Аржентина) и др. У нас се среща във всички медни и полиметални находища. Промислен добив се осъществява в находище Асарел (Панагюрско).

Употреба. Използува се за добив на мед.

ХАЛКОЦИТ. От гръцки “ халкос “ - мед.

Химичен състав. Cu_2S (Cu-79,86%, S-20,14%) Съдържа примеси то Ag (под 1%) и Fe.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са късопризматични или дебелоплочести (фиг.73) и се срещат рядко. Характерни са дребноплочестите агрегати.



Фиг. 73. Кристални форми на халкоцит: $c\{001\}$; $b\{010\}$; $m\{110\}$; $z\{113\}$; $f\{012\}$



Халкозин, нах. Красен, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева

Особености. Халкозинът на цвят е тъмносив. Притежава неясна цепителност. Твърдостта му е 2.5 - 3, а относителното тегло - 5.5 - 5.8. Чертата му е тъмносива до черна, а блясъкът - метален. Лесно се променя в медни сулфатни и карбонатни вторични минерали. Халкозинът се определя по цвета, ниската твърдост и способност да се реже с нож. Асоциира със сулфидни минерали, като се променя в ковелин, малахит и азурит.

Генезис и находища. Среща се преди всичко в зоната на вторичното сулфидно обогатяване на медните находища, като асоциира с ковелин. Може да се образува в хидротермални условия. Световно известни са находищата Рио Тинто (Испания), Туринск (Русия), Бют (САЩ) и Бор (Сърбия). У нас е намерен във всички медни находища, но в промишлени количества се среща само в находище Асарел, Панагюрско.

Употреба. Халкоцитът е един от най-важните медни минерали.

БОРНИТ. В чест на австрийския минералог И. Борн (18 в.).

Химичен състав. Cu_5FeS_4 (Cu-63,33%, Fe-11,12%, S-25,55%). Примесите най-често представляват включения от други минерали.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Кристали се срещат рядко. Обикновено е в масивни или зърнести агрегати.



Борнит, нах. Радка, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева

Особености. На цвят е червен до кафяво-червен. Бързо се окислява и приема виолетов цвят. Без цепителност е. Твърдостта на минерала е 3, а относителното тегло е 5.06 - 5.08.

Диагностира се по цвета и асоциацията с халкопирит и други медни сулфида. Променя се в халкоцит и ковелин. Разтворим е в HNO_3 .

Генезис и находища. Борнитът е предимно хидротермален. образува се при супергенната промяна на медни сулфида. Известни находища на борнит има в Казахстан, САЩ (щата Монтана), Чили

(Баден), Австрия и др. У нас се среща в медните и полиметални находища. Значителни количества има в находищата Плакалница и Седмочисленици (Врачанско), Челопеч (Пирдопско) и Радка (Панагюрско). Присъства в находище Елаците (Етрополско). Среща се и в зоните на вторично сулфидно набогатяване на медните находища

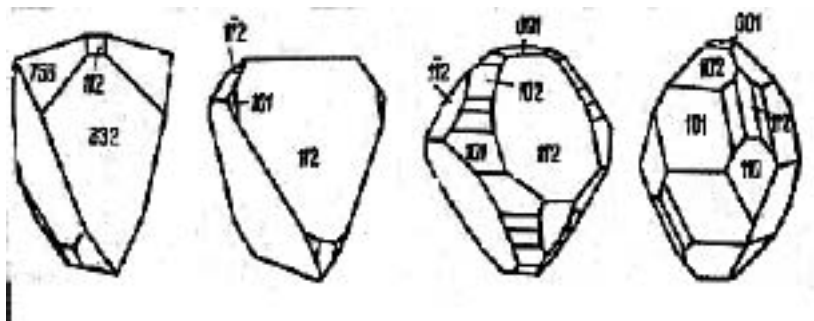
Употреба. Източник за добив на мед. Много често борнитовите орудявания съдържат Au, Ag, Te, Pd и други редки елементи.

ХАЛКОПИРИТ - от гръцки “ халкос “ - мед и по аналогия с пирита.

Химичен състав. CuFeS_2 . (Cu-34,64, Fe-30,42%, S-34,94%). Съдържа примеси от Se, Te, In, Tl, Ag и Au.

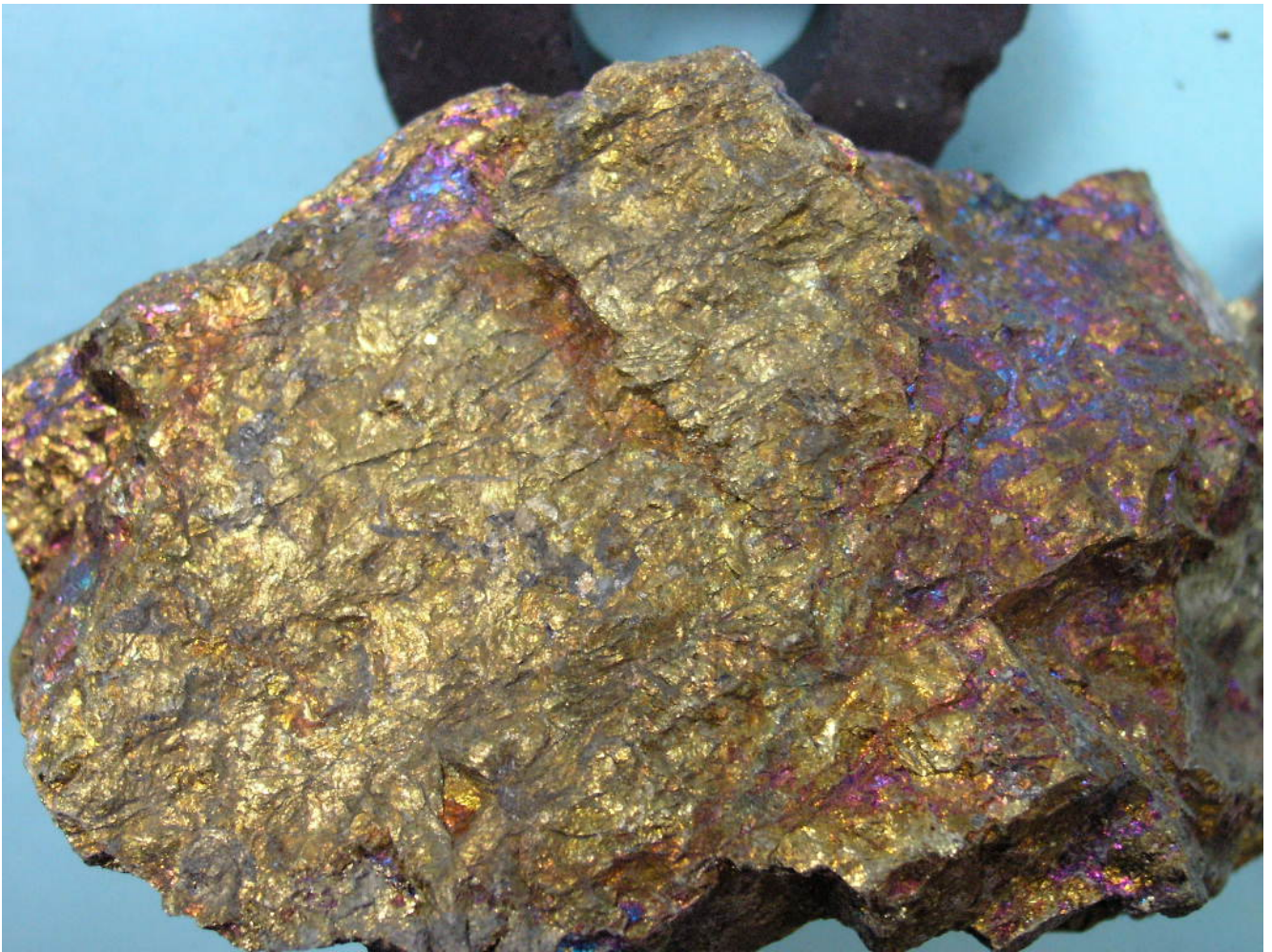
Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите му имат тетрагонално-тетраедричен хабитус (фиг.57). Срещат се срастъци по (112), (012) и (110), главно в зърнести или плътни и рядко бърбековидни агрегати.

Особености. Цветът му е жълт до светложълт. Поради окис-



Фиг. 57. Кристални форми на халкопирит

ление се покрива с тънка иризираща кора с червени и сини цветове. Чертата на минерала е черна със зелен отенък. Блясъкът е метален. Не притежава цепителност. Твърдостта му е 3.5 - 4, а относителното тегло - 4.1 - 4.3. В сравнение с пирита - жълтее и има по-ниска твърдост. Халкопиритът се определя по цвета и зелено-черната черта на плочката. От златото се отличава по крехкостта му. Променя се в малахит, азурит и други медни вторични минерали.



Халкопирит, Панагюрско, колекция М. Токмачиева

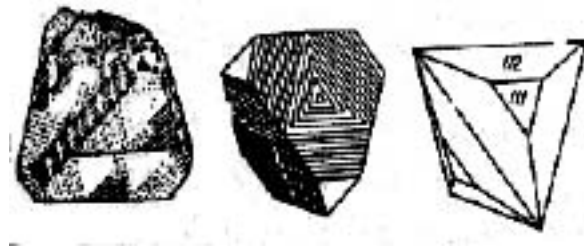
Генезис и находища. Халкопиритът е полигенен минерал. Образува се през трите етапа на магмена кристализация. Най-големи концентрации образува в хидротермалните находища, където се явява под формата на жили, впръследи. Среща се във всички медни и полиметални находища. Известни са находищата Рио Тинто (Испания), Мансфелд (Германия), Съдбъри (Канада), Чукикамата (Чили), Джебгаган (Казахстан), Фалун (Швеция) и Безби (САЩ). У нас халкопирит се добива в Панагюрско, Бургаско, Врачанско и Малкотърновско.

Употреба. Халкопиритът е основен източник за добив на мед.

СФАЛЕРИТ - от гръцки “сфалерос” - измамлив.

Химичен състав - ZnS (Zn-67,10%, S-32,90%). Съдържа изоморфни примеси от Fe, Cu, Cd и In. Сфалеритът, който съдържа Cd до 5% се означава като пшибръмит, а съдържащият около 26% Fe - кристофит.

Симетрия и форми: Кристализира в кубична сингония. Срещат се кристали с изометричен (тетраедричен) хабитус (фиг.58). Агрегатите му са едро до дребно зърнести, плътни или коломорфни.



Фиг. 58. Кристални форми на сфалерит



Сфалерит, нах. Гюдурска, Маданско, колекция М. Токмачиева

Особености. Сфалеритът се среща често в природата с две разновидности. Марматитът е сфалерит с примеси от Fe (до 10%) и

цветът му е кафяв до черен. Клейофанът е светлоцветен до резидав и е беден на желязо. Мастен до диамантов блясък. Чертата му е бяла или кафява. Съвършена цепителност . Твърдост 3,5 - 4 и относително тегло 3,9 - 4,1. Колоидната разновидност на сфалерита е брункит. При въздействие на сфалерита със HCl се отделя сероводород. Важни диагностични белези за определяне на сфалерита са неговия диамантен блясък, прозрачност, цепителност и тетраедричните кристали. Асоциира с галенит.

Генезис и находища. Сфалеритът е типичен хидротермален минерал. По-рядко е магматогенен, пегматито-пневматолитен, седиментогенен и метаморфогенен. Най-големи находища на сфалерит са в Мисури (САЩ), Пшибръм (Чехия) и Акеборг(Швеция). Промислени концентрации у нас има в Родопите и Западна Стара планина.

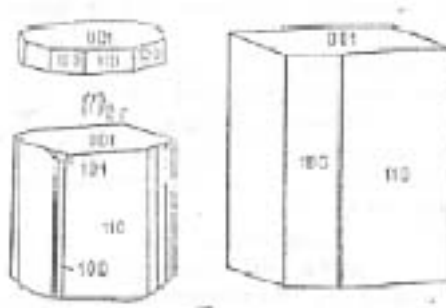
Употреба. Сфалеритът е основен източник за добив на цинк. Цинкът се използва за процинковане на желязна ламарина, в машиностроенето и автомобилната промишленост, в хартиената промишленост под формата на цинков оксид и в медицината под формата на цинков сулфат. При металургичната обработка на сфалерита се добива Cd, Jn, Ga и Ge.

ЕНАРГИТ - от гръцката дума “ ясен “.

Химичен състав- Cu_3AsS_4 (Cu-48,42%, As-19,02%, S-32,56%). Съдържа примеси от Sb, Fe и Zn.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония (фиг.59)

Кристалите му са силно удължени със щриховка по стените. Често се срещат срастъци по (320) под формата на тройни прорастъци.



Фиг. 59. Кристални форми на енаргит



Енаргит, нах. Челопеч, Софийско, колекция М. Токмакчиева

Особености. Енаргитът е сив до чер. Има метален блясък. Твърдостта му е 3.5, а относителното тегло - 4.4. Притежава съвършена цепителност по (110) и отчетлива по (100) и (010). Енаргитът се определя по цвета, цепителността и по типа на агрегатите.

Генезис и находища. Той е среднотемпературно хидротермален минерал. Асоциира с пирит, халкопирит, тенантит, тетраедрит, лузонит, фаматинит и др. Известни са находищата Чукикамата (Чили Перу, Аржентина и Бор (Югославия). У нас в значителни количества се среща в находище Челопеч (Пирдопско). Намерен е в находищата Радка и Красен, Панагюрско.

Употреба. Енаргитът е източник за добив на мед, но е силен замърсител на околната среда. От него може да се извлича също и арсен.

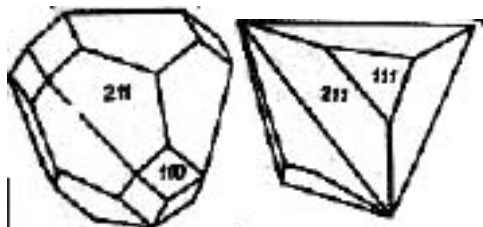
ТЕТРАЕДРИТ И ТЕНАНТИТ. Първият минерал носи името на кристалната форма тетраедър, която е характерна за него, а тенантитът е наречен в чест на английския химик С. Тент.

Химичен състав: на тетраедрита: $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ и на тенантита $Cu_{12}As_4S_{13}$. В тях почти винаги

присъствуват примеси от Ag, Hg, Fe, Zn, Pb, Ni, Co. Според преобладаващото количество на един от тези елементи се определят и разновидности на минералите. Тетраедритът съдържа 45,77% Cu, 29,22% Sb, а тенантитът: 51,57% Cu, 20,26% As.

Симетрия и форми. Кристализират в кубична сингония.

Срещат се кристали с тетраедричен хабитус (фиг. 60). Най-често се срещат в масивни и дребнозърнести агрегати.



Фиг.60. Кристални форми на тетраедрит



Тенантит и тетраедрит, нах. Челопеч, Пирдопско, колекция М. Токмакчиева

Особености. Макроскопски двата минерала не се отличават един от друг. Те са сиви до черни. Поради окисление показват иризиращи цветове. Блясъкът им е метален до полуметален. Чертата е сивочерна без метален блясък. Не притежават цепителност. Твърдостта е 3 - 4.5, като тенантитът е малко по-твърд. Относителното им тегло е 4.6 - 5.1. По-високо относително тегло имат сребросъдържащите тетраедрити. Тетраедритът и тенантитът се определят в масивните агрегати по сивите им до черни с иризиращи цветове и тяхната крехкост и метален блясък. Разлагат се от HNO_3 .

Генезис и находища. Минералите са средно до нискотемпературни хидротермални.

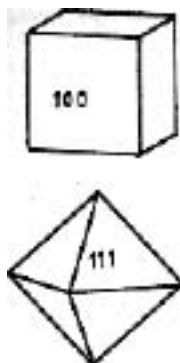
Асоциират с пирит, халкопирит, борнит, енаргит и др. Известни са находищата Фрайберг (Германия), Потоси (Боливия) и Мурзинка (Русия). У нас се срещат в медните и полиметалните сулфидни орудявания. По-големи количества присъствуват в находищата Седмочисленици (Врачанско) и Челопеч (Пирдопско).

Употреба. Тенантитът и тетраедритът са източник за добив на мед. От тях се извличат Ag, As, Sb и други елементи. При технологичната преработка на рудите, които ги съдържат е необходимо да се вземат необходимите мерки за улавяне на арсена, който лесно замърсява почвите и водите.

ГАЛЕНИТ - от латинското название на оловна руда.

Химичен състав: PbS (Pb-86,60%, S-13,40%). Съдържа примеси от Ag, Bi, Sb, As, Se, Te, Fe, Zn, които най-често се дължат на механични включения от други минерали.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Често се срещат кристали с кубичен или октаедичен хабитус. Характерни са средно и дребнозърнести агрегати (фиг. 61) и срастъци по (111)и (114) На фигура 78 са посочени най-често срещаните кристални форми .



Фиг. 61. Кристални форми на галенит



Галенит, Маданско, колекция М. Токмачиева

Особености. Галенитът е сив. Притежава съвършена цепителност по (100) и силен метален блясък. Относителното му тегло е 7.5, а твърдостта - 2.5 - 2.75. Чертата е сивочерна. Той е електропроводим. При окислението му се образуват англезит и церусит. Галенитът лесно се определя по оловносивия му цвят, високото относително тегло, кубичните кристали и силния метален блясък. Асоциира със сфалерит. Топи се при 1115°C.

Генезис и находища. Той е типичен среднотемпературно - хидротермален минерал. Асоциира със сфалерит, халкопирит, пирит и кварц. Известни са находищата Мисисипи (САЩ), Броклин Хил (Австралия), Съливан (Канада), Харц (Германия) и Пшибрам (Чехия). У нас се срещат във всички сулфидни находища. Промислени количества от галенит има в Родопите, Осогово и Западна Стара планина.

Употреба. Галенитът е основен източник за добив на олово. От него се извлича още сребро и бисмут. Оловото се използва за производство на акумулатори, на бои и на сплави предпазващи от радиоактивно облъчване.

ЦИНАБАРИТ. Произходът на името вероятно е от индийското наименование на червена скала, считана за “ драконова кръв“.

Химичен състав : HgS (Hg-86,20%, S-13,80%). Съдържа примеси от Se и механични включения от желязо или битуминозни вещества.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Кристалите му са ромбоедрични илидебелоплоче като кори.



Цинабарит, нах. Алмаден, Испания, колекция М. Токмакчиева

Особености. Цинабаритът е яркочервен до фкафявочервен. Има съвършена цепителност и диамантен блясък. Твърдостта му е 2 - 2.5, а относителното тегло-7.65. Чертата му също е червена. Притежава диамантен блясък. Цинабаритът се определя по яркочервения му цвят и цветът на чертата върху плочката и високото относително тегло.

Генезис и находища. Той е продукт на нискотемпературна хидротермална дейност, свързана със съвременен или геоложко млад вулканизъм. Световно известни са находищата Алмаден в Испания, Монте Амиата в Италия, Калифорния (САЩ), Перу и Мексико. У нас е описан в източната част на находище Чипровци и има само минераложко значение. Живак е

намерен край с.Дрен, Радомирско.

Употреба. Цинабаритът е главния източник за добив на живак, който намира широко приложение за производството на различни прибори, лекарствени препарати, в зъболечението и като катализатор.

Подклас Б. Сулфосоли

В състава на минералите сулфосоли участват едновалентни метали, най - често Cu, Ag, Tl и двувалентни метали (Pb, Hg и други). Анионите са As, Sb или Bi в координация със сярата. Известни са около 150 сулфосолни минерали. Общата последователност по метален компонент е медни - меднооловни - оловни - оловносребърни - сребърни и накрая талиеви и живак-съдържащи, а според полуметалния компонент - бисмутови - антимоновни - арсенови.

ПРУСТИТ И ПИРАРГИРИТ. Наименованието си носят за прустита - на френския химик Ж. Пруст (XVIII в.) и за пираргирита - по цвета (огненочерве) и съдържанието на сребро.

Химичен състав: За прустита - Ag_3AsS_3 и за пираргирита Ag_3SbS_3 . Между тях съществува при температура над $300^\circ C$ добра смесимост. Пруститът съдържа 65,42% -Ag, 15,14% -As и 19,44 %- S, а пираргирита: 59,76 %- Ag, 22,48%- Sb и 17,76 %- S.

Симетрия и форми. Кристализират в тригонална сингония. Кристалните форми рядко се срещат и имат призматичен хабитус. Най-често срещаните форми са $\{1120\}$, $\{0112\}$, $\{1011\}$, $\{2131\}$. Характерни са зърнестите и масивни агрегати.

Особености. По външни белези двата минерала не се отличават. На цвят са червени до яркочервени. Имат ясна цепителност и диамантен блясък. Твърдостта им е 2 - 2.5, а относителното тегло е 5.57 и 5.85. Пруститът и пираргирита се определят по яркочервения им цвят, червената черта на плочката, високото относително тегло и диамантения блясък.

Генезис и находища. Пруститът и пираргиритът са средно до нискотемпературни. Асоциират със сребърни сулфиди, оловни и медни сулфосоли. В промишлени количества присъствуват в находищата Пшибръм (Чехия), Кобалт (Онтарио), Фрайберг (Германия) и др. У нас са описани в находищата в Осогово и Западна Стара планина (Седмочисленици и Чипровци).

Употреба. Използват се за добив на сребро.

СТИБНИТ (АНТИМОНИТ) - от гръцкото наименование на Sb.

Химичен състав : Sb_2S_3 (Sb-71,38%, S-28,62%). Съдържа примеси от Au, Ag, Fe, Pb и Cu.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са

дългопризматични до иглести(фиг. 79) и набраздени паралелно на оста “ с “. Среща се под форма на иглести, лъчести и дребнозърнести агрегати.

Фиг. 62. Кристална



Фиг. 62. Кристална форма на стибнит :

$A-\{010\}; n-\{210\} m-\{110\}; b-\{010\}$.

Особености. Цветът на стибнита е сив със зелен оттенък. Има метален блясък. Твърдост 2 и относително тегло-4.63. Притежава съвършена цепителност. Чертата върху плочката е сива. Сибнитът се определя по цвета, ниската твърдост, лъчестите агрегати и силния метален блясък. Разлага се от HCl, а от KOH се покрива с жълта кора.



Стибнит, нах. Рибново, Гоце Делчевско, колекция М. Токмакчиева

Генезис и находища. Сибнитът е нискотемпературен минерал. Среща се в жилни и метасоматични находища в парагенеза с реалгар, цинабарит, пирит, марказит, аурипигмент, калцит, кварц и други минерали. Световно известни са находищата на стибнит в Китай,

Киргизия, Япония и Румъния. У нас е установен при селата Искрец и Еленов дол - Искърското дефиле, с. Сеславци- Софийско и при с. Рибново - Гоце Делчевско.

Употреба. Основен източник за добив на антимон, който се използва за приготвяне на типографски сплави, за производство на различни химикали и бои, като оцветител на стъкла и в медицината.

БИСМУТИНИТ

Химичен състав: Bi_2S_3 (Bi-81,30%, S-18,90%).

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Характерни са удължените призматични кристали.

Особености. Цветът на бисмутинита е сив. Твърдост 2- 2,5. Относително тегло- 6,98. Има метален блясък. Чертата на плочката е сива. Макроскопски се определя по цвета и ниската твърдост.

Бисмутинит, Малко Търновско, колекция Р. Паздеров



Генезис и находища. Той е пегматитов и високотемпературен хидротермален минерал. У нас е

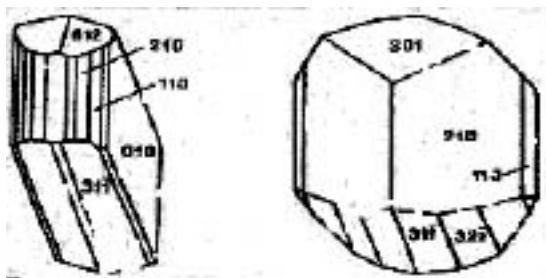
намерен в Рила планина (Урдините езера) и край с. Мусомище (Гоцеделчевско). Известни находища са Сиеро де Паско в Перу и Казахстан.

Употреба. Използва се за добив на бисмут , който намира приложение за производството на леки и за свръхпроводими сплави , на стъкло с висок коефициент на лъчепречупване и за химически препарати.

АУРИПИГМЕНТ. На латински името му означава златен пигмент.

Химичен състав: As_2S_3 (As-60,91%, S-39,09%).

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са късо призматични(фиг.63). Най - често се среща в плътни, прашести, бъбрековидни или люспести агрегати.



Фиг. 63. Кристални форми на

ауриипигмент

Особености. Цветът му е златист до бледожълт. Същите цветове има и чертата му. Притежава съвършена цепителност. Блясъкът е мастен до бисерен. Твърдостта му е 1.5 - 2, а относителното тегло- 3.49. Диагностира се по златистожълтия му цвят, яркостта на жълтия цвят на чертата му на плочката и асоциацията с реалгар.

Генезис и находища. Той е нискотемпературен хидротермален минерал. Образува се и чрез сублимация (вулканогенен). Асоциира с реалгара. Известни са находищата му в Македония, Грузия, Китай, Перу, САЩ. У нас не е установен.



Аурипигмент, Китай, колекция М. Токмакчиева

Употреба. Източник за добив на арсен. Използува се и като боя.

РЕАЛГАР. На арабски означава “ минен прах “.

Химичен състав. AsS (As-70%, S-30%).

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са късо призматични. Най-често се среща в едро до дребнозърнести или корести агрегати.

Особености. На цвят е оранжевожълт до светлочервен. Чертата му е ярко оранжевочервена. Има мастен блясък. Цепителността му е отчетлива. Твърдостта му е 1.5 - 2, а относителното тегло-3.56. Определя се по оранжевочервения цвят на минерала и по цвета на чертата на плочката. Разтваря се в царска вода. При дълго стоене на светлина се разпада на смес от аурипигмент и арсенолит.

Генезис и находища. Той е нискотемпературен хидротермален минерал или вулканогенен. Асоциира с аурипигмента. Световноизвестни са същите находищата, както за аурипигмента. У нас е намерен край с. Рибново (Гоце Делчевско), като има само минераложко значение.



Реалгар, Китай, колекция М. Токмакчиева

Употреба. Реалгарът, както и аурипигмента се използва за добив на арсен и за бои.

Клас 3. Оксиди и хидроксида

Минералите от този клас са съединения на метали, по - рядко на полуметали и неметали с кислорода или с хидроксилната група. Известни са още като оксиди и хидроксида. В състава му най - често участва желязото и по - рядко Ti, Nb, Ta, Mn, Mg, Ca, TR, Sb, U, Al и Pb. В състава на малко минерали участват Cu, Si, Zn, Cr, Ba, Hg, K, Se, Te, Na, Th, Zr, V, Bi, Ni и Co . Катионът най - често е представен от един елемент и рядко от повече главни метали. За тези минерали е характерен широк изоморфизъм, като например илменит - рутил, колумбит - танталит и др. По - голямата част са йонни или йонно - ковалентни съединения. Тъй като имат сравнително прост състав те са предимно високосиметрични - кубични, хескагонални и тетрагонални. Характерни за тях са високата плътност, голяма твърдост и устойчивост.

Присъствието на кислорода във всички минералообразователни процеси определя и полигенния характер на минералите оксиди и хидроксида. В най - големи количества те присъствуват в зоната на супергенеза, където се образуват в резултат на промяната на първичните минерали.

Известни са около 150 минерала. Те съставляват около 5 % от теглото на земната кора. Най

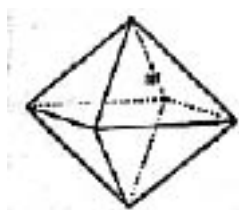
- значителен е делът на железните оксиди и хидроксиди. Сред минералите от този клас са ледът, който се разглежда в настоящата систематика, защото са обект на науките метеорология и хидрология. За леда са известни седем полиморфни модификации. Характерни са скелетните кристали (снежинки), дендритите (по стъклата), зърната (градушката) или зърнестите и плътните агрегати.

ШПИНЕЛ. Предполага се, че името му на латински означава малък шип.

Химичен състав. $MgAl_2O_4$ (MgO-28,20%, Al_2O_3 -71, 80%). Съдържа примеси от Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} и Zn^{2+} .

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Среща се в самостоятелни октаедрични кристали (фиг.64) или срастъци по (111)

Особености. Цветът на шпинела е червен, зелен, безцветен, кафяв и син. Оцветеният в червено, синьо, зелено и виолетово шпинел се означава като благороден шпинел и се използва като скъпоценен минерал. Не притежава цепителност. Твърдостта му е 7.5-8, а



Фиг. 64. Кристална форма на шпинел.

относителното тегло- 3.55 - 4.62. Блясъкът на минерала е стъклен. Шпинелът се диагностира по високата му твърдост, октаедричните форми на кристалите му и стъкленият му блясък. Точка на топене $2135^{\circ}C$ т.е. шпинелите практически са нетопими.

Генезис и находища. Шпинелите са метаморфогенни (контактно - метасоматични). Рядко се срещат в магмени скали и в пегматити. Световно известни са находищата на скъпоценен шпинел в

Шри Ланка, Индия, Бирма и Мадагаскар. Добива се както от контактно- метасоматични скали, така и от разсипи. У нас е описан край с. Факия (Бургаско), с. Клисера (Берковско) и Малко Търновско.



Благороден шпинел, Русия, колекция Р. Паздеров

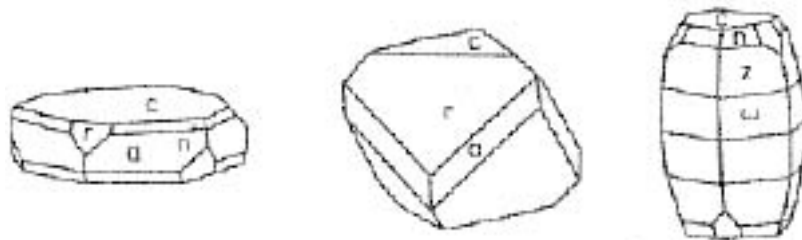
Употреба. Като благороден шпинел се означават бистрите и прозрачни шпинели с червен, син, зелен или виолетов цвят. Те се използват в бижутерията с имената: рубинов и сапфиров шпинел. Най-големият благороден шпинел е с тегло 80 карата. Получават се и изкуствени шпинели, които се използват като огнеупорен материал.

Група на корунда

КОРУНД - от саксонската дума “ каурантака “.

Химичен състав. Al_2O_3 (Al-52,90%, O-47,10%). Когато съдържа примеси от Cr се оцветява червено, на Ti- светлосин, на Fe-оранжев, а примесите на Fe и Ti го оцветяват в тъмносино.

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония (фиг.65). Срещат се кубични, хексагонални, псевдокубични и моноклинни модификации. Кристалите са бъчвоподобни, бипирамидални или плочести. Агрегатите са масивни и зърнести.



Фиг. 65. Кристални форми на корунд: $c\{0001\}$; $r\{10\text{-}41\}$; $n\{22\text{-}43\}$;
 $z\{22\text{-}41\}$; $w\{1121\}$.

Особености. Цветът на корунда е сив. Червената му разновидност се нарича рубин, синята - сапфир, жълтата - ориенталски топаз, зелената - ориенталски смарагд, виолетовия - ориенталски аметист. Твърдостта му е 9 а относителното тегло- 4.05. Не се разтваря в киселини. За прозрачните е характерен астеризъм, който се дължи на ориентирани иглести включения от рутил и други минерали. Блясъкът е стъклен до диамантен. Корундът се диагностира по високата му твърдост, силният блясък и високото му относително тегло.

Генезис и находища. Корундът има метаморфогенен произход. По - рядко се среща в пегматити. Присъствува и в разсипни находища. Известни находища са Сепаз - Багу (Казахстан), Онтарио (Канада) и Тайланд. У нас е намерен във Варненско и Хасковско.

Употреба. Прозрачният и хубаво оцветен корунд се използва като скъпоценен минерал. Произвеждат се синтетични корунди, които се използват



Синтетичен рубин, колекция М. Токмакчиева



Синтетичен сапфир, колекция М. Токмакчиева

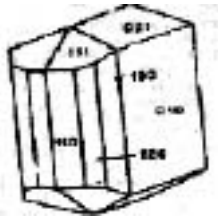
в часовникарската промишленост, в бижутерията, за абразиви и в оптиката. Особено ценни са рубинът, левкосапфирът (светлосиния до безцветен корунд), индигосапфирът (тъмносиния корунд), папараджа (оранжевият корунд). От боксита се добива изкуствен корунд, който се използва като абразив или в бижутерията.

ДИАСПОР. На гръцки думата означава “разпръсквам се“.

Химичен състав. α - AlOОН (Al_2O_3 -84,99%, H_2O -15,02%). Съдържа примеси от Mn^{3+} и Fe^{3+} , които оцветяват минерала в кафяво и червено.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са с плочест или късопризматичен хабитус (фиг.66) Агрегатите му са финолюспести.

Особености. Цветът на минерала е бял. Поради наличие на примеси е оцветен в кафяво, червено или розово. Твърдостта му е 6.5 - 7, а относителното тегло - 3.44. Диаспорът не се отличава по външни белези от **ГИБСИТА** $\text{Al}(\text{OH})_3$ и **БЪОМИТА** (γ - AlOОН). Първият от тях кристализира в ромбична сингония, а вторият - в моноклинна.



Фиг. 83. Кристална форма на диаспор



Боксит, нах. Парамун, Трънско, колекция М. Токмачиева

Генезис и находища. Диаспорът , гибситът и бьомитът са главно екзогенни минерали. Изграждат смесени агрегати и са основната част от състава на бокситовите находища. Освен тях в състава на бокситите участва още каолинит, железни хидроксида и кварц. Те се образуват при изветряне на алумосиликатни скали при субтропичен и тропичен климат. На цвят са червенокафяви. Големите находища на боксити има във Франция, Ямайка, Индонезия, Русия и Унгария. У нас единственото бокситово находище се намира край с. Парамун (Трънско), но няма промишлено значение.



МАГНЕТИТ (горе- от Етиопия, колекция М. Токмакчиева, долу Крумовградско, колекция Р. Паздеров)

Името му е дадено от митологията на овчаря Магнес.

Химичен състав: Fe_3O_4 ($\text{Fe}_2\text{O}_3=68,97\%$, $\text{FeO}= 31,03\%$). Може да съдържа примеси от Ti, Al, Ni и V.

Симетрия и форми: Кристализира в кубична сингония. Характерни са октаедричните и кубичните кристали. Агрегатите му са зърнести или масивни.

Физични свойства: Магнетитът е черен на цвят, с метален блясък и силни магнитни свойства. Чертата на плочката е черна и магнитна. Твърдостта му е 6, а относителното тегло - 5,175. В окислителни условия се променя в хематит.

Генезис и находища: Той е магматогенен, високотемпературен хидротермален, контактнометасоматичен и регионалнометаморфогенен. Големи находища на магнетит има в Швеция, Русия и САЩ. У нас магнетит има в Чипровско (нах. Мартиново), Ямболско (нах. Крумово) и Малкотърновско.

Диагностика: Важни диагностични белези са цвета на минерала, блясъка и силната му магнитност.

Употреба: Използва се за добив на желязо.



ХРОМИТ (Добромирци, Родопи, колекция Р. Паздеров)

Името му е свързано със състава му.

Химичен състав: FeCr_2O_4 ($\text{FeO}=32,09\%$, $\text{Cr}_2\text{O}_3=67,91\%$). Може да съдържа MgO и Co .

Симетрия и форми: Кристализира в кубична сингония. Среща се в масивни агрегати.

Физични свойства: Хромитът прилича на магнетита, но не е магнитен. Твърдостта му е 5,5, а относителното тегло - 4,5-4,8.

Генезис и находища: Хромитът образува впръследи или сегрегации в ултрабазични скали. Образува и разсипи. Известни находища на хромит има в Швеция, Турция, Норвегия и Русия. У нас е установен край с. Добромирци (Златоградско) и Горно Каменяне (Крумовградско).

Диагностика: Отличава се по кафявата черта на плочката.

Употреба: Хромитът е единствен източник за добив на хром, който се използва за производството на неръждаема стомана с висока твърдост, еластичност и химична устойчивост.



ХЕМАТИТ (Кремиковци, Софийско, колекция М. Токмакчиев)

- гръцката дума "хематикос" - кървав.

Химичен състав: Fe_2O_3 (Fe=69,94%, O=30,06%). Може да съдържа примеси от Ti.

Симетрия и форми: Кристализира в тригонална сингония. Срещат се ромбоедрични и пинакоидални кристали. Агрегатите му са плътни, дребнозърнести, бъбрековидни, оолитови, землести, розетовидни и т.н. желязна роза. Тънкоплочестите и финнолюспести агрегати се обозначават като спекуларит.

Физични свойства: Цветът на хематита е стоманеносив и червен. Чертата на плочката е винаги червена до червенокафява. Червеният цвят е характерен за прашестите агрегати, а стоманеносивия - за спекуларита, с метален до полуметален блясък. Твърдост - 5-6, относително тегло - 5,26.

Генезис и находища: Хематитът се образува при пневматолитни, хидротермални, вулканогенни, супергенни, седиментогенни и метаморфогенни минералообразователни процеси. Известни са находищата на хематит Кривой рог (Украйна), Минас Жерайс (Бразилия) и Горното езеро (САЩ). У нас в най-значителни количества се среща в находище Кремиковци, Софийско.

Диагностика: Определя се по червената черта на плочката.

Употреба: Използва се за добив на желязо и за производство на пигменти.



ГЪОТИТ (нах. Кремиковци, Софийско, колекция М. Токмачиева)

- на името на немския поет и писател Гьоте.

Химичен състав: $a\text{FeO} \cdot \text{OH} (\text{Fe}_2\text{O}_3=89,86\%, \text{H}_2\text{O}=10,14\%)$. Понякога съдържа примеси от Al и Mn.

Симетрия и форми: Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са дребни с призматичен хабитус, а агрегатите са влакнести, оолитови, натечни или масивни.

Физични свойства: Цветът на минерала е кафяв до черен или кафяв. Има мастен до диамантен блясък. Чертата е кафява или кафявожълта. Притежава твърдост 5-5,5 и относително тегло – 3,3-4,3, според типа на агрегата.

Генезис и находища: Той е супергенен и седиментогенен минерал. Образува се при изветрянето на пирита, сидерита и на други желязосъдържащи минерали. У нас се среща в значителни количества в нах. Кремиковци, Софийско.

Диагностика: Диагностира се по кафявия цвят и влакнестите агрегати.

Употреба: Гьотитът се използва за добив на желязо.



ПИРОЛУЗИТ (Кремиковци, Софийско, колекция М. Токмачиева)

етимология от гръцки "пирос"- огън и "лузиос"-измиван.

Химичен състав: MnO_2 (Mn=63,19%, O=36,81%).

Симетрия и форми: Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите му са призматични или иглести. Най-често се срещат дребноиглести, лъчести, дребнозърнести, плътни и прашести агрегати.

Физични свойства: На цвят е стоманеносив до железночер с метален блясък. Цепителността му е съвършена. Твърдостта е 6-6,5, а относителното тегло 5,06. За прашестите агрегати твърдостта е 2, а относителното тегло - 4,5.

Генезис и находища: Пиролузитът е супергенен и седиментогенен. Известни находища са Чиатура (Грузия), Никопол (Украйна), Индия, Куба и др. У нас се среща във Варненско (Оброчище), Софийско (Пожарево), Ямболско, Панагюрско и др.

Диагностика: Разпознава се по черния цвят, дребноиглестите и саждестите агрегати, които цапат при пипане.

Употреба: Главен източник за добив на манган, който се използва в стоманодобива, за оцветяване и като дезинфектиращо средство.



КАСИТЕРИТ (Русия, колекция Р. Паздеров)

- на гръцки означава калай.

Химичен състав: SnO_2 ($\text{Sn}=78,77\%$, $\text{O}=21,23\%$). Може да съдържа примеси от Fe_2O_3 , Ti_2O_3 , Nb_2O_3 под формата на механични примеси.

Симетрия и форми: Кристализира в тетрагонална сингония. Среща се под форма на призматични кристали. Минералните агрегати са зърнести или радиалнолъчедсти.

Физични свойства: Цветът на каситерита е жълт, червенокафяв до чер. Има диамантен до мастен блясък. Чертата на плочката е бяла. Твърдостта му е 6-7. Относително тегло - 7,02.

Генезис и находища: Каситеритът е типичен пневматолитен и пневматолитно-хидротермален. Среща се в пегматитови жили, в грайзени сред гранитови интрузиви и в разсипи.

Диагностика: Каситеритът се разпознава по високото относително тегло, диамантения блясък и бялата черта на плочката.

Употреба: Каситеритът е единствения източник за добив на калай, който се използва в химическата промишленост и в приборостроенето.



РУТИЛ (м.Стипон,Ихтиманско, колекция М. Токмакчиева)

етимология - от латински, означава червен.

Химичен състав: TiO_2 (Ti=60%, O=40%). Може да съдържа примеси от Fe, Sn, Nb и Ta.

Симетрия и форми: Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите му имат призматичен хабитус. Агрегатите са плътни или зърнести. Мрежести образувания от иглест рутил се означават като сагенит. Иглест рутил се наблюдава под формата на включения в кварца. В природата се срещат още две полиморфни модификации на титановия диоксид - брукит (ромбичен) и анатаз (тетрагонален).

Физични свойства: Цветът му е кафявочервен до чер. Има диамантен блясък. Твърдост - 6-6,5. Относително тегло - 4,23-4,4. Цветът на брукита и анатаза е жълточервен и кафяв, твърдост - 5,5-5,6 и относително тегло - 3,9-4,0.

Генезис и находища: Рутилът е хидротермален или пегматитов минерал по генезис. Среща се като акцесорен минерал в състава на магмени и метаморфни скали. У нас е намерен в Самоковско, Ихтиманско, Чепеларско, Казанлъшко и др. Известни са находищата му в Норвегия, Русия и САЩ. Натрупва се в разсипи.

Диагностика: Определя се по цвета, високата твърдост и формата на кристалите му.

Употреба: Използва се за добив на титан.



КУПРИТ (Цар Асен, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева)

Името му е дадено заради състава му.

Химичен състав: CuO_2 . Много често съдържа примеси.

Симетрия и форми: Кристализира в кубична сингония. Срещат се малки кристали с октаедрична форма. Минералните агрегати са компактни, корести или землести (хидрокуприт, кирпичена медна руда) и влакнести (халкотрихит).

Физични свойства: Цветът на куприта е червен до чер с диамантен или полуметален блясък. Чертата на плочката е червенокафява и блестяща. Притежава неясна цепителност. Твърдост - 3,5-4. Относително тегло - 6,14.

Генезис и находища: Купритът е супергенен минерал. Асоциира с малахит, азурит и тенорит. Известни са находищата в Русия (Туринск) и Конго. У нас се намира в зоната на окисление на всички медни находища. Натрупва се в крайния продукт на микробактериалното извличане на мед.

Диагностика: Определя се по червения му цвят.

Употреба: Използва се за добив на мед.

Клас IV Халогениди

Минералите от този клас представляват соли на халогенните киселини. Най-широко разпространени в природата са хлоридите на Na, K, Mg и Pb и флуоридите на Ca, Na и Al. Общият брой на минералите е около 100.

Подклас А. Флуориди



ФЛУОРИТ (Славянка, Благоевградско, колекция М. Стойнова)

от латински "flue" - тече, защото се използва като топилно вещество в металургията.

Химичен състав: CaF_2 . Може да съдържа примеси от итрий, церий и други редки земи, които изоморфно заместват калция в кристалната решетка на минерала.

Симетрия и форми: Флуоритът кристализира в кубична сингония. Кристалите му са кубични и октаедрични. Агрегатите от флуорит са зърнести, плътни, понякога ивичести, бъбрековидни и сфероидални.

Физични свойства: Чистият флуорит е безцветен и прозрачен. Когато минералът съдържа примеси от стронций се оцветява в тъмновиолетово, а от самарий - в зелено. На цвета на минерала влияят също примеси от радиоактивни елементи, редки земи. Флуоритът притежава съвършена цепителност, твърдост 4, относително тегло 3,18. Има стъклен блясък и бяла черта на плочката.

Генезис и находища: Флуоритът е хидротермален минерал, по-рядко е магматогенен и пегматитов. Образува се и при седиментогенни условия. Известни са находищата в Монголия, Германия, Норвегия, САЩ, Гренландия и Казахстан. У нас в промишлени количества се среща при с. Михалково в Централните Родопи и при мина Славянка, край Сандански.

Диагностика: Определя се по твърдостта, стъкления блясък и бялата черта на плочката.

Употреба: Използва се като топилно вещество в металургията, за добив на HF, в оптиката и като декоративен минерал.

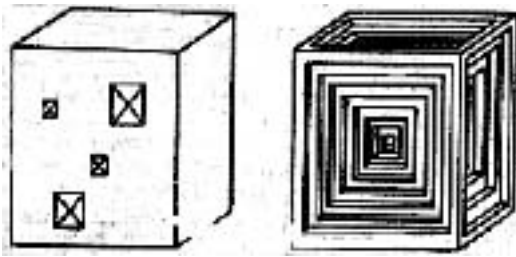


ХАЛИТ (Провадийско, ;колекция М. Токмакчиева)

от гръцки "халос" - сол.

Химичен състав: NaCl (Na=39,94%, Cl=60,66%).

Сингония и форми: Кристализира в кубична сингония. Кристалите му са кубични, понякога са стъпаловидно развити и скелетни. Минералните агрегати са едро- до дребнозърнести, рядко влакнести.



Кристална форма и скелетен кристал на халит

Физични свойства: Халитът е бял или безцветен. При наличие на примеси става син, червен, жълт, виолетов. Притежава съвършена цепителност, стъклен блясък, твърдост - 2-2,5, относително тегло - 2,168.

Генезис и находища: Халитът се образува при изпарение на соленоноси разтвори от водни басейни или е вулканогенен. Големи находища има в Полша, Белорусия, Германия и Румъния. У нас се добива край Провадия и от морската вода край Бургас.

Диагностика: На вкус е солен, по което лесно се определя. Разтваря се във вода.

Употреба: Халитът се използва в хранителната и главно в химическата промишленост за производство на сода.



СИЛВИН (Германия, колекция М. Стойнова)

Наименован е в чест на химика Силвия де ла Беш.

Химичен състав: KCl (K=52,44%, Cl=47,56%). Може да съдържа примеси от Ва и Na.

Симетрия и форми: Силвинът кристализира в кубична сингония. Образува кубични кристали. Най-често се среща в масивни и зърнести агрегати.

Физични свойства: Силвинът е безцветен и е прозрачен. Оцветява се от примеси в червен, син, жълт или сив. Твърдост - 2, относително тегло - 1,99.

Генезис и находища: Силвинът е типичен седиментогенен минерал. Отделя се във водни басейни след халита, когато концентрацията на солите е висока. По-рядко е

вулканогенен. Значителни запаси от силвин има в Белорусия (нах. Соликамск), Франция нах. Елзас), Германия (нах. Щасфурт) и САЩ (Ню Мексико).

Диагностика: На вкус е горчивосолен и е силно хидроскопичен.

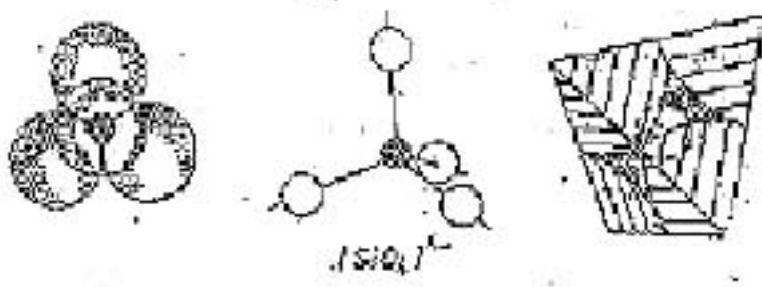
Употреба: Силвинът е важна калиева тор. Използва се и за производство на химикали.

Клас V Силикати

Около 90% от масата на земната кора е изградена от силикатните минерали. Те наброяват повече от 500 вида. Широкото разпространение на тези минерали се дължи на голямото количество силиций и кислород в земната кора. В състава на силикатните минерали участвуват елементите Al, Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, Na, K и др. , които стоят на следващо място по разпространение. Силикатните минерали са главните скалообразуващи минерали. При значително натрупване те представляват източник за добив на важни минерални суровини.

Основен структурен елемент на минералби от този клас е т.н. силиций-кислороден тетраедър. Групата SiO_4 е изградена от един силициев катион и четири кислородни аниона, които са разположени във формата на тетраедър. Единичната група има четири отрицателни заряда. Част от Si^{4+} (йонен радиус 0.39 \AA) може да бъде изоморфно заместен от Al^{3+} (съответно с йонен радиус 0.51 \AA).

Силиций-кислородните тетраедри могат да се свързват помежду си по различен начин. Например в структурата на циркона (ZrSiO_4) те са разпределени в единични групи. Такива силикатни минерали се означават като ортосиликати или незосиликати (от гръцки означаващи островни силикати). Други начини за тяхното свързване са: групи от



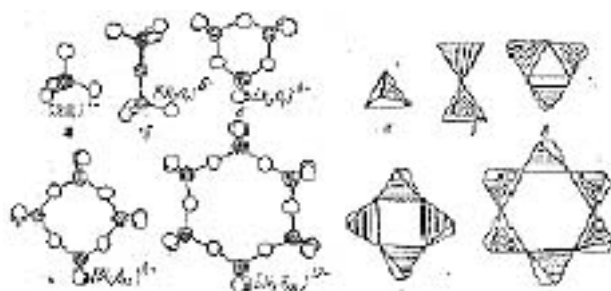
Фиг. 77. Силиций - кислородна тетраедрична група

тетраедри (соросиликати), в непрекъснати вериги (иносилкати), в непрекъснати слоеве (филосилкати), в тримерни тетраедрични групировки (тектосилкати). Разнообразието на структурните мотиви определя степента на концентриране на силиций -кислородните тетраедри

и на катионите в структурата на силикатите. Това определя до голяма степен тяхната форма и физични свойства. Например повечето от ортосиликатите са изометрични. Филосиликатите притежават съвършена цепителност, а иносиликатите са влакнести. Това е дало основание минералите от клас силикати да бъдат поделени в четири подкласа. Това е и една от най - често използваните класификации на силикатните минерали, която е подходяща при кратък курс по минералогия.

**Подклас А: Силикати с изолирани тетраедри и тетраедрични групи
(Ортосиликати и соросиликати)**

Към подклас А се причисляват силикатните минерали с единични групи и с групи от два, три, четири и шест силиций-кислородни тетраедри. Крайните групи, които се получават са : $1 \text{ Si}_2\text{O}_7\text{I}^{6-}$, $1 \text{ Si}_3\text{O}_9\text{I}^{6-}$, $1 \text{ Si}_4\text{O}_{12}\text{I}^{8-}$, $1 \text{ Si}_6\text{O}_{18}\text{I}^{12-}$. Пълнежът между отделните групи е от катиони на Mg, Fe, Ca, Zr, Ti, Be, Al, Mn, Ce и др. В резултат на това се получава плътна опаковка, поради което минералите имат висока твърдост(над 6) и плътност и кристализират в кубична и предимно в средните сингонии.



Фиг. 78. Силиций -кислородни тетраедрични групи

БЕРИЛ.

Химичен състав: $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. (Be-14,10%, Al_2O_3 -0,19%, SiO_2 -66,90%). Съдържа примеси от Cs, Li, Mn и Na.

Симетрия и форми. Кристализира в хексагонална сингония (фиг.98). Кристалите му са плочести, призматични и рядко иглести. Те са обикновено набраздени паралелно на оста“с“ (фиг.79)



Фиг. 79. Кристална форма на берил

Особености. Берилът е зелен до жълтозелен на цвят. Прозрачната и зелената разновидност се нарича смарагд, бледосинята - аквамарин, червено-кафявата - морганит, светлорозовата - ростерит, жълтата - хелиодор. Промяната на цвета на минерала се дължи на примесите в него (жълт от Fe^{2+} , син от Fe^{3+} , смарагдово зелен от Cr^{3+} , розов от Mn^{3+} и Li^+). Не притежава цепителност. Твърдостта е 7.5 - 8, а относителното тегло - 2.65 - 2.90. Берилът се диагностира по хексагоналните му кристали и високата му твърдост.

Генезис и находища. Берилът е характерен за гранитните пегматити. По-рядко е пневматолитен. Известни находища има в Русия, Бразилия, Колумбия, Италия (о.Елба) и др. В Мейн (САЩ) е намерен берилев кристал дълъг 5 m и до 1.5 m в диаметър. У нас берилеви кристали са намерени в пегматитите от Централна Средна гора (местността Смиловене). Смарагд е намерен в Рила (Урдините езера), а аквамарин в Централни (Гълъбово) и Западни (Вищерица) Родопи.





БЕРИЛ (-смарагдиРусия, колекция Р. Паздеров-горе) (берил от м. Смиловене, Копривщенско , смарагд, Бразилия,колекция М. Токмакчиева)





Употреба. Прозрачните и оцветени разновидности на берила се използват в бижутерията като скъпоценни минерали. От берила се добива Ве за производство на леки сплави.

КОРДИЕРИТ - наименован е в чест на френския геолог П. Кордие. Синонимните названия дихроит и иолит се използват за виолетово оцветените кордиерити.

Химичен състав: $Mg_2Al_3Si_5AlO_{18}$. Съдържа примеси от Fe.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Характерен е призматичния хабитус за кристалите му. Среща се и в масивни агрегати.



Кордиерит (Чехия, колекция М. Стойнова)

Особености . На цвят е безцветен със сивосини или жълти отенъци . Стъклен блясък . Твърдост 7 - 7,5 . Относителна плътност 2,57 - 2,66 , според примесите от желязо. Кордиеритът трудно се различава от кварца и трудно се определя. В сравнение с корунда има по-ниска твърдост. Като диагностичен белег се използва на личието на плеохроизъм. От кварца се отличава с кристалните форми

Генезис и находища. Коордиеритът се образува при метоморфната промяна на богати на алуминий и магнезий скали и по - рядко в пегматитовите жили. Той е скалообразуващ минерал в състава на гнайси и шисти . У нас се среща в Родопите.

Употреба. Прозрачният кордиерит, който е оцветен се използва като скъпоценен минерал, като се нарича воднист сапфир или дихроит.

АНДАЛУЗИТ. Наименован е на испанската провинция Андалузия, където е намерен за първи път.

Химичен състав: Al_2SiO_5 (Al_2O_3 -62,98%, SiO_2 -37,02). Съдържа примеси от Fe, Mg, Na, K, Mn. Хиастолитът е разновидност, съдържаща въглищни включения разположени на кръст.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са дълго призматични. Най-често срещани форми са: $\{110\}$, $\{100\}$, $\{001\}$, $\{011\}$ и $\{101\}$.



Андалузит(хиастолит- Испания –горе; андалузит-долу Чепеларе, колекция М. Токмакчиева),).

Особености. Цветът на андалузитът е розов, червен, сив, жълтоват или зелен. Притежава ясна цепителност и стъклен блясък. Твърдостта му е 7, а относителното тегло 3.1-3.2. Определя се по почти квадратните сечения на кристалите му, високата твърдост и цвета.

Генезис и находища. Андалузитът е регионално - метаморфогенен минерал. Най - често се среща в контактните зони на интрузивни с глинести скали, а също в гнайси и шисти. По - рядко присъства в пегматити. Известно е находището в Уайт Маунтин в Калифорния. В Бразилия и Шри Ланка са намерени прозрачни зелени разновидности, които се използват като скъпоценни минерали. У нас е намерен в пегматитови жили край гр. Чепеларе. Андалузитът е скалообразуващ минерал в контактно променени скали край с. Лакатник (Софийско).

Употреба. Използува се за производство на огнеупори или като скъпоценен минерал.

КИАНИТ (ДИСТЕН) - от гръцки “ ди “ - две и “ стеное “ - съпротивляващ. Името му произлиза от двойната твърдост на минерала и поради небесносиния си цвят.

Химичен състав: Al_2SiO_5 .

Симетрия и форми. Кристализира в триклинна сингония. Кристалите му са дълго призматични по оста “с”. Характерни кристални форми са: {100}, {010}, {001} и {110}.



Кианит (Чепеларе, колекция М. Токмачиева)

Особености. На цвят е гълъбовосин. Променя цвета си при наличие на примеси - тъмносин (от Fe), сив, бял, зеленоват, и дори черен. Притежава съвършена цепителност и стъклен

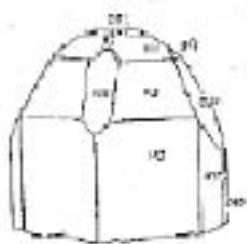
блясък. Твърдостта е 4 и 5 - паралелно на удължението и 6 - 7 - напречно на това направление. Относителното му тегло е 6.5 - 7. Определя се по синия цвят, съвършенната цепителност, различната твърдост в зависимост от направлениата и удължените плочести кристали.

Генезис и находища. Кианитът е регионално метаморфогенен минерал. Среца се в едри кристали в пегматити и кварцови жили. Известни са находища в САЩ, Индия, Русия. У нас влиза в състава на шистите край гр.Чепеларе с дължина 1-2 до 10 см.

Употреба. Кианитът се използва за производство на огнеупори и като скъпоценен минерал.

ТОПАЗ. Наименован е на о-в Топазос в Червено море, където намерения оливин е означен в миналото погрешно като топаз.

Химичен състав : $Al_2SiO_4 (F,OH)_2$. (Al_2O_3 -56,54, SiO_2 -33,22%, F-17,61%). Съдържа примеси от Fe, Mn малко Na и K.



Фиг. 80. Кристална форма на топаз

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония (фиг. 80). Кристалите му са псевдоизометрични до дълго призматични.



Топаз(Германия , колекция М. Токмакчиева)

Особености. Топазът е безцветен, водно - бистър, жълтеникав до винено жълт или син. Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък. Твърдостта е 8, а плътността 3.57 - 3.52. Диагностира се по формата на кристалите и високата твърдост.

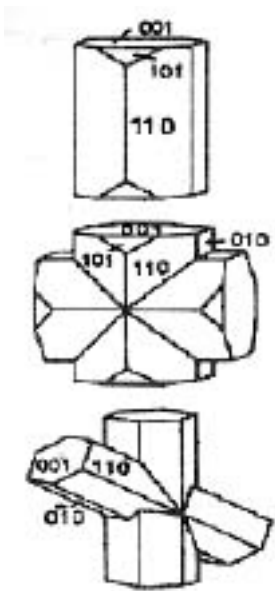
Генезис и находища. Образува се в пегматитови жили, които са привързани към кисели скали. Големи находища на топаз се намират в Урал, Украйна, Пакистан, Мадагаскар, САЩ. Намерени са кристали до 40 sm. дължина. Топазът се среща и в разсипи (Варненско).

Употреба. Топазът е скъпоценен минерал.

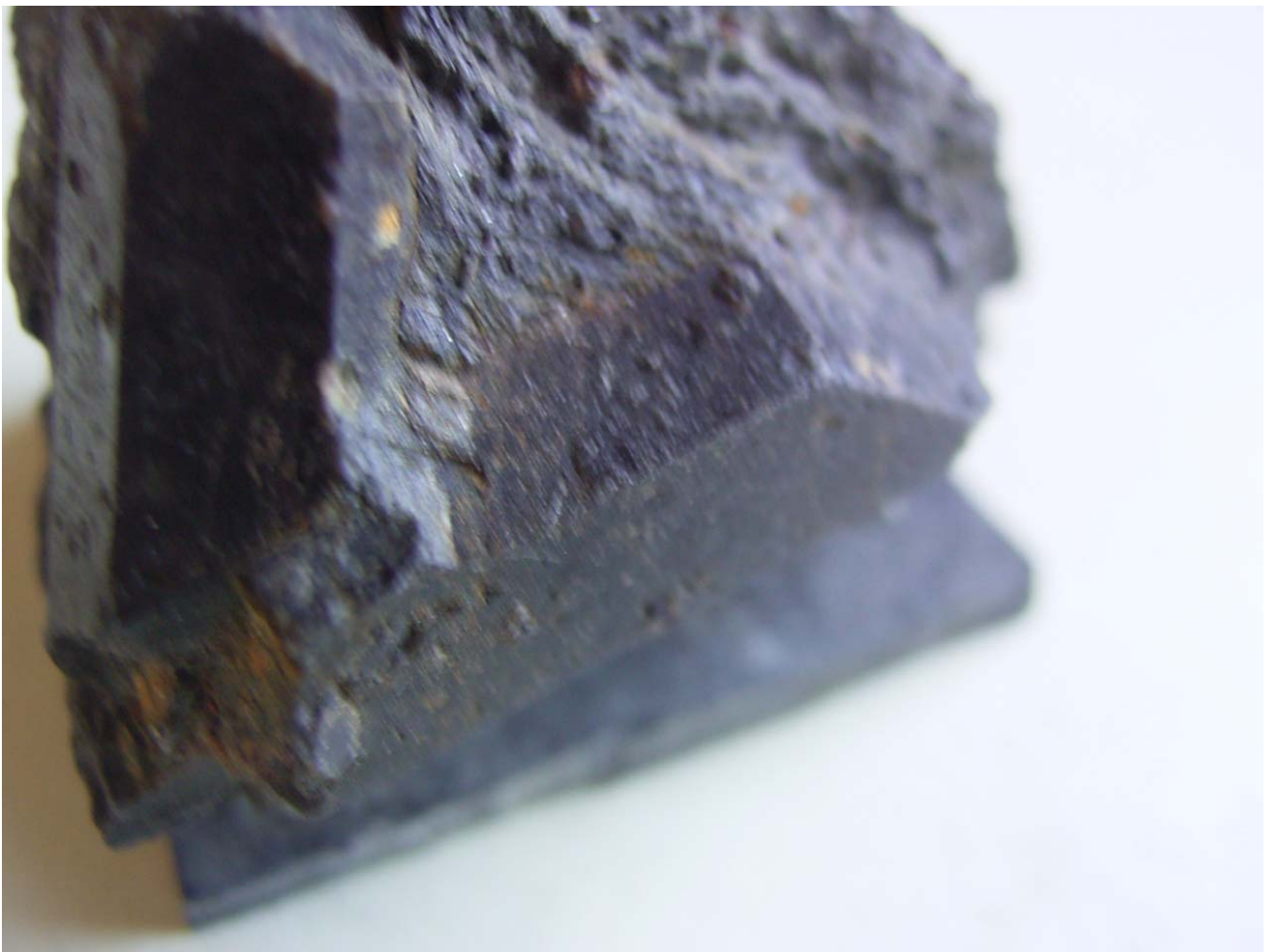
СТАВРОЛИТ - от гръцки “ставрос“ - кръст.

Химичен състав: $Al_4FeSi_2O_{10} (OH)_2$ (FeO-16,70%, Al_2O_3 -53,30%, SiO_2 -27,20%, H_2O -2,00%). Съдържа примеси от Mn и Co.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Много често се срещат кръстообразни срастъци, пораснали под прав ъгъл или косо. Кристалите му са късо призматични.(фиг. 81).



Фиг. 81.Кристална форма и срастъци на ставролит.



Особености. Цветът на минерала е тъмнокафяв, кафяво черен или жълто кафяв до червено кафяв. Притежава ясна цепителност и стъклен блясък. Твърдост 7- 7.5 и относително тегло 3.65 - 3.72. Различава се по характерните кристали и срастъци (фиг. 100).

Генезис и находища. Типичен регионално метаморфогенен минерал. Образува се при метаморфозата на седиментни скали с повишено съдържание на алуминий, при средна температура и налягане. Известни са находищата на ставролит Бретан във Франция, Тирол в Австрия, п-ов Кола, Швейцария, Южен Урал в Русия. У нас е намерен в Сакар планина и Централни Родопи.

Употреба. Прозрачните разновидности се използват в бижутерията, а срастъците на кръст се продават като амулети с името “вълшебен камък”.

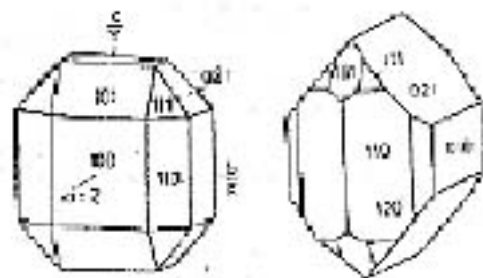
ОЛИВИН. Синоними перидот, хризолит. Наименован е на цвета му - зелен (маслинозелен).

Химичен състав: $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ (MgO-45-50%, FeO-8-12%).

Оливинът е изоморфна смес от фаялит (Fe_2SiO_4) и форстерит

$(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)$ с известен превес в съдържанието на втория. Съдържа примеси от Mn, Zn, Fe^{3+} , Ti, Al, Ca, Ni

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са псевдоизометрични (фиг.82) или дълго плочести. Срещат се зърнестии агрегати.



Фиг. 82. Кристални форми на оливин

Особености. Оливинът е маслинозелен до жълт. Форстеритът е бял. Притежава ясна цепителност и стъклен блясък. Прозрачен е. Обикновено бистрите кристали се наричат хризолит. Твърдостта му е 6.5 - 7, а относителното тегло- 2.27. Опеделя се по цвета, стъкления блясък и зърнестите агрегати в състава на базични и ултрабазични скали. Разлага се от HCl, като отделят пихтиест SiO_2 .



Оливин-огърлица, Русия, колекция М. Токмакчиева

Генезис и находища. Оливинът е типичен магматогенен минерал. Образува се в ултрабазични и базични скали. Може да се образува при контакт - метасоматичната промяна на доломит и мрамори. Известни са находищата на кристали от оливин в Урал и Нова Зеландия. У нас се среща в състава на базични скали в Северна България и Манастирските височини.

Употреба. Оливин с ниско съдържание на Fe (форстерит) се използва за производство на огнеупорни материали. Хризолитът е скъпоценен минерал.

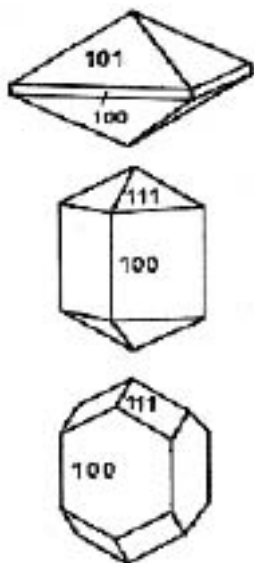
ЦИРКОН - от персийски “ цар “ - злато и “ гун “ - цвят.

Химичен състав : $ZrSiO_4$. (ZrO-67,01, SiO₂-32,99%). Съдържа примеси от Th и редки земи (Y), Ca, Mn, Mg, U (ThO₂ до 15% и UO₂ до 5%).

Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите му са псевдоизометрични, бипирамидални до призматични или иглести (фиг.83). Познати са срастъци главно по (101) и рядко по (111) и (221), като прорастъци. Според Ив. Костов хабитуса на минерала зависи от степента на пресищане на разтвора и количеството примеси

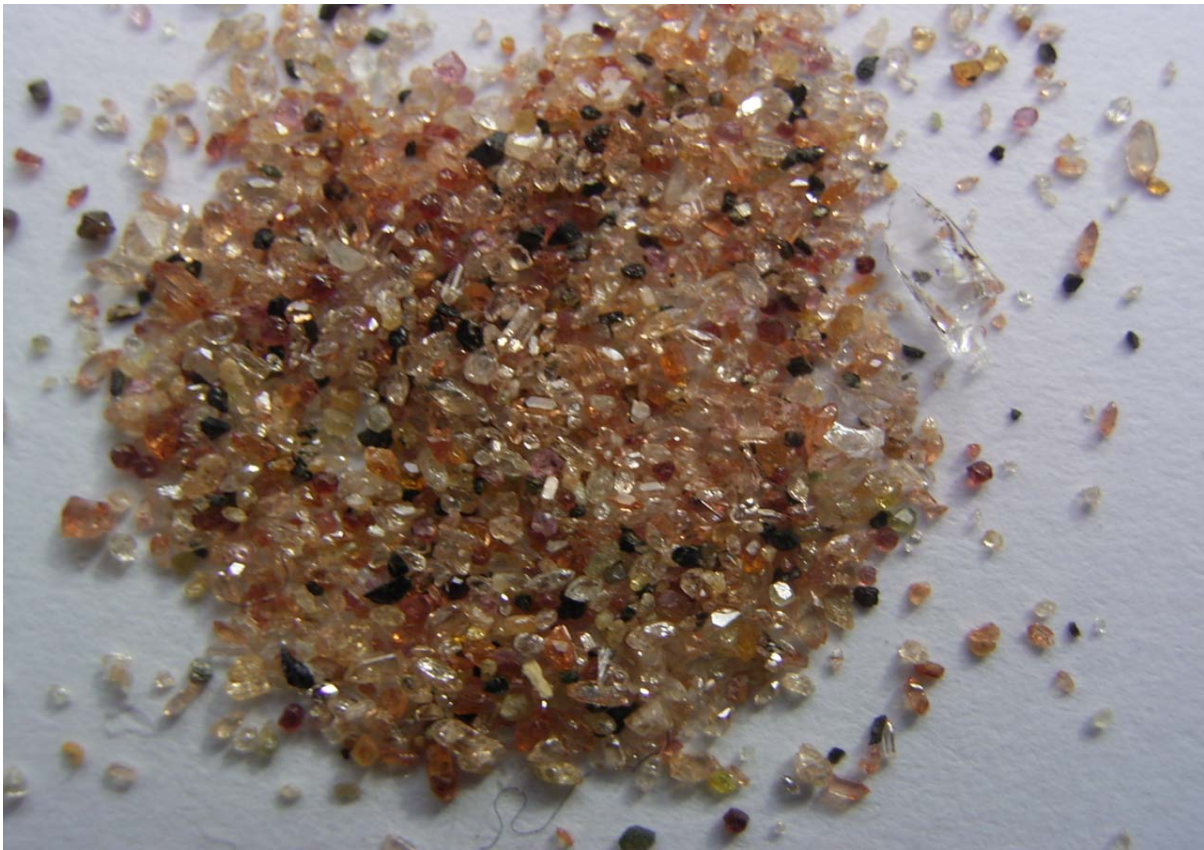
от Na, K, Th, U, Tl, H₂O, които изоморфно участвуват в структурата му.

Особености. Цирконът е жълт, кафявочервен (хиацит), безцветен (матурски диамант) до светложълт (жаргон), син,зелен и кафяв. Има златист отенък, откъдето идва и неговото име. Притежава неясна цепителност. Блясъкът му е стъклен до диамантен. Поради високия коефициент на дисперсия показва игра на цветовете. Твърдост 7.5. Относително тегло - 4.7 - 3.9. Относителното тегло намалява при промяна на минерала. Важни диагностични белези за разпознаването на циркона са неговия цвят, характерните форми на кристалите (фиг.83), блясъка, високата твърдост и относително тегло. Цирконът притежава силно лъчепречупване. Разтваря се бавно в концентрирана сярна киселина.



Фиг. 83. Кристални форми на циркон.

Генезис и находища. Цирконът се среща като акцесорен минерал в магмените и метаморфните скали. В пегматитовите жили са срещат по - едри кристали. Поради неговата устойчивост се концентрира в разсипи. По - големи количества от циркон са установени в Миаск (Илменските планини-Русия), Хитерьо (Норвегия) и Мадагаскар. У нас присъствува като акцесорен минерал в гранитите, в средно кисели магмени и метаморфни скали, в пегматитови жили (Златоградско) и в пясъците на Черноморското ни крайбрежие.



Циркон в пясъците от южното Черноморско крайбрежие, колекция Р. Паздеров

Употреба. Цирконът се използва за добив на цирконий, хафний и редки земи. Като скъпоценни минерали намират приложение неговите бистри и безцветни разновидности: хиацинт и жаргон.

ТИТАНИТ. Наименован е на състава му. Синоним - сфен (от гр. клин).

Химичен състав: CaTiSiO_5 . Съдържа примеси от редки земи, хидроксилни групи, F, Mn, Fe, Al, Mg, Zr, Nb и други.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са клиновидни с най-чести форми: $\{100\}$, $\{111\}$, $\{001\}$.

Особености. Титанитът е медножълт, кафяв, сивозелен, розово червен до черен. Притежава ясна цепителност и стъклен до диамантен блясък. Твърдост 5.5 и плътност 3.4 - 3.56. Титанитът се определя по клиновидната форма на кристалите, силния блясък и цвят.

Генезис и находища. Той е акцесорен минерал в средни и кисели по състав магмени скали, в пегматитови жили, а също и в гнайси и амфиболити. Известни са находища на титанит в Илменските планини, където са намерени кристали до 15 cm големина, в Швейцария, както и на полуостров Кола (Русия). У нас установен в сиенитите от Витоша (кристали до 4 cm), Трънско, от Пловдивските тепета, Бургаско, амфиболити от

Родопите, Витоша - до 4 см големина

Употреба. При по - големи количества титанитът се използва за добив на TiO₂ и по - рядко в бижутерията.

ГРАНАТИ. По външен вид прилича на зърната на нара (*Punica granatum*), от където идва и името му.

Химичен състав: $R^{2+}_3, R^{3+}_2 [SiO_4]_3$, където R^{2+} е Ca, Fe, Mg, Mn, а R^{3+} е Al, Fe, Cr. Съдържа примеси от Ti, Na, Y, Zr и V. Според състава гранатите се разпределят в две редици. Между членовете на тези редици съществува изоморфно смесване. По - широко разпространените в природата са пироп, алмандин, гросулар и андрадит.

Симетрия и форми. Гранатите кристализират в кубична сингония. Кристалите му са ромбододекаедрични и тетрагонтриоктаедрични. Формата им зависи от състава и вътрешния строеж. срещат се зърнести или масивни агрегати.

Особености. Цветът на гранатите зависи от техния състав. Пиропът, алмандинът и спесартитът са червени, кафяво червени или розово червени, а гросуларът, андрадитът и уваровитът са жълти, жълтозелени, кафяви или смарагдово зелени. Няма ясна цепителност. Блясъкът е стъклен, диамантен до мастен. Твърдостта им е различна. За гранатите от алмандиновата редица (т. нар. пиралспити). Тя е 7,5, а за тези от андрадитовата редица (т. нар. уграндители) - 6,5.

Алмандинова редица (пиралспити):

ПИРОП - $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ - червен, плътност. 3,71, тв. 7,5.

АЛМАНДИН - $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ - кафяво червен, плътност. 4,32, тв. 7,5
СПЕСАРТИН - $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ - червен, плътност 4,18, тв. 7,5

Андрадитова редица (уграндители)

ГРОСУЛАР - $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ - жълт, кафяв, плътност 3,53, тв. 6,5

АНДРАДИТ - $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ - жълтозелен, кафяв, плътност. 3,83, тв. 6,5

УВАРОВИТ - $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$ - смарагдово зелен, плътност 3,78, тв. 6,5



Гранат, Русия, колекция Р. Паздеров



Гранати, огърлица, Русия, колекция М. Токмакчиева

Гранатите се диагностират по изометричната форма на кристалитне им, блясъка и цвета.

Генезис и находища. Гранатите са магматогенни (пиралспитите) и регионално - метаморфогенни (уграндитите). Пиропът присъствува в ултрабазичните скали, с които са свързани находищата на диаманти. Едри кристали от гранат се срещат в пегматитови жили. Такива са находищата в Карелия, Урал, Якутия (Русия), Пенсилвания (САЩ), Чехия и Индия. У нас гранати са намерени в пегматитовите жили от Рила, Централното Средногорие, в

метаморфните скали от Родопите и в контактно - метасоматичните скали от Странджа. Поради устойчивостта си гранатите се натрупват и в наносите на реките.

Употреба. Гранатите се използват като абразивен материал, а прозрачните и красиво оцветени разновидности - в бижутерията.

ВЕЗУВИАНИТ - от вулкана Везувий, където е намерен.

Химичен състав: $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_5[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH})_4$. Съдържа също Fe, Mn, алкалии, F, В и CO_2 .

Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите му са дългопризматични до късопризматични (фиг.104), според условията на образуване. Най-често срещани форми са $\{110\}$, $\{111\}$, $\{001\}$. Минералните агрегати са **зърнести или стълбчати**.



Везувианит (м. Манастирска Мандра, Рила, колекция Р. Паздеров)

Особености. Везувианитът е кафяв до червен, зелен до жълт, рядко син. Притежава неясна цепителност и стъклен блясък. Твърдостта му е 6.5, а относителното тегло - 3.33 - 3.45.

Генезис и находища : Той е типичен контактно- метасоматичен минерал. Среща се също в гнайси и амфиболити. Известни са находищата му в Урал, Якутия (Русия) . У нас хубави везувианитови кристали се срещат в района на Мальовица, Урдините езера, Белия улук и Седемте рилски езера (Рила) ,Малкотърновско.

Употреба . По - добре оформените кристали могат да се използват в бижутерията .

ЕПИДОТ - от гръцки “ епидозис “ - увеличение. Това име му дава Ои, тъй като напречното сечение на кристалите не е ромб, а паралелограм с еднакви стени.

Химичен състав: $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Известни са разновидности, съдържащи Mn, Cr, Pb,

Sr, V, Mg и алкалии. Епидотът представлява изоморфна смес между $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ и $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са удължени по оста "с", а агрегатите са зърнести, масивни, радиалнолъчести, иглести или плътни.

Особености. Цветът на епидота е светло - до сиво - зелен, тревисто зелен, зелено кафяв, тъмнозелено - кафяв до чер. ПиEMONИТЪТ е епидотова разновидност с розов до червено кафяв цвят, поради присъствието на манган. Твърдостта на епидота е 6.5, а относителното тегло е 3.35 - 3.5. Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък, особено в радиалнолъчистите и иглести агрегати. Характерни диагностични белези за епидота са неговия тревисто зелен цвят, иглестите му кристали и стъкленият блясък.

Генезис и находища. Епидотът е предимно контактно - метасоматичен и хидротермален минерал. По - едри кристали се сре-





Епидот(Родопите, колекция Р. Паздеров-горе, Родопите- колекция М. Токмакчиева, долу)

щат в хидротермални жили и при запълване миндалите във вулканските скали. Той е характерен за регионално - метаморфни скали образувани при по - ниска температура и налягане (епидот - хлоритови шисти). Известни находища на епидот са Арендал (Норвегия), Кнапенвалд (Алпите-Австрия) и Ахматовск (Урал-Русия). У нас са намерени едри епидотови кристали в Камилски дол (Източни Родопи) до 80 см, край с. Нова Махала - Пещерско (фиг.105), Малко търновско

Употреба. Тъмнозелените и добре оформени кристали имат ювелирни качества.

-

АЛАНИТ (Ce). Наименован е в чест на шотландски минералог. Синоним - ортит , от гръцката дума "ортос" - прав.

Химичен състав: $(Ca,Ce)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(O,OH)$. Съдържа примеси от La,Be,Mg, Mn и Th .

Симетрия и форми : Аланитът кристализира в моноклинна сингония . Кристалите му са призматични, удължени или плочести.

Особености. Цветът на аланита е смолесточерен или тъмнокафяв.Блясъкът му е стъклен или смолест. Относителното тегло на минерала е 3,6. Твърдост 6.Често е радиоактивен. Определя се по цвета смолестият блясък и силната радиоактивност.



Аланит, Родопи, колекция М. Стойнова

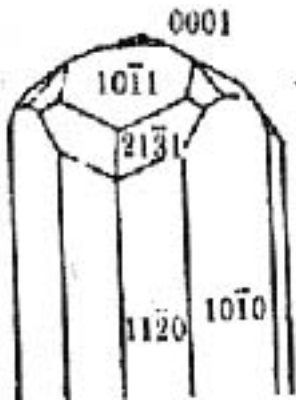
Генезис и находища. Той е акцесорен минерал в гранити, гнайси и в гранитни пегматити. У нас се среща в пегматитите от Плана планина и в Родопите . По-важни находища има в Норвегия, Швеция, Урал и други.

Употреба : за добив на редки земи и торий.

ТУРМАЛИНИ. С това име е бил донасян, като скъпоценен минерал от Шри Ланка (Цейлон) в Холандия.

Химичен състав: $\text{Na (Mg, Li, Fe, Al)Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4$. В групата са известни членове от редици с усложнен състав. Всички те съдържат B_2O_3 от 9 до 10 %.

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. Кристалите му са късо- до дългопризматични (фиг.84). Те са щриховани паралелно на оста "с" . Агрегатите му са радиалнолъчести (турмалиново слънце), иглести или зърнести.



Фиг. 84. Кристална форма на турмалин





Турмалини (горе-шерл-Витоша, колекция М. Токмакчиева, верделит-среда, рубелит-долу, Русия, колекция Р. Паздеров)

Особености. Турмалинът е с различен цвят: черен (шерл), зелен (варделит), син (индиголит), розов (рубелит), малиново червен (апирит), жълтозелен (дравит) и други. При някои образци по дължината на кристала се наблюдават различно оцветени ивици. Те се означават като полихромен турмалин. Цветът на минерала зависи от химичния състав на минерала и от наличието на примеси. Притежава неясна цепителност. Твърдостта му е 7 - 7.5. Относителното тегло се променя от 2.9 до 3.27 (за шерла). При нагряване, натиск или триене турмалинът се наелектризирва различно в двата края на кристала (пиро- и пиезо- електричен. Важни диагностични белези са формата на кристалите, тяхната шриховка, цвета и високата твърдост.

Генезис и находища. Образува се в пегматитови и пневматолитно - хидротермални жили. Черните турмалини са по - високотемпературни от зелените и розовите. Световно известни са находищата Корнвал (Англия), Шейтанка и Мурзинка и Забайкалието (Русия), Мадагаскар, Шри Ланка, Калифорния (САЩ). Розови и зелени турмалини са намерени на о.Елба (Италия). У нас се среща на Витоша, Плана и Средна гора.

Употреба. Турмалините, които са красиво оцветени се използват като скъпоценни минерали. Те също се използват като датчици, поради пиезоелектричните им свойства.

ХЕМИМОРФИТ. Названието произлиза от хемиморфните форми на кристалите му. Синоним каламин (на латински "каламус -тръстика)

Химичен състав: $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$ (ZnO-67,49%, SiO₂-25,01%, H₂O-7,50%). Съдържа примеси от Pb, Fe, Ca и други.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са хемиморфни или сталактитовидни, от където идва и името му. Минералните агрегати са влакнести, радиалнолъчести, бърбековидни или зърнести.

Особености. Хемиморфитът е бял до безцветен. При наличие на примеси е синьо - зелен до кафяв на цвят. Притежава съвършена цепителност. Твърдост 5. Относително тегло е 3.45. Разтворим е в солна киселина при загряване. Прозрачен е и има стъклен блясък. Той е пиро- и пиезоелектрик. Определя се по формата на кристалите и разтворимостта му в HCl.



Хемиморфит,(Родопи, колекция М. Токмачиева)

Генезис и находища. Образува се при супергенната промяна на цинкови сулфиди. Среща се в зоната на окисление на оловно цинковите находища от Родопите заедно с англезит и смитсонит.

Употреба. При по-големи концентрации се използва за добив на цинк.

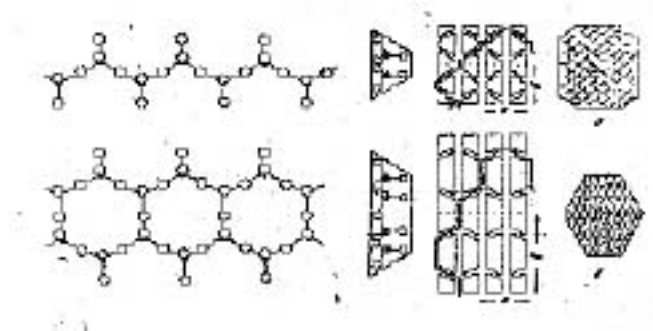
Подклас Б: Силикати с непрекъснати вериги от тетраедри (иносиликати)

В структурата на тези силикати стоят единични и двойни вериги от тетраедри. За единичните вериги, които са характерни за пироксените, анионният комплекс е $[\text{SiO}_3]^{2-}$ или $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$, а за

двойните (характерни за амфиболите) съответно $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ или $[\text{Si}_8\text{O}_{22}]^{12-}$. Част от силиция в тези комплекси може да бъде заменен с алуминий. Веригите са паралелни на оста “с”. По тази причина тези силикати се наричат още верижни или влакнести. В съответствие с тяхната структура те имат влакнест строеж. Кристалите им са призматични (късопризматични за пироксените и по-дълго призматични за амфиболите).

Група на пироксените

Они са смятали, че пироксените са несвойствени за магмени скали. Наименованието им идва от гръцките думи - огън и ксенос - чужд. Двадесет и двата вида от пироксените се разделят на магнезиево - желязни, манганово - магнезиеви, калциеви, калциево - натриеви, натриеви и литиеви. По-широко разпространени са: ЕНСТАТИТ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, ДИОПСИД - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, ХЕДЕНБЕРГИТ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, ЙОХАНСЕНИТ - $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$, АВГИТ - $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$, ЕГИРИН - $(\text{NaFe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$ и СПОДУМЕН $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$.



Фиг. 85. Верижни структури на иносилкатите: горе-единични безкрайни вериги и долудвойни безкрайни вериги от силиций-кислородни тетраедри

ЕНСТАТИТ - от гръцки “енстатос” - противопоставящ се, поради високата му огнеупорност. **ХИПЕРСТЕН** - от гръцки “много силен”, тъй като се е предполагало, че твърдостта му е по-висока от тази на амфиболите, от които трудно се различава.

Химичен състав: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Хиперстенът има 50 % феросилитова съставка - $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$, а бронзитът отговаря на беден на желязо хиперстен. Съдържат примеси от Al. Хиперстенът и бронзитът са най-често срещаните минерали от изоморфната редица: $\text{MgSiO}_3\text{-FeSO}_3$.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са късопризматични.



Енстатит, Русия, колекция Р. Паздеров

Особености. Цветът на минералите е светлокафяв до сив, когато е беден на желязо за бронзита) и зелен до кафяв - за богатите на желязо разновидности (за хиперстена). Цепителността е ясна. Твърдостта е 5 - 6, а относителното тегло е 3.15 (за енстатита) и 3.90 (за хиперстена). Имат стъклен блясък. Богатите на желязо разновидности трудно се различават от авгита. Обикновено се диагностират по цвета и блясъка.

Генезис и находища. И двата минерала се съдържат в състава на ултрабазичните и базичните скали. Енстатитът и хиперстенът са високотемпературни и по схемата на Боуен се образуват по - рано. Енстатитът се образува и при контактно - метасоматична промяна на варовити скали, обогатени на Mg. От този тип е находището на енстатит при Телемаркен (Норвегия). У нас енстатитът участва в състава на ултрабазичните скали от Родопите, а хиперстен - в габровите скали от Средногорието.

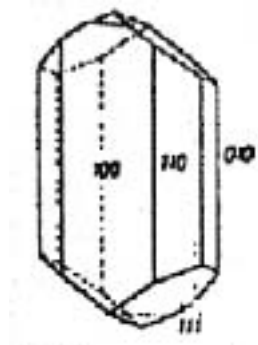
Употреба. Хиперстенът и енстатитът са важни скалообразуващи минерали и нямат практическо приложение.

ДИОПСИД, ХЕДЕНБЕРГИТ, ЙОХАНСЕНИТ, АВГИТ. Имената им имат различен произход. Диопсидът има две различни разновидности, които са били приемани за два различни минерални вида (дис “-двоен” и “опсис”- явяваща). Хеденбергите е наименован на шведския химик Л. Хеденберг, а йохансенитът на американски минералог. Името на авгита е от блестящите му стени (от гръцки “авге”- блясък).

Химичен състав: Диопсид ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), хеденбергите ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), йохансенит ($\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$), авгит ($\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al})(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$). Съдържат примеси от Cr, Ti, Fe, Al, Zn, Na и

други елементи.

Симетрия и форми. Кристализират в моноклинна сингония(фиг.86) Кристалите им са късопризматични (за диопсида) до дългопризматични, иглести или радиално лъчести (за хенденбергита и йохансенита).



Фиг.86. Кристална форма на авгит



Авгит (Чехия, колекция М. Токмакчиева).



Диопсид (Русия, колекция Р. Паздеров)



Йохансенит и хеденбергит (Родопите, колекция М. Стойнова)

Особености. Диопсидът е зелен, хеденбергитът е тъмнозелен до кафявозелен, йохансенитът -

розов, а авгитът е черен. Твърдостта им е 5 - 6, а относителното тегло 3.3 - 3.5. Характерни белези за макроскопското им разпознаване са цвета, блясъка, характерните форми на кристалите и типа на агрегатите.

Генезис и находища. Диопсидът, йохансенитът и хенденбергитът са типични контактно - метасоматични минерали и участвуват в състава на скарните. Диопсидът може да бъде магматогенен и регионално метаморфогенен. Авгитът участвува в състава на базични и среднокисели като габро, андезит, диорит и други скали, поради което те са широко разпространени.

Употреба. Скалите, в чийто състав участвуват се ползват като декоративни материали. Прозрачните разновидности на диопсида се използват като скъпоценни минерали.

ЕГИРИН- Наименован е в чест на скандинавския бог на морето ‘Егир’.

Химичен състав: $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Егиринът е алкален пироксен.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му имат призматичен хабитус.



егирин-Перу, колекция Р. Паздеров

Особености. На цвят е тъмнозелен до черен. Твърдост 6 - 6,5. Диагностира се по характерните удължени призматични кристали, зеления цвят и асоциацията му с алкални амфиболи, авгит и фелдшпатоиди.

Генезис и находища. Егиринът е скалообразуващ минерал в състава на алкални скали. Среща се край с. Свидня (Софийско).

Група на амфиболите

Общата формула на амфиболите е $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F,Cl)$, където А е Na, К ; В - Na, Li, Ca, Mn, Fe²⁺, а Т - Si, Al. Според състава на катионите те се разделят на четири групи: първата група обединява ромбични и моноклинни амфиболи, а останалите - моноклинни. По - широко разпространени в природата са:

Fe - Mg - Mn амфиболи

АНТОФИЛИТ - $(Mg,Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$

Ca амфиболи

ТРЕМОЛИТ - $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$

АКТИНОЛИТ - $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$

Na амфиболи

АМФИБОЛИ - $NaCa_2(MgAl,Fe)_3SiAl_8O_{22}(OH)$

алкални амфиболи

ГЛАУКОФАН - $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$

РИБЕКИТ - $Na_2Fe_3^{2+}Fe_3^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$

АНТОФИЛИТ (от латинското наименование на детелината).

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Среца се във влакнести или радиално лъчести агрегати.

Особености. На цвят е бял до бледозелен или бледокафяв (богат на Fe). Притежава съвършена цепителност. Твърдост от 5.5 до 6 при увеличение съдържанието на желязо и относително тегло от 2.8 и 3.4. От останалите минерали от групата на амфиболите се отличава по цвета и формата на кристалите.

Генезис и находища. Антофилитът е типичен метаморфогенен минерал в парагенеза с талк. У нас е намерен в Крумовградско и Момчилградско.

Употреба. Използват се финовлакнестите агрегати, които се означават като антофилитов азбест.

ТРЕМОЛИТ. Името си е получил от долината Тремола, където е намерен за първи път.

АКТИНОЛИТ - от гръцки “ актис “ - лъч и “ литос “ - поради лъчестите му агрегати.

Симетрия и форми. Кристализират в моноклинна сингония. Кристалите му са

дългопризматични или влакнести. Минералните агрегати са радиално лъчести. Плътната разновидност на агрегатите им се нарича нефрит. Носи името си от гръцката дума “ нефрос “ - бъбрек, тъй като в древността са вярвали, че лекува бъбреци. Тънковлакнестите агрегати се означават като тремолитов азбест или актинолитов азбест.



Актинолит (Аврен, Кърджалийско, колекция М. Токмачиева).

Особености. Тремолитът е бял, актинолитът е зелен. Твърдост 5.5 - 6. Относително тегло 2.9 - 3.0. Важни диагностични белези са радиално-лъчестите агрегати и белия до зелен цвят.

Генезис и находища. Типични контактно - метасоматични продукти, които се получават при промяната на мрамор и доломити. Участвуват в състава на хидротермално променените скали, в много серпентинови и регионално - метаморфни скали. Световно известни находища на азбест и нефрит има в Русия. У нас са известни находища на тремолитов азбест край с. Живково и местността “Стипон”, Ихтиманско. Тремолит е установен в Чепеларско и Крумовградско, където са намерени актинолитови кристали с големина от 1 до 10 см. В скарните от нах. Камилски дол, Ивайловградско, се срещат радиално лъчести актинолитови агрегати достигащи до 8 см.

Употреба. Тремолитовите и актинолитовите азбести се използват за изолационни материали. През последните години приложението на азбест е ограничено, поради канцерогенните му качества. **Нефритът** е високо ценен като полускъпоценен минерал. Кристалите на актинолита имат ювелирни качества.



Нефрит, Русия, колекция М. Токмачиева

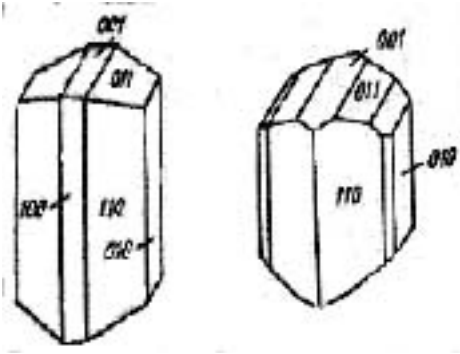
АМФИБОЛИ.

Химичен състав: $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe,Al})_3 (\text{Si,Al})_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2$ и се изменя в широки граници. Срещат се разновидности богати на титан. Съдържа примеси от Mn, Zn, Cr, V, Li и др. Амфиболите са важен скалообразуващ минерал. Техният състав е различен за различните типове скали. Например богатите на титан (до 10 % TiO_2) амфиболи участват в състава на базалтовите скали.

Симетрия и форми. Кристализират в моноклинна сингония. Срещат се добре оформени, дълго призматични (фиг.87) или стълбести кристали. Минералните агрегати са зърнести, радиално лъчести и фино влакнести. Последните се обозначават като азбест.

Особености. Амфиболите имат чернозелен до черен на цвят. Глаукофанът е син (на гръцки “ глаурос “ е син). Имат ясна цепителност и стъклен блясък. Твърдост 5.5 - 6. Относително тегло 3.11 - 3.42. Алкалните амфиболи имат съответно твърдост 6 - 6.5,

за глаукофана и 4 за рибекита.



Фиг. 87. Кристални форми на амфиболи

Макроскопски амфиболите се определят по иглестите и дългопризматични кристали и черния цвят със зелен оттенък.

Генезис и находища. Амфиболите са важни скалообразуващи минерали в състава на магмените и метаморфни скали. Алкалните амфиболи присъствуват в богатите на Na скали.



Амфиболи (Родопите, колекция М. Токмакчиева)

Употреба. Няма практическо приложение. Алкални амфиболи у нас са установени край с. Свидня Софийско.

ВОЛАСТОНИТ. Името му е дадено в чест на английския химик и кристалограф У. Воластон (XVIII в.).

Химичен състав: $\text{Ca}_3\text{Si}_3\text{O}_9$ (CaO-48,25%, SiO_2 -51,75%). Съдържа примеси от Fe, Mg, Mn и Al

Симетрия и форми. Известни са шест полиморфни модификации, пет триклинни и една моноклинна. От тях разпространени са високотемператур



Воластонит (Белия улук, Рила, колекция М. Токмачиева)

ната моноклинна модификация (параволастонит), триклинните (воластонит и псевдоволастонит). Най-често в природата се среща воластонитът. За него са характерни влакнестите и финовлакнестите агрегати.

Особености. Воластонитът е снежнобял с копринен блясък. Твърдост 4.5 - 5. Притежава съвършена цепителност. Важни диагностични белези са снежнобелият му цвят, коприненият

блясък

и финновлакнестите агрегати.

Генезис и находища. Образува се при контактно - метасоматичната промяна на варовици и мрамори. В асоциация с властонита участвуват grosular, везувиан и други калциевосиликатни минерали. Известни са находищата при Санта Фе (Мексико), Крестмор (Калифорния), Монте Сомма на Везувий (Италия) (с кристални форми). У нас е намерен в Рила (Белия улук) и Малко търновско.

Употреба. Използува се като заместител на азбеста, в керамичната промишленост, за производство на огнеупорни материали и за специални мазилки.

РОДОНИТ. от гръцката дума “родон“ - розов.

Химичен състав: $Mn_4Ca[Si_5O_{15}]$. Съдържа примеси от Fe, Zn, Mg, Al и други елементи.

Симетрия и форми. Кристализира в триклинна сингония. Среща се в дебело плочести или прътести кристали. Минералните агрегати са зърнести, иглести и плътни.



Родонит (Русия, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Родонитът е розов, по - рядко жълтоват, сив, черен. Притежава съвършена цепителност. Твърдост 5.5 - 6.5. Относително тегло 3.40 - 3.75. Определя се макроскопски по розовия цвят и плътните агрегати, в асоциация с чер на цвят илваит и други скарнови минерали

Генезис и находища. Той е нискотемпературен хидротермален, контактно - метасоматичен или регионално - метаморфогенен минерал. Известни са находищата на родонит в Русия (Урал), Австрия, Канада, САЩ и Швеция. У нас се среща в околорудните скарни от оловно - цинковите находища на Родопите.

Употреба. Плътните агрегати от родонит се използват като декоративен и облицовъчен материал.

ЧАРОИТ. Носи името на р. Чара, Мурманска област в Русия.

Химичен състав. $(\text{CaNa})_2(\text{SrBa})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})\text{H}_2\text{O}$.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Характерни са финовлакнестите агрегати.



Чароит (Чара, Якутия Русия, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Цветът на минерала е светло- до тъмновиолетов. Твърдостта му е 4,5. Има копринен блясък. Диагностира се макроскопски по красивия виолетов цвят и влакнестите агрегати.

Генезис и находища. Единственото находище на чароит се намира в Мурманска област (Русия) край р. Чара. Той е контактнометаморфогенен минерал и се образува на контакта на алкални скали с мрамори.

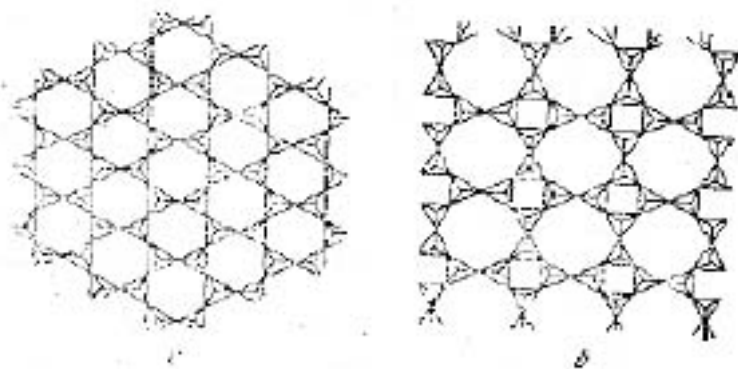
Употреба. От чароита се изработват художествени издебиа, сувенири и бижутериини изделия.

Подклас В. Силикати с непрекъснати слоеве от тетраедри (филосиликати)

Структурите на силикатите от този подклас са двуслойни или трислойни. Те са изградени от редуващи се слоеве от силиций- кислородни тетраедри. Поради това те се наричат още филосиликати (от гръцката дума “филос” - лист), слоести или листовидни силикати.

Те имат широко разпространение в земната кора, като заемат 3.8% то масата на земята и са важни скалообразуващи минерали.

В строежа им участвуват безкрайни слоеве от силиций - кислородни тетраедри: $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, където, част от силиция на силиций - кислородните тетраедри може да бъде заменен от Al^{3+} като излишния електронен заряд се допълва от катионите на K^+ и Na^+ . Пълнежът между отделните слоеве е от катиони на Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} и други. Клетките във всеки слой най-често са хексагонални или псевдохексагонални, като в центъра им се разполага по една ОН-група. Слоести силикати, в чийто състав участвуват двувалентните катиони на Mg^{2+} и Fe^{2+} , предимно са октаедрични или тетраедрични. По тази причина сечението на кристалите им перпендикулярно на оста “с” е псевдохексагонално.



Фиг. 110. Структури на слоести силикати: а) проекция перпендикулярна на оста “с”; б) проекция перпендикулярна на оста “а”

В отделните слоеве са налице силни йонно- ковалентни връзки, а връзките между отделните слоеве са по - слаби. Поради това слоестите силикати притежават съвсем съвършена цепителност и пинакоидално развити (плочести) или люспести кристали.

При подреждането на силиций - кислородните тетраедри в слоевете може да се формират еднопакетни (например при талка и пирофилита) и двупакетни (при мусковита и флогопита) структури. Двуслойните структури са изградени от октаедрични и тетраедрични слоеве, а при трислойните те се редуват. Връзката между отделните пакети е вандервалсова, а самите пакети са електронеутрални. Поради това филосиликатите притежават високи електроизолационни свойства. Твърдостта им е ниска 1-3, а относителното тегло им е между 2.6 и 3.4.

ТАЛК. Плътните му разновидности се означават като сапунен камък (стеатит). Името на талка е от арабски произход.

Химичен състав: $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$. Съдържа примеси от FeO (до 5%), Al, Mn, Ca и Ni.

Симетрия и форми. Талкът кристализира в моноклинна сингония. Структурата му представлява редуващи се слоеве от силиций кислородни тетраедри и катиони на Mg. Рядко се среща в кристални форми като люспи или с неясни хексагонални очертания. Характерни са плътните или люспести агрегати.



Талк (Китай, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Талкът е бял до бледозелен или розов. Той е мазен на пипане и с най - ниската твърдост 1. Относителното тегло е 2.82. Пластичен е. Блясъкът му е стъклен, бисерен до мастен за плътните агрегати. Макроскопски се диагностира по ниската твърдост (мазен на пипане) и бисерния до мастен блясък.

Генезис и находища. Образува се при промяна на серпентинови скали. При въздействието

на разтвори богати на H_2O и CO_2 върху оливин и други магнезиеви силикатни минерали, чрез хидротермална метасоматоза се образува талк, магнезит и железни оксиди. Може да се образува също от разлагането на доломит под въздействието на хидротермални разтвори, съдържащи Si. Известни са находищата на талк в Русия (Урал), Канада, Австрия (Тирол) и др. У нас е установен в Ихтиманско, Крумовградско, Тополовградско и Рила.

Употреба. Талкът се използва като пълнител, за киселиноустойчиви и огнеупорни материали, за смазка и пудра и като електроизолатор.

Група на слюдите

Към групата на слюдите се отнасят широко разпространени скалообразуващи минерали в състава на магмени и метаморфни скали. Те се разделят на мусковитова, биотитова и лепидолитова подгрупа. За тях са характерни редица полиморфни модификации (политипи).

МУСКОВИТ -от древното название на гр. Москва. В древността от Русия за Европа са изпращани едри мусковитови кристали, които са използвани вместо днешните стъкла на прозорците.

Химичен състав: $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$. съдържа също Mn, Cr, Ba, V, Fe под форма на оксиди.

Симетрия и форми. Мусковитът кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са тънкоплочести до призматични. Минералните агрегати са плочести, люспести (фиг. 44) или отделни люспи. Финолюспестите агрегати се означават като серицит от гръцката дума “серикос“ - копринен.

Особености. Мусковитът е безцветен, зеленоват до кафеникав. Често се наблюдава зоналност. Притежава съвсем съвършена цепителност. Твърдост 2.5 - 3. Относителното му тегло е 2.76 - 3.00. Еластичен е. Блясъкът му е стъклен до бисерен. Макроскопски мусковитът лесно се определя по съвсем съвършената му цепителност, люспестите агрегати и силния стъклен блясък.



Мусковит (Пастра, Рила, колекция М. Токмакчиева)

Генезис и находища. В състава на всички типове скали. Кристали с големина до 3 m² има в Индия, САЩ (щата Каролина), Урал и Сибир (Русия). У нас интерес представляват пегматитовите жили край

с. Пастра (Рила), Вищерица (южно от Велинград) и Смиловене (Централна Средна гора).

Употреба. Използува се като изолатор в електроприбори и пълнител в огнезащитни материали.

БИОТИТ - в чест на френския физик Био (XVIII в.).

Химичен състав: $K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}I(OH, F)_2$. Съдържа Na, Mn, Ti, Zn, K, Na под форма на оксиди.

Симетрия и форми. Биотитът кристализира в моноклонна сингония. Среща се като псевдохексагонални кристали и неправилни люспи. или люспести агрегати. Цветът му е жълто - кафяв до кафяво - черен. Неговата разновидност флогопит е жълтокафяв до червен на цвят (на гръцки “ флогопос “ - огнеподобен). Твърдостта му е 2.5 - 3. Относителното му тегло е 2.8

Биотит (Родопите колекция М. Токмакчиева)



Блясъкът е стъклен до бисерен. Притежава съвсем съвършена цепителност. Биотитът се диагностира по съвсем съвършената му цепителност, черния цвят и по стъкления блясък. Флогопитът е кафяв до жълтокафяв. Трудно се отличава макроскопски от биотита.

Генезис и находища. Биотитът е важен скалообразуващ минерал в магмени и метаморфни скали. При разрушаването им той попада в наносите на реките, където променя цвета си в златистожълт и е известен като “ котешко злато”. Флогопитът е типичен контактно - метасоматичен и регионално - метаморфогенен минерал. Известни негови находища са Слюдянка (край Байкал), Източен Сибир (Русия) и Онтарио (Канада). В пегматити са намерени кристали до 2 m в диаметър.

Употреба. Флогопитът е диелектрик и се използва в електрическата промишленост. Биотитът няма практическо значение.

По - голям интерес представляват т. н. литиеви слюди - лепидолит ($\text{KLi}_2\text{Al} [\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$) и цинвалдит ($\text{KLiFeAl I AlSi}_3\text{O}_{10}\text{I}(\text{F},\text{OH})_2$) от които при по - големи концентрации се добива литий.

Група на хидросляудите

Към групата на хидросляудите(илиити) се отнасят преходни минерали между сляудите и монтморилонитовите минерали. В техния състав се съдържа по-голямо количество вода и намалено присъствие на алкалии. Главни представители от групата са илиит и глауконит, като междинните членове, които клонят към сляудите се обозначават като хидромусковит и хидробиотит.

ИЛИТ. Наименование на щата Илиноис (САЩ), където е намерен

Химичен състав: $(K, H_2O)Al_2 I (Al, Si)Si_3O_{10}I(OH)_2$.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Агрегатите му са субмикроскопични, сляудоподобни. Размерите на хексагоналните микролюспици се колебаят между 200 и 2000 Å.

Особености. Цветът на минерала е бял, светлосив до тъмносив. Твърдостта му е 2.5. Диагностира се добре с помоща на диференциално-термичния анализ (фиг. 42-долу- в)

Генезис и находища. Илиитът е главна съставна част на глинестите утайки в изветрителните продукти и в глинестите скали.

Употреба. Участва в състава на глини.

ГЛАУКОНИТ - от гръцката дума " глаукоc" - синьозелен.

Химичен състав: $(K, H_2O). (Fe, Mg, Al)_2 [(Al, Si) Si_3O_{10}](OH)_2$. Съдържа K_2O до 15 %.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Минералните агрегати са дребнозърнести.

Особености. Цветът му е зелен, синьозелен до по-тъмнозелен. Твърдост 2. Макроскопски се диагностира по зеления цвят и отлагането му в състава на седиментни скали.

Генезис и находища. Образува се в плитководни басейни, близо до морския бряг. Широко е разпространен в седиментните скали. У нас се среща в ъв Врачанско, Белослатинско, Плевенско, в Северна България и Средногорието.

Употреба. При по-големи количества се използва за добив на калиеви торове.

Група на хлоритите

Под наименованието хлорит се обединяват богати на вода магнезиеви и железни алумосиликати, които приличат на сляудите. Те са със зелен цвят, от където идва и името им (от гръцки " хлорос" - зелен Хлоритите са моноклинни, псевдохексагонални, със съвършена цепителност. Огъват се, но не са еластични, малка твърдост 2 - 2.5 и относително тегло 2.6 - 3.3. Имат сложен състав, поради което е трудно отделянето на представители. Магнезиевите

хлорити се означават като ортохлорити, а железните - като лептохлорити. Отделните представители се характеризират въз основа на общото количество желязо към сумарното количество на желязото и магнезия. Понастоящем се използва и друга класификация, по която хлоритите се разделят на триоктаедрични и диоктаедрични, дитриоктаедрични и три - диоктаедрични.

По-важни ортохлорити са: **КОРУНДОФИЛИТ, РИПИДОЛИТ, ШЕРИДАНИТ, КЛИНОХЛОП и ПЕНИН** и от лептохлоритите - **ШАМОЗИТ и ТЮРИНГИТ**.

Хлоритите се диагностират макроскопски по зеления цвят, съвсем съвършената цепителност, люспестите агрегати и стъкления блясък.

Генезис и находища. Хлоритите са нискотемпературни хидротермални и седиментогенни. Ортохлоритите са регионално - метаморфогенни и са образувани при промяна на биотита, амфибола и пироксените. Лептохлоритите са характерни за седиментогенни образувания. Известни са находищата в Тюрингия(Германия), Лотарингия (Франция), Казахстан. У нас лептохлорити се срещат в Троянско, с. Гинци (Софийско) и с. Долни Лом (Видинско).

Употреба. Шамозитът и тюрингит се експлоатират за добив на желязна руда.

Група на монтморилонита и вермикулита

В групата на монтморилонита и вермикулита се причисляват глинести минерали. Името им смектити идва от сапуноподобния им вид (от групи “ смектос”- сапун). Представени са диоктаедрични и триоктаедрични членове. Към диоктаедричните се причислява монтморилонитът. Към групата се отнасят и т. н. смесено - слойни глинести минерали.

МОНТМОРИЛОНИТ. Наименован е на известно находище във Франция.

Химичен състав: $Al_2 Si_4 O_{10} (OH)_2 \cdot n H_2O$.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са псевдохексагонални, слюдоподобни, с неправилни очертания при наблюдаване в електронния микроскоп. Размерите им са под 0.2 mm. Минералните агрегати са фино или криптокристални и метаколоидни.

Особености. Монтморилонитът е бял, сив, жълтозелен до кафяв. Той е мек (твърдост 1.5 - 2) и мазен на пипане. Блясъкът е матов.

При овлажняване се разめква. Във вода увеличава обема си до 10 пъти. Макроскопски се отличава по ниската твърдост и по размекването му при овлажняване. Диагностира се в електронния микроскоп (фиг. 45-горе) , с инфрачервената спектроскопия (фиг. 46-горе) и диференциално-термичния анализ (фиг.46-долу).

Генезис и находища. Монтморилонитът е предимно изветрителен продукт. Образува се при промяната на слюди и фелдшпати. Типичен седиментогенен минерал. Известни са находищата във Франция, Русия и Унгария. У нас се среща в Кърджалийско и Димитровградско.

Употреба. Монтморилонитът намира много широко приложение в нефтената, каучуковата, текстилната, керамичната и хартиената промишлености. Основно свойство на монтморилонита е да поглъща променливи количества вода и да обменя катиони. Поради високата му поглъщателна способност монтморилонитът се използват при пречистването на нефт, на растителни масла, вина и вода, за пудри, пасти за зъби, в козметичната промишленост.

ВЕРМИКУЛИТ - от латински “вермикулус” - червей.

Химичен състав: $Mg_3(Si,Al)_4O_{10} \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония.

Минералните агрегати са люспести.



Вермикулит (Ихтиманско, колекция М. Токмакчиева);

Особености. Цветът му е бронзовожълт, златистожълт или кафяв. Вермикулитът е мек (твърдост 1.5) и трошлив. Относително тегло 2.3 - 2.8. При нагряване се разлиства. Раздува се до 25 пъти в сравнение с първоначалния си обем и се извива червейообразно от където носи и името си. Вермикулитът макроскопски се разпознава това, че е мек, трошлив и има жълтокафяв цвят.

Генезис и находища. Образува се при изветряне на биотит или при хидротермална промяна на богати на магнезий скали. У нас се среща в Ихтиманско, Казънлъшко, Пазарджишко и Крумовградско.

Употреба. При нагряване на вермикулита се отделя междуслоевата вода, при което получава топло и звукоизолационни свойства. Използува се в самолетостроенето и се добавя в почвите.

КАОЛИНИТ. Наименован е на планината Као Лин в Китай, където се е добивал каолинит.

Химичен състав: $Al_2Si_2O_5(OH)_4$.

Симетрия и форми. Каолинитът е триклинен. Среща се в три полиморфни модификации. Кристалите му са псевдохексагонални люспи с микроскопични размери. Те са силно удължени по оста “с” или са червейовидно огънати. Агрегатите му са финолюспести или глиноподобни и землести.



Каолинит (н.Есенниците, гр.Ветово, Русенско, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Цветът е бял. Често е оцветен от механични примеси. Блясъкът е бисерен или землест. Притежава съвсем съвършена цепителност. Мек е (твърдост 1-3). Лесно се троши. Относителното тегло е приблизително 2.5. При овлажняване издава мирис на глина.

Макроскопски каолинитът се разпознава по белия му цвят, ниската му твърдост и мириса при овлажняване. Диагностира се с инфрачервената спектроскопия (фиг. 46-горе) и диференциално-термичния анализ (фиг. 46-долу)

Генезис и находища. Каолинитът се образува при изветряне или при хидротермална промяна на алумосиликатни минерали (главно фелдшпати), което протича при ниска температура и в кисела среда. Така нареченото каолинитово изветряне е характерно за области с умерен климат. Находища на каолинит са известни в Китай, Русия и др. У нас каолинит се добива в Русенско, Разградско и Шуменско (Каолиново, Ветово, Сеново).

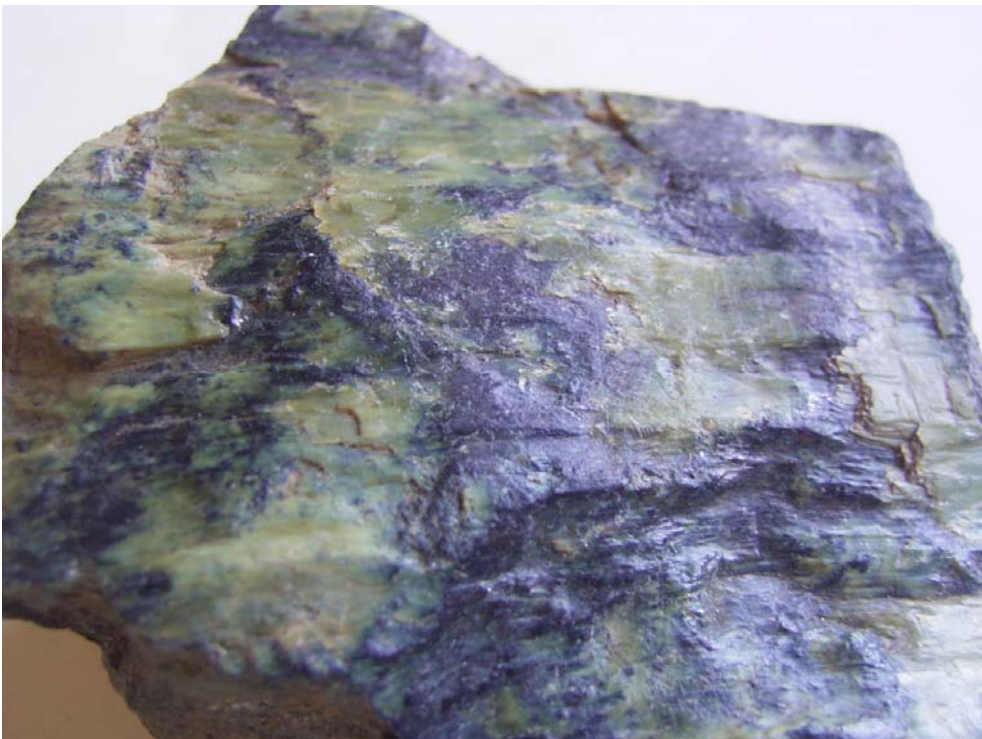
Употреба. Използува се в керамичната, хартиената, порцелановата и каучуковата промишленост.

АНТИГОРИТ , ХРИЗОТИЛ Името на антигорита произлиза от находище в Италия , а на хризотила - от особеностите му : от гръцки ‘’ хризос ‘’ - злато и ‘’ тилос ‘’ - влакно .

Химичен състав : $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Съдържа Fe, Mn, Ni.Общо тези минерали се означат като серпентин.

Симетрия и форми. Кристализират в моноклинна сингония. За антигорита са характерни криптокристалните люспести агрегати , които често са колоидни или метаколоидни . Хризотилът се среща във влакнести до финовлакнести агрегати, които се означават като хризотилов азбест. Дължината на влакната е от няколко мили - метра до 30 - 40 mm .

Особености . Антигоритът е безцветен , сив или зелен.Хризотилът е бял , сив или златистожълт. Твърдостта им е 2- 3,5 Притежават съвършена цепителност. При натиск антигорита се накъсва , а хризотила се огъва . Те са лоши проводници на топлина та , звука и на електричеството и притежават висока топлоустойчивост. Макроскопски се разпознават по влакнестите агрегати (азбест), по разностранните цветове и мастения блясък (серпентин).



Хризотил, антигорит (азбест-Китай.горе, серпентин- Северна Гърция- долу, колекция М. Токмакчиева)

Генезис и находища . Образуват се при хидротармална промяна на ултрабазични скали , при промяна на оливина под въздействието на водата и въглеродния двуокис в разтворите .

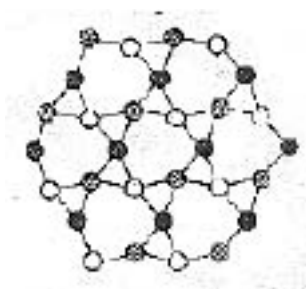
Известни са находищата в Китай , Канада и Урал (Русия) .У нас находища има в Крумовградско, Ихтиманско и Хасковско.

Употреба. Антигоритът и хризотилът са лоши проводници на топлината , звука и електричеството и притежават висока топло -устойчивост , поради което намират широко приложение като изо латори. Азбеста е канцерогенен. Затова неговото производство е ограничено и се използват заместители .

Подклас Г. Силикати с тримерни тетраедрични групировки (тектосиликати)

Основният структурен мотив в строежа на силикатите от този подклас е непрекъснатия триразмерен скелет от силиций - кислородни тетраедри. Поради това те още се означават като скелетни силикати или тектосиликати (от гръцката дума “ тектос”- скелет). Това са най - широко разпространените в земната кора минерали. Те са главни скалообразуващи минерали в състава на всички типове скали, а освен това се натрупват в значителни количества в пегматитите и хидротермалните жили. Скелетните силикати представляват около 70 % от обема на земната кора.

В тримерната структура всеки кислороден йон е общ за два съседни тетраедри. Например както при кристалната структура на кварца. Отрицателните заряди на O^{2-} се неутрализират от Si^{4+} . По този начин скелетът е неутрален. Част от силициевите катиони могат да бъдат заменени от Al^{3+} . Освободените отрицателни заряди се неутрализират от K, Na, Li, Cs, Pb, Ca и Ba. Създадените в скелетните структури празнини се запълват от добавъчни аниони на F, Cl, OH, $[CO_3]^{2-}$, $[SO_4]^{2-}$, водни молекули и др. Поради това силикатите от този подклас се разделят на: а) без добавъчни аниони; б) с добавъчни аниони; в) с водни молекули.



Фиг. 89. Кристална структура на кварц

Скелетните силикати притежават висока твърдост, стъклен блясък и малко относително тегло (от 2.2 до 2.7). Тези техни особености са в тясна зависимост със строежа им.

а) Без добавъчни аниони

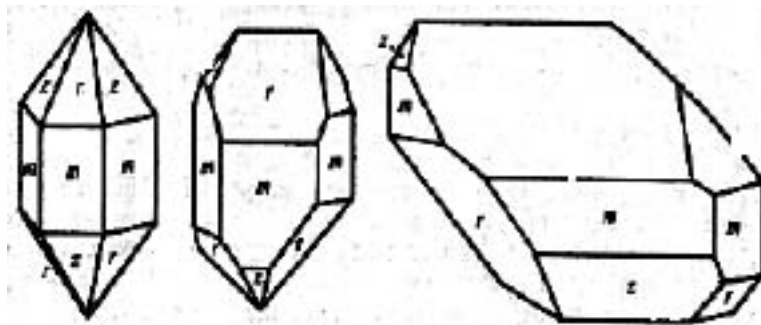
Група на кварца

Освен кварц групата на кварца включва полиморфните модификации тридимит, кристобалит, коесит и стишовит. Те се образуват при различна температура и кристализират в различни сингонии. Най - високотемпературен са лешателиеритът (1720°C), който е аморфен и а - кристобалитът ($1470 - 1720^{\circ}\text{C}$), който е кубичен. Хексагоналните представители кристализират при $870 - 1470^{\circ}\text{C}$ - а - тридимит и $573 - 870^{\circ}\text{C}$ - а - кварц. Най - нискотемпературен и най - широко разпространен е b - кварц ($0 - 573^{\circ}\text{C}$), който е тригонален.

КВАРЦ - от немски (“ Qwer” и “ erz” - секущ на руда).

Химичен състав: SiO_2 . Може да съдържа включения от рутил, хематит (авантюрин) и други.

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. Срещат се добре оформени призматични кристали (фигури 112,113) Призматичните стени често са щриховани хоризонтално. В горната част на кристалите се наблюдава комбинация от положителен и отрицателен ромбоедър. Срещат се срастъци: по (001) (дофинов закон) , по (1120) (бразилски) и по (1222) (японски срастък).



Фиг 90. . Кристални форми на кварц: m- $\{1010\}$; r- $\{1011\}$; z- $\{0111\}$

Агрегатите са среднозърнести или микрокристални . Последните биват влакнести или микрозърнести.

Особености. Кварцът притежава различен цвят. По- важните негови разновидности са следните: а) едрокристален кварц: планински кристал (безцветен кварц); аметист (оцветен във виолетови цветове); розов кварц (розов до розовочервен на цвят); опушен кварц(жълт до кафяв и чер); цитрин (светложълт); млечен кварц (млечнобял); б) кварц с включения:

авантюрин (кафяв или зелен на цвят, поради включения от люспици от гьотит или хематит и хромова слюда); соколово око (псевдоморфоза от кварц върху непроменен крокидолит или рибекитов азбест); тигрово око (кафяв на цвят с копринен блясък, което се дължи на псевдоморфоза от кварц върху окислен крокидолит); котешко око (с включения от азбест); в) микро-кристални разновидности: за влакнестите разновидности е приет общият термин халцедон: карнеол (червен халце дон); хризопраз (ябълковозелен халцедон); ахат (с редуващи се раз лично оцветени ивици-фигура); мъхов ахат (с промяна на цветовете, поради микроскопични примеси); оникс (ахат с редуване на бели и черни слоеве); сардоникс (с прослаяване на кафяви (червени с бели ивици); хелиотроп (зелен халцедон с червени петна); в) зърнести разновидности: яспис (червен от примеси от хематит); праз (плътен кварц с тъмнозелен цвят); Кварцът притежава стъклен блясък. Твърдост 7. Относително тегло 2.65 (2.58 за халцедона). Кварцът практически е без цепителност и притежава мидест лом.



Планински кристал, Швеция, колекция М. Токмакчиева



Обсидиан, Армения, колекция М. Токмакчиева



Кварц, кристална друза, Родопи, колекция М. Токмачиева



Аметист, Маджарово, колекция М. Токмачиева



Аметист, Кърджалийско, колекция М. Токмачиева



Кварц и ахат-конкреция, река Върбица при с. Глухар, гр. Кърджали Колекция М. Токмачиева



Ахат, Кърджалийско, колекция М. Токмачиева



Ахат, Кърджалийско, колекция М. Токмачиева



Халцедон, Русия, колекция М. Токмачиева



Ахат, Кърджалийско, колекция М. Токмачиева



Синтетичен кварц, колекция М. Токмакчиева



Ясписоид, с.Златуша, Софийско, колекция М. Токмакчиева



Млечен опал, Момчилград, колекция М. Токмачиева



Халцедон, Кърджалийско, колекция М. Стойнова

Кварцът се разпознава макроскопски по високата му твърдост (7), по иглестите кристали, липсата на цепителност и стъкления блясък.

Генезис и находища. Кварцът е главен скалообразуващ минерал в редица магмени, метаморфни и седиментни скали. В пегматитите кристалите му могат да стигнат до 5- 6 m дължина и 2 - 3 m ширина, тежащи до 4 t. Хидротермалният кварц се отлага заедно с рудни и нерудни минерали в друзи или сред рудовместващите скали. Натрупва се в алувиалните находища.

Известни находища на кварц се намират в Бразилия, Мадагаскар, Русия (Урал), Украйна, Швейцария, Франция. У нас хубави кварцови кристали са намерени в Родопите (Ардино), Маджарово (аметист). Находища на кварц има в Северни Родопи, Плана, Сакар и др. Хубави ахати са намерени в Кърджалийско, Шуменско и Крумовградско.

Употреба. Кварцът е силно пиезоелектричен и се използва в електрониката. Кварцът се използва за производство на стъкло, в циментовата и порцелановата промишленост. Прозрачните и оцветените разновидности намират широко приложение в бижутерията.

ОПАЛ - от думата “упала” - благороден камък.

Химичен състав: $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Симетрия и форми. Опалът е аморфен. Агрегатите са плътни, натечни, коломорфни.

Особености. Притежава различен цвят, поради наличието на примеси. Известни са неговите разновидности: кахолог - бял, порьозен, восъчен опал - жълтокафяв, благороден опал - бял или черен, с опалесценция и игра на цветовете, джиразол- сив или бял на цвят опал с опалесценция на червени цветове, млечен опал - бял; хиалит - безцветен, бистър, хидрофан-при потапяне във вода е прогледен, порьозен, празопал-зелен . Твърдост 5 - 5.5. Относително тегло 1.73 - 2.16. Опалът се разпознава по натечните агрегати, характерната опализация, която се дължи на дифракцията на светлината , по-ниската твърдост и восъчния блясък..

Генезис и находища. Опалът е типичен екзогенен минерал, който образува при промяната на силикатните минерали. Отлага се също така при натрупването на радиоларии и диатомеи, чийто скелет е изграден от SiO_2 (диатомит, трепел, инфузионна пръст), които се използват за филтри и в керамичната промишленост. При ниска температура се отлага около гейзерите (грейзерит). Известни са находищата на опал в САЩ, Русия, Исландия, Австралия и други.. У нас е намерен в Хасковско и Кърджалийско.

Употреба. Използува се като скъпоценен материал. Особено високо се цени благородният опал. Трепелите се използват за полиране на метали, а диатомитът за филтри, за производство на леки тухли и като изолатор.

Група на фелдшпатите

Широко разпространени в природата са минералите от групата на фелдшпатите. Наименованието на фелдшпатите е дадено поради широкото им разпространение в земната кора и ясната им цепителност. По състав това са алумосиликатни минерали на Na, Ca и K, по - рядко на Ba. За фелдшпатите е характерен съвършен изоморфизъм - между албита и анорита и ограничен между ортоклаза и албита. Липсва смесимост между анорита и ортоклаза.

Фелдшпатите изграждат до 90 % магматичните и метаморфните скали и до 10 % някои седиментни скали.

ПЛАГИОКЛАЗИ - от гръцки означава “ коса цепителност “.

Химичен състав: Общата формула е $(\text{Na}, \text{Ca}) (\text{Al}, \text{Si}) \text{AlSi}_2\text{O}_8$. Крайните членове на плагиоклазовата редица са албит (Ab) - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анорит (An) - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Останалите членове представляват изоморфни смеси между тези състави, което се изразява с процента на анорита.

| | | |
|--------------|--------------------------------------|---------------|
| АЛБИТ (Ab) | $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ | 0 - 10 % An |
| ОЛИГО КЛАЗ | | 10 - 30 % An |
| АНДЕЗИН | | 30 - 50 % An |
| ЛАБРАДОР | | 50 - 70 % An |
| БИТОВНИТ | | 70 - 90 % An |
| АНОРТИТ (An) | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ | 90 - 100 % An |

Симетрия и форми. Кристализират в триклинна сингния. Крис талите им са плочести, най - често се срещат под форма на срастъци (фиг.116). Кристалите им са късопризматични по оста “с” и дебе лоплочести по (010). Срещат се и кристали удължени по ос “а”.

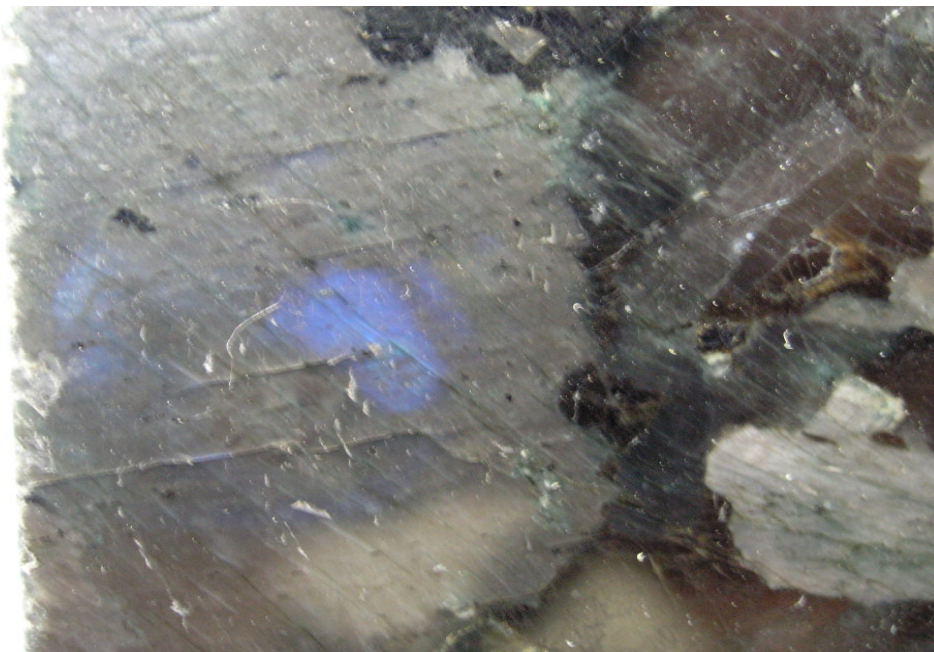
Особености. Цветът на плагиоклазите е бял, сив до сивочерен, зелен или сивозелен, като при промяна се променя в резидав. При наличие на примеси цветът става розов или червен. Много е характерна за лабрадора е т. нар. лабрадоризация. Плагиоклазите притежават съвършена цепителност. Твърдост 6 - 6.5. Относително тегло 2.61 за албита и 2.76 за анорита. Плагиоклазите се разпознават макроскопски по стъкления блясък, белите им до сивозелени цветове и високата твърдост.

Генезис и находища. Плагиоклазите са магматогенни, метаморфогенни и седиментогенни. Те са главни скалообразуващи минерали в магмените и метаморфните скали. Има скали, които са изградени изцяло от плагиоклази, като анортозити и плагиоклазити. В пегматитовите жили се образува и при метасоматичната промяна на скалите се отлага албит. При магмената

диференциация най-напред се образува анортит, след това битовнит и лабрадор, които са главни скалообразуващи минерали в базичните скали. При по-високо съдържание на SiO_2 в магмата се образуват: андезин, олигоклаз и албит.



Албит (Витоша, колекция М. Токмачиева)



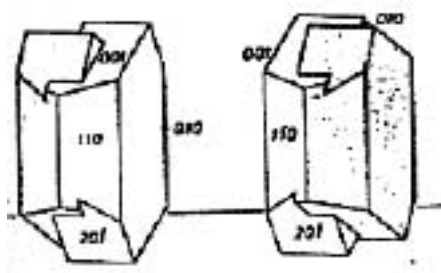
Лабрадор, Украйна, колекция М. Токмакчиева

Употреба. Лабрадоровото габро (лабрадорит) се използва като облицовачен камък. Албитът се използва като суровина за порцелановата промишленост. Той се добива предимно от пегматитови жили.

ОРТОКЛАЗ -поради цепителността му под прав ъгъл (правоцеп)

Химичен състав : $(K, Na) AlSi_3O_8$. Понякога съдържа примеси от хематит. При високи температури са устойчиви. Междинните членове между ортоклаз и албит се означават като анортоклази.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония (ортоклаз и санидин). Микроклинът е триклинен. Адуларът е нискотемпературна разновидност на ортоклаза. Характерни са карлсбадски срастък.



Фиг.91. Карлсбадски срастъци

Особености. Ортоклазът е бял, розов, сив, жълт. Зелената му разновидност се означава като амазонит (съдържа олово), а безцветни и воднобистри могат да бъдат санидинът и адуларът. Притежава стъклен блясък. Адуларът рядко опализира. Твърдост 6 и относително тегло 2.56. Понякога санидинът, адуларът, микроклинът, албитът и олигоклазът

показват игра на цветовете, подобна на иризацията. Тези разновидности се означават като лунен камък. Ортоклазът се разпознава макроскопски по белия до розов цвят, цепителността му под прав ъгъл, стъкления блясък и твърдост 6.

Генезис и находища. Ортоклазите са главни скалообразуващи минерали в състава на киселите интрузивни скали (гранити, риолити, гранодиорити) и в свързаните с тях пегматитови жили (главно ортоклаз), в киселите вулкански скали (санидин) и в регионално - метаморфните скали - гнайсите (микроклин). Големи находища на калиев фелдшпат се намират в Швеция, Норвегия, Мадагаскар, Русия (Илменските планини), САЩ и др. У нас пегматитовите жили в Централното Средногорие и Родопите са източник за добив на фелдшпатовата суровина. Санидиновите кристали се срещат в киселите ефузивни скали - Кюстендилско и Лъкинско.



Ортоклаз, нах. Смиловене
Копривщенско, колекция М.
Токмакчиева



Санидин, карлсбадски срастък, Гюешево, Кюстендилско, колекция М. Токмачиева



Амазонит, Русия, колекция М. Токмачиева

Употреба. Ортоклазите си използват в порцелановата промишленост, а амазонитът и лунния камък се ценят като скъпоценни материали.

Група на нефелин - левцита

НЕФЕЛИН - Името му е дадено от Ои , защото при потапяне в киселина потъмнява (от гръцки “нефели ” - облак). Химичната му формула е : NaAlSiO_4 . Хексагонал е . Агрегатите му са зърнести . Безцветен е , бял, сив или сивозелен.Твърдост 5,5-6 . Стъклен блясък. Скалообразуващ минерал, който се образува в състава на алкални скали вместо фелдшпати (т.н. фелдшпатоиди). Находища - полуостров Кола (Русия). Използва се за добив на алуминий , в стъкларската и порцеланова промишленост.

ЛЕВЦИТ - от гръцки “лейкос - бял. Формулата му е сходна с тази на ортоклаза - $\text{K [AlSi}_2\text{O}_6]$ Среща се в две модификации - кубичен и тетрагонал . Бял или безцветен със стъклен блясък. Твърдост 5,5-6. Той е високотемпературен минерал и се среща във вулканските скали . при недостиг на SiO_2 и високо съдържание на K_2O .Използва се за получаване на калиеви и алуминиеви съединения. Най-известни находища са Везувий (Италия), в Русия и Германия .

б. С добавъчни аниони

ЛАЗУРИТ -от персийски “лазур”- син. Нарича се още лапис-лазури (природен ултрамарин).

Химичен състав: $(\text{Na,Ca})_8 [\text{AlSiO}_4]_6 (\text{SO}_4, \text{Cl}, \text{S})_2$ ‘’ - син.

Симетрия и форми. Кристализира в кубична сингония. Агрегатите му са дребнозърнести.

Особености. Цветът на минерала е син. Твърдост 5,5-6. Разпознава се по синия цвят и високата твърдост.

Генезис и находища. Лазуритът се причислява към фелдшпатоидите . Той е контактнометасоматичен . Използва се като скъпоценен минерал и много скъп облицовъчен материал. Известни са находищата Бадахшан (Афганистан) и Южното Прибайкалие (Русия).



ЛАЗУРИТ (Русия, колекция М. Токмакчиева)

Употреба. Лазурият се използва като скъпоценен и облицовачен материал.

СКАПОЛИТ . Получил е името си от стълбестия хабитус на кристалите (от гръцки “скапос”-стълб и “литос”-камък)

Химичен състав: Изоморфна смес между натриев скаполит (мариалит) - $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ и калциев скаполит (мейонит)- $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3(\text{CO}_3, \text{SO}_4)$.

Сингония и форми. Кристализира в тетрагонална сингония.

Особености. Цветът на минерала е бял или сив. Твърдост 5,5 - 6. Диагностира се по белия цвят, характерния стълбест хабитус на кристалите и квадратната форма на сеченията им.

Генезис и находища. Скаполитът е контактно - метасоматичен минерал или пневматолитен . Скалообразуващ е в скаполитови гнайси . У нас е намерен в Белия улук - Рила , в Родопите , на Витоша и находище Пропада, Малкотърновско .



Скаполити (Младеново, Малкотърновско, колекция М. Стойнова)

Употреба. Няма практическо приложение.

в. С водни молекули ЗЕОЛИТИ

Това са натриеви, калциеви, натриево - калциеви, по - рядко калиеви и бариеви алумосиликати, които се обединяват под общото наименование зеолити. Според химичния състав те се разделят на четири групи. Познати са около 40 зеолитови минерала в природата и над 100 синтетични зеолити. Общата им формула е: $(Ca, Sr, Ba, Na_2, K_2) Al_2^{Si}_{2-10} O_{8-24} \cdot 2-8 H_2O$

При тримерното подреждане на силиций - кислородните тетраедри в тяхната структура се оформят свободни канали, запълнени от водни молекули. В свободните пространства между тетраедрите могат да се разположат и катиони, постъпили при обмен в околната среда и променят състава на зеолита. При нагряване тази т. н. “зеолитна” вода се отделя откъдето идва и наименованието на минералите (на гръцки - “зео” - кипя, “литос” - камък). При поставяне във влажна среда зеолитите отново поглъщат вода. Тези процеси са свързани с променяне и съответно възстановяване на физичните свойства на зеолитите.

Академик Иван Костов ги разделя на аксиални, планарни и псевдоизометрични в две основни

асоциации: предимно Na - Ca и предимно K - Ba .

Минералите от групата на натролита кристализират в низшите сингонии . Те са бели до розови . Те имат твърдост от 5 до 5,5 и относително тегло 2,25. Иглести кристали , рядко с дължина 20 cm - 1 m и ширина 1 cm (за натролита и сколецита).

НАТРОЛИТ - $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Назован е поради това , че съдържа Na. Кристализира в ромбична сингония. Образува радиално-лъчести агрегати. Блясъкът му е стъклен до копринен. Той е високотемпературен зеолит (устойчив при 250°C)

СКОЛЕЦИТ- $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (при нагряване се извива като червей) . Кристализира в моноклинна сингония.

МЕЗОЛИТ (междиенен - по състав между сколецита и натролита) - $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в ромбична сингония. Образува влакнести и плътни агрегати.

ТОМСОНИТ - в чест на шотландския химик Т. Томсон , който определя следния състав - $\text{Ca}_2\text{NaAl}_5\text{Si}_5\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в ромбична сингония. Образува сфероидални агрегати.

ЛОМОНТИТ - в чест на френския минералог Ф. Ломон, който определя следния състав: $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в моноклинна сингония.

МОРДЕНИТ - $(\text{Na}_2\text{CaK}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в ромбична сингония. Образува финоиглести сферолити. Цветът е бял. Минералите от групата на стилбита са бели до жълти или кафяви. Твърдостта им е 3,5 - 4 . Относителна плътност от 2,09 до 2,20. Образуват сноповидни агрегати .

СТИЛБИТ - поради бисерния му блясък . Десмин (синоним) се назовават сноповидните агрегати. Химичната му формула е - $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в моноклинна сингония .



Фиг. 119

Стилбит, нах. Цар Асен, Панагюрско,
увел.30 000, в електронния микроскоп

ХЕЙЛАНДИТ - Наименован е в чест на английския колекционер на минерали Х. Хюланд . Химичната му формула е следната- $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в моноклинна сингония.

ЖИСМОНДИН - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в моноклинна сингония . Образува сфероидални агрегати . Твърдост 4,5 - 5 . Относително тегло 2,26.

ХАБАЗИТ - $(\text{Ca},\text{Na}) \text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Кристализира в тригонална сингония. Твърдост 4,5. Относително тегло 2,16. Хабазитът е безцветен, бял, розов, светложълт до червен от примеси .

АНАЛЦИМ - $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Името му е дадено , понеже слабо се наелектризира при триене (от гръцки аналкис - слаб). Кристализира в кубична сингония. Аналцимът е безцветен или бял. От примеси е сив или зелен. Твърдост 5-5,5. Относително тегло 2,22-2,29. Той е високотемпературен зеолит .



Фиг. 118 Аналцим, Бургаско, колекция М. Токмакчиева



Зеолити, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева

Зеолитите са полигенни минерали. По експериментален път е установено, че те са стабилни в

температурен интервал от 100°C до 250°C. В седиментните скали могат да се образуват при обикновена температура. По - високотемпературни са калциевите зеолити, а натриевите са по - нискотемпературни. Зеолитовите минерали предимно са хидротермални продукти и седиментогенни. При по - висока алкалност на средата се образуват зеолити, бедни на SiO₂. Високо алуминиевите зеолити се образуват при по - ограничен температурен интервал. С понижаване на температурата се образуват зеолити с повишено водно съдържание. Това обуславя зоналното разпределение на зеолитовите минерали. Най - разпространените зеолитови находища са продукти на хидратацията на скали, в чийто състав участва голямо количество вулканска пепел. У нас зеолитовите минерали са широко разпространени Кърджалийско (седиментогенни) , Бургаско и Панагюрско - сред вулканогенните скали. За находище Медет е установена следната зоналност в разпространението на зеолитовите минерали от центъра на рудното тяло към периферията и от дълбочина към повърхността в следния ред: натролит + аналцим + сколецит + томсонит -едингтонит - ломонит + хабазит + хейландит - стилбит т. е. от по - високотемпературни зеолити към зеолити с по - високо съдържание на вода и по - нискотемпературни.

Употреба. Зеолитите се използват като “ молекулни сита” за пречистване или омекотяване на води, за подобряване структурата на почвите и в животновъдството. У нас се добиват в Кърджалийско.

Клас 6. Борати

Боратите са соли на борната киселина. Те не са широко разпространени в земната кора. Познати са около 120 минерала. Най - голямо количество от тях се отлага във водните басейни.

В състава на боратите участвуват главно групите [BO₃] и [BO₄], които подобно на силиций - кислородните тетраедри могат да се свързват в крайни групи, прости и двойни вериги или триразмерни скелети. Двете посочени групи могат да се свързват помежду си с общи кислородни атоми като образуват усложнени крайни групи. Добавъчните катиони в състава на минералите са Mg, Ca и Na. В затворени езера се отлагат главно соли на Ca и Na, а в морските басейни - магнезиеви. Боратите могат да бъдат и контактно - метасоматични. Тогава катионите са представени от Fe, Mn, Al и др. Единствено сасолинът H₃BO₃ е сублимационен минерал.

Систематизират се по групи в две асоциации : Bi - Al - Mg и Ca - Na - Mg, а сасолинът стои извън тази класификация.



Лудвигит, нах. Крумово, Ямболско, колекция М. Токмакчиева

Боратите са бели до сиви на цвят. Повечето от тях са нискосиметрични (триклинни, моноклинни и ромбични). Те имат малка твърдост от 1 до 5. Изключение прави борацитът, който е кубичен и е с твърдост 7. Най-важните представители на класа са : **САСОЛИН** - H_3BO_3 ; **АШАРИТ** - $\text{MgVO}_2(\text{OH})$; **ЛУДВИГИТ** - $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Fe}^{3+}(\text{BO}_3)_2$; **БОРАЦИТ** - $\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl}$; **КОЛЕМАНИТ** - $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11}\cdot\text{H}_2\text{O}$, **ПАНДЕРМИТ** - $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19}\cdot 7\text{H}_2\text{O}$; **УЛЕКСИТ** - $\text{NaCaB}_5\text{O}_9\cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и **БОРАКС** - $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7\cdot 10\text{H}_2\text{O}$. По-големи находища се намират в Румъния, Норвегия и САЩ. У нас е намерен лудвигит в железорудните находища - Ямболско.

Боратните минерали се използват в стъklarската промишленост, за приготвяне на огнеупорни сплави, керамични изделия, свръхтвърди и устойчиви абразиви., в селското стопанство, в атомната енергетика, самолетостроенето и в леката промишленост.

Клас 7. Фосфати, арсенати и ванадати

В този клас са описани около 560 минерала. Въпреки големия им брой те имат незначително разпространение в земната кора. Единственият минерал с по-значителна роля е апатитът.

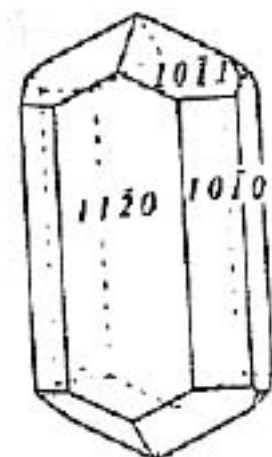
Минералите от този клас се разглеждат като соли на фосфатната, арсеновата и ванадиевата киселини. В техния състав участвуват тетраедричните групи $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{VO}_4]^{3-}$, които са аналогични на силиций - кислородните. Характерни за състава им са катионите на Са, Mg, Cl, Pb и др. Най-често това са сложни по състав съединения, които кристализират главно в низшите сингонии. Агрегатите им са землести, сферични или кори, образувани върху други минерали.

Твърдостта им е между 3.5 и 5. Плътноста се мени в широки граници според състава на минералите. Фосфатите са най -леките, а ванадатите - най-тежките. Минералите от този клас са предимно супергенни образувания. Разделят се в сложни асоциации: Be - (Al, Fe) - Mg, Li - Fe - Mn, Na - Ca - Ba, Zn - Cu - Pb (U), с допълнителни сулфатни и други аниони. Най - широко разпространение и с по - голямо практическо значение са минералите от групата на апатита, на торбернит -цойнерита.

АПАТИТ - от гръцки означава “ измамлив “.

Химичен състав : $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ (CaO-55,38%, P_2O_5 -42,06%, F,Cl, OH-3,56%) . Съдържа като изоморфни примеси от $[\text{AsO}_4]$, $[\text{SiO}_4]$, $[\text{SO}_4]$, $[\text{CO}_3]$, MnO, U, Th и редкоземни елементи.

Симетрия и форми. Кристализира в хексагонална сингония (фиг. 92). Кристалите му са призматични, достигащи с размери до повече от метър по оста “ с” с най-важни форми: $\{1010\}$, $\{1011\}$, $\{1120\}$. Агрегатите са зърнести или масивни, по - рядко землести и бъбрековидни.



Фиг. 92 Кристална форма на апатит

Особености. Цветът на минерала е светлозелен до синьо - зелен, рядко син, виолетов или червен. Флуоресцира. Притежава ясна цепителност. По външни белези много прилича на други минерали от групата на фелдшпатите. Отличава се по твърдостта си - 5, относително тегло 3.18 и характерните форми. По цвят прилича на берила, но има по-ниска твърдост. Разлага се от HCl и HNO_3 .

Генезис и находища. Апатитът е магматогенен и пегматитов минерал. Най - големите му находища са свързани с алкални магмени скали и се намират на полуостров Кола (Русия). Фосфоритите се образуват при седиментогенни условия. Техни находища има в Алжир, Тунис,

Мароко и др. У нас апатит е намерен на Витоша, Бургаско и др., но без промишлено значение.



Апатит (Забайкалие, Русия; колекция Р. Паздеров)

Употреба. Използва се за добив на фосфорни торове, фосфорна киселина и фосфорни соли, в кибритената и керамична промишленост

КСЕНОТИМ - на гръцки означава “чужд” и ”уважаван”, тъй като се е считало, че итрият в състава на този минерал е нов елемент -
Химичен състав - $Y[PO_4]$ (Y,Er) $_2O_3$ -61,40%, P_2O_5 -38,60%

Симетрия и форми Кристализира в тетрагонална сингония .

Особености Жълтокафяв на цвят, а в тънки пластинки е безцветен до бледожълт . Твърдостта на минерала е 4-5, а относителното му тегло тегло 4,4 - 5,1. Ксенотимът прилича

макроскопски на циркона, от който се отличава по по-ниската си твърдост.

Генезис и находища Ксенотимът е акцесорен минерал в състава на кисели и алкални скали. В пегматити се срещат едри кристали.

МОНАЦИТ - от гръцки означава “самотник”, тъй като се среща рядко.

Химичен състав - (Ce,La,Y,Th) [PO₄]. Съдържа елементи - редки земи, уран, калций и силиций - чералит.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са клиновидни и псевдоизометрични.

Особености. На цвят е жълтеникав до червено - кафяв. Блясъкът е смолест до восъчен. Твърдост 5-5,5. Относително тегло - 5,1. Монацитът прилича по външни белези на циркона, от който се отличава по по-ниската си твърдост, а в сравнение с титанита има по-високо относително тегло. Радиоактивен е.

Генезис и находища. Монацитът е акцесорен минерал. Концентрира се в разсипи. Асоциира с ксенотима. Известни са находищата в Мадагаскар, Миаск (Русия), Минас Жериас (Бразилия).

ТЮРКИЗ (ТЮРКОАЗ) - Наименован е на Турция, тъй като е внасян първоначално в Европа от Мала Азия през Турция.

Химичен състав - CuAl₆(PO₄)₄(OH)₈.4H₂O.

Симетрия и форми Кристализира в триклинна сингония. Среща се в плътни, бъбрековидни и сталактитовидни агрегати.

Особености Цветът му е синьо-, ябълково- или гълъбово-зелен. Блясъкът на тюркиза е восъчен. Рядко се срещат кристали със стъклен блясък. Твърдостта на тюркиза е 5-6. Притежава мидест лом. Относителното му тегло е 2,84.

Генезис и находища. Тюркизът е супергенен минерал, който се образува при въздействие на повърхностни води на глинести скали. Световноизвестни находища са Нишапур (Иран), Аризона и Ню Мексико (САЩ), Киргизия, Авганистан и други предимно засушливи области. У нас е намерен край с. Спахиево-Източни Родопи.



Тюркиз (н.Спахиево, колекция Р. Паздеров)

Употреба . Използва се като скъпоценен минерал.

ТОРБЕРНИТ - в чест на шведския химик Торберн Бергман (XVIII в.).

Химичен състав: $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2 [\text{PO}_4]_2 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$.

Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония при температура 75°C . Кристалите му са тънкоплочести с най-чести форми: $\{001\}$, $\{111\}$, $\{110\}$, $\{013\}$. Агрегатите са люспести.

Особености. Цветът на торбернита е зелен. Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък. Твърдост 2 - 2.5. Относителното му тегло е 3.22 - 3.70. Крехък е и трошлив. Силно радиоактивен. Макроскопски се разпознава по цвета и люспестите агрегати.



Торбернит–(Родопи, колекция М. Токмакчиева)

Генезис и находища . Торбернитът е изветрителен продукт на урановите минерали (на уранините). Асоциира с отунита .

ОТУНИТ - носи името на местността Отун във Франция.

Химичен състав: $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10 - 20\text{H}_2\text{O}$.

Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите са тънкоплочести, а минералните агрегати са люспести. Отунитът и торбернитът се наричат още уранови слюди.

Особености. Цветът на минерала е лимоненожълт до яркожълт. Притежава съвършена (слюдopodobна) цепителност по (001) и стъклен блясък. Твърдост 2 - 2.5. Относително тегло 3.1 - 3.2. Силно флуоресцира и луминисцира. отунитът е крехък. Диагностира се макроскопски по цвета и асоциацията му с торбернит. Особено характерни са люспестите агрегати, отложени в пукнатини.



Отунит (Родопите, колекция М. Токмачиева)

Генезис и находища. Торбернитът и отунитът са типични изветрителни продукти на уранита и други уранови минерали в хидротермалните находища и в пегматитовите жили. Най-известни находища на отунит и торбернит се намират във Франция, Португалия, Катания и Заир. У нас те са намерени в Рила и Северни Родопи.

Употреба. Отунитът и торбернитът се използват за добив на уран.

ПИРОМОРФИТ - от гръцки “пир”- огън и “морфос” - форма . При стопяване се получава зърно , което след охлаждане приема кристална форма .

Химичен състав - $Pb_5[PO_4]_3Cl$

Симетрия и форми - Хексагонална . Иглести кристали . Образува бъбрековидни, сфероидални и зърнести агрегати.

Особености. Цветът му е жълт или зелен. Твърдост - 3,5 - 4 . Блясък мастен до смолест.Макроскопски се разпознава по цвета и иглестите кристали.

Генезис и находища. Пироморфитът е изветрителен продукт на оловни сулфиди . Среща се в

Родопите в зоните на окисление на оловно-цинковите находища. Известно находище е Брокен - Хил (Замбия). Употреба. Използва за добив на олово.

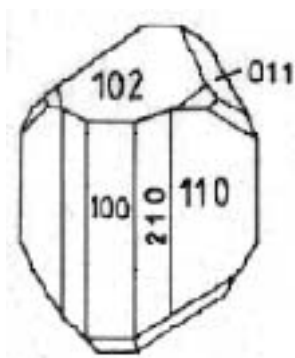
Клас 8. Волфрамати

Минералите от този клас са съединения, в чиито състав участвуват тетраедричните групи WO_4 и MoO_4 . Общият им брой е около 15 и се срещат рядко в земната кора.

ВОЛФРАМИТ.

Химичен състав: $(Fe, Mn)WO_4$. Представява изоморфна смес между членове на изоморфната редица: хюбнерит - $MnWO_4$ (MnO -23,42%, WO_3 -78,58%) и ферберит - $FeWO_4$ (FeO -23,65%, WO_3 -76,35%). Понякога съдържа Zn .

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му са призматични до плочести (фиг.93) и са обикновено набраздени по посока на оста "с". Агрегатите са плочести, стълбести или масивни.



Фиг. 93.

Кристална
форма на волфрамит



Волфрамит, Китай, колекция М. Токмакчиева

Особености. Волфрамитът е жълтокафяв или червенокафяв до черен. Притежава съвършена цепителност и смолест до полуметален блясък. Твърдост 4 - 4.5. Относително тегло 7.12 - 7.51. Чертата на плочката е чернокафява до червенокафява, което наред с високото му относително тегло, цвета и блясъка са важни диагностични белези.

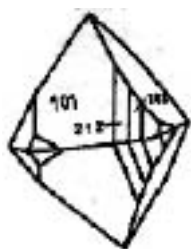
Генезис и находища. Волфрамитът е високотемпературен хидротермален минерал. Находищата са жилни и грайзени. Най-богатите находища на волфрамит се намират в Южен Китай и на полуостров Малака. Известни са находищата в Португалия, Боливия, САЩ и Русия. У нас е намерен в Бургаско, но няма промишлено значение.

Употреба. За производство на стомани с висока твърдост (волфрамитов карбид - воломит - има твърдост 9.6). За електрически и огнеупорни изделия се използва сплав от W, Os и Ir.

ШЕЕЛИТ - в чест на шведския химик К. Шееле (XVIII в.).

Химичен състав: CaWO_4 (CaO-19,47%, WO_3 -80,53%). Понякога съдържа примеси от Mo.

Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония. Кристалите му са с бипирамиден (фиг.94) или плочест хабитус. Агрегатите от шеелит са зърнести.



Фиг.94. Кристална форма на шеелит



Шеелит (н. Грънчарица, Велинградско, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Шеелитът е бял с жълтеникав или зеленикав оттенък. По - рядко е кафяв или червен. Цепителността му е отчетлива, а блясъкът мастен до диамантов. Твърдост 4.5 - 5, Относително тегло 6, 10. Силно луминесцира. Шеелитът се разпознава макроскопски по високото относително тегло, цвета и силната луминисценция.

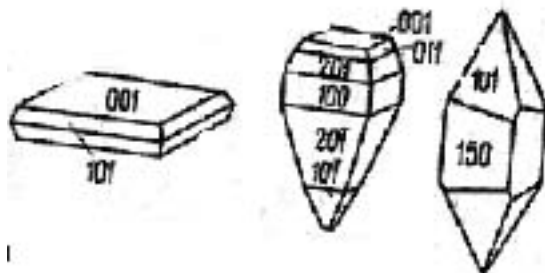
Генезис и находища. Той е пегматитов, контактно - метасоматичен и високотемпературен хидротермален минерал, парагенетично свързан с гранити. Известни са находищата на шеелит в САЩ и Германия. У нас е намерен в Бургаско, но без практическо значение. Най-голямото находище у нас на шеелит е нах. "Грънчарица", Велинградско.

Употреба. Шеелитът се използва за добив на волфрам.

ВУЛФЕНИТ- В чест на австрийския минералог Ф. Вулфен.

Химичен състав . $PbMoO_4$. Понякога съдържа Са или V (еозит

Симетрия и форми. Кристализира в тетрагонална сингония. Най-често срещаните форми са: $\{001\}$, $\{011\}$, $\{010\}$ и $\{112\}$. Образува квадратноплочести или пирамидални кристали (фиг.95).



Фиг.95. Кристални форми на вулфенит

Особености . Цветът на минерала е от оранжево- жълт до восъчножълт, сив, зелен до кафяв. Твърдост 3. Относителното тегло е 6,6 - 7 . Цепителността е отчетлива . Важни диагностични белези са восъчножълтия цвят, високото относително тегло, квадратното сечение на кристалите и силния стъклен блясък.

Генезис и находища. Вулфенитът е супергенен минерал. Образува се в зоната на окисление на оловните находища. Среща се в зоната на окисление на оловно-цинковите находища в Родопите.

Клас 9. Сулфати

Минералите от този клас се разглеждат като соли на сярната киселина. Те са около 200 на брой.

Съществен компонент в сулфатите е групата $[SO_4]^{2-}$, където сярата е шествалентна. Като добавъчни йони в някои от тях се явяват

$[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$, $[BO_3]^{3-}$, $[CO_3]^{3-}$, NO_3^- , OH^- , Cl^- ни молекули и вода. Катионите представени от Fe^{3+} , K, Na, Cu, Mg, Al, Ca, Mn, Pb, Zn, U, Ni, Ba, Sr, Ag, Co и V. Обобщената формула на сулфатите може да бъде представена така: $An [SO_4] \cdot xH_2O$ и $An Bn [SO_4] Z \cdot nK_2O$, където A и B са катиони, z - допълнителни аниони.

Сулфатите са сложни съединения и кристализират главно в низшите сингонии. Средната им

твърдост се колебае между 2 и 3.5, по - рядко до 4 - 4.5. Много сулфати са разтворими във вода. Те имат плътност (около 2), с изключение на барита. Предимно са екзогенни и рядко хидротермални и вулканогенни.

ХАЛОТРИХИТ - $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22 \text{H}_2\text{O}$. От гръцки означава ‘ ‘солени влакна ‘ ‘.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Образува иглести или влакнести агрегати .

Особености. Цветът на минерала е бял, сив, кафяв или зелен. Блясъкът е стъклен до матов. Твърдост 1-2. Лесно се разтваря във вода. Разпознава се по иглестите агрегати и белия цвят.



Халотрихит, нах. Челопеч, колекция М. Токмакчиева

Генезис и находища. Халотрихитът е супергенен минерал. Образува се в зоната на окисление на пиритни находища. У нас се среща в находищата Елшица, Челопеч (Панагюрско).

АЛУНИТ - от думата алуминит, която означава ‘ ‘ стипцов камък ‘ ‘.

Химичен състав: $\text{K Al}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$. (K_2O -11,37%, Al_2O_3 -36,92%, SO_3 -38,66%, H_2O -13,05%).

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. Кристалите му са псевдокубични, ромбоедрични и плочести и са дребни. Минералните агрегати са масивни.

Особености. Алунитът е бял, синкав, жълтеникав и червенокафяв. Твърдост 3.5. Относително тегло 2.82. Притежава стъклен до бисерен блясък. Алунитът се определя трудно макроскопски.

Генезис и находища. Образува се в резултат на сулфатарни процеси, свързани с вулканска дейност. Алунитизацията е процес на въздействие на сернокисели разтвори на калиевия фелдшпат в скалите при което понякога се формират промишлени находища на алунит. Като пример могат да се посочат находищата в Италия, Унгария, Испания, Китай, Австрия, а у нас -

Панагюрско находищата Лесовец и Асарел; Девинско (Стоманево) и Кърджалийско (Спахиево).

Употреба. Алуניתът се използва за добив на алуминий, калий и за специални цименти.

Група на стипците

Стипците са двойни сулфати на К, Na и NH_4 . Това са **КАЛИЕВА СТИПЦА** - $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, **НАТРИЕВА СТИПЦА** - $\text{NaAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и **АМОНИЕВА СТИПЦА** - $\text{NH}_4\text{Al}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Посочените стипци са кубични. Минералните агрегати са зърнести или кори. Твърдостта на калиевата и на натриевата стипца е 2.5 - 3, а на амониевата - 1.5. Цветът е бял. От наличието на примеси стават жълти, ръждивокафяви и зеленикави. Лесно се трошат. Разтварят се във вода.

Стипците се образуват в райони на сулфатарна дейност, например в Сапарева Баня. Те са продукт на изветряне на сулфидните минерали - например в изветрителните кори на находищата в Панагюрско. Срещат се и във въглищата, вероятно поради окисление на пирит, например в Бобов Дол. Стипците се използват в хартиената и кожухарската промишленост, в медицината, топографията и за производство на бои.

МЕЛАНТЕРИТ- от гръцки означава "меден".

Химичен състав: $\text{FeSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Сингония и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Образува корести и стъкловидни агрегати.

Особености. Цветът му е бледозелен до кафяв. Твърдост 2. Крехък е. Разпознава се по корестите агрегати, цвета, крехкостта и това, че е типичен супергенен минерал.

Генезис и находища. Образува се в зоните на окисление на пиритните находища. Отлага се от медсъдържащи води. У нас се среща Панагюрско.

Употреба. Мелантеритът се използва се за бои.

ЯРОЗИТ - Назван е на Ярозо в Испания.

Химичен състав: $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$.

Сингония и форми. Кристализира в тригонална сингония.

Агрегатите му са корести, землести или натечни.



Ярозит (н. Елшица, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Цветът му е жълт до кафяв. Крехък е . Твърдост 3-4. Диагностира се по кафявия цвят, корестите и землести агрегати и крехкостта му.

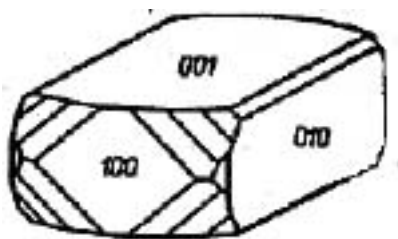
Генезис и находища. Образува се в зоните на окисление на пиритните находища. У нас се среща в находище Елшица (Панагюрско) .

АНХИДРИТ - от гръцки “безводен”.

Химичен състав: CaSO_4 (СаО-41,20%, SO_3 - 58,80%). В състава му отсъства вода.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония.

кристалите му са призматични или плочести (фиг. 96), а агрегатите - зърнести, масивни или влакнести.



Фиг. 96. Кристална форма на анхидрит.



Анхидрит, нах. Радка, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева

Особености. Анхидритът е безцветен, бял до син и розов.

Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък. Черта на плочката е бяла. Твърдост 3.5. Относително тегло 2.98. Различава се от калцита по по-високото му относително тегло и не шуми със HCl, а от гипса - по по-високата му твърдост.

Генезис и находища. Преди всичко анхидритът е седиментогенен. Големи натрупвания се срещат в солните шокове в Тексас и Луизиана (САЩ), Величка (Полша), Пакистан и други. Анхидритът е нискотемпературен хидротермален минерал и под форма на жили се среща в находище Радка, Панагюрско. Рядко е продукт на сублимационна дейност.

Употреба. Анхидритът се използва в строителната промишленост и като източник на сяра.

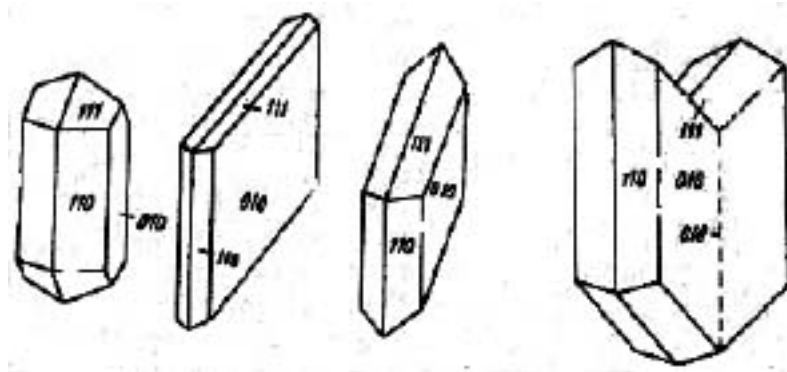
ГИПС - на гръцки означава “мазилка”.

Химичен състав: $\text{Ca}[\text{SO}_4]2\text{H}_2\text{O}$. (CaO -32,60%, SO_3 -46,50%, H_2O - 20,90%) Съдържа механични примеси от глинести и органични вещества.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Кристалите му имат плочест хабитус Широко са разпространени срастъците, означени като “лястовича опашка“. (фиг. 97). Минералните агрегати са масивни, кристални групи. Влакнестите агрегати със светли рефлексии се означават като селенит, а финозърнестите - като алабастр.

Особености. Гипсът е бял, безцветен. При наличие на примеси променя цвета си до сив и жълт. Понякога е обогрен в светли тонове Притежава съвършена цепителност и стъклен до бисерен блясък. Твърдостта му е 2 и се драска с нокът. Относително тегло 2.32. Разтваря се в

НСІ и до известна степен във вода. Гипсът се разпознава лесно по нискатка му твърдост (драска се с нокът), формата на кристалите и агрегатите и разтворимостта му в гореща НСІ.



Фиг. 97. Кристални форми и срастък на гипс

ГИПС (кристал-Раднево, Старозагорско, “пустинна роза”-Сахара, селенит- Русия, кристална група- с. Гледачево, Старозагорско, срастък- Кътина, Софийско, колекция М. Токмакчиева),





находищата в Италия, Франция, Германия, Полша, а у нас Кошава-Видинско.

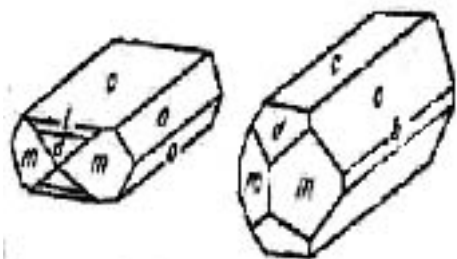
Генезис и находища. Гипсът е типичен екзогенен минерал. Известни са

Употреба. В строителството, в хартиената и циментовата промишленост, за производство на бои, в медицината. Алабастрът и селенитът се използват за направата на сувенири.

ЦЕЛЕСТИН - от латински “целесис” - небесен.

Химичен състав: $\text{Sr}[\text{SO}_4]$. (SrO-56,42%, CaO-43,58%). Често съдържа Ba, Ca.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония (фиг.98). Минералните агрегати са радиалнолъчести или паралелно влакнести.



Фиг. 98 Кристални форми

на целестин:

c {001}; d {101}; m {210};

o {011}; l {101}; b {010}.



ЦЕЛЕСТИН (Стара планина, колекция М. Токмакчиева”)

Особености. Целестинът е безцветен до бледосин или сив.

Притежава ясна цепителност. Блясъкът на минерала е стъклен. Твърдост около 3.5. Относително тегло 3.97. Чертата му е бяла. Макроскопски се разпознава по бледосиния цвят, бялата черта на плочката и паралелно-влакнестите агрегати.

Генезис и находища. Предимно се среща в седиментни скали като жили и в празнини. Известни са находищата в Англия, Германия, Башкирия, САЩ (Калифорния и Охайо) и Канада. У нас се среща в находище Семочисленици. Намерен е в Шуменско, Търговишко и Варненско.

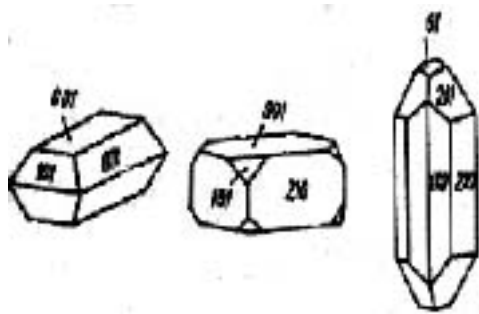
Употреба. Главен източник за добив на стронций, който се използва в захарната

промишленост, за бои глазури и в пиротехниката.

БАРИТ - от гръцки означава “ тежък”.

Химичен състав : $Ba [SO_4]$. (BaO -65,70%, SO_4 -34,30%). Съдържа Sr, Ca, Pb.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са тънко до дебелиплочести (фиг. 99). Минералните агрегати са едрозърнести, плътни и лъчести .



Фиг. 99. Кристални форми на барит



БАРИТ (Кремиковци, Софийско, колекция М. Токмачиева)

Особености. Баритът е безцветен или бял, нерядко жълт. Понякога е оцветен поради примеси от хематит (розовочервен) . Притежава ясна цепителност. Твърдост 3 - 3.5. Относителното му тегло е 4.50. Блясъкът е стъклен. Баритът се разпознава макроскопски по високото си относително тегло и облика на кристалите и агрегатите.

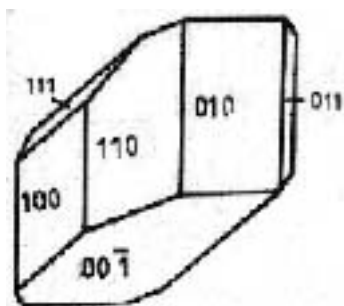
Генезис и находища. Нискотемпературен хидротермален минерал и по - рядко - седиментогенен и супергенен. Известни са баритовите находища в Германия, Англия, САЩ, Канада, Грузия и др. У нас барит се добива край Стара Загора. Среща се в Искърския пролом, Кремиковци, Родопите, Кашана (Стара планина) и други.

Употреба. Баритът се използва за промивна тежка течност при нефтеното и газово сондиране, за производство на бариеви препарати, в текстилната и хартиената промишленост и радиологията.

ХАЛКАНТИТ - от гръцки “медни цветя”.

Химичен състав: $\text{Cu} [\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. (CuO -31,87%, SO_4 - 32,08%, H_2O -36,07%). Съдържа примеси от Mg и Zn.

Симетрия и форми. Кристализира в триклинна сингония. Срещат се в дебелоплочести кристали(фиг.100) Минералните агрегати са зърнести, бъбреко видни, сталактитовидни, кори.



Фиг. 100. Кристална форма на халкантит



Халкантит– МДК-Пирдоп, колекция М. Токмакчиева

Особености. Цветът на минерала е син. Цепителността не е ясна. Твърдост 2.5. Относителното му тегло е 2.28. Лесно е разтворим във вода. Важни диагностични белези са синия му цвят, формата на кристалите и лесната му разтворимост във вода, при което водата добива син цвят.

Генезис и находища. Типичен супергенен минерал. Среща се в зоната на окисление на медните находища.

Употреба. Халкантитът е признак за наличие на медни орудявания. Използува се като източник за добив на мед по метода на микробактериалното излужване. Изкуствено добитият халкантит намира широко приложение в растениевъдството, овощарството, лозарството, в химическата и други промишлености.

АНГЛЕЗИТ - Носи името на нах. Англези в Уелс, Великобритания.

Химичен състав: $PbSO_4$. (PbO- 73,60%, SO_3 -26,40%). Богатият на барий англезит се нарича баритоанглезит.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Срещат се масивни, зърнести и сталактитовидни агрегати .

Особености . Безцветен, бял, сив, жълтеникав. Твърдост 2,5 - 3 . Относителното му тегло е 6,38. Англезитът има бисерен блясък.

Генезис и находища. Образува се при изветрянето на оловни руди . У нас е намерен в Родопите и Врачанско. Използва се за олово.

Клас 10. Карбонати

В класа са установени към 80 минерала. Те се разглеждат като соли на въглеродната киселина. Главен компонент в състава им е анионът $[CO_3]^{2-}$, който се свързва с Na, Ca, Mg, Sr, Ba, Zn, Pb, Bi, Fe, редки земи и по - рядко с U. Освен катионите, между главните аниони се разполагат и добавъчни. Поради това общите формули са от два типа: $Am(CO_3)_p Zq \cdot x H_2O$ и $Am Bn (CO_3)_p Zq \cdot x H_2O$, където А и В са катионите, а Z - добавъчните аниони. Карбонатите са предимно хидротермални, изветрителни, седиментогенни. Средната им твърдост е около 3 (от 2 до 4). Ив. Костов (1993) ги разделя на три асоциации : Al - Mg - Fe (Na), Na (K) - Ca (TR) - Ba, Zn - Cu - Pb (U).

МАГНЕЗИТ -Наименован е на неговия състав.

Химичен състав: $MgCO_3$. (MgO -47,81%, CO_2 -52,19%). Съдържа -
понякога FeO .

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. Кристалите му са ромбодрични, агрегатите - плътни, порцеланоподобни.

Особености. Цветът на минерала е бял, безцветен. Понякога е оцветен от примеси. Притежава съвършена цепителност. Твърдост 4. Относителното му тегло е 3.

Генезис и находища. Образува се при хидрометасоматичната преработка на ултрабазични скали или на варовици и доломити. Големи находища на магнезит са известни в Сърбия, Гърция, Русия и Китай. У нас е намерен в Асеновградско, Гоцеделчевско, Хасковско и Крумовградско.



Магнезит (Родопите, колекция М. Токмакчиева)

Употреба. За получаване на MgO , който намира приложение в циментовата,огнеупорната и химическата промишленост. Днес Mg се добива от морската луга.

КАЛЦИТ - от гръцки “ калкс”, което означава свеждане до прах чрез нагряване,

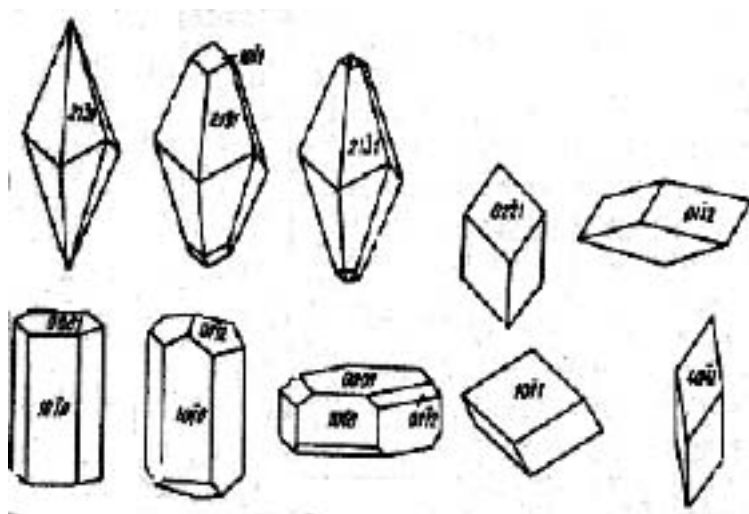
използувано като име за варта.

Химичен състав : CaCO_3 . Съдържа примеси от Mn (манганокалцит), Fe (ферокалцит), Co (кобалтов калцит), Sr (стронциев калцит).

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония (фиг.101). Хабитусът на калцитовите кристали е разнообразен - дългопризматични, остроромбедрични, скаленоедрични . Често се срещат срастъци. Минералните агрегати са зърнести (мрамор), плътни, влакнести, натечни, оолитни и друзи. Слоестите разноцветни агрегати се означават като мраморен оникс. Кавернозни агрегати от калцит се означават като бигор, или травертин.

Особености. Калцитът е безцветен или оцветен в жълто, кафяво, розово, синьо от примеси. Прозрачните и воднобистри разновидности са известни като исландски шпат. Твърдостта му е 3, а относителното му тегло е 2.71. Някои калцити луминисцират. Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък. При заливане с разрежена HCl шуми, кипи, което е най-важният диагностичен белег. Други важни белези за макроскопското му разпознаване са твърдостта, формата на кристалите и стъкленият блясък.

Генезис и находища. Калцитът е широко разпространен минерал в състава на варовитите скали и мраморите. Може да се образува и в хидротермални условия. Известни находища на исландски калцит има в Исландия, Русия (Сибир), а мраморен оникс се добива в Алжир, Египет, Мексико и Турция. Калцитови кристали се



Фиг. 101. Кристални форми на калцит









КАЛЦИТ (Дружба, Лъкинско, колекция
М. Токмачиева)

срещат в Родопите . Широко са разпространени мраморите и варовиците - Северна България, Стара планина, Рила, Пирин, Родопите. В такива райони се образуват пещери със сталактити и сталагмити.

Употреба. Прозрачният калцит се използва в оптиката. Калцитът се използва за получаване на вар, за флюс в металургията, в циментовата и химическата промишленост, като декоративен минерал.

”





Мраморен оникс, Турция-горе, Русия-долу, колекция М. Токмачиева

РОДОХРОЗИТ - от гръцки “родон” - роза и “хрозос” - цвят.

Химичен състав: $MnCO_3$. Съдържа примеси от Fe^{2+} , Ca^{2+} и Mg .

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. Добре оформени кристали с ромбоедричен хабитус се срещат рядко. Агрегатите са зърнести корести или плътни.





Родохрозит (Батанци, Маданско, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Родохрозитът притежава съвършена цепителност по (1011) и стъклен блясък. Твърдост 3.5 - 4. Относителното му тегло е 3.70. В HCl се разтваря с кипене при нагряване. От останалите тригонални карбонати се отличава по розовия му цвят.

Генезис и находища. Той е хидротермален и контактно - метасоматичен минерал. Образува се и по седиментогенен път в пластови находища. Известни находища на родохрозит се намират в САЩ, Франция, Русия, Англия, Грузия. У нас се среща като хидротермален продукт в Родопите и като седиментогенен - в находище Оброчище.

Употреба. За добив на манган и като декоративен камък.

СИДЕРИТ - от гръцкото “сидерос”- желязо.

Химичен състав: FeCO_3 (FeO-62,01%, CO_2 -37,99%) При изоморфното смесване с магнезита се образуват магнезий - съдържащи сидерити.

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. кристалите му са ромбодрични. Минералните агрегати са плътни или зърнести, понякога сфероидални (сферосидерит) или оолитни



Сидерит (Злетово, Македония, колекция музей Минералогия, МГУ);

Особености. Сидеритът е жълто -кафяв до сиво - жълт или сиво зелен на цвят.

При изветряне става кафяв до ръждивокафяв или чернокафяв. Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък. Твърдост 4. Относително тегло 3.96. Сидеритът се разпознава макроскопски по цвета, високото относително тегло и стъкления блясък. При окисляване става кафяв до чернокафяв.

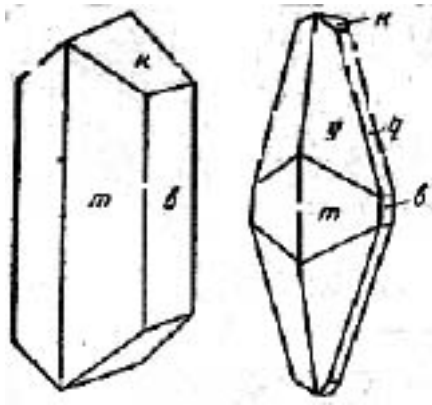
Генезис и находища. Сидеритът е седиментогенен (в пластови находища заедно с глинести и въглищни прослойки - Англия, Вестфалия). Може да бъде хидротермален (в жили или като метасоматичен продукт във варовите скали - находище Билбао в Испания). По - рядко е погматито - пневматолитен (в жили - Гренландия). У нас известно находище на сидерит е Кремиковци. Сидеритови конкреции се срещат в Западна Стара планина и Троянско.

Употреба. Използва се за добив на желязо.

АРАГОНИТ. Наименован е на провинция Арагония - Испания.

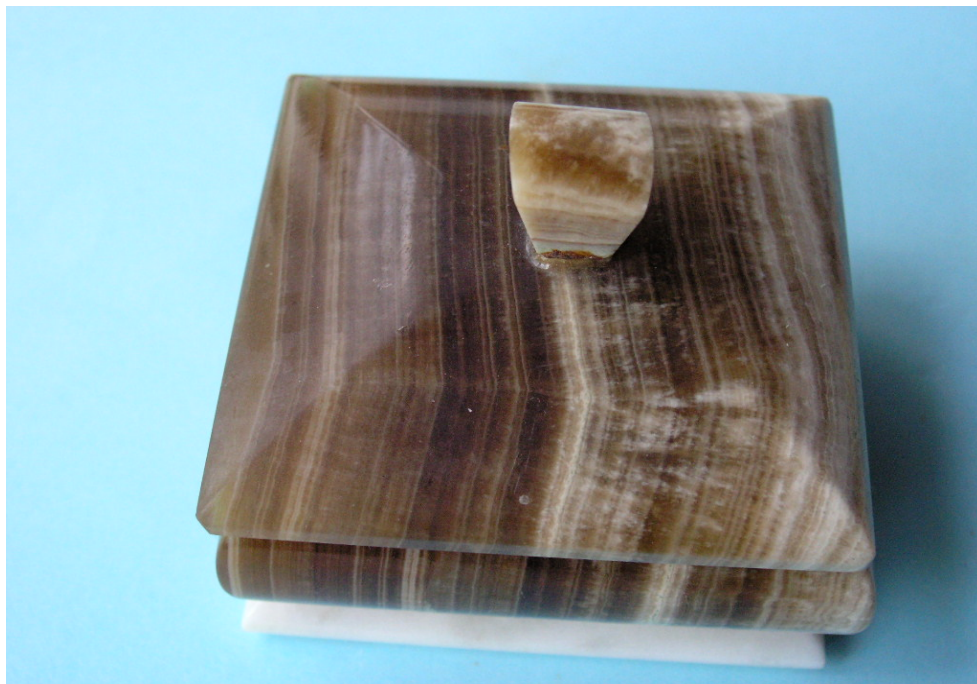
Химичен състав: CaCO_3 . Съдържа примеси от Sr и Pb.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония (фиг.102). Кристалите му са дългопризматични и иглести . Минералните агрегати са влакнести, стълбчати, зърнести, оолитни, ивичести, кораловидни, радиално лъчести и натечни.



Фиг. 102. Кристални форми
на арагонит: m -{110}; b -{010};
 k -{011}; y -{215}; g -{061}.





Арагонит (Изремец, Врачанско, изделие-Русия, колекция М. Токмачиева)

Особености. Арагонитът е безцветен или бял. При наличие на примеси е жълт, кафяв, син и зелен. Притежава ясна цепителност. Твърдост 3.5 - 4. Относителното тегло е 2.94. Кипи с HCl. Макроскопски арагонитът прилича на калците и трудно се отличава от него. Важен диагностичен белег са формата на кристалите му и на неговите агрегати .

Генезис и находища. Арагонитът е предимно екзогенен или нискотемпературен хидротермален минерал. Той е неустойчивата форма на CaCO_3 . Образува се при по - топли води, докато при по-студени води се отлага калцит. Арагонитът изгражда черупките на миди, охлюви, в състава на бисерите. Арагонит се среща заедно с калцит във всички варовити области. У нас се среща в Родопите и Стара планина.

Употреба. За добив на вар. От радиалнолъчестите и добре оцветени агрегати се изработват художествени предмети.

СТРОНЦИАНИТ. Името му е дадено на находището Стронциан в Шотландия, където е намерен.

Химичен състав: SrCO_3 (SrO-70,19%, CO_2 -29,81%). Съдържа примеси от Ва и Са.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Агрегатите му приличат на арагонитовите.



Стронцианит, Западна Стара планина, колекция М. Токмакчиева

Особености. Безцветен или бял, понякога оцветен от примеси. Притежава съвършена цепителност по (110). Твърдостта му е 3.5, а относителното тегло - 3.76. Шуმი с HCl .

Генезис и находища. Стронцианитът е седиментогенен и нискотемпературен хидротермален. По-големи находища се известни в Германия, Испания и Мексико. У нас е намерен в Западна Стара планина.

Употреба. Стронцианитът се използва за добив на стронций.

ДОЛОМИТ. Името му е дадено в чест на френския минералог

Д. Доломьо (XVIII в.).

Химичен състав : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (CaO-30,41%, MgO-21,86%. CO_2 -47,73%). Като феродоломит се означава $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$. Анкеритът е преходен член между доломит и **феродоломит**.

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония. Агрегатите му са плътни или зърнести.



Доломит, Родопи, колекция М. Токмакчиева

Особености. Доломитът е безцветен, бял. При наличие на примеси е сив, зелен до кафяв. (анкерит - от примеси на Fe), розов, син. Притежава съвършена цепителност и стъклен блясък. Твърдост 3.5 - 4. Относителното тегло е 2.95 (за доломита) и 3.02 (за анкерита) Доломита макроскопски трудно се различава от калцита. Важен диагностичен белег е , че при обикновена температура не шуми с HCl.

Генезис и находища. Среща се като хидротермален минерал, например у нас в състава на оловноцинковите находища в Родопите. Главно се образува по седиментогенен път в големи водни басейни. У нас седиментогенният доломит е широко разпространен в Пернишко, Западна Стара планина, Плевенско, Шуменско, Варненско, Хасковско, Родопите и други области у нас.

Употреба. Използва се за производство на цимент, за добив на MgO, като огнеупорен материал и топилно средство в металургията.

СМИТСОНИТ - по името на Джеймс Смитсон - основател на Смитсоновата институция във Вашингтон (САЩ).

Химичен състав - $ZnCO_3$ (ZnO -64,90%, CO_3 - 35,10%). Съдържа Fe, Cu, Co (кобалтов смитсонит).

Симетрия и форми. Кристализира в тригонална сингония .Агрегатите му са натечни, землести, бъбрековидни.

Особености. Цветът на минерала е бял до сив, зелен до кафяв. Твърдостта на минерала е, а относителното му тегло- 4-4,5 - 4,43.Макроскопски се разпознава по цвета, стъкленият блясък, разтворим в HCl и по това, че е типичен супергенен минерал.

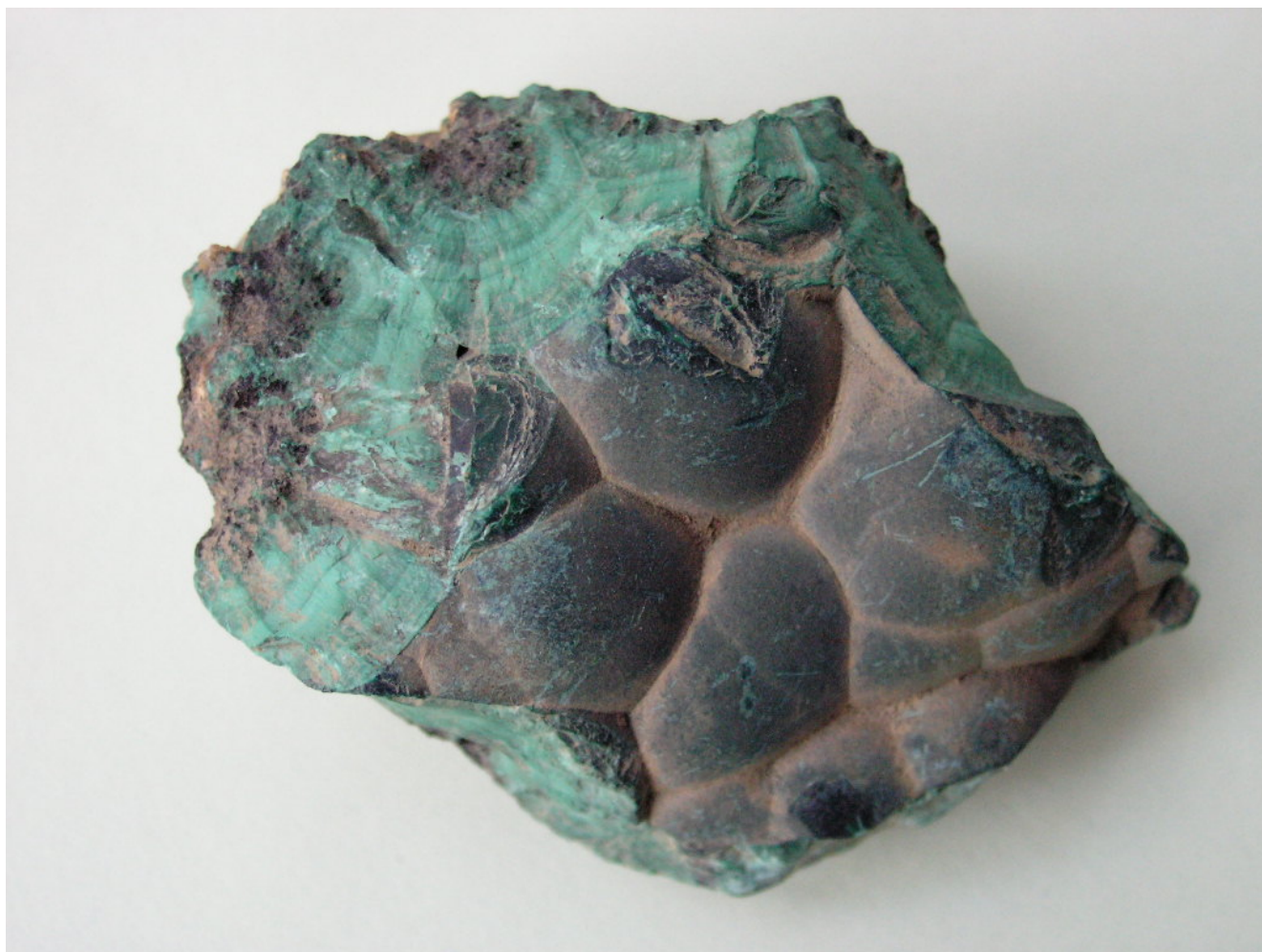
Генезис и находища. Среща се в зоната на изветряне на цинковите находища. У нас е установен във Врачанско и в Родопите .

МАЛАХИТ - от латински “ малва” - слез.

Химичен състав: $Cu_2 [CO_3](OH)_2$ (CuO- 71,95%). Съдържа примес от Zn.

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Рядко се срещат кристали. Минералните агрегати са бъбрековидни , масивни, кори с концентрично и влакнесто устройство.





Малахит с ювелирни качества от находище “Елаците”, колекция М. Токмакчиева

Особености. Цветът на минерала е зелен до тъмнозелен. Притежава съвършена цепителност и стъклен до диамантен блясък, а при влакнестите агрегати - копринен. Твърдост 3.5 - 4. Относително тегло - 4.05. Разтваря се в HCl при обикновена температура, по което се отличава от други зелени на цвят минерали. Асоциира с азурит.

Генезис и находища. Типичен супергенен минерал. Малахитът е продукт на изветряне на медните сулфидни находища. Известни са находищата в Русия (Урал), Заир, Намибия и Австралия. У нас се среща в Бургаско, Малкотърновско, Врачанско и Родопите.

Употреба. За добив на мед. Присъствието на малахит в скалите е указател за медни орудявания. Концентричните и влакнести агрегати се използват като скъп облицовъчен материал и за приготвява

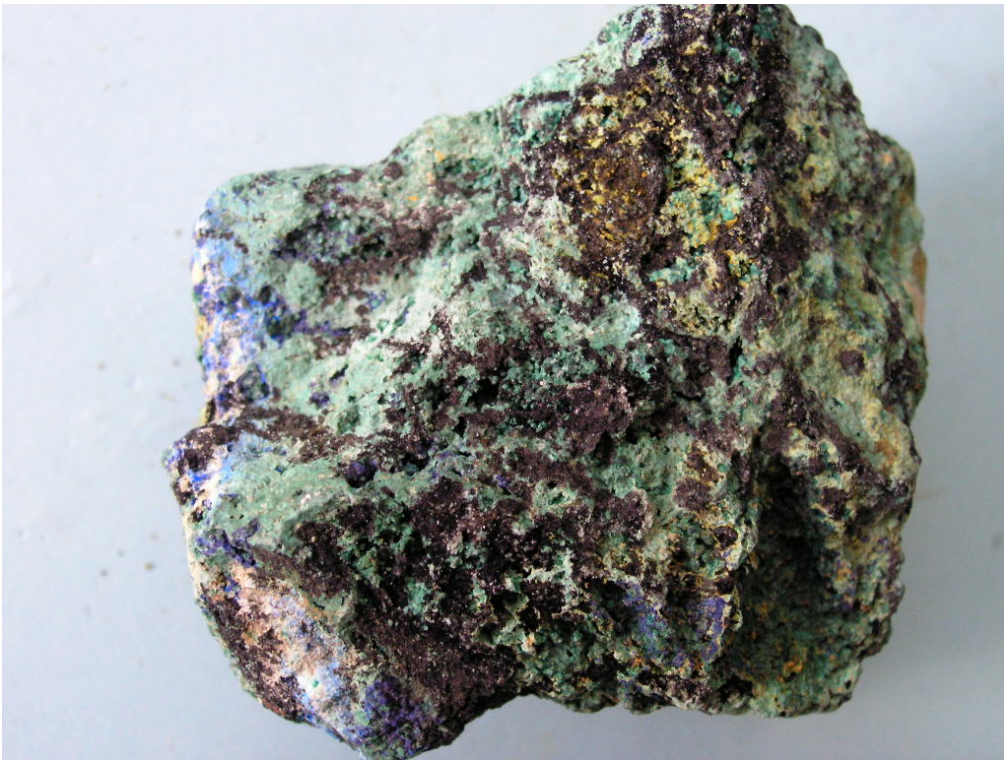
не на художествени изделия. Ювелирен малахит е намерен у нас в находище Елаците - Етрополско.

АЗУРИТ - от персийската дума “ лазвард”- означаваща син цвят.

Химичен състав: $\text{Cu} [\text{CO}_3]_2 (\text{OH})_2$ (CuO -69,24%, CO_2 -25,53%, H_2O -5,23%).

Симетрия и форми. Кристализира в моноклинна сингония. Рядко образува кристали с най-често срещани форми: $\{100\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{111\}$, $\{011\}$. Хабитусът на кристалите е плочест. Минералните агрегати са сталактитовидни, радиално лъчести, сфероидални и землести.





Азурит (с малахит, Панагюрско, колекция М. Токмакчиева)

Особености. Цветът е лазурносин до тъмносин. Притежава съвършена цепителност. Твърдост 3.5 - 4. Относително тегло е 3.77. Разтваря се в HCl. Среща се заедно с малахита. Диагностира се по лазурносиния цвят, формата на агрегатите, плочестия или късопризматични кристали и асоциацията му с малахита.

Генезис и находища. Азуритът се образува в зоната на окисление на медни находища, заедно с малахит и други минерали. Среща се във всички медни находища - Бургаско, Панагюрско и Врачанско.

Употреба. Заедно с малахита се използва за добив на мед. Присъствието му е указател за медни орудявания. Радиално лъчестите агрегати се използват в ювелирната промишленост.

ЦЕРУСИТ. от латинската дума “ церуса”, означаваща “бяло олово”.

Химичен състав: $PbCO_3$. (PbO- 83,58%). Съдържа примеси от Sr, Zn и Ca.

Симетрия и форми. Кристализира в ромбична сингония. Кристалите му са плочести. образува мрежести агрегати. Най-често се срещат зърнести, плътни и землест и маси.



ЦЕРУСИТ (Шаренка, Маданско, колекция музей Минералогия, МГУ)

Особености. Церуситът е безцветен, бял или сив. Притежава ясна цепителност и диамантен, мастен или смолест блясък. Твърдост 3-3.5. Относителното му тегло е 6.55. Разтваря се в HNO_3 . Церуситът се разпознава макроскопски по високото относително тегло, белия цвят и диамантения блясък.

Генезис и находища. Типичен супергенен минерал. Среща се в зоната на окисление на оловноцинкови находища. У нас е намерен в Седмочисленици, Маданско и Лъкинско.

Употреба. Церуситът се използва като оловна руда.

Клас 11. Нитрати и йодати

В този клас са установени 9 минерала нитрати и 5 минерала йодати. Нитратите са соли на азотната киселина. В състава им участвуват NO_3 , а катионите са представени от Na, K, Mg, Ca и Ba. Те са неустойчиви съединения. Най - широко разпространение и с най- голямо практическо значение е **НИТРОНАТРИТ НАТРИЕВА (ЧИЛСКА)** и **НИТРОКАЛИТ КАЛИЕВА СЕЛИТРА**. Техният състав е NaNO_3 и KNO_3 . Чилската селитра е тригонална, а калиевата - ромбична. Най - често се срещат в землести маси и кори. Цветът им е бял. Твърдост 1.5 - 2. Блясък - стъклен. Лесно се разтварят във вода.

Образуват се при разлагането на вещества, съдържащи азот, като гуано (листраменти от птици). Известни са находищата в Чили, САЩ (Калифорния) и Египет. У нас натриевата селитра е намерена в пещерите край гр. Русе. Селитрата се използва като азотен тор, в металургията, в стъкларската и хартиена промишленост за производство на взривни вещества. Може да се добива и изкуствено

Клас 12. Органични минерали

В този клас се отнасят минерали свързани с въглищни и нефтени находища или като биопродукти. Общият им брой е 27. По състав са твърде разнообразни. Най-често представляват оксалатни съединения. Кристализират главно в низшите сингонии. Твърдостта им е малка (около 2). Средното им относително тегло е между 1.2 и 2.2. Цветът е различен - от безцветни до сини, зелени, пурпурни и други. Срещат се рядко, главно във водни утайки.

Разпределени са в три групи, чиито по-важни представители са следните :

УЕВЕЛИТ - $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

УЕДЕЛИТ - $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

ХАРТИТ - $\text{C}_{20}\text{H}_{34}$

ЕВЕНКИТ - $\text{C}_{24}\text{H}_{50}$

Тук се причисляват и някои смоли (минералоиди), които са известни като **КЕХЛИБАР**. Той е изкопаема фосилизирана смола. Съдържа кехлибарена киселина, която се отделя при нагряване.

Кехлибарът е аморфен, но може да съдържа кристални фази, тъй като съдържащата се в него кехлибарена киселина кристализира. Средно съдържа 78.8 % въглерод, 10.2 % водород, 11.0 % кислород и малки количества сяра. Известни са балтийски, румънски, сицилийски, бирмански и др. кехлибари. Първите три от тях съдържат кехлибарена киселина. Твърдост 2 -2.5. Относително тегло-1.08. Цветът му е бял, бледожълт, до червено кафяв. Флуоресцира. Притежават ниска електро- и топло- проводимост. Топи се при 350 - 380°C. При

триене кехлибарите се наелектризирват. Известни са находищата край Балтийско море, в Германия, Румъния, Сицилия, Азия и Северна Америка. Използват се в ювелирната промишленост.



Кехлибар (Прибалтика, колекция музей Минералогия, МГУ)

приложение ПЕТРОГРАФИЯ

КРАТКИ СВЕДЕНИЯ ЗА МАГМЕНИ, СЕДИМЕНТНИ И МЕТАМОРФНИ СКАЛИ

Магмени скали

Магмените скали се образуват при кристализацията на магмата. Предполага се, че ултрабазичните и базичните магми се зараждат в горната мантия и в базалтовия слой на Земята, а киселата магма- в гранито-метаморфния слой на земната кора или се отделя в резултат на диференциация на мантийното вещество. Някои учени допускат образуването на вторична (палингенна) магма, която се образува при разтопяването на скалите при висока температура и налягане в дълбоките слоеве на земната кора. За магмените скали е характерно голямото разнообразие, което е резултат на сложната еволюция на основните типове магми, на процесите на диференциация, хибридизация и асимилация.

Когато огнетечната стопилка застива в дълбочина на земната кора се образуват зърнести **плутонични** (дълбочинни, интрузивни) **скали**. Наименованието на тези скали- плутонити е дадено по името на Плутон, бог на подземното царство според гръцката митология. Плутоничните скали имат различна форма и размери, което се дължи на количеството, състава и физичните свойства на магмата, която постъпва в земната кора, а също и от характеристиката на вместващите скали. При внедряването на магмата между плоскостите на напластяване се образуват съгласни, плутонични магмени тела. Такива форми на залягане са : сил (пластовидно тяло), лаколит (с хлебовидна или гъбовидна форма), лополит (чашевидно), факолит(лещовидна форма и малки размери). Плутоничните магмени тела, които заемат секущо положение спрямо слоистостта на вместващите скали се отнасят към несъгласните. Такива са: батолит (огромно по размери магмено тяло с площ над 20 кв.км.), щок (с площ до 100 кв.км), дайки (секущи магмени тела, образувани при запълване на открита пукнатина) и апофиза (разклонение на по-голямо плутонично тяло с дайкообразна форма).

За повечето от плутоничните тела са характерни добре изразени и правилни системни пукнатини. Те се разделят на напречни (разположени перпендикулярно на линейно ориентираните призматични и иглести кристали), надлъжни (успоредни на линейността и перпендикулярни на напречните пукнатини) и диагонални (под ъгъл 45° към посоката на линейните течения).

В дълбочина на земната кора магмата се охлажда бавно и кристализира добре, поради което се образуват зърнести агрегати.

Отделните скалообразуващи минерали достигат такива размери, че се наблюдават визуално. Те имат определена ориентация в скала та Скалообразуващи минерали са: натриево-

калиеви фелдшпати (31 тегл.%), плагиоклази (29.2% тегл.%), кварц (12.4 тегл.%), пироксени и амфиболи (17 тегл.%), слюди (5,2 тегл.%) и други минерали (6,2 тегл.%). Главните минерали в магмената скала изграждат около 80-90% от цялата маса и определят тяхното наименование. Второстепенните минерали са от 10 до 20 % в състава на скалите, като това може да бъде всеки от главните минерали. Акцесорните минерали се съдържат в скалите в нищожни количества(1-2%) и рядко образуват натру пване. Такива са например магнетита, апатита и др. При изветрител ните или при хидротермалните процеси в скалите се образуват вторични минерали, които запълват празнини или заместват първични те минерали.Магмените скали са минерални агрегати (минерални асоциации), образувани при определени физикохимични условия. Ултрабазичните и базични скали съдържат оливин, ромбични и моноклинни пироксени, а кварцът се среща само в кисели скали.Структурата на магмената скала се определя от степента на кристали зация, размерите и формата на минералните зърна. Тя се наблюдава под микроскоп. Според степента на кристали зация структурите са пълнокристалинни (кристали зация), непълнокристалинни (микролитови) и крипто кристалинни, а според едрината на зърната се отделят макро структури (грубо-, едро- средно- и дребно- зърнести) и микро структури .Различават се също равномерно зърнести и неравномерно зърнести (порфирни и порфиroidни)) структури. Кристалите в скалата имат различна степен на идиоморфизъм-идиоморфни (с добре развити собствени кристални очертания), хипидиоморфни (частично със собствени очертания) и ксеноморфни (разположени в свободните пространства между кристалите на други минерали). Според техния хабитус скалообразуващите минерали биват изометрични, призматични, плочести, люспести и иглести.Пространственото разпределение, ориентировка и взаимно разположение на скалообразуващите минерали определя текстурата на магмената скала. Те биват масивна (еднородна с еднакво разпределение на минералите), такситова (шлирова-струпвания от минерали-шлири), ивичеста (фемичните и салични минерали са подредени в ивици), сферична (концентрично разположение на минералите спрямо центрове на кристали зация).

Морфологията на вулканските (ефузивните) тела зависи от физичните свойства и степента на подвижност на лавите, тяхното количество, релефа на повърхността, характера на вулканските изригвания на сушата или подводни.Покровите са тела със значително площно разпространение и малка дебелина до 30 m, а потоците са езиковидни тела с дължина по-голяма от ширината им. Обломъчна лава се образува от разрушаването на кората на лавовия поток, блоковата лава е изградена от груби фрагменти, а пилоулавата се образува при подводни изливания. При централен тип ефузии на силно вискозни лави се образуват пикове, конуси, игли и обелиски. Некът е вулкански канал запълнен с лава, а диатремата е също вулкански канал, запълнен с пирокластични и вместващи скали.За лавовите тела са характерни зони на

закалка, шлаковидни зони и флуидалност. При застиването на лавата се образуват пукнатини, които са перпендикулярни на повърхността на охлаждане. Характерно е стълбовидното призматично напукване или паралелепипедното напукване със сферични форми на изветряне. За вулканските скали са характерни крипнокристалинните (финнокристалинна маса) и стъклени (с преобладаване на вулканско стъкло) структури, съдържащи кристални зародиши. Текстурата им е флуидална, шуплеста (пореста), шлакова, миндална.

Група на ултрамафичните (ултрабазичните) скали

В химичния състав на магмените скали от тази група се съдържа SiO_2 до 45%; MgO -34-40%; FeO - 11-12% и ниско съдържание на алка лий. Текстурата им е масивна. Структурата е панидиоморфнозърнеста, хипидиоморфнозърнеста или порфирна. Тези магмени скали са черни, зеленикавосиви до чернозелени, средно до едрозърнести. Формите на магмените тела са лополити, щокове (за плутоничните) и дайки (за вулканските скали). Най-широко разпространените плутонични скали са:

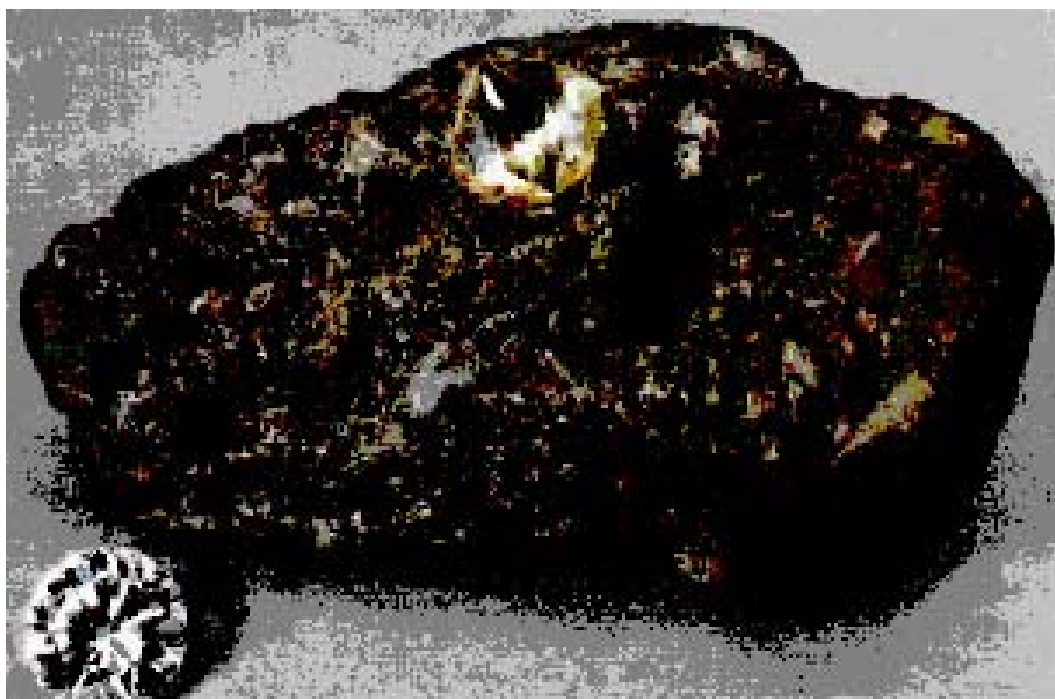
- **Дунити.** Съдържат над 90% оливин, превръщат се в серпентинити;
- **Перидотити.** Съдържат пироксен от 30 до 70% и оливин от 30 до 70%, като дунитите се превръщат в серпентинити;
- **Пироксенити.** Изградени са от над 90% пироксен (хиперстен, енстатит и бронзит) и 10% оливин;



Пироксенит, колекция

-**Хорнблендитите** съдържат главно амфибол и второстепенни минерали-пироксен, оливин и биотит.

Представители на вулканските скали са пикритите-черни, плътни или дребнозърнести скали, изградени от оливин, титан-авгит и хром диоксид и второстепенни- пироксен, амфибол и основен плагио клаз. **Кимберлитите** са тъмни скали със сив или зелен отенък. Главни минерали са оливин и бронзит. Често са серпентинизирани. При промяната добиват син или жълт цвят. Образуват диатреми. Сред тях се срещат диаманти. Съвременното модерно виждане е, че диамантите и кимберлитите се образуват при еднакви физикохимични условия в дълбочина на земната кора и в последствие кимберлитите са “лифтът” който изнася диамантите близо



Диамант в кимберлит, в ляво –брилянт (Б. Кондор, 1992)

до земната повърхност.

С ултрамафичните скали парагенетично са свързани полезни изкопаеми на хром, никел, платина, а при постмагматичните процеси се образуват талк, азбест, серпентинити. Последните се използват като декоративни материали. В България тези скали се срещат Кърджалийско, Пловдивско, Хасковско, Ихтиманско и в Странджа.

Група на базичните скали.

В химичния им състав участва SiO_2 от 45 до 52%, MgO -5-20%, FeO -8-13%, Al_2O_3 -от 14 до 17%, ниско съдържание на алкалий. Главни минерали в техния състав са: основен плагиоклаз,

оливин, пироксени, амфибол и акцесорни-магнетит, хром, шпинели и други. Главни представители на плутоничните скали са:

-**Габро**. В състава му участва 35-65% основен плагиоклаз (лабра дор) и моноклинен пироксен-35-65%. Второстепенни минерали са оливин, амфибол и биотит. Структурни разновидности на габро за хипоабисалния и дайков фациес са микрогабро, пегматоидно габро, габро-порфирит.

- **Норит**. Съдържа от 35 до 65% плагиоклаз; ромбичен пироксен (бронзит, хиперстен, енстатит) от 30 до 60%; оливин-5% и др.



- Порфиroidно габро, с. Ветрен, Пазарджишко, колекция

-**Анортозит**. В състава му участва основен плагиоклаз от 90 до 100% и пироксени до 10%.

Габровите скали са черни, тъмносиви със зелен отенък. Текстурата е масивна или ивичеста, а структурата-габрова, панидиоморфно зърнестта или порфирна. Морфологията на магмените им тела е: лополити, щокове или дайки. Те се използват като декоративен материал. Особено красиво е лабрадорското габро (лабрадорити). У нас се разкриват в Белоградчишко, Чипровско, Берковско, Ботевградско, Дупнишко, Осогово, Витоша, Плана планина, Пазарджишко, Бургаско, Ямболско

Вулкански скали

-**Базалт и долерит**. Съдържат SiO_2 от 46 до 53%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 2 до 4,5%. Базалтите са най-широко разпространените вулкански скали и по площ са над 1/3 от тази на всички магмени скали. В минералния им състав участва основен плагиоклаз от 45 до 65%; пироксени-от 15 до 45%; оливин-от 2 до 5%; вулканско стъкло- от 30% до 50%. Акцесорни минерали са магнетит,

апатит и др. При високо съдържание на оливин се разглеждат като оливинов базалт и оливинов долерит. При постмагматичните процеси се отлагат много вторични минерали, като калцит, епидот, хлорит. Хлоритът придава зелен цвят на скалата. Базалтите са черни скали с масивна, пореста, шлакова или миндална текстура. За долерит се приемат кристализираните разновидности на базалтите.



Базалт, колекция



Лети каменни изделия, гр. Плачковци, колекция М. Токмачиева



Обсидиан, Армения, долу-полиран, колекция М. Токмакчиева



Диабазова лавова брекча от кариера Бов, Софийско, колекция

-Диабаз. Това е скала със същия състав на базалта и долерита, но претърпяла интензивни изменения. Първичните минерали не са се запазили или са във вид на реликти. Те са тъмнозелени на цвят.

Базалтовите скали у нас се срещат под формата на разливи и дайки Брезнишко, Ямболско, Бургаско, по линията Свищов-Сухин дол. Диабази се разкриват в Западна Стара планина-Белоградчишко, Чипровско, Искърския пролом-гара Бов, Лакатник, Златишкия и Твърдишкия Балкан, Панчарево-Софийско, Западна Верила, Осого во, Странджа. Навсякъде се придружават от диабазови туфи и участват в изграждането на т.н. диабаз-филитоидния комплекс. От базалтите се добиват лети каменни изделия (петрургия), минерални вати с високи топлоизолационни качества, а диабазите се използват в строителството.

Група на среднобазичните скали

А. Среднобазични скали с нормална алкалност

В химичния им състав участва SiO_2 -от 52 до 63%; MgO -от 1 до 8%; CaO - от 1 до 11%; $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ -от 8 до 10%, алкалий-средно 5%. Главните минерали, които изграждат тези скали са: среден плагиоклаз, амфибол, авгит, биотит, кварц до 5% и единични зърна от калиев фелдшпат. Текстурата на скалите е масивна, шлировидна или сферична, а структурата-

хипидиоморфнозърнестта до призматичнозърнестта. Представители на плутоничните скали са: -**Диорити**. Химичен състав: SiO_2 -53-57%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -5-5,7%. Минерален състав-среден плагиоклаз-55-65%; амфибол-0-40%; биотит-0-40%; авгит-5-20%; кварц-5%. Кварцдиоритите съдържат кварц от 5 до 20%. До 5% в състава им участват акцесорни минерали-апатит, магнетит и титанит. Вторични минерали са серицит, хлорит, калцит и др. Диоритите изграждат щокове и лаколити. Те са среднозърнести, тъмносиви или светлозелени скали с масивна текстура. Техни структурни разновидности са: микродиорити-афирни, преходят в андезити, диоритови порфирити (порфиroidни микродиорити), диоритови пегматити и диоритови аплити. С диоритовите скали асоциират находища на желязо, мед, олово, цинк. У нас се разкриват Чипровско, Петрохан, Вършец, Кюстендилско и в Югозападна България.



Диорит, колекция

Най-широко разпространените **вулкански скали** от тази група са



Андезит, колекция

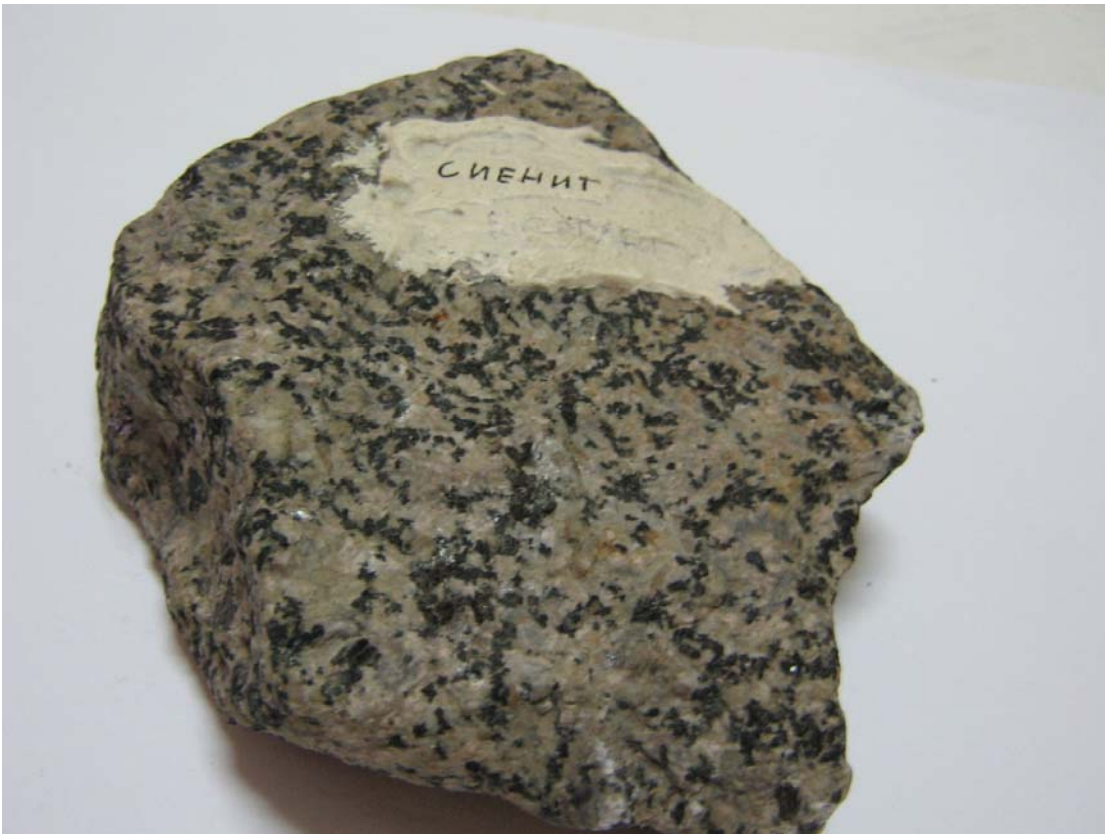
Андезити. Съдържат- SiO_2 -57-64%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -5,7-7,5%. Главните скалообразуващи минерали са същите както при диоритите. Основната маса е от микролити и вулканско стъкло. Структурата е порфирна. Андезитите са сиви, тъмносиви до сивозелени скали. Порфирната генерация е представена от плагиоклаз, амфибол, биотит и пироксен. Вторичните минерали са хлорит, епидот, серицит, поради което скалата добива зелен цвят. Базалтоидният андезит (базалтов андезит, андезитобазалт) съдържа SiO_2 -53-57%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -5-5,7%. С андезитовия вулканизъм са свързани хидротермални находища на мед, злато, сребро. Андезитите се използват като строителен и киселинноустойчив материал. Разкриват се в лавови потоци, куполи и дайки в Източното, Централно и Западно Средногорие.

Б. Среднобазични субалкални скали

Те съдържат SiO_2 -53-64%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -от 5-7,5% до 14%, Al_2O_3 от 15 до 18%. Минералният им състав е: калиев фелдшпат, среден до кисел плагиоклаз, амфибол, пироксен, биотит и кварц (до единични зърна). Те са богати на акцесорни минерали като магнетит, титанит, апатит и дуги.

Плутонични скали

Сиенит. Съдържа от 54 до 60% SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -от 7,8 до 14%. Главни скалообразуващи минерали са плагиоклаз-от 10 до 35%, калиев фелдшпат-65-90% амфибол, биотит и пироксен-10-20%, кварц- до 5%. Акцесорни минерали са титаномagnetит, циркон, апатит, титанит. Вторични минерали- серицит, епидот, каолинит.



Сиенит, Витоша, колекция

Текстурата е масивна, а структурата - хипидиоморфнозърнеста. Структурни разновидности на сиенита са микросиенит, сиенитов пегматит и сиенитов аплит с порфирна структура. Формите на проява на сиенита са дайки, малки щокове и лаколити. Сиенитите са равномерно зърнести, светлоцветени-розово, сиворозово. У нас се разкриват във Витоша, Пловдивските тепета, Ямболско, Бургаски, Източни Родопи. Използват се като строителен и декоративен материал.



Монзонит, Витоша, колекция
Вулкански скали



Трахит, Родопи, Лъкинско, колекция

Трахиандезити. По химичен състав съответстват на кварцдиоритите и на кварцмонцодиоритите: SiO_2 -57-65%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -5,7-10,5%. В минералния състав участват

плагиоклаз и калиев фелд шпат, мафични минерали, основна маса от микролити и вулканско стъкло. Латитите са химичен еквивалент на монцонитите, а трахита е аналог на сиенита. Трахитите са светлосиви, розови, розовокафяви порфирни или афирни скали. Порфирите са предимно от санидин. У нас се разкриват в Средногорието, Централни Родопи. С тези вулкански скали са свързани находища на олово, цинк, сребро, мед, желязо, злато, молибден и др.

Група на киселите скали

Скалите от тази група са над 60% от разкритията на всички магмени скали. В химичния състав на тази група скали участва SiO_2 -63-78%; Al_2O_3 -14-17% и ниски съдържания на MgO , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO . В минералния им състав участват кварц, фелдшпати и малки количества от мафични минерали.

Плутонични скали

Гранит. Химичен състав: SiO_2 над 63%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - 7,5-8,1%. Минерален състав: кварц-25-35%, плагиоклази-25-35% и калиев фелдшпат- 30-40%. Мафичните минерали са около 10%. Вторични са главно глинестите минерали. Гранитът има масивна или такситова текстура и хипидиоморфнозърнеста или порфирна структура. Изграждат щокове, батолити, лаколити, дайки. Гранитите са светлооцветени средно до дребнозърнести или порфирни скали. Определят се по значителното количество кварцови зърна в техния състав.

Според тяхната структура гранитите могат да бъдат: микрогранити, порфирни, порфиroidни, равномернозърнести, едро-, средно-, дребнозърнести, аплитoidни (аплити), пегматоидни (пегматити) и др. Рапакивите са структурна разновидност на амфибол-биотитовия гранит.



Гранит, Рила, колекция



Гранит-рапакиви, Русия, колекция



Амазонитов гранит, колекция М. Токмачиева



Пегматит, Родопи



Пегматит, Пастра, Рила планина



Гранит- порфир, колекция М. Токмачиева



Гранодиорит, Етрополско

Гранодиорит. В състава на тези скали плагиоклазът е от 30 до 60%, калиевият фелдшпат-10-30%, кварц-20-40% и мафични минерали-20%. Съдържат повече акцесорни минерали като магнетит, апатит и титанит. Текстурата им е масивна, понякога шлирова, а структурата - хипидиоморфнозърнестта. Изграждат батолити, що кове, лаколити и дайки.

У нас гранитоидите са разпространени в Осогово, Рила, Пирин, Западни Родопи, Средна гора, Сливенски Балкан ("Сините камъни"-кварцпорфири). Използват се в строителството и като декоративен материал, а от пегматитите се добива мусковит, кварц и фелдшпа това суровина. С тях асоциират находища на волфрам, злато, желязо, кобалт, сребро, олово.

Вулкански скали

Дацити. Петрохимичен аналог на гранодиорита. Съдържа плагиоклази от 35 до 90%, кварц-20-40%, калиев фелдшпат- от 0 до 25%, мафични минерали- от 5 до 25% и вулканско стъкло. Основната маса е изградена от микролити от тези минерали. Текстурата е масивна, а структурата-порфирна.



Дацит, Панагюрско, колекция

Риолити. Това са сивобели, розови или розовочервени скали. Порфирните минерали са санидин, кварц, биотит и амфибол. Основната маса се състои от фелдшпати, кварц и вулканско стъкло. Текстурата е масивна, мехурчеста, флуидална и перлитова. Срещат се под форма на потоци, кубета, куполи и пикове. С тези вулкански скали асоциират находища на мед, злато, олово, цинк, сребро. Разпространени са в Родопите, Панагюрско.

Таблица Плътност на магмените скали (в g/cm^3)

Плутонични

Вулкански

Габро - 3,3

Пикрит - 3,0

Диорит - 2,9

Базалт - 2,8

Сиенит - 2,8

Андезит - 2,7

Гранит - 2,8

Трахит - 2,7

Риолит - 2,7

Риолит - 2,7

Алкални скали

Алкални базични скали. Химичен състав: SiO_2 -44-53%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -4-21%. Плутонични- алкални

габроиди-шонкинит(моноклинен пироксен и калиев фелдшпат), есексит(ортоклазово габро), тералит(нефелиново габро); вулкански-алкални базалтоиди: тефрит, трахибазалт. Алкални среднобазични скали: химичен състав: SiO_2 -53-64%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -7-22,5%; плутонични-нефелинов сиенит, алкален сиенит(безфелдшпатоиден); вулкански-алкален трахит,фонолит, тингваит(дайкова скала).Алкални кисели скали: химичен състав: SiO_2 над 64%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -8,1-10,5%; плутонични-алкално-фелдшпатов гранит, алкален левкограниталкални микроклин-албитови гранити и левкогранити; вулкански-алкалин трахидацит.Срещат се в Източното Средногорие.

Седиментни (утаени) скали

Образуване

Седиментната скала е геолошко тяло, което се намира в горната част на земната кора. Тя се образува при определени физикохимични условия:утаяването на материали от разрушаването на по-ранообразувани магмени, седиментни или метаморфни скали, при жизнената дейност на организми, вулканизъм и космически материали. Литогенезата е целия процес на образуване на седиментните скали, който се разделя на три стадия: седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. Върху образуването на седиментните скали влияят тектонските движения, релефа, дейността на животните и растенията и климата.Въз основа на последния фактор се отделят следните типове литогенеза: хумиден (характерен за умерените,тропичните и субтропичните климатични зони); ариден (характерен за пустините, полупустините, сухите степи); ледников (в континенталните участъци с ледникова покривка); вулканогенно-седиментен (в области с вулканска дейност); океански (в океански области). Седиментогенезата обхваща транспорт и утаяване (седиментация). При физичното и химично изветряне на изходната скала се образува разрушен материал, който се транспортира по гравитачен път, от течащите води, вятъра, ледниците или по-рядко от дейността на организми . Преносът се осъществява по механичен път или под формата на истински и колоидни разтвори. Утаяването се извършва по механичен, химичен, химично-биогенен и физикохимичен път.

В състава на седиментните скали участват различни компоненти, които са образувани през отделните стадии на литогенеза. Най-често това е алогигенен компонент- кластичен (късов), теригенен и реликтов. Алогигеният компонент се образува в утайката на място, вулканокластичният е продукт на вулканогенната дейност, космогенният е количеството космически материал (от 5000 до 7000 тона годишно), който пада на земята. В състава на седиментните скали има останки от организми (до 70%), което се отбелязва като биогенен компонент. Тези компоненти се натрупват в различно количество според начина на седиментация (утаяване) и образуват пластове и слоеве (части от пластта).В състава на

седиментните скали според У. Твенхофел участват: кварц-34,8%; калиеви фелдшпати-11,02%; мусковит, серицит и хидрослюди- 15,11% ; глинести минерали-14,51%; карбонати-13,32%, плагиоклази- 4,55%; минерали на желязото- 4,07%; сулфати- 0,97%; органично вещество- 0,73%; фосфати- 0,35% и други- 0,57%. Според едрината и формата на частиците, които изграждат седиментната скала се определя нейната структура: псефитна (над 1mm), псамитна (от 0,1 до 1 mm) , алевритна (от 0,01 до 0,1 mm) и пелитна (под 0,001mm) Структурата може да бъде грубо-,едро-, средно-, дребно- и микрозърнестта. Текстурата е пространственото разположение и ориентацията на съставните компоненти в седиментната скала и бива:неориентирана, ориентирана (микрослоестта), и флуидална.Слоестостта е коса, хоризонтална и вълновидна .

Кластични (теригенни, механични) скали .

Тези скали се образуват при механично утаяване и над 50% от техния състав е кластичен компонент. Според едрината на последния се разделят на псефитни, псамитни и алевритни, а според наличието или отсъствието на спойка са неспоени и споени.

Псефитните скали са изградени от късове с големина над 1 mm.Нespoените са : блокове-над 1000mm; валуни- от 100 до 1000mm; чакъл- от 10 до 100 mm и гравий- от 1 до 10 mm. Споените се разделят на конгломерат- със заоблени късове (блоков, валунен , конгломерат) и брекча- с незаоблени късове (блокова, валунна, брекча). Псефитните скали се образуват при физично изветряне от тектонска или ледникова дейност, при свличания и срутвания или от прибойна дейност. Те се разкриват в моретата, езерата, речните долини и предпланинските области. Използват се в строителството или като декоративен материал (“Чирпанската” брекча).



“Чирпанска” брекча, колекция





Брекча край гр. Анкара, Турция

Псамитните (пясъчните) скали са представени от пясъци (неспоени) и пясъчници (споени). Пясъчниците са с псамитова структура и косо-, вълновидна или хоризонтално-слоестта текстура. Имат разнообразен минерален състав и биват полиминерални и мономинерални (кварцови- Разградско, Еленско). Образуват се в крайбрежноморските и дълбокоморските области, при ледникова дейност, в езерата, реките или са еолови. Използват се в строителството, в металургията, в стъкларската и керамичната промишленост, а пясъчниците - като декоративен и облицовъчен материал (край гара Бов). В състава на пясъците се срещат диаманти (ЮАР), злато (по р. Струма, Огоста, Тунджа, Тополница, Луда Яна, Бяла река, Искър и др), магнетит и др



Пясъчник, Бов, Софийско, колекция



Пясъчник (образуване “Медузата”), с. Рани лист, Кърджалийско

Алевритовите скали биват алеврити (неспоени) и алевролити (споени). В минералния им състав участват кварц, халцедон и мусковит, карбонатна, глинестта или железнооксидна спойка и голямо количество органично вещество. Според образуването им биват морски, езерни, речни или еолови. Лъсът е съвременно образование, жълтеникав или кафявосив, слабоспоен, порест и лек. Съдържа глинести минерали, кварц и растителни останки. Предполага се, че се образува при еолова дейност. У нас се разкрива в Дунавската равнина. Тези скали се използват за строителни материали.

Глинести(пелитни)скали.

Тези скали са изградени от частици с размер под 0,01 mm, като 30% от тях са под 0,001mm. В състава им участват главно: каолинит, илит, монтморилонит и др., а също така кварц, халцедон, фелдшпати, слюди. Образуват се при химичното изветряне на алумосиликатните минерали. Срещат се под формата на лещи, пластове и пачки, различна дебелина и размери. Според условията на тяхното образуване биват морски, лагунни, езерни, ледникови, елувиални, делувиални и алувиални. Цветът им зависи от изграждащите ги минерали и от оцветители.

Белите (сивите) глини съдържат главно каолинит и монтморилонит, а сивозелените-хидрослюди и монтморилонит. Според минералния им състав се разделят на каолинитови (срещат се Разградско и Русенско , образувани при изветряне на кисели скали);



Каолинови глинести скали, Каолиново, Разградско, колекция



Монтморилонитови (бентонитови) глинести скали, Кърджалийско

монтморилонитови (бентонитови-Кърджалийско, образувани при изветряне на вулкански скали)
и хидрослюдени (Плевенско-при изветряне на кисели скали.



Глинести скали, нах. Жабляно, Пернишко, колекция

Най-широко разпространение имат полиминералните глинени, които се срещат повсеместно.

Каолинитовите глинени се използват за добив на каолин, а монтморилонитовите за бентонит. Глините се размекват във вода, те са пластични и слабопроницаеми.

Аргилитите са черни твърди глинести скали, които не се размекват във вода, предимно хидрофилни с голямо количество органично вещество. Срещат се край гара Владо Тричков (Искърския пролом).



Аргилит, Свогенско, колекция

Хемогенни(химични)и биогенни скали

Тези седиментни скали се образуват при химично или биогенно утаяване във водни басейни или на сушата и имат широко разпространение. Според техния химичен състав се разделят на:

Карбонатни скали Към тях се отнасят седиментни скали, в чийто състав участват над 50% карбонатни минерали: калцит, доломит и по-рядко арагонит и анкерит. Като примеси участват: кластичен материал, глинести минерали, органично вещество и др. Варовиците са скали, в чийто състав участва главно калцит. Те са бели, сиви, сиво-зеленикави, червени или ръждивокафяви. Текстурата им е слоеста, масивна, петниста, конкреционна, а структурата е зърнеста, оолитова, биоморфна и др. Биват органогенни, химични или кластични (механично утаени). Срещат се в пластове с голяма дебелина или лещи, конкреции или пещерни образувания (натечни-сталактити и сталагмити), бигор (кавернозна лека скала); Варовиците

имат широко разпространение у нас и се използват за добив на негасена вар (Лакатник, край с. Огняново-Пазарджишко) и за строителен материал (Сливница и др.). Органогенните варовици са чудесен декоративен материал(край гр. Русе).



Органогенен варовик, нос Калиакра, колекция



Пишештата креда (биоморфни варовици, изградени от черупки на планктонни водорасли) се използва за производство на хартия, на бяла боя или на пишеш материал и се среща в Никополско.

Доломитите са карбонатни скали, изградени над 50% от доломит. Образуват се във водни условия при химично утаяване (седиментационни), при диагенезата (диагенетични) или при заместване на варовити скали от доломит (епигенетични). Срещат се край гр. Хасково, гр. Враца, Златна Панега, край гр. Белово и др. Използват се за добив на цимент, за огнеупорен материал и за флюс.

Мергели. Съдържат над 50% (от 20 до 70%) глинест компонент, карбонатни минерали и кластичен компонент. На цвят са сиви, сивокафяви с червен отенък, тънко до дебелослоести. Това са глинесто-карбонатни скали, които се използват за производство на цимент и в керамичната промишленост. У нас се срещат в Северна България, Панагюрско, Софийско и др.

Алуминиеви скали Изградени са от оксиди и хидроксида на алуминий и са представени от боксит и латерит. Използват се за добив на алуминий. Срещат се в пластове или лещи и имат розовочервен цвят. У нас бокситите се разкриват край гр. Трън.

Желязосъдържащи скали. Съдържат минерали на желязото-оксидни, хидроксидни, карбонатни, силикатни и сулфидни, като хематит, магнетит, сидерит, гьотит, шамозит, пирит. При



Находище Кремиковци, Софийско

съдържание над 20-25% желязо се използват за добив на желязо, а от някои от тях се произвеждат пигменти (бои) Според главния минерал на цвят са сивозелени, жълти, кафяви, червени. Образуват се при отлагане от колоидни разтвори или при изветрителни процеси. Срещат се Троянско, Сливенско и Бургаско (магнетитови пясъци).

Манганови скали. Съдържат над 10% манганов оксид. В минералния им състав участва: манганит, пиролузит, псиломелан, манганокалцит, родохрозит. Срещат се в мощни пластове или тънки слоеве. От тях се добива манганова суровина за производство на стомана, чугун, стъкла и др. Най-голямото у нас находище от този тип е Оброчище

Фосфатни скали. Съдържат P_2O_5 от 12 до 40%. Изградени са от калциево-фосфатни минерали. Образуват конкреции. Произходът им е биогенен или хемогенен. Използват се за добив на фосфатни торове. Установени са в Западна Стара планина, Никополско, Плевенско.



Кремъчни скали Изградени са от кварц, халцедон и опал и съдържат над 50% SiO_2 . Образуват се по химичен (опоки, трепели, ясписи, кремъци-флинт) и биогенен път (диатомити-кизелгур, радиоларит, спонголити). Използват се като изолационен и декоративен материал. У нас се срещат Варненско, Никополско, Гоце Делчевско, Софийско, Кърджалийско.

Солни скали (евапорити). Тук се отнасят химично утаени скали изградени от гипс, анхидрит, халит, силвин, карналит. Предимно са светли на цвят, лесно се разтварят. Гипсът и анхидритът изграждат лещи, пластове или пачки от мономинерални скали. У нас се срещат Видинско. Използват се в строителството. Халитът изгражда пластове или лещи. Каменна сол се

разкрива в щок Провадийско. Използва се в хранително-вкусовата промишленост.



Солни скали, Провадия, колекция

Глауконитови скали . Съдържат над 50% глауконит, като в състава им K_2O е от 3 до 7%. Срещат се в пачки, слоеве или пластове. На цвят скалите са тъмно до светлозелен. Използват се като калиеви торове, като адсорбенти, за получаване на зелена боя и за омекотители на варовитата вода. У нас се срещат Никополско, Врачанско, Шуменско.



Глауконитови скали, Врачанско

Зеолитови скали Над 50% състава им участват зеолити. Образуват се при подводно изветряне на вулканско стъкло. Най-големите находища са Кърджалийско. Използват се като сорбенти, в строителството .



Зеолитови скали, Кърджалийско, колекция

Каустобиолити. В тази група скали се причисляват изкопаемите горива като торф, въглища, нефт, битуми, природни въгледородни газове. Те имат важно промишлено значение.



Въглища, Балканбас,



Въглища, нах. Чукурово, Софийско



Мергел със сяр, Брежане, Благоевградско



Към тази група се причисляват скали, които са преходни между вулканските и седиментните. В състава им участва материал, изхвърлен при вулканските изригвания (пирокластичен) във водна или въздушна среда, който образува утайки. Наред с пирокластичния участва и седиментен (кластичен) материал. Според количеството на единия и другия скалите се разделят на вулканокластични и вулканогенно-седиментни.

В състава на **вулканокластичните скали** участва над 50% експлозивен или ефузивен материал, според което се разделят на експлозивно-късови (пирокластични-споени, тефра-неспоени) и ефузивно-късови (с лавов цимент: лавобрекчи, кластолави и с хидрохимична спойка-лавокластични и хиалокластични (с късове от стъкловидна лава) . **Туфите** са вулканогенно-късови скали, изградени от вулканска пепел, вулканско стъкло, лапили (отломки от 2 до 64mm), вулкански бомби (късове образувани при вулканската ерупция с големина над 64 mm.). Циментът е глинеесто, карбонатно, кремъчно и др. вещество.

Вулканогенно-седиментните скали съдържат от 10 до 50% пирокластичен материал. Образуват се при сухоземна (субаерална) и подводна (субаквална) вулканска дейност. Представени са от туфопясъчници, туфоконгломерати, туфогравелити и др.

У нас вулканогенно-кластични скали се разкриват в Западна Стара планина, Средногорието, Източни Родопи. Използват се за строителен и декоративен материал.





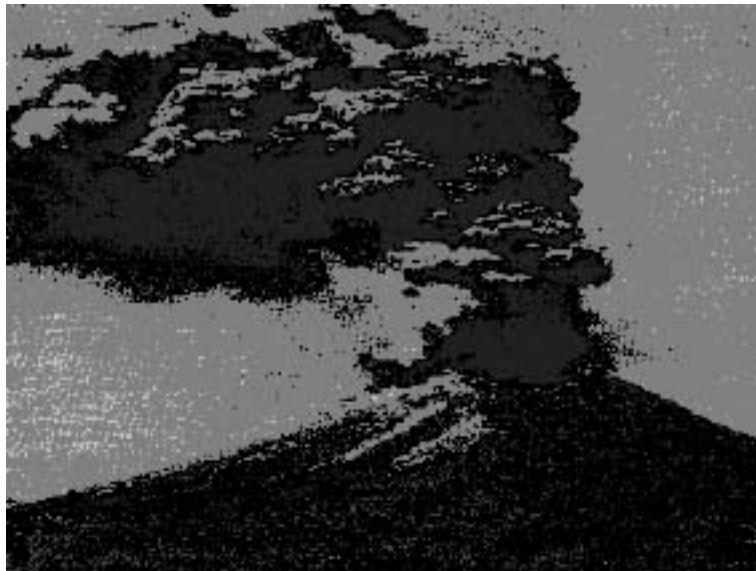


ЛАВА

вулкан Везувий, Италия



Антрактида, о-в Ливингстон



Изригването на вулкана Нгаурухое (Б.Кондор, 1992)

Метаморфни скали

Метаморфизмът на скалите е изменението на техния химичен, минерален състав, текстура и структура, под въздействие на повишена температура, налягане и активност на флуидите. Когато се осъществява само прекристализация на минералите (кристалобластеза) метаморфизмът е изохимичен (нормален), а при обмяна на веществото, привнос и износ на елементи- той е алохимичен (метасоматичен). Главните фактори за протичане на метаморфизма са: температурата (над 200°C-геотермичен градиент-на всеки 100м.в земната кора температурата се повишава с около 3°C ; от температурното въздействие на магмата); налягането (литостатично-тежестта на отгорележащите скали, като в земната кора на 1км налягането нараства средно с 27 МРа; едностранно-стресово, свързано с тектонските процеси и хидростатично-налягането на отгорележащия воден стълб); действието на възходящите термални разтвори и газове (вода, въглероден двуоксид, киселини и др.). Химичният състав на метаморфните скали се определя от химизма на изходната скала и от типа на метаморфния процес. В състава на метаморфните скали участват: минерали на магмените скали-кварц, оливин, пироксен, фелдшпати, слюди; на седиментните скали- калцит, доломит; метаморфни минерали- серпентинит, хлорит, серицит, талк. Типо морфни метаморфогенни минерали са кианит, силиманит, ставролит, андалузит (хиастолит), кордиерит, воластонит. Съхранените от изходната скала минерали се наричат реликтови, а тези които са образувани по време на метаморфогенните процеси-минерали от късната диафореза. Разграничават се главни, второстепенни и акцесорни минерали. Метаморфните скали съхраняват морфо ложките особености на изходната седиментна или магмена скала. Структурите на метаморфните скали се определят от кристало бластезата (прекрстализацията). Според техния идиоморфизъм минералите са: кристалобластни, ксенобластни и порфиробластни. Структурите се разделят на кристалобластна, катакластна и реликтова структура. Тексурите биват: масивна шистозна (равномерно разпределение на минералите), петниста или възлова (струпвания или неравномерно разпределение на минералите в скалата) и ивичеста (редуване на ивици с различен минерален състав).

Класификацията на метаморфните скали според състава и генезиса на протолита (изходния материал) е следната : метапелити (изходен материал-богати на глина седименти, аргилити); метапсамити (изходният материал е с преобладаващо псамитови размери в седиментни скали); кварцити (от кварцови пясъчници); мрамори (изходен материал-варовици и доломити); метабазити (изходен материал-базични магмени скали). Според тяхната текстура класификацията на метаморфните скали е следната: дребно-, средно- и едро-зърнестта (според размера на зърната); скали със слабошистозна до масивна текстура (хорнфелзи, мрамори, кварцити, амфиболити); скали с ясно изразена шистозна текстура (филити, шисти, гнайси);

скали с ясно изразена шистозна текстура и зони на срязване (катаклазити, милонити, очни гнайси).

Според условията на метаморфизъм (степен или фациес) метаморфните скали се класифицират както следва:

1. Метаморфни скали с ниска степен на метаморфизъм (зеленошистен, долни части на епидот-амфиболитов фациес).
2. Метаморфни скали със средна степен на метаморфизъм (горни части на епидот-амфиболитов фациес и амфиболитов фациес).
3. Метаморфни скали с висока степен на метаморфизъм (ултраметаморфизъм, гранулитов и еклогитов фациес).

Катакластичен метаморфизъм (динамометаморфизъм) и видовете скали

Характерен е за горните участъци на земната кора и протича под въздействието на едностранен натиск. Налице е механично рушене на скалата. Скалите, които се образуват са: **тектонска брекча** (изградена от незаоблените късове споени с раздробен материал);



Тектонска брекча, колекция

катаклазит(микробрекча); **милонит**(образувана при по-нататъшното стриване и нашистяване на изходната скала, реликтовите зърна са силно деформирани или прекристализирали в нова минерална фаза); **ултрамилонит** (тектонска глина-"екран"смян скален материал, който понякога е глинясал). Динамометаморфните скали нямат широко площно разпространение.

Наличието им нарушава целостта на скалата, което налага да се отчитат техните физикомеханични свойства.

Контактно-термален метаморфизъм и видове скали

Контактно-термалният метаморфизъм се осъществява на контакта на плутонична магма със вместиците скали. Главни фактори са температурата на внедрената магма и действието на флуидите (горещи газово-течни разтвори). Според водещото значение на един от тези фактори се различават нормален контактен метаморфизъм и контактна метасоматоза.

Нормалният контактен метаморфизъм протича под влияние на температурата на плутоничната магма, при което вместицата скала прекристализира. В резултат се образува ореол в пелитни скали (глинесто-песъкливи) следните метаморфни скали (по реда на отдалечаване от интрузията):

-**хорнфелзи** -рогови скали, дребнозърнеста скала с тъмен цвят и масивна или петниста текстура, изградени от кварц, фелдшпат, силиманит, андалузит;

- **възлови или пъпчиви шисти**- с мусковит или биотит, силиманит, кварц, плагиоклаз, андалузит;

-**петнисти шисти**- с петна от зачатъчна прекристализация, които се разполагат във външната част на ореола;

-**мрамори** -зърнести скали, които са образувани при прекристализация на варовици.

Контактната метасоматоза се осъществява чрез дифузионна и инфилтрационна миграция на флуидите при температура от 100 до 700°C, налягане около 30-50 МПа при дълбочина от 1 до 2 км. Образуват се следните типове скали:

-**скарни**- според минералния им състав се разделят на калциево-железни или калциево-магнезиеви. В състава им участват гранат, пироксени, епидот и други калциеви силикати. Те са резултат от метасоматизъм на границата на кисели магмени скали с карбонатни. Понякога съдържат магнетит (Чипровско, Крумово-Ямболско). Скарни се разкриват в Рила планина (вр.Петлите и Белия улук).



Скарни от вр. Пеглите, Рила



Скарни нах. Дружба, Лъкинско

Типове метасоматити:

- грайзени**- съдържат кварц, мусковит, минерали на волфрам, калай и молибден;
- пропилити- развити по средни до кисели вулканити с вторични минерали:епидот, хлорит, албит, кварц, калцит, пирит. У нас се срещат в Средногорието;

-серпентинити-плътна, зелена, сивозелена или черна на цвят скала, изградена главно от серпентин. Образува се при хидратацията на магмени или метаморфни перидотити. Различава се от автометасоматизъм, който протича под въздействие на флуиди, които са свързани с интрузията, от която са образувани изходните скали, подложени на промяна. Серпентинитите се използват като декоративен материал. При серпентинизацията често се образува талк, който също се използва. У нас се срещат в Източни Родопи и Средногорието.



Серпентинит, Северна Гърция, колекция



Серпентинит, Русия, колекция

Регионален метаморфизъм и свързаните с него скали

Регионалният метаморфизъм протича под въздействието на повишената температура и налягане в дълбочина на земната кора, въздействието на флуиди върху скали на огромни площи (региони). Както бе отбелязано той бива прогресивен и регресивен. При сходни термодинамични условия се образуват с скали със сходен минерален и химичен състав, които се причисляват към определен фациес. Най-широко разпространените типове скали са:

Филити. Дребнозърнести скали, сиви, сивозелени, чернозелени, шистозни скали, изградени от серицит и кварц, с копринен блясък по шистозните плоскости. Второстепенни минерали са хлорит, албит, калцит, хематит. Зърната от скалообразуващите минерали понякога са забележими. Образувани са при метаморфната промяна на глинести скали при нискотемпературни условия. Срещат се в Западна Стара планина и се използват в строителството.



Зелени шисти. Зелен на цвят метабазит с шистозна текстура, изграден от хлорит, кварц, епидот, актинолит. Образувани са при промяната на базични или среднобазични магмени скали при ниска температура и ниско налягане. Срещат се в Западна Средна гора, Родопите и Странджа. Използват се в строителството.

Син шист. Тъмно лилаво-сив на цвят шистозен метабазит. Рядко в образци притежава син цвят. Цветът се дължи на натриев амфибол (глаукофан).



Слюдени и кварц-слюдени шисти. В зависимост от състава на изходната скала и от условията на промяна се образуват различни метаморфни скали. При ниска температура се образуват шисти, изградени от кварц, албит, слюди, серпентин, хлорит и др. Те биват биотитови, мусковитови, двуслюдени, а ако в състава им участва като главен минерал калцитът-калкошисти.

При висока степен на метаморфизъм в състава им участва гранат, кианит, андалузит и др. и се различават шисти с наименованието на тези минерали. За шистите е характерно субпаралелното подреждане на лъбеспестите и плочестите минерали. Зърната са ясно видими. У нас шисти се разкриват в Родопите, Рила, Пирин, Средна гора. Те се използват като строителен материал.

.Кварцити. Изградени са главно от кварц, а второстепенни минерали са слюди, хлорит, хематит. Срещат се в Западна Стара планина и се използват като огнеупорен материал, в строителството и като абразив.

.Мрамори. Образуват се в резултат на прекристализация на калцита или доломита в състава на карбонатни скали. Участва също графит, хлорит, тремолит. У нас се срещат Малко Търновско, Велинградско, край гр. Гоце Делчев,



Мрамори



в Родопите, Рила, Пирин и Западна Стара планина.Използват се за строителен и облицовъчен материал, за производство на вар и цимент.



Гнайси, Родопи

Гнайси. Това са високометаморфни скали, образувани при промяната на магмени кварц фелдшпатови или седиментни кварц-фелдшпатови скали при висока степен на метаморфизъм. Според произхода си се разделят на ортогнайси (магматичен произход на протолита) и парагнайси (седиментен произход на протолита). В минералния им състав участват: кварц, фелдшпат (кисел до среден плагиоклаз и калиев фелдшпат), слюди, гранати, андалузит и др. Това са едрозърнести (едрина до няколко милиметра) с ивичеиста и шистозна текстура скали. Наблюдава се тенденция на диференциране и сегрегиране на кварца и фелдшпатите и на мафичните минерали в ивици. Срещат се в Родопите, Рила, Пирин, Сакар. Използват се в строителството.

Амфиболити. В минералния им състав участва амфибол и кисел плагиоклаз. В състава им са широко представени акцесорни минерали. Те са тъмнозелени скали, които са образувани при промяната на базични и среднобазични магмени скали или на седиментни скали при висока степен на регионален



Амфиболит, Рила

метаморфизъм. Както и при гнайсите, ако са образувани от промяната на седиментна скала се поставя преходна „пара“-амфиболити, а от магмени скали- „орто“-амфиболити. Срещат се в Родопите, Рила, Осогово, Странджа и Западна Стара планина. Използват се за строеж.

Гранулитите са изградени от високотемпературни минерали: фелдшпати, пироксени, силиманит, кордиерит. Образувани са при високо налягане и температура от промяната на кисели магмени скали. Те са с масивна текстура и светли на цвят.

Чарнокит- гранулит, съдържащ калиев фелдшпат и хиперстен. У нас не се разкриват. Еклогити. Изградени от гранат и натриев пироксен(+рутил). Характерни акцесорни минерали са кварц, кианит, амфибол, цоизит.

Еклогитите са дълбочинни скали, образувани при високо налягане (поради което ги свързват с диамантите).

Ултраметаморфизмът се осъществява при огромни налягания и температура. Анатексиса (частично разтопяване на твърди скали и образуване на мигма), палингенеза (възраждане на магма при пълно разтопяване на твърди скали), гранитизация (образуване на гранити за сметка на скали с различен състав). Образуват се **инжекционни гнайси**, различни **мигматити**, **агматити**, **гранити** (смесени скали с шистозна и гнайсова текстура и сегрегация от калиев фелдшпат). У нас се срещат в Родопите, Рила, Пирин, Западна Стара планина. в Родопите, Рила, Пирин и Западна Стара планина.



ГИПСОВА РОЗА, с.ГЛЕДАЧЕВО, СТАРО ЗАГОРСКО

КРАЙ

ЛИТЕРАТУРА

- АТАНАСОВ В., М. СТОЙНОВА- Практическо ръководство по кристалография и минералогия, Техника, 1978, 238 с.
- БЕТЕХТИН А.- Минералогия, М., Госгеолтехиздат, 1950, 956 с. ГРИГОРЬЕВ Д.П.- Онтогения минералов, 1961, Изд.Лу, 453 с. ГОДОВИКОВ А.- Минералогия, М., Недра, 1986, 646 с.
- КОНТОР Б.-Минералы, АСТ-ПРЕСС, 1992, 190 с.
- КОСТОВ Ив.- Кристалография, С., Наука и изкуство, 1958, 410 с. КОСТОВ Ив.-Минералогия, С., Техника, 1993, 734 с.
- КОСТОВ Ив., В. БРЕСКОВСКА, Й. МИНЧЕВА-СТЕФАНОВА, Г. КИРОВ- Минералите в България, С., БАНр 567 с.
- МИЛОВСКИЙ А., О. Кононов-Минералогия, М., изд. Моск.Унив., 1982, 312 с.
- МИТЧЕЛ Р.- Названия минералов, М., Мир, 1982, 246 с. ПЕТРУСЕНКО С. и Р. КОСТОВ- Скъпоценните и декоративните минерали на България, С., БАН, 1992, 90 с.
- ПОПОВ Г., И. ШАФРАНОВСКИЙ- Кристалография,М.,1972, 342 с.
- СИРОТИН К.-Определитель минералов, М., ВШ, 1970, 143 с.
- СОВРЕМЕННАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ (в 4 томах), М., Недра, 1986, 460 с.
- СОЛОДОВА Ю., Е.АНДРЕЕНКО, В. ГРАНАТЧИКОВА- Опре делитель ювелирных и поделачных камней, М., Недра, 1983, 221 с.
- СТОЙНОВ С.- Минералогия, С., Техника, 1983, 411 с.
- СТОЙНОВА М.- Минералогия, С., печ. база МГУ, 1999, 293 с.
- ТОКМАКЧИЕВА М.-Записки по минералогия (за спец. ППИ-II курс), С., печ. база МП, 1995, 350 с.
- ТОКМАКЧИЕВА М., Т. МАРИНОВ, Ал. СУЛТАНОВ- Минералогия и петрография, С., печ. база МГУ, 1995, 350 с.
- ХЕРЛБАТ К., К. КЛЕЙН- Минералогия по системе Дена, М., Недра, 1982, 728 с.
- ШУМАН В.- Мир камня(в двух томах), М., Мир, 1986, 478 с. RAMDOHR P., H. STRUNZ- Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, Stuttgart, 1980, 560 s.
- ROBERTS W., J. CAMPBELL, G. RAPP- Enciclopedia of Minerals, New York, 1990, 834 s.
- ROSLER H.- Lehrbuch der Mineralogie, Leipzig, Verlag für grundstoffindustrie, 1980, 83 s.