

SYSTEMATICKÁ MINERALOGIE

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

**Katedra geologie PřF UP Olomouc, tř. Svobody 26, 77146 Olomouc,
tel. 585634533, e-mail: zimak@prfnw.upol.cz**

(listopad 2005)

OBSAH

Úvod

1. Prvky a příbuzné nerosty
 2. Sulfidy a příbuzné sloučeniny selenu, teluru, arzenu, antimonu a vizmutu
 3. Halogenidy
 4. Kysličníky a hydroxidy
 5. Karbonáty a nitráty
 6. Boráty
 7. Sulfáty a příbuzné sloučeniny chrómu, molybdenu a wolframu
 8. Fosfáty a příbuzné sloučeniny arzenu a vanadu
 9. Silikáty
 10. Organické minerály (organoidy)
- Literatura doporučená pro další studium

Úvod

V současnosti je známo kolem 4300 minerálů, přičemž slovo „kolem“ je v tomto tvrzení uvedeno ze dvou příčin: 1) počet nerostných druhů kolísá v závislosti na tom, co pod pojmem „nerostný druh“ rozumíme; 2) počet nerostných druhů se neustále zvětšuje o nově popsane minerály, jichž je ročně kolem 40 až 50.

Kritéria, podle nichž je prováděno řazení nerostů do určitých skupin, se vyvíjejí a mění v závislosti na objemu a charakteru poznatků o jednotlivých minerálech. První mineralogické systémy třídí minerály podle nejnápadnějších fyzikálních vlastností, především barvy, lesku, hustoty, tvrdosti a též tavitelnosti - s těmito kritérii se setkáváme zřejmě poprvé ve spise „Peri lithón“ („O nerostech“), jehož autorem je Theofrastos z Eresu (2.pol.4.stol. a zač.3.stol.př.n.l.). Na přelomu 18. a 19. století se začínají uplatňovat metody chemického výzkumu minerálů; v první polovině 19. století je již známo chemické složení asi 450 nerostů a dochází ke vzniku klasifikací založených na chemických principech. Objevy fyziky na počátku 20. století umožnily

těž detailní výzkum struktury minerálů, a proto jsou v současné době nejpoužívanější mineralogické systémy založené nejen na chemismu, ale též na příbuznosti krystalových struktur jednotlivých nerostných druhů.

V tomto studijním textu je použit systém, s nímž se v níže uvedené nebo poněkud modifikované podobě můžeme setkat ve většině publikací zabývajících se systematickou mineralogií. Tento systém řadí minerály do desíti skupin, označovaných jako třídy:

1. Prvky a příbuzné nerosty.
2. Sulfidy a příbuzné sloučeniny selenu, teluru, arzenu, antimonu a vizmutu.
3. Halogenidy.
4. Kysličníky a hydroxidy.
5. Karbonáty a nitráty.
6. Boráty.
7. Sulfáty a příbuzné sloučeniny chrómu, molybdenu a wolframu.
8. Fosfáty a příbuzné sloučeniny arzenu a vanadu.
9. Silikáty.
10. Organické minerály (organoidy).

Stručná charakteristika nejvýznamnějších zástupců jednotlivých tříd je obsažena v následujících kapitolách. U každého minerálu jsou uvedeny údaje o jeho chemickém složení, příslušnosti ke krystalové soustavě, tvaru krystalů či charakteru agregátů, základních fyzikálních vlastnostech, vzniku a rozšíření v přírodě (a to zejména na území České republiky) i o jeho praktickém významu.

1. Prvky a příbuzné nerosty

V elementárním stavu jsou v zemské kůře přítomny některé kovy (zlato, stříbro, měď, rtuť, železo, platinoidy), polokovy (arzen, antimon, vizmut) a též nekovy (síra a uhlík). Do třídy elementů patří i přírodní slitiny kovů a polokovů; obvykle jsou do této třídy začleňovány také karbidy, nitridy a fosfidy.

Zlato Au

Atomy zlata mohou být ve struktuře tohoto minerálu v neomezeném množství nahrazovány atomy stříbra. V přírodním zlatě bývá stříbro přítomno obvykle v množství 1-15 %; zlato s obsahem 15-50 % Ag se označuje jako elektrum. Vedle Ag může přírodní zlato obsahovat Cu, Pd, Rh, Bi, Hg a Fe. Zlato krystaluje v soustavě kubické. Tvoří obvykle plíšky, drátky, dendritické agregáty (obr. 1) nebo valounky (nuggety). Jen výjimečně zlato bývá krystalované - jeho krystaly mívají nejčastěji tvar oktaedru nebo kubo-oktaedru (kubo-oktaedr = spojka hexaedru a oktaedru). Ryzí zlato s nepatrným obsahem výše uvedených příměsí má zlatožlutou barvu. Při vyšším obsahu stříbra je jeho barva světlejší; elektrum je téměř bílé. Zlato s příměsí mědi je oranžově červené. Zlato má kovový lesk, je kujné, $T = 2,5-3$. Hustota čistého ryzího zlata je 19,3, avšak příměsí stříbra se jeho hustota výrazně snižuje.

Ryzí zlato se nachází zejména na křemenných žilách (často společně s pyritem, antimonitem, arzenopyritem a dalšími minerály) a na ložiskách Cu-Pb-Zn rud. Tyto primární akumulace zlatonosných rud se nacházejí ve středních Čechách (Jílové u Prahy, Mokrsko, Libčice, Příbram,

Krásná Hora nad Vltavou), v Kašperských Horách, u Vlašimi (na historickém ložisku Roudný), na Humpolecku a Jihlavsku, ve Zlatých Horách, u Jeseníku (na Zlatém Chlumu) a v Suché Rudné (u Vrbna pod Pradědem). Zejména v minulosti mělo značný význam získávání zlata rýžováním z jeho druhotných akumulací (z potočních a říčních sedimentů), a to zejména v oblasti jižních, jihozápadních a středních Čech (v povodí Otavy, Volyňky a Blanice, na horním a středním toku Vltavy, v povodí Lužnice a Sázavy), na Čáslavsku a Humpolecku a také v Jeseníkách (u Zlatých Hor a na řece Opavě v okolí Vrbna pod Pradědem). Ze světových ložisek zlata jsou nejvýznamnější a nejznámější ložiska na Uralu (Berezovsk), na Aljašce a v sousedním Yukonu (slavná rýžoviska na řece Klondiku a jejím přítoku Bonanze), v Kalifornii, Nevadě a Coloradu, v Indii (ve státě Mysore), Austrálii (Ballarat a Bendigo ve Viktorii a Kalgoorlie v Západní Austrálii), Rumunsku (Sacaramb, Rosia Montana) a na středním Slovensku (Banská Štiavnica a Kremnica). Největší ložiska zlata na světě jsou známa z jihoafrického Transvaalu, kde je zlato přítomno v tmelu prekambričských slepenců.

Ryzí zlato je nejrozšířenějším minerálem Au a současně i hlavním zdrojem tohoto kovu.



Obr. 1. Zlato, Kalgoorlie, Austrálie; rozměr vzorku: 3,6 x 2,7 x 2 cm.

Stříbro Ag

V podobě příměsí bývá v ryzím stříbře přítomno především Au, Hg, Cu a Bi, vzácněji též Sb a As. Krystaluje v soustavě kubické. Tvoří nejčastěji drátky, plíšky nebo dendritické agregáty (obr. 2); zcela výjimečně je stříbro krystalované - jeho krystaly mívají tvar hexaedru nebo oktaedru. Stříbro má charakteristickou stříbřitě bílou barvu, avšak na povrchu velmi rychle žlutavě hnědě nabíhá a později povrch stříbra černá (vytvoří se tenká vrstvička Ag_2S). Má kovový lesk, je kujné, $T = 2,5-3$, $h = 10-12$.

Stříbro je součástí některých rudních žil hydrotermálního původu nebo vzniká jako druhotný minerál v cementační zóně sulfidických ložisek. Ryzí stříbro se u nás nachází zejména na ložiskách Jáchymov a Příbram.

Jen místy se ryzí stříbro dosud těží jako hlavní stříbrná ruda (jde o ložiska v Kanadě, USA, Bolívii, Peru, Mexiku a Chile).



Obr. 2. Stříbro, Lauta, Sasko, Německo; šířka snímku 2 cm. Foto: Rainer Bode.

Rtuť Hg

Jednou z vlastností rtuti je její schopnost tvořit amalgámy (slitiny kovů se rtutí); v přírodní rtuti bývá rozpuštěno především Au a Ag. Rtuť je jediný z minerálů, jenž je za termodynamických podmínek obvykle panujících na zemském povrchu tekutý (bod tání rtuti je -38,9 °C). Rtuť má stříbřitě bílou barvu, silný kovový lesk (viz obr. 3), $h = 13,6$.

Elementární rtuť se ve větším množství vyskytuje např. na ložisku Almaden ve Španělsku, Idrija ve Slovinsku a New Almaden v Kalifornii (USA).

Ryzí rtuť je někdy ekonomicky významnou složkou těžných rtuťnatých rud (např. na uvedených zahraničních ložiskách).



Obr. 3. Rtuť, Sonoma Co., California, USA; šířka snímku 5 cm. Foto: Kevin Ward.

Platina Pt

Ryzí platina není nikdy chemicky čistá. Vždy obsahuje příměs Fe (až 28 %), Ir, Pd, Rh, Ni a Cu. Krystaluje v soustavě kubické. Tvoří obvykle nepravidelná zrnka i větší valounky (nuggety), ale výjimečně i krystaly tvaru hexaedru, oktaedru nebo romboického dodekaedru.

Platina je ocelově šedobílá (čistá platina) až tmavě šedá (platina s vysokým obsahem Fe). Má kovový lesk, je kujná, $T = 4-4,5$, $h = 14-19$ (21,5 v případě čisté platiny).

Ložiska platiny jsou spjata s bazickými a ultrabazickými magmatity (zejména pyroxenity a peridotity). Při zvětrávání těchto hornin zůstává platina neporušena a stává se součástí potočních a říčních sedimentů, v nichž může tvořit ekonomicky významné akumulace. Velká ložiska platiny jsou na Urale (Nižnij Tagil), Sibiři (okolí Norilsku), v jihoafrickém Transvaalu a Kanadě (Sudbury v Ontariu).

Ryzí platina je nejrozšířenějším Pt-minerálem a současně i hlavním zdrojem čisté platiny a dalších kovů ze skupiny platinoidů.

Měď Cu

Přírodní ryzí měď obvykle obsahuje malé podíly nebo stopy Ag, As, Fe, Bi, Sb a Au. Krystaluje v soustavě kubické. Nalézá se obvykle v podobě plíšků, drátků, dendritických agregátů, nepravidelných zrn a někdy i valounků. Jen výjimečně bývá měď krystalovaná - krystaly jsou zpravidla nedokonale vyvinuté a mají tvar oktaedru, hexaedru nebo tetrahexaedru. Měď má charakteristickou měděně červenou barvu, avšak na povrchu velmi rychle červenohnědě nabíhá (obr. 4). Má kovový lesk, je kujná, $T = 2,5-3$, $h = 8,4-8,9$.

Ryzí měď se jako primární minerál vyskytuje v bazických efuzívech - drobné výskyty ryzí mědi jsou známy z podkrkonošských melafyrů (např. v okolí Lomnice nad Popelkou), velká ložiska tohoto typu se vytvořila v prekambriických vulkanitech u Hořejšího jezera na území státu Michigan (USA). V supergenní zóně sulfidických ložisek Cu-rud se tvoří druhotná měď (především přeměnou chalkopyritu a tetraedritu). Druhotná měď se vyskytuje na ložisku Příbram, Zlaté Hory (u Jeseníku) a Borovec (u Štěpánova nad Svratkou).

Vzhledem k malému rozšíření tohoto minerálu je v současnosti jeho praktický význam zcela nepatrný.



Obr. 4. Měď, Keweenaw, Michigan, USA; rozměry vzorku 4,3 x 2,8 x 2 cm. Foto: Fabre Minerals.

Železo Fe

Ryzí železo pozemského původu je velmi vzácným minerálem, jenž se vyskytuje jen zcela výjimečně v bazických efuzívech (především čedičích), hadcích nebo i v sedimentech (např. v opukách u Chocně). Je relativně chemicky čistý; obsahuje pouze malou příměs Ni, Co, Cu, C

a někdy i Pt. Krystaluje v soustavě kubické, avšak tvoří jen nepravidelná zrna kovově šedé až černé barvy. Má kovový lesk, je kujné, $T = 4$, $h = 7,3-7,8$.

Ryzí železo, které je podstatnou složkou některých meteoritů, má ve srovnání s pozemským železem výrazně vyšší obsah Ni i Co, P, S a C.

Arzén As

V podobě příměsí bývá v ryzím arzenu přítomno Sb (obvykle 2-9 %), vzácněji Fe, Ni, Ag, Bi a V. Arzén krystaluje v soustavě trigonální, avšak v přírodě je známa i jeho romboická modifikace (arsenolamprit). Jen výjimečně je přírodní arzén krystalovaný; obvykle tvoří celistvé agregáty s ledvinitým povrchem. Na čerstvém lomu je arzén cínově bílý a má výrazný kovový lesk, velmi rychle však šedě až černě nabíhá a pozbývá lesku. Štěpnost arzenu nebývá makroskopicky pozorovatelná; $T = 3,5$, $h = 5,7$.

Arzén se vyskytuje na hydrotermálních žilách společně s rudami Ag, Co a Ni (např. Jáchymov, Příbram).

Antimon Sb

Antimon obsahuje nevelkou příměs Ag, As a Fe. Krystaluje v soustavě trigonální. Tvoří obvykle zrnité nebo lupenité agregáty. Je cínově šedý s nažloutlým odstínem, lesk má kovový. Štěpnost antimonu je makroskopicky obvykle nezřetelná, $T = 3,5$, $h = 6,6$.

Antimon je poměrně vzácný minerál, jenž obvykle provází antimonit na hydrotermálních ložiskách (např. Příbram).

Vizmut Bi

Ryzí vizmut bývá často téměř chemicky čistý; v jen nepatrném množství obsahuje příměs Fe, S, As a Sb. Krystaluje v soustavě trigonální. Krystalovaný se nalézá jen ojediněle, a to často v podobě kostrovitě vyvinutých krystalků; obvykle tvoří zrnité nebo lupenité agregáty. Na čerstvém lomu je stříbřitě bílý s nažloutlým odstínem, jeho náběhové barvy jsou růžové. Má kovový lesk, nezřetelnou štěpnost, $T = 2,5$, $h = 9,7-9,8$.

Ryzí vizmut bývá přítomen na hydrotermálních žilách společně s minerály Co, Ni a Ag (Jáchymov), v greisenech (Krupka u Teplic, Krásno u Horního Slavkova) i v pegmatitech.

Je-li ryzí vizmut přítomen na ložiskách výše uvedených typů ve větších koncentracích, může být využit jako zdroj Bi (např. v Bolívii a Peru).

Síra S

Přírodní síra je jen vzácně chemicky čistá; obvykle obsahuje příměs Se (až 5 %), Te a také stopy As a Tl. V přírodě se elementární síra vyskytuje ve třech modifikacích, přičemž nejrozšířenější je modifikace romboická. Krystaly síry jsou obvykle dipyramidálního typu (obr. 5); krystaly s mohutně vyvinutými plochami tvaru $\{001\}$ bývají tlustě tabulkovité. Síra má charakteristickou sírově žlutou barvu, avšak někdy je žlutohnědá. Její lesk je velmi proměnlivý - diamantový, smolný nebo mastný. Má obvykle zcela nezřetelnou štěpnost podle $\{001\}$ a $\{110\}$. $T = 1,5-2,5$, $h = 2,0-2,1$.

Elementární síra vzniká ze sopečných plynů v oblastech s aktivní vulkanickou činností. Větší akumulace elementární síry sopečného původu jsou v Japonsku, Indonésii, Chile, USA (v Kalifornii a na Havaji) a Itálii. Akumulace elementární síry se formují také redukcí sulfátů (sádrovce a anhydritu) za účasti anaerobních bakterií - k tomuto genetickému typu náležejí ložiska v Polsku (Tarnobrzeg), na Ukrajině, v Povolží (mezi Kazaní a Kujbyševem), při pobřeží Mexického zálivu (v severoamerických státech Louisiana a Texas a v Mexiku) a v Itálii (Agrigento na Sicílii). V menší míře vzniká elementární síra též oxidací sulfidů.

Síra je jednou ze základních surovin chemického průmyslu. Její spotřeba je z velké části zajišťována těžbou ložisek elementární síry (v současnosti je značné množství síry získáváno při odsiřování ropy a zemního plynu).



Obr. 5. Síra, Agrigento, Itálie; výška 2,8 cm. Foto: Joachim Burow.

Grafit (tuha) C

Grafit je v přírodě nejrozšířenější modifikací elementárního uhlíku. Krystaluje v hexagonální nebo trigonální soustavě (jde o polytypní modifikace označované jako grafit-2H a grafit-3R). Obvykle tvoří jemně šupinkovité nebo zemité agregáty. Má šedočernou až černou barvu, kovový nebo matný lesk. Vyniká dokonalou štěpností podle $\{0001\}$, která je však na jemnozrnných agregátech makroskopicky nezřetelná. $T = 1-2$, $h = 2, 1-2, 3$.

Grafit vzniká především metamorfózou sedimentů, které obsahují organické zbytky, bituminózní nebo uhelné látky. Takto se vytvořila většina významných světových ložisek grafitu, přičemž nejbohatší grafitová ložiska se formují metamorfózou uhelných slojí. Grafitová ložiska tohoto genetického typu známe z Ukrajiny, Mexika, Rakouska; regionální metamorfózou organické hmoty vznikla i ložiska grafitu v jižních Čechách (Český Krumlov, Domoradice, Bližná, Vyšný, Lazec, Chvalovice u Netolic, Koloděje nad Lužnicí) a na Moravě (Velké Tresné u Olešnice, Velké Vrbno a Branná u Hanušovic). Velké akumulace grafitu se někdy nacházejí i v pegmatitových tělesech (na Srí Lance, v Indii, Malgašské republice a Quebecu). Vzácně je grafit přítomen v hlubinných magmatitech.

Grafit se používá např. k zaprašování a nátěrům slévárenských forem, na výrobu tavicích kelímků, mazadel, tužek, suchých baterií, spojkových a brzdových obložení, elektrod elektrických obloukových pecí, barev, leštidel, gumy a výbušnin; grafit slouží též jako moderátor v jaderných reaktorech.

Diamant C

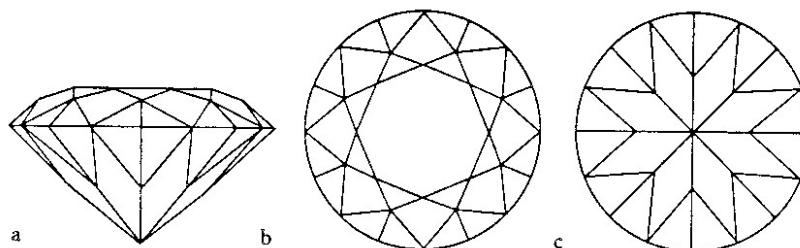
Diamant je kubickou modifikací elementárního uhlíku. Krystaly diamantu mají obvykle tvar $\{111\}$, $\{110\}$ nebo $\{100\}$, přičemž plochy krystalů jsou často zaoblené. Barva diamantů je v závislosti na obsahu různých příměsí velmi variabilní. Diamanty bývají bezbarvé (viz obr. 6), nažloutlé, nahnědlé, namodralé, oranžové, růžové, modré, zelené, červené nebo šedé až černé. Minerál má charakteristický diamantový lesk a dokonalou štěpnost podle $\{111\}$. Diamant je nejtvrdším známým minerálem ($T = 10$), $h = 3,5$.



Obr. 6. Diamant v kimberlitu, Udačnaja, Rusko. Hmotnost diamantu cca 1,2 ct; rozměry vzorku 3 x 3 cm.

Primární naleziště diamantů jsou spjata s kimberlity a eklogity. Z těchto hornin diamant vyvětrává a hromadí se v reziduích a v potočnických, říčních i plážových sedimentech (z těchto druhotných nalezišť pochází přibližně 90 % světové produkce diamantů). Velká ložiska diamantů se nacházejí v JAR (mezi Kimberley a Pretorií), Konžské demokratické republice, Botswaně, Namibii, Angole, Jakutsku, Austrálii (největší diamantový důl na světě je v Argylu v sev. části Západní Austrálie), Indii (ve státě Madhjadpraděš) a Brazílii (ve státě Minas Gerais). V České republice ložiska diamantů nejsou, avšak tři drobné diamanty byly nalezeny v pyropoposných štěrcích na Třebenicku (v Českém středohoří).

Diamant patří mezi nejčennější drahé kameny. Podobně jako u jiných drahých kamenů se hmotnost diamantů uvádí v karátech (1 karát = 0,2 g). Dosud největším nalezeným diamantem je proslulý Cullinan z jihoafrického dolu Premier, jenž v surovém stavu vážil 3106 karátů. Diamanty drahokamové kvality jsou obvykle broušeny do tvaru briliantů (obr. 7).



Obr. 7. Briliant - pohled ze strany (a), shora (b) a zdola (c).

Diamanty, jejichž kvalita a velikost neodpovídá požadavkům kladeným na klenotnické diamanty, se obvykle označují jako průmyslové. Používají se k výrobě vrtných korunek, řezacích nástrojů a průvlaků pro tažení velmi tenkých drátků z tvrdých kovů pro potřeby elektroniky. Méně kvalitní diamanty a diamantový prach slouží například k výrobě kotoučových pil a abrazív.

Vysoká cena klenotnických diamantů a později též využitelnost diamantu v mnoha průmyslových odvětvích vedly k nespočetným pokusům o jeho výrobu. Od roku 1955 se zásluhou firmy General Electric diamanty vyrábějí uměle - výrobní postup vyvinutý uvedenou firmou spočíval v rozpouštění uhlíku v kovové tavenině, která byla potom vystavena působení vysokého tlaku, jenž vyvolal krystalizaci diamantu.

2. Sulfidy a příbuzné sloučeniny selenu, teluru, arzenu, antimonu a vizmutu

Z této třídy jsou v přírodě nejrozšířenější sulfidy (sirníky), disulfidy (dvojsirníky) a komplexní sulfidy. Sulfidy představují chemicky soli odvozované od H_2S a obdobně disulfidy jsou odvozovány od H_2S_2 . Komplexní sulfidy jsou sloučeniny typu $A_mB_nS_x$, kde v pozici A může být Cu, Ag, Pb, Sn a v pozici B zejména As a Sb - formálně lze tyto sloučeniny považovat za soli sirných analogů některých kyslíkatých kyselin (např. kyseliny thioarzenité H_3AsS_3), a proto jsou komplexní sulfidy často označovány jako sulfosoli. Arzenidy jsou v přírodě mnohem méně rozšířené než sulfidy, disulfidy a sulfosoli; ostatní sloučeniny náležející do této třídy patří k vzácným minerálům.

Pyrit FeS_2

V pyritu bývá přítomno obvykle nevelké množství Co, Ni, méně As, Sb, Tl a také Cu, Au, Ag a Zn, přičemž poslední z uvedených prvků jsou většinou vázány na heterogenní příměsi. Pyrit krystaluje v soustavě kubické. Často tvoří dokonale omezené hexaedry (obr. 8) a pentagon-dodekaedry (nebo spojky obou tvarů) s často zřetelným charakteristickým rýhováním. Agregáty pyritu bývají zrnité až celistvé, někdy i paprscitě stébelnaté. Barva pyritu je světle mosazně žlutá. Na povrchu pyrit snadno hnědavě nebo pestře nabíhá. Vryp je černošedý, lesk silně kovový. Pyrit není štěpný, $T = 6-6,5$, $h = 5,0-5,2$.

Pyrit je v přírodě nejrozšířenějším sulfidem. Ve velkém množství se s ním setkáváme na hydrotermálních a hydrotermálně sedimentárních ložiskách sulfidických rud (např. Tisová u Kraslic, Příbram, Kutná Hora, Zlaté Hory v Jeseníkách, Nová Ves a Horní Město u Rýmařova) a na pyritových ložiskách sedimentárního původu (Chvaletice v Železných horách). V podobě vtroušenin bývá přítomen v některých magmatitech (gabra, diority) a metamorfitech (grafitické fylity, krystalické vápence, amfibolity); hojný je též v některých sedimentech (vápence, opuky, jílové břidlice, uhlí - v uhlí často tvoří i velké konkrce).

V některých zemích pyrit slouží jako výchozí surovina k výrobě síry a kyseliny sírové - odpadem z této výroby jsou tzv. kyzové výpalky, které je možno využít jako velmi nekvalitní železnou rudu.



Obr. 8. Pyrit, Schlema-Hartenstein, Německo; šířka snímku 1,5 cm.

Markazit FeS_2

V podobě příměsí markazit obsahuje obvykle v malém množství As, Sb a Tl. Na rozdíl od pyritu krystaluje v soustavě romboické. Krystaly markazitu jsou krátce sloupcovité nebo tabulkovité; jednotlivé krystaly spolu zákonitě srůstají a vytvářejí složité srostlice. Někdy markazit tvoří ledvinité, hroznovité nebo krápníkovité agregáty s radiálně paprscitou vnitřní stavbou. Barva markazitu je světle mosazně žlutá (světlejší než u pyritu) s jemným šedozeleným odstínem. Minerál má kovový lesk a jen nedokonalou štěpnost; $T = 6-6,5$, $h = 4,8-4,9$.

Markazit je v přírodě rozšířen daleko méně než pyrit. V podobě kongrecí je hojný v hnědém uhlí podkrušnohorských pánví (zejména na Sokolovsku a Mostecku). Je přítomen i na sulfidických rudních ložiskách, kde vzniká z nízkoteplotních hydrotermálních roztoků (Stříbro u Tachova, Příbram).

Pyrhotin Fe_{1-x}S

Chemické složení pyrhotinu lze vyjádřit vzorcem Fe_{1-x}S , přičemž x má obvykle hodnotu v intervalu 0,1 až 0,2. V podobě příměsí pyrhotin obsahuje zejména Ni a Co. Pyrhotin krystaluje v soustavě hexagonální (vysokoteplotní polytypní modifikace) nebo monoklinické či romboické (nízkoteplotní polytypní modifikace). Krystaly hexagonálního pyrhotinu bývají tabulkovité, sloupcovité nebo dipyramidální; obvykle však pyrhotin tvoří zrnité až celistvé agregáty. Na čerstvém lomu má tmavě mosaznou až bronzovou barvu, náběhové barvy jsou obvykle tmavě hnědé. Pyrhotin má černý vryp a kovový lesk. Štěpnost pyrhotinu je jen výjimečně makroskopicky pozorovatelná; $T = 3,5-4,5$, $h = 4,5-4,7$.

Pyrhotin se společně s dalšími sulfidy vyskytuje na hydrotermálních rudních ložiskách (Kutná Hora, Zlaté Hory v Jeseníkách), často je přítomen jako akcesorický minerál v bazických magmatitech, v nichž někdy tvoří i větší akumulace obvykle společně s chalkopyritem a pentlanditem (Staré Ransko u Chotěboře).

Pyrhotin může být podobně jako pyrit využit k výrobě síry a kyseliny sírové, což však bývá ekonomicky výhodné pouze v případech, kdy je pyrhotin v dostatečném množství získáván jako vedlejší produkt při úpravě některých rud (např. na obrovském ložisku Ni-Cu rud s obsahem platinoidů v kanadském Sudbury).

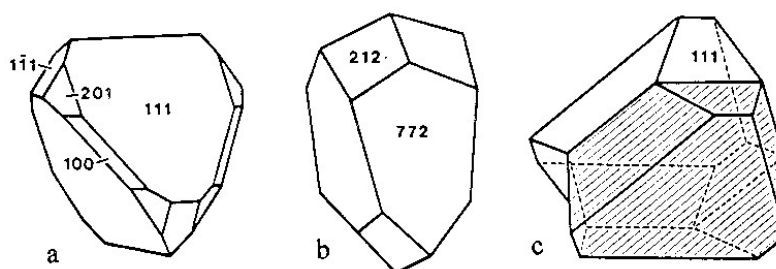
Chalkopyrit CuFeS_2

V podobě příměsí chalkopyrit obsahuje v obvykle nepatrném množství Ag, Au, In, Tl a Se. Krystaluje v soustavě tetragonální. Jeho krystaly se svým tvarem často blíží tetraedrům (obr. 9a); zpravidla však chalkopyrit tvoří zrnité až celistvé agregáty. Je mosazně žlutý (obr. 10), často velmi pestře nabíhá (fialově, hnědě, modře). Má zelenočerný vryp, kovový lesk. Štěpnost je často nezřetelná, $T = 3,5-4$, $h = 4,1-4,3$.

Chalkopyrit se vyskytuje společně s dalšími sulfidy na hydrotermálních ložiskách (Tisová u Kraslic, Příbram, Zlaté Hory v Jeseníkách, Nová Ves u Rýmařova, Borovec u Štěpánova nad Svratkou), v asociaci s pyrhotinem a pentlanditem je přítomen na likvačních ložiskách (Staré Ransko u Chotěboře) a v menším množství provází kasiterit v greisenech (Krásno u Horního Slavkova).

Průmyslově nejvýznamnější akumulace chalkopyritu se nacházejí v intermediárních až kyselých intruzívech porfyrického typu (např. v granodioritových porfyritech a granitových porfyrech), přičemž chalkopyrit provázený pyritem, molybdenitem a dalšími sulfidy tvoří v uvedených horninách vtoušeniny nebo drobné žilky. Tato ložiska (označovaná obvykle jako ložiska „porfyrových rud“) se vyskytují v Chile (Chuquicamata, El Teniente), Peru, Mexiku (ve státě Sonora), na jihozápadě USA (ve státech Utah, Nevada, Nové Mexiko a Arizona) a v kanadské části Kordiller; velká ložiska tohoto typu jsou v Íránu, Arménii, Uzbekistánu, Kazachstánu a Mongolsku.

Chalkopyrit je hlavní měděnou rudou.



Obr. 9. Krystaly chalkopyritu (a, b) a krystalové dvojče (c).



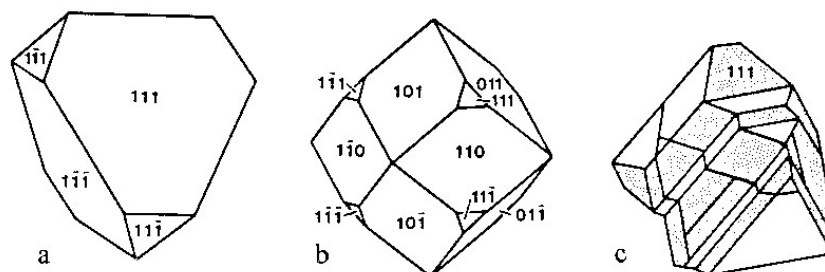
Obr. 10. Chalkopyrit s křemenem a kalcitem, Cavnic, Rumunsko; šířka snímku 6 cm.

Sfalerit ZnS

V podobě příměsí sfalerit téměř vždy obsahuje Fe (i přes 20 %), Mn, Cd a ve stopovém množství bývá přítomno In, Ga, Ge, Hg, Tl a Se. Sfalerit krystaluje v soustavě kubické. Tvar jeho krystalů značně závisí na chemismu, a to především na obsahu Fe. Železem bohaté sfalerity tvoří krystaly, na nichž převládají plochy tetraedrů (např. krystal na obr. 11a); na krystalech železem chudých sfaleritů dominují plochy rombického dodekaedru (obr. 11b, 12). Většinou se však sfalerit vyskytuje v podobě zrnitých až celistvých agregátů a někdy i agregátů s radiálně paprscitou stavbou. Barva sfaleritu je neobyčejně variabilní v závislosti na jeho složení - obvykle je sfalerit žlutohnědý, hnědý, červenohnědý až černý (při vysokém obsahu Fe a Mn), vzácněji žlutý, červený, světle zelený, velmi jemně namodralý, bílý i bezbarvý (v případě sfaleritu s nepatrným obsahem příměsí). Vryp sfaleritu je v závislosti na jeho zbarvení nejčastěji hnědý až světle žlutý, u světle zbarvených sfaleritů bývá bílý. Světle zbarvené sfalerity mají skelný až diamantový lesk (pozorovatelný především na štěpných plochách); lesk velmi tmavých sfaleritů lze označit jako polokovový. Sfalerit je štěpný podle $\{110\}$, $T = 3,5-4$, $h = 3,9-4,1$.

Sfalerit se často společně s galenitem, pyritem a dalšími sulfidy vyskytuje na ložiskách hydrotermálního původu (Stříbro u Tachova, Příbram, Kutná Hora, Zlaté Hory v Jeseníkách, Horní Benešov u Bruntálu, Nová Ves a Horní Město u Rýmařova). - Významná ložiska sfaleritu jsou v Horním Slezsku (Olkusz, Bytom), Rumunsku (Baia Mare, Baia Sprie, Cavnic), Německu (Meggen a Rammelsberg), Austrálii (Broken Hill v Novém Jižním Walesu a Mount Isa v Queenslandu), Kanadě (Sullivan v Britské Kolumbii, Pine Point v Severozápadních teritoriích a Noranda v Quebecu) a USA (např. obrovská, ale dnes již značně vyčerpaná ložiska v oblasti označované jako „Tri State District“ zaujímající JZ Missouri, SV Oklahomu a JV Kansas).

Sfalerit je hlavní rudou zinku a někdy též významným zdrojem Cd, Ga, In, Tl i Ge.



Obr. 11. Krystaly sfaleritu: spojka tetraedrů (a), krystal rombododekaedrického typu (b) a dvojčatění sfaleritu (c).



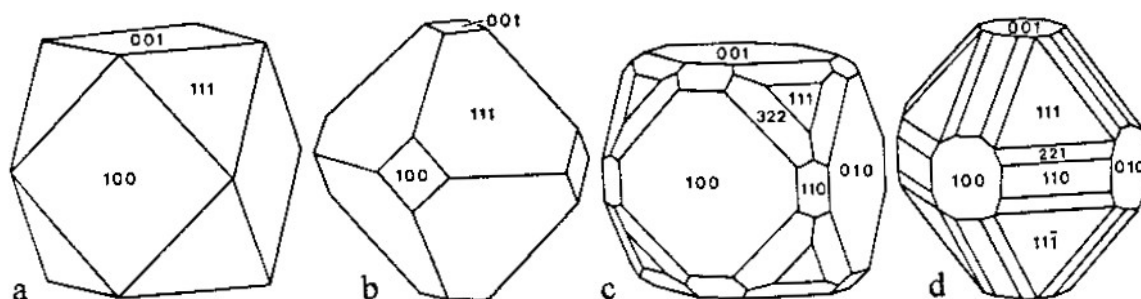
Obr. 12. Sfalerit, Leichang, Guangdong, Čína; rozměry vzorku 6,8 x 4 x 3 cm.

Galenit PbS

V podobě příměsí galenit obsahuje zejména Ag, méně Bi, Sb, As, Se, Tl a Te. Galenit krystaluje v soustavě kubické. Jeho krystaly mají nejčastěji tvar hexaedru nebo oktaedru, případně jde o spojku obou tvarů (kubooktaedr) - viz obr. 13a. Krystaly tvaru $\{111\}$ jsou charakteristické především pro galenity s vyšším obsahem stříbra nebo vizmutu. Častěji však galenit tvoří jemnozrnné až hrubě zrnité agregáty. Má oloveně šedou barvu (obr. 14) a šedočerný vryp. Na štěpných plochách má velmi silný kovový lesk, plochy krystalů jsou však někdy pouze matné. Galenit je dokonale štěpný podle $\{100\}$; jen vzácně (při vyšším obsahu Bi) lze pozorovat štěpnost podle $\{111\}$. $T = 2,5$, $h = 7,6$.

Galenit se vyskytuje často společně se sfaleritem s dalšími sulfidy na hydrotermálních ložiskách (Stříbro u Tachova, Příbram, Harrachov v Krkonoších, Kutná Hora, Zlaté Hory v Jeseníkách, Horní Benešov u Bruntálu, Nová Ves a Horní Město u Rýmařova). - Obrovská ložiska galenitu jsou v Horním Slezsku (Olkusz, Bytom), Německu (Meggen, Rammelsberg, Freiberg), Austrálii (Broken Hill, Mount Isa), Kanadě (Sullivan, Pine Point) a USA („Tri State District“).

Galenit je hlavní rudou olova a při vyšších obsazích stříbra je i významným zdrojem tohoto kovu.



Obr. 13. Krystaly galenitu: spojka hexaedru a oktaedru (a - vzhledem k tomu, že oba tvary jsou v rovnováze, lze tuto spojku označit jako „kubooktaedr“), spojka hexaedru a oktaedru s převládajícími plochami oktaedru (b), hojnoploché krystaly galenitu (c, d).



Obr. 14. Galenit, Neudorf, Německo; šířka snímku 2,2 cm. Foto: Rainer Bode.

Tetraedrit $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ a tennantit $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$

Oba minerály představují koncové členy izomorfní řady tetraedrit-tennantitové. Velmi často jsou minerály této řady označovány jako nerosty tetraedritové skupiny a někdy jen jako tetraedrit - takto široce je termín „tetraedrit“ chápán i v těchto skriptech.

V souladu s výše uvedenou poznámkou lze složení tetraedritu vyjádřit idealizovaným vzorcem $\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$. Tetraedrit vždy obsahuje příměs Fe, Zn, Ag, Hg, Pb, Ni a Co; stříbrnosný tetraedrit (s až 18 % Ag) se označuje jako freibergit, tetraedrit s vysokým obsahem Hg (až 17 %) se nazývá schwartzit (někdy psáno jako „schwazit“). Tetraedrit krystaluje v soustavě kubické. Na jeho krystalech obvykle převládají plochy tetraedru; nejčastěji tetraedrit tvoří zrnité až celistvé agregáty. Jeho barva je ocelové šedá až černá, vryp hnědý až černý. Na čerstvém lomu má kovový nebo polokovový lesk. Není štěpný, $T = 3-4,5$, $h = 4,6-5,1$.

Tetraedrit bývá přítomen na hydrotermálních ložiskách (např. Příbram, Kutná Hora). Hojně se vyskytuje na hydrotermálních ložiskách v Rumunsku (Baia Mare, Baia Sprie, Cavnic), Německu (Freiberg) a na Slovensku (Banská Štiavnica, Rožňava, Rudňany u Spišské Nové Vsi).

Tetraedrit je důležitou měděnou rudou; při vyšším obsahu Ag a Hg je i zdrojem těchto kovů.

Cinabarit (rumělka) HgS

Složení cinabaritu odpovídá uvedenému vzorci. Krystaluje v soustavě trigonální. Jeho krystaly jsou klencové, tlustě tabulkovité (obr. 15) nebo i krátce sloupcovité; obvykle se však cinabarit vyskytuje v podobě jemnozrnných až celistvých a někdy i zemitých agregátů. Má jasně červenou až hnědočervenou barvu a červený vryp. Krystalové a štěpné plochy mají diamantový až polokovový lesk; zemité agregáty cinabaritu mají lesk matný. Cinabarit má velmi dokonalou štěpnost; $T = 2-2,5$, $h = 8,1$.



Obr. 15. Cinabarit, Erzberg, Rakousko; šířka snímku 1 cm. Foto: Rainer Bode.

Cinabarit je produktem hydrotermálních procesů; vzácněji vzniká zvětráváním rtuťnatého tetraedritu (schwazitu). Významná ložiska cinabaritu jsou v oblasti cirkumpacifického pásma - v Kalifornii, Texasu, Nevadě, Mexiku, Peru, Chile, na Novém Zélandu, v Japonsku, na ostrově Sachalin, na Kurilských ostrovech a Kamčatce. Největším ložiskem cinabaritu na světě je ložisko Almaden v pohoří Sierra Madre ve Španělsku. Velká ložiska cinabaritu jsou na Ukrajině (v Donbasu), v Itálii (Monte Amiata v Toskánsku), Slovinsku (Idrija) a Rumunsku (Valea Dorsului v Sedmihradsku).

Cinabarit je hlavní rudou rtuti.

V přírodě se vyskytuje i kubická modifikace HgS šedočerné až černé barvy, která je označována jako metacinabarit.

Antimonit Sb_2S_3

V podobě příměsí antimonit v malém množství obsahuje Fe, Pb, Cu, As, Bi a Ag. Krystaluje v soustavě romboické. Krystaly antimonitu bývají jehlicovité nebo sloupcovité, přičemž na prizmatických plochách lze pozorovat podélné rýhování. Antimonit tvoří stébelnaté, jehlicovité (obr. 16) i celistvé agregáty. Má olověně šedou barvu, modré naběhové barvy a tmavě olověně šedý vryp. Na krystalových a štěpných plochách má silný kovový lesk. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$, $T = 2$, $h = 4,6$.

Antimonit se vyskytuje na hydrotermálních ložiskách (Bohutín u Příbrami, Krásná Hora nad Vltavou). Největší ložiska antimonitu na světě jsou v jižní Číně, obzvláště v provincii Chunan, v níž se nachází největší světové ložisko antimonových rud Sikuang-shan.

Antimonit je nejvýznamnější rudou antimonu.



Obr. 16. Antimonit, Toskánsko, Itálie; šířka snímku 2,5 cm. Foto: Joachim Burow.

Molybdenit MoS_2

Molybdenit obsahuje příměs Re (až 0,3 %) a Se (zcela výjimečně až 25 %). Tvoří několik polytypů, nejčastější je hexagonální (molybdenit-2H). Jeho krystaly mají charakter šestibokých tabulek, na nichž dominují plochy pinakoidu $\{0001\}$; obvykle však tvoří jen nedokonale omezené tabulky či šupinky. Molybdenit má olověně šedou barvu s namodralým odstínem (obr. 17). Vryp je šedý, avšak po rozetření na velmi jemný prášek špinavě zelený. Má kovový lesk, dokonalou štěpnost podle $\{0001\}$, $T = 1-1,5$, $h = 4,7-5,0$.

Společně s chalkopyritem se molybdenit vyskytuje na ložiskách porfyrových rud. Je přítomen v greisenech (Horní Krupka u Teplic, Krásno u Horního Slavkova), v pegmatitech a na puklinách granitoidů (Žulová u Jeseníku) a na křemenných žilách (Jílové u Prahy).

Molybdenit je hlavní rudou molybdenu a jedinou rudou rhenia.



Obr. 17. Molybdenit, Inca de Oro, Chile; šířka snímku 6,4 cm.

Arzenopyrit FeAsS

Arzenopyrit obsahuje obvykle příměs Co, méně často Ni, Sb a někdy bývá i zlatonosný. Arzenopyrit je triklinický nebo monoklinický, avšak morfologie jeho krystalů odpovídá soustavě

rombické (je tedy pseudorombický). Často se nachází v podobě dokonale omezených dipyramidálních nebo sloupcovitých krystalů. Na čerstvém lomu má stříbřitě bílou až ocelově šedou barvu, náběhové barvy jsou žluté, vryp je tmavě šedočerný. Štěpnost arzenopyritu je často nezřetelná, $T = 5,5-6$, $h = 6,1$.

Arzenopyrit se vyskytuje na hydrotermálních ložiskách (Jáchymov, Příbram, Kutná Hora).

Arzenopyrit je sice hlavní arzenovou rudou, avšak jako zdroj As není v současnosti těžen, neboť dostatečné množství tohoto prvku je zachycováno jako jeden z vedlejších či spíše odpadních produktů při zpracování rud Cu, Pb, Zn, Au a Ag.

Realgar AsS

Složení přírodního realgaru je velmi blízké jeho teoretickému vzorci. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho zpravidla jen velmi drobné krystalky jsou krátce sloupcovité; nejčastěji realgar tvoří jemnozrnné agregáty nebo povlaky. Krystaly realgaru mají jasně červenou barvu s oranžovým odstínem (obr. 18), jemnozrnné agregáty bývají oranžově červené až oranžově žluté. Vryp je oranžově žlutý. Krystalové plochy jsou diamantově lesklé, jemnozrnné agregáty mají smolný až mastný lesk. Štěpnost je obvykle nezřetelná, $T = 1,5-2$, $h = 3,4-3,6$.

Realgar se vyskytuje na některých hydrotermálních ložiskách. V podobě sublimátů vzniká z vulkanických exhalací na stěnách sopečných kráterů a setkáváme se s ním i na hořících uhelných haldách.



Obr. 18. Realgar, Čína; šířka snímku 3 cm. Foto: Rainer Bode.

Auripigment As₂S₃

V podobě příměsí bývá v auripigmentu přítomno Se, V a Sb. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jen zcela výjimečně tvoří drobné sloupcovité vyvinuté krystalky. Obvykle se vyskytuje ve formě hrubě zrnitých, stébelnatých nebo lupenitých agregátů. Barva auripigmentu je citronově žlutá až oranžově žlutá (obr. 19), vryp světle žlutý. Na štěpných plochách má perleťový lesk, jinak je jeho lesk smolný. Štěpnost má dokonalou podle $\{010\}$, $T = 1,5-2$, $h = 3,5$. Auripigment hydrotermálního původu provází realgar na hydrotermálních ložiskách; vzniká též zvětráváním realgaru a jiných arzenových nerostů.



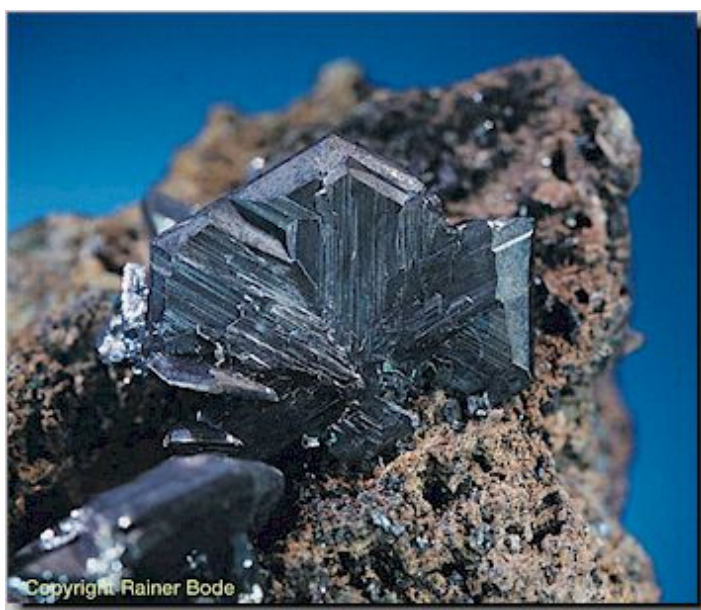
Obr. 19. Auripigment, Humboldt County, Nevada, USA; rozměry vzorku 5,5 x 4 cm.
Foto: Fabre Minerals.

Chalkozín Cu_2S

Chalkozín obsahuje v podobě příměsí zejména Ag, někdy Fe, Co, Ni, As a Au. Krystaluje v soustavě romboické nebo hexagonální. Vyskytuje se nejčastěji v podobě jemnozrných, celistvých či zemitých agregátů nebo povlaků. Barva chalkozínu je černošedá, náběhové barvy jsou modré (obr. 20). Vryp má šedočerný. Masivní agregáty chalkozínu jsou na čerstvém lomu kovově lesklé, zemité agregáty a povlaky chalkozínu jsou mdlé. Štěpnost je obvykle makroskopicky nezřetelná, $T = 2,5-3$, $h = 5,5-5,8$.

Chalkozín je značně rozšířen jako druhotný minerál v supergenní zóně sulfidických ložisek měděných rud; méně často chalkozín vzniká při hydrotermálních pochodech společně s dalšími sulfidy Cu (např. chalkopyritem, tetradritem, covellinem).

Chalkozín je někdy významnou součástí těžných měděných rud.



Obr. 20. Chalkozín, Geevor Mine, Peeden, Cornwall, UK; šířka snímku 1,8 cm.
Foto: Rainer Bode.

Covellin CuS

Covellin často obsahuje nevelkou příměs Fe, vzácněji též Se, Ag a Pb. Krystaluje v soustavě hexagonální. Tvoří šestiboké tabulky, jemnozrné až celistvé agregáty. Má tmavě indigově modrou barvu, modročerný vryp. Na čerstvém lomu má kovový lesk. Je dokonale štěpný podle {0001}; $T = 1,5-2$, $h = 4,6-4,8$.

Covellin vzniká v supergenní zóně přeměnou primárních Cu-sulfidů a podobně jako chalkozín je též produktem hydrotermálních pochodů.

Obdobně jako chalkozín má i covellin význam jako součást některých měděných rud.

Argentit Ag₂S

Argentit obsahuje příměs Cu, Fe a Pb. Krystaluje v soustavě kubické. Na krystalech argentitu převládají plochy tvaru {100} v kombinaci s obvykle nevelkými ploškami tvarů {111} a {110}, někdy jsou krystaly argentitu vyvinuty kostrovitě. Často argentit tvoří celistvé agregáty a pseudomorfozy po dendritech, plíšcích či drátcích stříbra. Na čerstvém povrchu má kovový lesk. Je velmi dobře kujný; $T = 2-2,5$, $h = 7,2-7,4$.

Argentit bývá přítomen na hydrotermálních ložiskách často společně s dalšími minerály Ag (jde např. o ložiska Jáchymov a Příbram).

Argentit je významnou stříbrnou rudou.

V přírodě je rozšířena i nízkoteplotní monoklinická modifikace Ag₂S zvaná akantit.

Pentlandit (Ni,Fe)₉S₈

Poměr Ni : Fe je u většiny pentlanditů přibližně 1 : 1; častou příměsí je Co (až 1 %). Pentlandit krystaluje v soustavě kubické. Tvoří zrnité agregáty. Má světle bronzovou barvu a zelenavě černý vryp. Má silný kovový lesk. Je štěpný podle {111}, avšak štěpnost obvykle není patrná; $T = 3,5-4,5$, $h = 4,5-5,0$.

Pentlandit provází pyrhotin a chalkopyrit na likvačních ložiskách (Staré Ransko u Chotěboře).

Je významným zdrojem Ni a někdy též Co (např. na ložisku Sudbury v Kanadě).

Nikelín NiAs

Nikelín obsahuje příměs Fe, Co, S a někdy i Sb. Krystaluje v soustavě hexagonální. Tvoří hrubozrné až celistvé agregáty. Na čerstvém lomu má světle měděně červenou barvu, nabíhá tmavě růžově. Má kovový lesk. Štěpnost nikelínu nebývá makroskopicky pozorovatelná; $T = 5-5,5$, $h = 7,6-7,8$.

Vyskytuje se obvykle společně s dalšími arzenidy Co, Ni a Fe na hydrotermálních ložiskách (Jáchymov, Příbram, Zálesí u Javorníka).

Při větším rozšíření může mít význam jako ruda niklu.

3. Halogenidy

Třída halogenidů (halocvů) zahrnuje soli halogenovodíkových kyselin (HF, HCl, HBr a HI), z nichž nejrozšířenější jsou chloridy a fluoridy.

Halit (kamenná sůl) NaCl

Chemické složení halitu se neobyčejně blíží jeho teoretickému vzorci, pouze halit vznikající za vyšších teplot (z vulkanických exhalací) může obsahovat značnou příměs draslíku. Halit krystaluje v soustavě kubické. Krystaly halitu mají obvykle tvar {100}, vzácněji se na krystalech objevují plochy tvarů {111} a {110}. Halit tvoří zpravidla hrubě zrnité až celistvé agregáty a též vláknité nebo stébelnaté agregáty; vyskytuje se též ve formě výkvětů a náletů. Halit je bezbarvý až bílý nebo namodralý či nafialovělý; často bývá různými heterogenními příměsmi zbarven šedě, žlutě, červeně nebo hnědě. Má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle {100}; $T = 2$, $h = 2,2$.

Halit je typický chemogenní minerál vznikající odpařováním mořské vody v uzavřených nebo polouzavřených pánvích - takto se vytvořila ložiska halitu např. na východním Slovensku (Zbudza u Michalovců, Prešov-Solivar), v Polsku (Wieliczka u Krakova), rakouské Solné komoře (Bad Aussee, Hallstatt, Bad Ischl), Německu (Stassfurt) a na jihu USA (ve státech Louisiana a Texas). V oblastech s aridním klimatem halit tvoří výkvěty a kůry na půdě; v podobě sublimátů vzniká ze sopečných exhalací.

Halit se používá zejména v potravinářském a chemickém průmyslu.

Sylvín KCl

V podobě izomorfních příměsí obsahuje téměř vždy Br (až 0,1 %) a v nepatrném množství Rb a Cs. Krystaluje v soustavě kubické. Krystaly mají tvar {100}; agregáty sylvínu jsou hrubozrné až jemnozrné. Sylvín může být bezbarvý až bílý nebo šedě, modravě, žlutě či červeně zbarvený. Vryp má bílý, lesk skelný, štěpnost dokonalou podle {100}; $T = 1,5-2$, $h = 2,0$.

Sylvín se vyskytuje společně s halitem na solných ložiskách v Německu (Stassfurt) a v USA (ve státech Texas a New Mexico).

Má využití zejména v chemickém průmyslu.

Carnallit $\text{KMgCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$

V podobě izomorfních příměsí carnallit obsahuje podobně jako sylvín Br, Rb a Cs. Krystaluje v soustavě romboické. Vyskytuje se v zrnitých agregátech. Je bezbarvý až mléčně bílý, růžově až červeně, žlutě nebo hnědě zbarvený. Má bílý vryp, mastný lesk, není štěpný; $T = 2,5$, $h = 1,6$.

Carnallit se společně se sylvínem vyskytuje na solných ložiskách.

Podobně jako sylvín má i carnallit využití především v chemickém průmyslu.

Fluorit CaF_2

Fluorit obsahuje v podobě izomorfních příměsí Cl, TR (tj. prvky skupiny vzácných zemin) a U. Krystaluje v soustavě kubické. Krystaly mají obvykle tvar {100} nebo {111}, případně jde

o spojku obou tvarů (kubooktaedr). Tvoří převážně zrnité, někdy i stébelnaté agregáty. Barva fluoritu je velmi variabilní - nejčastěji je zelený, fialový, žlutý nebo modrý, někdy fialově černý a vzácněji i bezbarvý. Na krystalech fluoritu lze někdy pozorovat zonální zbarvení (jednotlivé zóny fluoritových krystalů se liší svým zbarvením); střídání různých barev je poměrně časté i u fluoritových agregátů. Fluorit má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{111\}$; $T = 4$, $h = 3,0-3,2$.

Fluorit se vyskytuje především na hydrotermálních žilách (Moldava u Teplic, Jílové u Děčína, Harrachov v Krkonoších a Běstvina v Železných horách), bývá přítomen též v greisenech (Krásno u Horního Slavkova) a v pegmatitech. Významná ložiska fluoritu jsou v Mexiku, Číně, Thajsku a Španělsku.

Používá se zejména v hutnictví, chemickém a sklářském průmyslu.



Obr. 21. Fluorit, Namibie; rozměry vzorku 6 x 7,8 cm.

Kryolit Na_3AlF_6

Chemicky bývá velmi čistý, jen někdy obsahuje malou příměs Fe. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly tvarem silně připomínají krychli (kryolit je pseudokubický); většinou se kryolit vyskytuje v podobě hrubozrnných agregátů. Je bezbarvý, častěji však šedobílý, nažloutlý, nahnědlý nebo načervenalý a někdy i černě zbarvený. Má bílý vryp, skelný lesk, není štěpný; $T = 2,5-3$, $h = 3,0$.

Kryolit se vyskytuje jen výjimečně ve větším množství v pegmatitech (Ivigtut v Grónsku).

Kryolit se používá jako tavidlo při výrobě hliníku - vzhledem k tomu, že přírodní zdroje kryolitu jsou velmi omezené, vyrábí se Na_3AlF_6 uměle.

4. Kysličníky a hydroxidy

Do této třídy náležejí kysličníky (oxidy) a jim příbuzné hydroxidy; jsou do ní začleněny i minerály o složení SiO_2 (křemen a další), i když mají strukturu charakteristickou pro silikáty, mezi něž jsou v některých mineralogických systémech řazeny (do oddělení tektosilikátů).

Magnetit Fe_3O_4

Magnetit je kyslíčnickem dvojmocného a trojmocného železa, což lépe než uvedený sumární vzorec vyjadřuje formule $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ (společně se spinelem, chromitem a dalšími minerály patří magnetit do skupiny spinelidů s obecným vzorcem $\text{R}^{2+}\text{R}^{3+}_2\text{O}_4$, kde $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Zn}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$ atd. a $\text{R}^{3+} = \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Mn}^{3+}$ atd.). V podobě příměsí magnetit obsahuje zejména Mg, Al, Ti, Mn, Cr a V. Krystaluje v soustavě kubické; jeho krystaly mají tvar $\{111\}$ – viz obr. 22, vzácněji $\{110\}$. I když je krystalovaný magnetit relativně častý, vyskytuje se obvykle v podobě zrnitých agregátů. Magnetit má černou barvu, někdy modře, vzácně i pestře nabíhá; jeho vryp je černý. Má polokovový lesk, není štěpný; $T = 5,5-6,5$, $h = 4,9-5,2$.

S drobnými roztroušenými zrnky magnetitu se běžně setkáváme v různých typech magmatických hornin (zejména v gabrech a čedičích), v hadcích a amfibolitech. Krásně vyvinuté oktaedrické krystaly magnetitu se nacházejí v chloritických a aktinolitických břidlicích (Sobotín a Vernířovice u Šumperka). Velké akumulace magnetitu bývají ve skarnech (Měděnec a Přísečnice u Klášterce nad Ohří, Malešov u Kutné Hory, Věchnov u Bystřice nad Pernštejnem, Hraničná u Javorníka). Společně s hematitem je magnetit přítomen na hydrotermálně sedimentárních železorudných ložiskách na severní Moravě a ve Slezsku (viz hematit). Průmyslově nejvýznamnějšími akumulacemi magnetitu jsou tzv. „páskované železné rudy“, které jsou tvořeny rytmicky se střídajícími pásy křemene a pásy složenými převážně z magnetitu a hematitu - obrovská ložiska tohoto typu jsou na Ukrajině (Krivoj Rog), v oblasti Kurské magnetické anomálie, v USA (v okolí Hořejšího jezera), Brazílii (ve státech Minas Gerais a Pará), Západní Austrálii, Indii (ve státě Urísa); malá ložiska páskovaných železných rud byla v minulosti těžena na Šumpersku (v okolí Vernířovic).

Magnetit je nejvýznamnější železnou rudou.



Obr. 22. Magnetit, Callenberg, Německo; šířka snímku 2,8 cm. Foto: Rainer Bode.

Spinel MgAl_2O_4

V podobě příměsí obsahuje především Fe a Cr. Krystaluje v soustavě kubické. Tvoří drobné oktaedrické krystaly; jeho agregáty bývají zrnité. Barva spinelu závisí na obsahu příměsí - „čistý“ spinel je bezbarvý, častěji je však spinel příměsí Fe a Cr zbarven zeleně, modře, hnědě, červeně, fialově nebo černě. Vryp světle zbarvených variet je bílý až šedý. Má skelný lesk. Není štěpný; $T = 7,5-8$, $h = 3,6$.

Spinel je přítomen především v kontaktně i regionálně metamorfovaných vápencích a dolo-
mitech (Sokolí u Třebíče, Strážek u Bystrice nad Pernštejnem). Při zvětrávání matečných hornin
přechází díky své chemické a mechanické odolnosti do náplavů.

Zbarvené variety drahokamové kvality se používají ve šperkařství (nejrozmanitěji zbarvený
spinel se již vyrábí synteticky a lze jím napodobit většinu drahých kamenů).

Chromit FeCr_2O_4

Chromit má velmi proměnlivé složení, neboť obvykle obsahuje značné množství
izomorfních příměsí (především Al a Mg). Krystaluje v soustavě kubické. Jeho krystaly mají tvar
oktaedru, avšak krystalovaný chromit je neobvykle vzácný; obvykle tvoří nepravidelná zrna
a zrnité agregáty. Má černou barvu, hnědý vryp, kovový lesk, není štěpný; $T = 5,5$, $h = 4,5-4,8$.

Chromit se vyskytuje v peridotitech a z nich vzniklých hadcích. Významná ložiska chromitu
jsou v Jihoafrické republice, Zimbabwe, Turecku, Albánii, Makedonii a Řecku; obrovská ložiska
chromitu jsou známa též z Jižního a Středního Uralu.

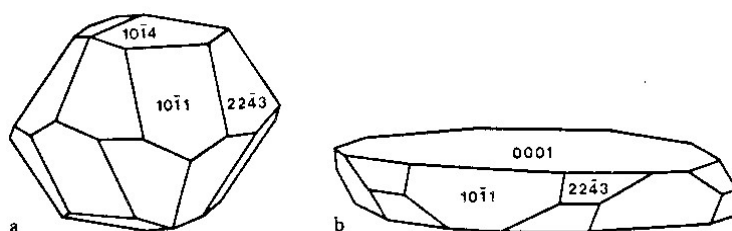
Chromit je prakticky jedinou rudou chromu a používá se též k výrobě žáruvzdorných hmot.

Hematit Fe_2O_3

V podobě příměsí hematit obsahuje Ti a Mg. Krystaluje v soustavě trigonální, avšak
krystalovaný se vyskytuje jen zřídka, a to obvykle v podobě tabulek označovaných jako
„spekularit“ nebo „železná slída“ (viz obr. 23b). Nejčastěji hematit tvoří zrnité, šupinkovité nebo
tabulkovité agregáty (obr. 24), případně vláknité agregáty s radiálně paprscitou stavbou. Barva
hrubě krystalického hematitu je ocelové šedá až černá (někdy modře nabíhá); zemitý nebo
jemnozrný hematit je červený. Hematit má vždy krvavě červený až hnědočervený vryp. Hrubě
krystalický hematit má kovový až polokovový lesk; jemnozrné a zemité agregáty hematitu mají
lesk matný. Hematit není štěpný, $T = 5,5-6,5$ (hematit ve formě jemnozrných a zemitých
agregátů má tvrdost zdánlivě výrazně nižší!), $h = 5,2-5,3$.

Hematit se vyskytuje na sedimentárních ložiskách železných rud v Barrandienu (Ejpvovice,
Nučice, Mníšek pod Brdy) a na hydrotermálně sedimentárních ložiskách železných rud v okolí
Uničova (Medlov, Králová), Rýmařova (Malá Morávka), Šternberka (Chabíčov) a Bruntálu
(Horní Benešov, Leskovec nad Moravicí). Ve značném množství je hematit přítomen na
obrovských magnetitových ložiskách Ukrajiny (Krivoj Rog). Hematit je podstatnou složkou
itabiritů („železných svorů“), které jsou tvořeny střídajícími se vrstvičkami šupinkovitého
hematitu a křemene. Itabirity jsou rozšířeny např. v Brazílii (ve státě Minas Geraes); u nás se
horniny blízké itabiritům vyskytují např. na Železnobrodsku (Vrát). Vyskytuje se i na
hydrotermálních žilách (např. ve Slovenském rudohoří). V podobě mikroskopických uzavření
může být hematit přítomen v některých minerálech (např. v křemenu a živcích) - hematitové
uzavření způsobují růžové až červené zbarvení hostitelských minerálů a tím i hornin, v nichž
se tyto minerály vyskytují v podstatném množství. Hematit vzniká i v zóně zvětrávání.

Hematit je druhou nejvýznamnější železnou rudou (po magnetitu); zemitý hematit se
využívá jako minerální barvivo.



Obr. 23. Krystaly hematitu: spojka ditrigonálního skalenoedru a romboedrů (a); krystal tabulkovitého habitu, na němž dominují plochy pinakoidu (b).



Obr. 24. Hematit, Quangdong, Čína; rozměry vzorku 7,5 x 5 cm.

Korund Al_2O_3

V podobě příměsí korund obsahuje jen nepatrné množství Fe, Cr, Mn a Ti. Krystaluje v soustavě trigonální. Jeho krystaly jsou sloupcovité, soudečkovité nebo destičkovité; častěji však korund tvoří jen nepravidelná zrna či stébelnaté agregáty. Barva korundu závisí na jeho chemickém složení: korund bez výše uvedených příměsí je bezbarvý, s příměsí Cr je červený, s Ti modrý, s Fe hnědý až černý, příměs Mn způsobuje růžové zbarvení. Znamé jsou i odrůdy žluté, zelené a fialové. Nejčastěji je však korund modrošedý nebo šedožlutý, skvrnitě nebo zonálně zbarvený. Krvavě červená odrůda korundu se označuje jako rubín (obr. 25), jinak zbarvené korundy šperkařské kvality se označují jako safir (nejdražší bývají safiry modré barvy – viz obr. 26 a 27), bezbarvý korund se nazývá leukosafir. Korund má bílý vryp, skelný nebo matný lesk (hnědě až černě zbarvené odrůdy mohou mít polokovový lesk), není štěpný; $T = 9$, $h = 3,9-4,1$.

Korund bývá přítomen v některých pegmatitech (v Pokojovicích u Třebíče, Čejově u Humpolce), nefelinických syenitech, svorech a rulách. Vzniká i při kontaktní metamorfóze vápenců na styku s magmatickými horninami. Korund je chemicky i mechanicky neobyčejně odolný, a proto vyvětrává z matečných hornin a může se hromadit v říčních náplavech (k tomuto genetickému typu patří známé naleziště safirů na Jizerské louce ve východní části Jizerských hor). Ložiska korundu jsou na řeckém ostrově Naxos v Egejském moři. Významná naleziště drahokamových odrůd korundu jsou v Barmě, Thajsku, Kambodži, na Srí Lance a Madagaskaru.

Korund se pro svou vysokou tvrdost využívá především jako brusivo (známé pod označením smirek); drahokamové odrůdy korundu (zejména rubín a safír) se používají v klenotnictví. Drahokamové odrůdy korundu jsou v současnosti vyráběny i uměle - jde nejen o výrobu rubínu a safíru, ale různými příměsmi zbarveným Al_2O_3 jsou napodobovány i drahé kameny zcela jiného chemického složení; rovněž korund používaný jako brusivo je vyráběn synteticky.



Obr. 25. Rubín, plastika – „Smějící se Buddha“, Barma; rozměry 18 x 17 mm.



Obr. 26. Safír, osmiúhelníkový brus, Srí Lanka; rozměry 6,9 x 5,4 mm.



Obr. 27. Brusy ze safíru šperkařské kvality z afrických lokalit, rozměry největších 5,5 x 3,5 mm.

Ilmenit FeTiO_3

V podobě příměsí bývá v ilmenitu přítomno zejména Mg a Mn. Ilmenit krystaluje v soustavě trigonální. Tvoří tabulky nebo nepravidlená zrna. Má černou barvu i vryp, kovový nebo polokovový lesk, není štěpný; $T = 5-6$, $h = 4,9$.

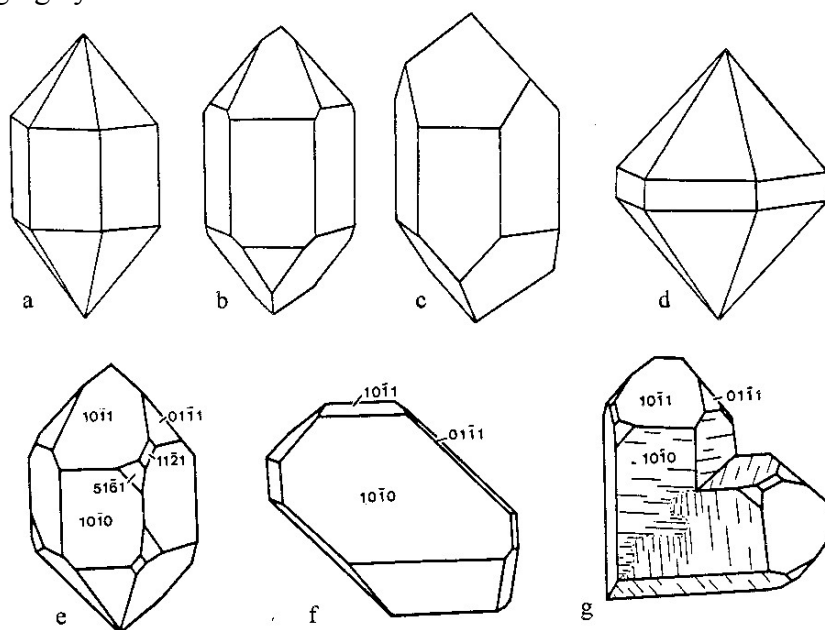
Ilmenit bývá přítomen v bazických magmatitech (např. v gabru u Deštné v Orlických horách), amfibolitech (na Čáslavsku) a někdy i v pegmatitech (Dolní Bory u Velkého Meziříčí). Společně s dalšími těžkými minerály (rutilem, zirkonem, monazitem, magnetitem atd.) se ilmenit může hromadit v tzv. „černých píscích“ na mořských plážích či šelfech - jde o plošně velmi

rozsáhlé akumulace titanových rud např. při východním i západním pobřeží Austrálie, při pobřeží Indie (stát Kérala) a USA (Florida, Severní a Jižní Karolína) a též na pobřeží brazilských států Bahia, Espírito Santo a Sao Paulo.

Ilmenit je významnou titanovou rudou.

Křemen SiO_2

Složení křemene odpovídá jeho teoretickému vzorci; příměsi bývají přítomny jen ve stopovém množství. V přírodě se SiO_2 vyskytuje v podobě několika modifikací, z nichž dvě nejrozšířenější jsou označovány jako křemen. Obě modifikace křemene mají velmi podobnou krystalovou strukturu. Nízkoteplotní modifikace (označovaná jako nižší křemen) je stabilní pod teplotou $573\text{ }^\circ\text{C}$ a krystaluje v soustavě trigonální; vysokoteplotní modifikace (vyšší křemen), která je stabilní v intervalu 573 až $867\text{ }^\circ\text{C}$, krystaluje v soustavě hexagonální. Nižší a vyšší křemen lze často rozlišit podle morfologie krystalů. Na krystalech vyššího křemene bývají přítomny obvykle pouze plochy hexagonální protodipyramidy $\{10\bar{1}1\}$ nebo jde o spojku tvarů $\{10\bar{1}1\}$ a $\{10\bar{1}0\}$, přičemž plochy prizmatu jsou jen velmi malé (např. krystal křemene na obr. 28d). Na krystalech nižšího křemene zpravidla převažují prizmatické plochy (s často výrazným vodorovným rýhováním - např. obr. 28g) a krystaly jsou ukončeny plochami jednoho klence nebo častěji dvou klenců (obr. 28a, 28b, 28c, 29) - při stejné velikosti ploch obou klenců jsou krystaly nižšího křemene zdánlivě hexagonální (obr. 28a). (V případě krystalu křemene na obr. 28d, jenž má sice typus charakteristický pro vyšší křemen, může jít i o krystal nižšího křemene s nepatrným vývinem prizmatických ploch a se stejně velkými plochami klenců.) Značná podobnost struktury vyššího a nižšího křemene umožňuje relativně snadný přechod vysokoteplotní modifikace do nízkoteplotní, a proto např. vyrostlice křemene v kyselých vulkanitech mají morfologii odpovídající vyššímu křemeni, avšak strukturně náležejí k nižšímu křemeni (jde tedy o paramorfózu nižšího křemene po vyšším). Krystalovaný křemen je poměrně hojný, avšak mnohem častěji křemen tvoří nepravidelná zrna, zrnité agregáty, místy i stébelnaté nebo vláknité agregáty.



Obr. 28. Krystaly nižšího a vyššího křemene (*a, b, c, d* - viz text), hojnoplochý krystal nižšího křemene (*e*), různoměrný vývin krystalu nižšího křemene, jehož výsledkem je tabulkovitý habitus (*f*), dva prizmatické krystaly s naznačeným horizontálním rýhováním, srůstající podle tzv. „japonského zákona“ pod téměř pravým úhlem ($84^\circ33'$) (*g*).



Obr. 29. Křemen, Wolfshagen, Německo; velikost krystalů je asi 1 cm. Foto: Rainer Bode.

Křemen má obvykle šedou nebo bílou barvu, ale bývá i bezbarvý nebo prakticky libovolně zbarvený. Má zpravidla skelný lesk, avšak lesk mléčně bílého křemene a jemnozrnných křemenných agregátů je často mastný až matný. Křemen není štěpný nebo má jen zcela výjimečně nedokonalou štěpnost podle klenice; na větších krystalech křemene bývá patrný lasturnatý lom. $T = 7$, $h = 2,6$.

Křemen je jedním z nejrozšířenějších minerálů. Jako horninotvorný minerál je přítomen zejména v kyselých magmatitech (např. žuly, granodiority, ryolity) a častý je v pegmatitech. Je významnou složkou některých sedimentů (křemence, pískovce) i metamorfitů (kvarcity, fylity, svory, ruly). Křemen patří mezi nejběžnější produkty hydrotermálních pochodů - tvoří křemenné žíly a často je převažující složkou hlušiny na hydrotermálních rudních ložiskách.

Jak již bylo uvedeno, existuje vedle šedého a bílého křemene, jenž bývá někdy dosti nevhodně označován jako „obecný křemen“, několik různě zbarvených odrůd (variet) křemene a též bezbarvá odrůda. Tyto odrůdy se zpravidla označují specifickými názvy jako například křišťál (bezbarvá odrůda), ametyst (fialová odrůda - obr. 30), záhněda (kouřově hnědá odrůda – obr. 31), a růženín (růžová odrůda – obr. 32). Z uvedených odrůd je nejrozšířenější křišťál, s nímž se setkáváme na křemenných žilách a v křemenných jádrech pegmatitů (Velká Kraš u Vidnavy, Žulová u Jeseníku); krásné krystaly křišťálu pocházejí z hydrotermálních žil v okolí Vernířovic (u Šumperka) a též z hydrotermálních rudních ložisek (Příbram). Ametyst se nachází na křemenných žilách v okolí Třebíče (Hostákov a Bochovice), v dutinách podkrkonošských melafyrů (nejznámější naleziště je na kopci Kozákov u Semil) a někdy i na rudních žilách (např. na Slovensku v Banské Štiavnici). Záhněda bývá přítomna v pegmatitech (Dolní Bory u Velkého Meziříčí a řada dalších lokalit na Českomoravské vrchovině). Růženín je z uvedených odrůd křemene nejvzácnější; vyskytuje se jen v některých pegmatitech (Dolní Bory u Velkého Meziříčí, Písek).



Obr. 30. Ametyst. Piedra Parada, Veracruz, Mexiko; rozměry vzorku 14 x 13 cm.



Obr. 31. Záhňěda, trojúhelníkový brus, Afrika; velikost 12 mm (4,20 ct).



Obr. 32. Růženín, Galileia, Minas Gerais, Brazílie; rozměr vzorku 7,6 x 3,8 cm.

Jako chalcedon se označuje kryptokrystalický křemen s charakteristickou jemně vláknitou stavbou. Chalcedon tvoří nejčastěji ledvinité, hroznovité nebo krápníčkovité agregáty bělavé, šedé, modrošedé (viz obr. 33), ale i zelené nebo žluté barvy. Chalcedon se hojně vyskytuje v dutinách melafyrů (v Podkrkonoší), na puklinách hadců (Křemže u Českých Budějovic, Hrubšice u Ivančic) i v sedimentech (např. v dutinách konkrecí ve vápencích u Olomoučan v Moravském krasu).

Za odrůdy chalcedonu jsou často považovány makroskopicky celistvé křemenné hmoty tvořené směsí chalcedonu s opálem a jemnozrnným křemenem. Patří mezi ně především jaspisy a acháty. Jaspisy jsou zbarveny obvykle hnědě, červeně, žlutě nebo zeleně (často bývají skvrnitě). Pro acháty je charakteristické střídání různě zbarvených vrstev - nejčastěji šedobílých s šedomodrými (viz obr. 34), ale též bílých s hnědými nebo bílých s červenými. Jaspisy a acháty se nalézají zejména v podkrkonošských melafyrech (v okolí Turnova, Lomnice nad Popelkou, Jičina a Nové Paky). Směsí chalcedonu, křemene a opálu je pazourek, jenž tvoří černošedé konkrece s bílou povrchovou kůrou, které jsou neobyčejně hojné v křídových sedimentech kolem průlivu La Manche, v Dánsku a na ostrově Rujana; u nás se pazourek hojně nachází v ledovcových uloženinách v okolí Vidnavy.

Křemen slouží k výrobě křemenného skla a je též zdrojem elementárního křemíku. Z krystalů kvalitního křišťálu se vyrábějí piezoelektrické destičky, optické hranoly a čočky (v současnosti se používá syntetický křišťál, který je pro dané účely vhodnější). Křišťál a zbarvené odrůdy křemene i různě zbarvené jaspisy a acháty se využívají ve šperkařství, na výrobu dekorativních předmětů či suvenýrů. Z achátu se vyrábějí též třecí misky pro chemické laboratoře. Pazourek byl v době kamenné využíván k výrobě nástrojů a zbraní.



Obr. 33. Zlatý prsten s chalcedonem a citrínem.



Obr. 34. Achát, Kozákov u Turnova; velikost vzorku 10,5 x 7,5 cm.

Vláknitý křemen, jenž vzniká prokřeměním vláknitého amfibolu (příp. jiného vláknitého minerálu), mívá výrazný třpytivý lesk. Jako tygří oko se označuje zlatožlutý nebo zlatohnědý vláknitý křemen, jenž je vzhledem ke svým optickým vlastnostem vyhledávaným materiálem ke zhotovování šperků a drobných dekorativních předmětů. Při otáčení vyleštěného tygřího oka přebíhá přes kámen třpytivá světlá linka, připomínající zářící zřítelnici tygra (obr. 35). Nejvýznamnější naleziště tygřího oka jsou v JAR.



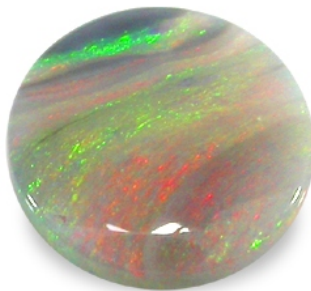
Obr. 35. Tygří oko, JAR.

Opál $\text{SiO}_2 + \text{aq}$.

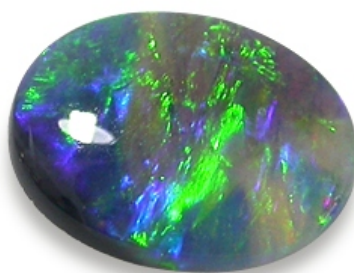
Opál je amorfní vodnatý oxid křemičitý (obsahující obvykle 4 až 9 % H_2O). Tvoří celistvé sklovité masy, náteky, krápníky, ledvinité agregáty apod. Opál bývá bezbarvý, mléčně zakalený nebo různě zbarvený. Barevně odlišné variety se často označují specifickými názvy jako mléčný opál, hyalit (skelný opál), dřevitý opál, ohnivý opál a drahý opál. Mléčný opál má bílou barvu, hyalit (skelný opál) je bezbarvý, dřevitý opál je obvykle žlutohnědý až hnědý a má charakteristickou strukturu dřeva (jde o fosilní dřevo prostoupené opálovou hmotou), ohnivý opál je oranžově červený až fialově červený, drahý opál je mléčně zakalený a opalizující (hrající duhovými barvami). Opál má skelný až voskový, ale někdy jen matný lesk. Má lasturnatý lom. Tvrdost kolísá obvykle v intervalu 5 - 6, avšak u zemitých nebo čerstvě vzniklých opálů bývá výrazně nižší, $h = 2,0-2,2$.

Společně s chalcedonem se opál vyskytuje na trhlínách hadců. V podobě náteků (sintrů) se opál ukládá z některých horkých pramenů na Novém Zélandu, Islandu a v Yellowstone národním parku (USA) - takto vytvořená opálová hornina se označuje jako gejzírít. Opálem jsou tvořeny schránky rozsivek a kostry mřížovců. Významná naleziště drahého opálu jsou v Austrálii a na východním Slovensku (ve Slanských vrších).

Pěkně zbarvené nebo výrazně opalizující opály se používají ve šperkařství (obr. 36 a 37).



Obr. 36. Drahý opál, kulatý kabošon, Austrálie; velikost 5 mm (0,30 ct).



Obr. 37. Drahý opál, oválný kabošon, Austrálie, velikost 4 x 3 mm (0,10 ct).

Rutil TiO_2

Rutil obsahuje obvykle příměs Fe a někdy též Cr, V nebo Sn. Krystaluje v soustavě tetragonální. Jeho krystaly jsou krátce sloupcovité až jehličkovité a bývají omezeny zejména plochami tvarů $\{110\}$, $\{100\}$, $\{111\}$ a $\{101\}$, přičemž prizmatické plochy jsou často výrazně rýhované ve směru vertikální osy. Jednotlivé sloupce rutilu spolu často dvojčatně srůstají. Rutil tvoří též nepravidelná zrna a v podobě zaoblených zrn a valounek bývá přítomen v sedimentech. Rutil je obvykle červenohnědý až rudý, avšak odrůda s vyšším podílem Fe („nigrin“) má černohnědou až černou barvu. Barva vrypu je v závislosti na zbarvení minerálu buď žlutá, nebo světle hnědá. Nejčastěji má skelný nebo polokovový lesk. Rutil je dobře štěpný podle $\{110\}$, méně výrazná je štěpnost podle $\{100\}$; $T = 6-6,5$, $h = 4,2$.

Rutil je přítomen především v metamorfovaných horninách (např. rulách, svorech a amfibolitech na Čáslavsku), méně hojný je v syenitech, granitech a též některých pegmatitech. Setkáváme se s ním i na některých hydrotermálních žilách, v nichž někdy tvoří jemné jehličky zarostlé v krystalech křišťálu. Rutil je velmi odolný vůči zvětrávání, a proto může být v oblastech rozšíření matečných hornin běžnou součástí náplavů (např. Lužnice a jejích přítoků v okolí Soběslavi a Veselí nad Lužnicí). Společně s ilmenitem je rutil přítomen v „černých písčích“.

Rutil je podobně jako ilmenit významnou rudou titanu.

Kromě rutilu se v přírodě poměrně vzácně vyskytují ještě dvě modifikace TiO_2 : anatas (tetragonální) a brookit (rombický).

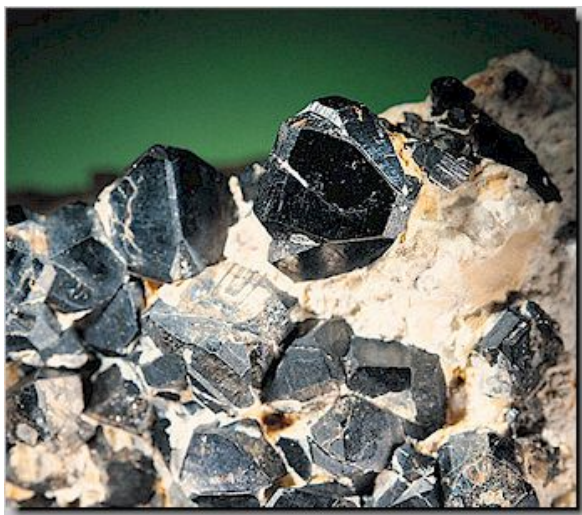
Kasiterit (cínovec) SnO_2

V podobě příměsí obsahuje zejména Fe a obvykle v menší míře též Nb, Ta, Ti a Mn. Krystaluje v soustavě tetragonální. Krystaly kasiteritu jsou většinou krátce sloupcovité

a omezené plochami tvarů $\{110\}$, $\{100\}$, $\{111\}$ a $\{101\}$. Jednotlivé krystaly často dvojčatně srůstají (obr. 38). Agregáty kasiteritu bývají zrnité, zřídka stébelnaté. V náplavech bývá kasiterit přítomen v podobě zaoblených zrn. Výše uvedenými příměsmi je kasiterit zbarven obvykle hnědě až černě, avšak kasiterity s malým množstvím příměsí jsou žluté a zcela výjimečně i bezbarvé (v případě chemicky téměř čistého SnO_2). Vryp je v závislosti na zbarvení minerálu bledě hnědý, světle žlutý až bílý. Kasiterit má skelný, polokovový nebo diamantový lesk, není štěpný; $T = 6-7$, $h = 6,8-7,1$.

Kasiterit je přítomen zejména v greisenech (Krásno u Horního Slavkova, Cínovec a Horní Krupka u Teplic) a v některých pegmatitech (Rožná u Bystřice nad Pernštejnem). Protože je velmi odolný vůči zvětrávání, může se hromadit ve zvětralinovém plášti a zvláště pak v náplavech a plážových sedimentech - tyto druhotné akumulace, které představují v současnosti nejvýznamnější typ kasiteritových ložisek, jsou rozšířené především v jihovýchodní Asii (Malajsie, Indonésie, Barma, Thajsko, Laos a Čína).

Kasiterit je hlavní rudou cínu.



Obr. 38. Kasiterit, Horní Krupka; velikost krystalů až 1,5 cm. Foto: Rainer Bode.

Pyroluzit MnO_2

Složení krystalovaného pyroluzitu se blíží uvedenému vzorci; zemité agregáty obsahují často malé množství H_2O (obvykle 1 - 2 %) a určitý podíl příměsí jak sorbovaných, tak i vázaných na jiné minerály manganu. Pyroluzit krystaluje v soustavě tetragonální, avšak krystalovaný je neobyčejně vzácný (jde o sloupečky nebo jehličky). Obvykle pyroluzit tvoří vláknité, stébelnaté nebo zemité agregáty či povlaky a dendritické agregáty. Pyroluzit má ocelově šedou až černou barvu (s namodralým odstínem) a černý nebo modročerný vryp. Lesk je polokovový až kovový; zemité agregáty mají matný lesk. Na krystalech pyroluzitu lze pozorovat dokonalou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 6-6,5$, $h = 4,5-5,2$.

Pyroluzit vzniká společně s obdobnými minerály manganu (od pyroluzitu makroskopicky nerozlišitelnými) při zvětrávání hornin obsahujících mangan. Pyroluzit se podílí na složení obrovských ložisek sedimentárních manganových rud na Ukrajině (Nikopol) a v Gruzii (Čiaturi). Zcela výjimečně je pyroluzit přítomen jako primární minerál na hydrotermálních žilách.

Jako jedna ze složek manganových rud je pyroluzit důležitým zdrojem manganu.

Kromě pyroluzitu se v přírodě vyskytují i další modifikace MnO_2 .

Wolframit (Fe,Mn)WO₄

Wolframit patří strukturně mezi kysličníky, i když má vzorec analogický wolframanům, do jejichž třídy byl proto v minulosti řazen. Železo a mangan mohou být ve struktuře wolframitu přítomny v libovolném poměru - jde o souvislou izomorfní řadu s koncovými členy FeWO₄ (ferberit) a MnWO₄ (hübnerit), přičemž „čistý“ ferberit a hübnerit se v přírodě prakticky nevyskytuje. V podobě příměsí wolframit obsahuje především Nb a Ta. Wolframit krystaluje v soustavě monoklinické. Krystaly wolframitu jsou zpravidla krátce sloupcovité nebo tlustě tabulkovité (s výrazným rýhováním ve směru vertikální osy – viz obr. 39); agregáty wolframitu bývají zrnité či tabulkovité. Wolframit je tmavě hnědý až černý; jeho vryp je obvykle světle hnědý až černohnědý. Má polokovový lesk, dokonalou štěpnost podle {010}; $T = 4-4,5$, $h = 7,1-7,5$.

Společně s kasiteritem je wolframit přítomen v greisenech (Krásno u Horního Slavkova, Cínovec a Horní Krupka u Teplic). Setkáváme se s ním i v pegmatitech a též na křemenných žilách v asociaci s pyrotinem, pyritem, chalkopyritem a dalšími sulfidy. Obrovská ložiska wolframitu jsou v Číně, Barmě, Koreji, Malajsii, Bolívii a Coloradu. Významná evropská ložiska jsou na Pyrenejském poloostrově (při hranicích Portugalska a Španělska) a v Krušných horách (na saské straně Krušných hor jdeo ložiska u Altenbergu a Ehrenfriedersdorfu).

Wolframit je významnou rudou wolframu.



Obr. 39. Wolframit s fluoritem, Ehrenfriedersdorf, Německo; délka krystalu 3,3 cm. Foto: Rainer Bode.

Uraninit UO₂

V důsledku snadné oxidovatelnosti se část uranu nachází v uraninitu v šestimocné formě, a proto je vzorec tohoto minerálu často uváděn jako U₃O₇ nebo U₃O₈. V podobě příměsí uraninit obsahuje Pb, Th, TR, Ra, Ac a další prvky. Neoxidovaný uraninit, jehož chemismus odpovídá vzorci UO₂, krystaluje v soustavě kubické - na jeho krystalech převládají plochy tvarů {100} nebo {111}, často jde o kubo-octaedry i o spojky uvedených tvarů s {110}. Obvykle se však uraninit vyskytuje v podobě celistvých nebo velmi jemnozrnných ledvinitých nebo hroznovitých agregátů (jde o tzv. „smolinec“) či zemitých agregátů a povlaků (označovaných jako „uranová čern“). Uraninit má černou až hnědočernou barvu, hnědočerný až šedočerný vryp. Má polokovový až pro smolinec charakteristický smolný lesk (viz obr. 40); uranové černě mají lesk matný. Krystaly uraninitu jsou štěpné podle {111}, agregáty smolince mají nerovný až lasturnatý lom; $T = 5-6$, ale může být i nižší. Hustota neoxidovaného uraninitu o složení UO₂ je 10,9, avšak oxidace U⁴⁺ na U⁶⁺ a též různé příměsi vedou k poklesu hustoty až na 6,5.

Uraninit se vyskytuje zejména na hydrotermálních ložiskách (Jáchymov, Příbram, Jasnica u Náměště nad Oslavou, Rožná a Olší u Bystřice nad Pernštejnem, Zálesí u Javorníka v Rychlebských horách). Je přítomen též na obrovských sedimentárních ložiskách uranových rud (např. Witwatersrand v Jihoafrické republice) a je i jedním z minerálů uranu v sedimentech (především v pískovcích) severozápadní části české křídové tabule (Hamr a Stráž pod Ralskem). S uraninitem se setkáváme též v některých pegmatitech.

Uraninit je hlavní uranovou rudou.



Obr. 40. Uraninit – smolinec, Schlema-Hartenstein, Německo; šířka snímku 1,2 cm. Foto: Rainer Bode.

Goethit FeO(OH)

Jemnozrný nebo zemitý goethit často obsahuje značné množství adsorbované vody a dalších příměsí. Krystaluje v soustavě rombické. Jen vzácně se nachází krystalovaný v podobě sloupečků nebo jehliček; obvykle tvoří jemnozrné, celistvé nebo zemité agregáty, ale též náteky, ledvinité či hroznovité agregáty i krápníčky tvořené radiálně paprscitě uspořádanými vlákny goethitu. Goethit je žlutohnědý až černohnědý nebo červenohnědý. Má žlutohnědý až hnědý vryp. Lesk na plochách dokonale vyvinutých krystalků bývá diamantový až kovový; agregáty goethitu mají nejčastěji polokovový, smolný, matný nebo hedvábný lesk. Goethit je dokonale štěpný podle $\{010\}$; $T = 5-5,5$, $h = 3,3-3,4$.

Jako primární minerál se goethit ukládá z nízkoteplotních hydrotermálních roztoků např. na stěnách dutin melafyrů (Frýdštejn u Železného Brodu) či rudních žil (Příbram). V přírodě se však setkáváme především s goethitem představujícím hlavní (někdy zcela převládající) složku limonitu - jako limonit se označuje směs goethitu s jinými oxy-hydroxidy železa, jílovými minerály, opálem a dalšími složkami. Velké akumulace limonitu se tvoří v oxidační zóně sulfidických ložisek s vysokým obsahem primárních sulfidů Fe či v zóně zvětrávání sideritových žil nebo akumulací magnetitu. Limonit vzniká rozkladem běžných horninotvorných minerálů obsahujících železo a jeho přítomnost způsobuje žlutohnědé, hnědé nebo rezavé zbarvení zvětrávajících hornin či zvětralin. Oxy-hydroxidy železa se hromadí v lateritech a bauxitech; tyto sloučeniny jsou barevně nápadnou složkou i jiných typů půd (např. podzolů), v nichž se limonit někdy koncentruje v podobě kongrecí. Limonit může tvořit tmel zpevněných klastických sedimentů. V příbřežním pásmu jezer a moří dochází ke vzniku a ukládání limonitu z železa přinášeného řekami a podzemními vodami ze zvětralinového pláště - v současné době se takto vytvářejí akumulace limonitu ve švédských a finských jezerech (jde o tzv. „jezerní rudy“) nebo při ústí Amazonky; stejného genetického typu jsou ložiska oolitických železných rud jurského stáří v Lotrinsku (na ploše přibližně 1100 km²).

Limonit je důležitou železnou rudou. V minulosti byl jeho význam obrovský, neboť drobné akumulace limonitových rud (avšak v době vznikajícího železářství dostatečně velké) jsou široce rozšířené a navíc jsou tyto rudy snadno těžitelné a zejména snadno zpracovatelné.)

Gibbsit (hydrargillit) $\text{Al}(\text{OH})_3$

V podobě izomorfní příměsí obsahuje hlavně Fe. Krystaluje v soustavě monoklinické. Vyskytuje se v podobě jemně šupinkovitých nebo zemitých agregátů. Je bezbarvý nebo bílý s různými odstíny, má bílý vryp. Lesk gibbsitu je skelný, na štěpných plochách perleťový. Má dokonalou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 2,5-3$, $h = 2,3-2,4$.

Gibbsit vzniká při zvětrávání minerálů obsahujících hliník (především alumosilikátů). Je jednou z hlavních složek bauxitů.

Jako alumogel se označuje amorfní $\text{Al}(\text{OH})_3$. Alumogel vzniká podobně jako gibbsit a je též součástí bauxitů.

Diaspor $\text{AlO}(\text{OH})$

Zpravidla obsahuje jen malé množství příměsí, zejména Fe a Mn. Krystaluje v soustavě romboické. Tvoří drobné tabulky nebo sloupečky; jeho agregáty bývají šupinkovité, stébelnaté nebo zemité. Je bezbarvý, bílý nebo různě zbarvený. Má bílý vryp, skelný lesk (na štěpných plochách perleťový), dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 6,5-7$, $h = 3,3-3,5$. Je významnou součástí bauxitů, přítomen je i v některých metamorfovaných horninách a někdy též v pegmatitech.

Boehmit $\text{AlO}(\text{OH})$

Boehmit má shodné složení a obdobné vlastnosti jako diaspor, od něhož se jen nepatrně liší strukturou (obě modifikace krystalují v romboicky dipyramidálním oddělení) - makroskopické rozlišení diasporu a boehmitu je nemožné. Vyskytuje společně s diasporem v bauxitech.

5. Karbonáty a nitráty

Do této třídy nerostů jsou řazeny soli kyseliny uhličitě (uhličitany neboli karbonáty) a kyseliny dusičné (dusičnany neboli nitráty).

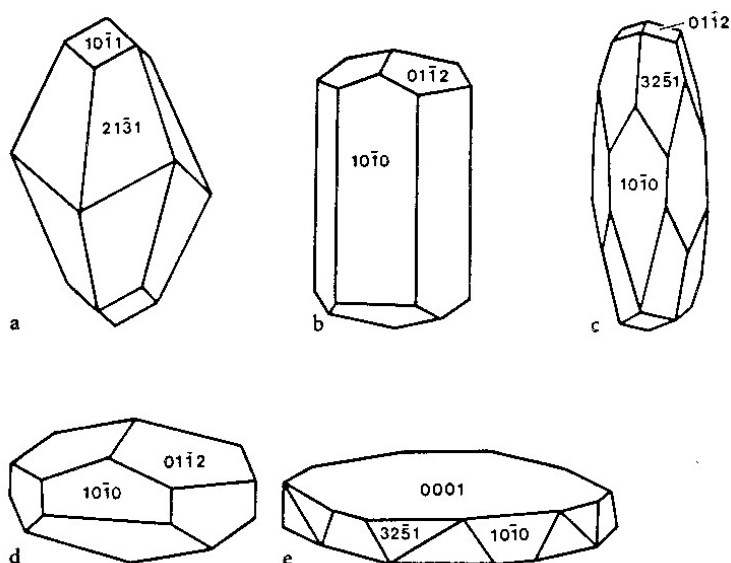
Kalcit CaCO_3

V podobě příměsí kalcit obsahuje především Mg, Fe, Mn a méně často též Sr, Ba, Zn, Pb a Co. Krystaluje v soustavě trigonální. Často se nachází krystalovaný v podobě klencových, skalenoedrických, prizmatických nebo tabulkovitých krystalů (viz obr. 41 a 42). Agregáty kalcitu jsou obvykle zrnité až celistvé, méně často stébelnaté nebo vláknité; kalcit tvoří též konkrecionální útvary, krusty, sintry, krápníky apod. Kalcit je obvykle bílý nebo šedobílý, někdy je i bezbarvý, často bývá různými příměsmi zbarven žlutě až hnědě, bývá však i narůžovělý nebo namodralý. Má bílý vryp, skelný lesk, velmi dokonalou štěpnost podle klence; $T = 3$, $h = 2,6-2,8$.

Kalcit je jako horninotvorný minerál přítomen v některých sedimentech (např. ve vápenci, křídě a travertinu) a v produktech jejich metamorfózy (např. v krystalickém vápenci). Velmi často se s kalcitem setkáváme na hydrotermálních žilách; hydrotermálního původu je i kalcit ve

výlevných horninách (diabasech a melafyrech). Pěkné krystaly kalcitu pocházejí z dutin vápenců (Štramberk u Nového Jičína, Šošůvka u Blanska) a rudních žil (Jáchymov, Příbram). V podobě konkréčních útvarů označovaných jako „cicváry“ se kalcit vyskytuje ve spraších. V dutinách zkrasovělých vápenců a krystalických vápenců se setkáváme s kalcitem v podobě krápníků a sintrů, které jsou součástí výzdoby jeskyní Českého krasu (např. Koněpruské jeskyně), Moravského krasu (např. Sloupsko-šošůvské jeskyně), Javoříčského krasu, Mladečského krasu a Jesenického krasu (jeskyně Na Pomezí). Kalcit je podstatnou složkou schránek měkkýšů, ramenonožců a dalších organismů.

Kvalitní krystaly čirého kalcitu se používají na výrobu polarizačních hranolů.



Obr. 41. Krystaly kalcitu: spojka ditrigonálního skalenoedru a romboedru (a), krystaly prizmatického habitu (b, c), krystal romboedrického typu (d) a krystal tabulkovitého habitu, na němž dominují plochy pinakoidu (e).



Obr. 42. Až 2,5 cm velké skalenoedrické krystaly kalcitu na fialovém fluoritu. Elmwood mine, Carthage, Smith Co., Tennessee, USA. Foto: Peter Haas.

Magnezit $MgCO_3$

V podobě izomorfních příměsí magnezit obsahuje zejména Fe, méně Mn a Ca. Krystaluje v soustavě trigonální. Jen ojediněle se nachází krystalovaný - jeho krystaly mívají tvar klence.

Obvykle se vyskytuje v hrubě zrnitých, stébelnatých nebo celistvých agregátech. Magnezit je bílý, bělošedý nebo jemně nažloutlý. Má bílý vryp, skelný lesk, velmi dokonalou štěpnost podle klence (celistvé agregáty magnezitu někdy mají lasturnatý lom), $T = 4-4,5$, $h = 2,9-3,1$.

Hydrotermálně metasomatickým zatlačováním dolomitů a vápenců vznikají velké akumulace krystalického magnezitu (jde v podstatě o monominerální horninu) - ložiska tohoto typu jsou např. na Slovensku (v pruhu mezi Lučencem a Košicemi) a v Rakousku (ve Štýrsku). Hydrotermální přeměnou hadců nebo jejich zvětráváním se tvoří celistvý magnezit (Věžná a Smrček u Bystřice nad Pernštejnem, Nová Ves u Oslavan). Magnezit však může vznikat též z hydroxidu hořečnatého, sedimentujícího za dosti mimořádných podmínek v mořských lagunách a slaných jezerech (takto se vytvořila obrovská ložiska magnezitu v Mandžusku), ale též ve sladkovodních jezerech.

Magnezit se používá na výrobu žáruvzdorných hmot (např. na vyzdívkou metalurgických pecí), Sorelova cementu i kovového hořčíku.

Siderit FeCO_3

V podobě izomorfních příměsí siderit obsahuje zejména Mg, Mn a Ca. Krystaluje v soustavě trigonální. Často se nachází krystalovaný v podobě klenců (obr. 43); jeho agregáty jsou zpravidla zrnité nebo celistvé. Siderit je šedý, žlutohnědý až hnědý; navětralý siderit má rezavě hnědou nebo tmavě hnědou až černohnědou barvu. Má bílý nebo nažloutlý vryp, skelný lesk, velmi dokonalou štěpnost podle klence; $T = 3,5-4,5$, $h = 3,7-3,9$.

Siderit je součástí sedimentárních železných rud Barrandienu (Nučice, Chrustenice). Jako součást hlušiny je siderit přítomen na příbramských rudních žilách. Jako pelosiderit se označuje jílovými minerály silně znečištěný jemnozrný siderit, který tvoří konkrce nebo i souvislé vrstvy v sedimentárních horninách (např. v jílovcích Moravskoslezských Beskyd či v nadloží uhelných slojí na Kladensku).

Siderit je důležitou železnou rudou.



Obr. 43. Siderit, Rudňany, Slovensko. Šířka snímku 6,5 cm. Foto: Rainer Bode.

Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Dolomit často obsahuje značnou izomorfní příměs Fe (tzv. „železnatý dolomit“) a někdy též Mn. Krystaluje v soustavě trigonální. Jeho krystaly mají tvar klence. Dolomit tvoří nejčastěji

zrnité nebo celistvé agregáty. Má šedobílou barvu nebo je nažloutlý, nahnědlý, nazelenalý či načervenalý; může být i bezbarvý. Má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle klence; $T = 3,5-4$, $h = 2,8-2,9$.

Dolomit je převládající složkou stejnojmenné sedimentární horniny a též metamorfované horniny označované jako krystalický dolomit. Často je dolomit přítomen na hydrotermálních žilách (Jáchymov, Příbram, Kutná Hora).

Ankerit $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$

V podobě izomorfních příměsí ankerit obsahuje zejména Mg a Mn. Krystaluje v soustavě trigonální. Jeho krystaly mají tvar klence; agregáty ankeritu jsou obvykle zrnité. Ankerit je bílý, šedobílý nebo nažloutlý; při navětrání podobně jako siderit tmavne a postupně získává žlutou, okrovou, hnědou až černohnědou barvu (ankerit nelze makroskopicky odlišit od sideritu). Má bílý až nažloutlý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle klence; $T = 3,5-4$, $h = 2,9-3,8$.

Ankerit (příp. karbonát dolomit-ankeritové řady) se často vyskytuje jako součást hlušiny na hydrotermálních žilách.

Aragonit CaCO_3

V podobě příměsí aragonit často obsahuje Sr, méně též Mg, Fe a Zn. Krystaluje v soustavě romboické. Poměrně často se nachází krystalovaný v podobě jehlicovitých nebo sloupcovitých krystalů omezených plochami tvarů $\{110\}$, $\{010\}$ a $\{011\}$; běžné jsou dvojčatné srůsty. Aragonit tvoří stébelnaté, jehličkovité i vláknité agregáty, které mají často radiálně paprscitou nebo paralelní stavbu. Méně rozšířené jsou keříčkovité agregáty (tzv. „železný květ“ – obr. 44) nebo agregáty s pisolitickou stavbou („hrachovec“). Aragonit je nejčastěji bezbarvý, bílý, šedý, nažloutlý, narůžovělý nebo nafialovělý; tzv. „vřídlovec“ je tvořen střídajícími se světle zbarvenými vrstvičkami s vrstvičkami sytě hnědé až fialově hnědé či červenohnědé barvy. Aragonit má bílý vryp, skelný lesk, nedokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 3,5-4$, $h = 2,9-3,0$.

Aragonit je v přírodě rozšířen daleko méně než kalcit, jímž bývá často paramorfován. Setkáváme se s ním na hydrotermálních žilách (Příbram), v dutinách čedičů (Hořenec u Bíliny, Hřídlec u Nové Paky), příp. jiných neovulkanitů; aragonit se v podobě vřídlovce nebo hrachovce ukládá z horkých minerálních pramenů (Karlovy Vary). Jako součást jeskynní výzdoby je aragonit přítomen v jeskyních Českého krasu a zejména ve Zbrašovských aragonitových jeskyních u Teplic nad Bečvou. Aragonit je přítomen v kostech obratlovců a ve schránkách měkkýšů; jsou jím tvořeny i pravé perly.



Obr. 44. Aragonit (tzv. „železný květ“), Ochtinská aragonitová jaskyňa, Slovensko.

Cerusit PbCO_3

Složení cerusitu se obvykle neliší od uvedeného teoretického vzorce, pouze někdy obsahuje nepatrnou příměs Sr. Krystaluje v soustavě romboické. Velmi často se nachází krystalovaný v podobě sloupcovitých, jehlicovitých, dipyramidálních nebo tabulkovitých krystalků, které spolu velmi často dvojčatně srůstají. Cerusit tvoří zrnité, celistvé nebo zemité agregáty i jemné povlaky. Je bezbarvý, bílý nebo šedobílý, někdy je nažloutlý, nahnědlý nebo i jinak zbarvený. Má bílý vryp, mastně diamantový až skelný nebo jen matný lesk, zřetelnou štěpnost podle $\{110\}$ a $\{021\}$; $T = 3-3,5$, $h = 6,4-6,6$.

Cerusit se vyskytuje v oxidační zóně rudních ložisek jako jeden z produktů přeměny galenitu (Stříbro u Tachova, Příbram, Nová Ves u Rýmařova, Zlaté Hory u Jeseníku).

Malachit $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$

Složení malachitu zpravidla odpovídá jeho teoretickému vzorci. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jen vzácně tvoří jehličkovité krystalky; nejčastěji se vyskytuje v podobě povlaků a kulovitých, ledvinitých nebo hroznovitých agregátů, složených z jemných, radiálně paprscitě uspořádaných vláken či jehliček (obr. 45). Malachit má zelenou nebo tmavě zelenou barvu, zelený nebo světle zelený vryp. Jeho lesk je diamantový až skelný, vláknité agregáty mívají obvykle hedvábný lesk, povlaky malachitu mohou být matné. Malachit má dobrou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 3,5-4$, $h = 4,0$.

Malachit se vyskytuje v oxidační zóně ložisek měděných rud (Příbram, Borovec u Štěpánova nad Svratkou, Ludvíkov u Vrbna pod Pradědem).

Jako měděná ruda má v současnosti jen lokální význam (např. v Namibii); používá se na výrobu uměleckých předmětů (vázy, misky apod.).



Obr. 45. Malachit, Rum Jungle, Austrálie; rozměry vzorku 10 x 8,5 cm.

Azurit $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$

Složení azuritu obvykle odpovídá jeho teoretickému vzorci. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho zpravidla drobné krystalky bývají krátce sloupcovité nebo tlustě tabulkovité (obr. 46). Často tvoří zrnité, celistvé nebo zemité agregáty či povlaky. Má temně modrou barvu;

zemitý azurit bývá azurově nebo pomněnkově modrý. Má modrý vryp a skelný lesk (celistvé a zemité agregáty mívají matný lesk). Je dokonale štěpný podle $\{011\}$ a má též zřetelnou štěpnost podle $\{100\}$; $T = 3,5-4$, $h = 3,8$.

Společně s malachitem se azurit vyskytuje v oxidační zóně měďnorudných ložisek (Borovec u Štěpánova nad Svatkou). Obecně je však méně rozšířený než malachit, jímž bývá někdy pseudomorfován.



Obr. 46. Azurit, Oelsnitz, Německo; velikost krystalů až 3 mm. Foto: Rainer Bode.

Soda (natrit, natron) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$

Složení sody obvykle odpovídá uvedenému teoretickému vzorci. Krystaluje v soustavě monoklinické. Tvoří tabulkovité krystaly, avšak nejčastěji se nachází ve formě zemitých agregátů, povlaků či výkvětů. Je bezbarvá, bílá, šedobílá nebo nažloutlá. Má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle pinakoidu; $T = 1-1,5$, $h = 1,4-1,5$.

Soda se ukládá v sodných jezerech (Egypt, Indie, Čína, Kalifornie, Kazachstán) a tvoří též výkvěty na půdách.

Lokálně se soda těží jako surovina pro chemický průmysl.

Nitronatrit (nitratin, chilský ledek) NaNO_3

Krystaluje v soustavě trigonální. Jen velmi vzácně se nachází krystalovaný v podobě klenců; obvykle tvoří celistvé nebo zrnité agregáty. Je bezbarvý, bílý, šedý nebo jemně nahnědlý. Má bílý vryp, skelný nebo matný lesk, dokonalou štěpnost podle klence; $T = 1,5-2$, $h = 2,3$.

Obrovské ložisko nitronatritu se vytvořilo v poušti Atacama (Chile) v pruhu o délce 600 km, kde pro nahromadění nitronatritu nezbytné aridní klima trvá již od svrchní křídy - nitronatrit společně s dalšími ve vodě snadno rozpustnými solemi (halitem, nitrokalitem atd.) se zde usazuje v pouštním písku a šterku (geneze ložiska je dosud nejasná). Nevelká ložiska nitronatritu jsou známa z Egypta, JAR, Mexika, Argentiny, Kolumbie a Peru).

Od počátku 18. století se nitronatrit používá v zemědělství jako hnojivo; vzhledem k syntetické výrobě dusíkatých hnojiv význam přírodního nitronatritu klesá. V minulosti byl nitratin též důležitou surovinou chemického průmyslu.

Nitrokalit (nitrit, obecný ledek) KNO_3

Krystaluje v soustavě romboické. Vyskytuje se v podobě zrnitých, jehličkovitých nebo vláknitých agregátů či výkvětů. Je bezbarvý, bílý nebo šedý. Má bílý vryp, skelný nebo matný lesk; na uměle získaných krystalech lze pozorovat dokonalou štěpnost podle $\{011\}$; $T = 2$, $h = 2,1$.

Nitrokalit je ve větším množství přítomen zejména na ložiskách nitronatritu.

6. Boráty

Do této třídy jsou řazeny soli různých boritých kyselin, tj. boritany neboli boráty.

Borax (tinkal) $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Borax krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly jsou krátce sloupcovité; obvykle tvoří zrnité nebo zemité agregáty, výkvěty a kůry, které se však na vzduchu rozpadávají na prášek. Je bezbarvý nebo častěji bílý s šedavým, žlutavým, modravým nebo zelenavým odstínem. Na čerstvých štěpných plochách má skelný až mastný lesk; jinak je jeho lesk matný. Má dokonalou štěpnost podle $\{100\}$ a $\{110\}$; $T = 2-2,5$, $h = 1,7$.

Borax se ukládá obvykle společně s halitem, sodou a dalšími solemi v tzv. boraxových (tinkalových) jezerech v západním Tibetu, Kalifornii (jezera v poušti Mojave) a v Nevadě (Columbus Marsh).

Borax je významným zdrojem bóru. Může tvořit též výkvěty na půdách v aridních oblastech.

Boracit $\text{Mg}_3[\text{Cl}|\text{B}_7\text{O}_{13}]$

V podobě izomofní příměsi obsahuje často značné množství Fe. V přírodě se vyskytují dvě modifikace boracitu: kubická (vysokoteplotní) a romboická (nízkoteplotní). Kubický boracit stabilní nad 268°C , romboický boracit je stabilní pod uvedenou teplotou. Krystaly vysokoteplotního boracitu jsou nejčastěji omezené plochami tvarů $\{100\}$, $\{111\}$ a $\{110\}$, avšak za teplot obvyklých při zemském povrchu je vysokoteplotní boracit vždy paramorfován nízkoteplotním. Boracit se též vyskytuje v podobě celistvých, zemitých nebo jemně vláknitých agregátů (nízkoteplotní boracit). Je bezbarvý až jemně namodralý či nazelenalý, avšak bývá též šedý nebo nažloutlý. Má bílý vryp, skelný lesk, není štěpný; $T = 7-7,5$, $h = 2,9-3,0$.

Boracit se nachází na solných ložiskách společně s carnallitem, sylvínem, halitem, sádrovcem a anhydritem (Stassfurt, Solvayhall u Bernburgu a Lüneburg v Německu) - nízkoteplotní romboický boracit se zde uložil současně s dalšími boráty z mořské vody v závěru solitorného cyklu a působením zvýšené teploty a tlaku rekrystaloval na kubický boracit.

Jen v malé míře se boracit využívá jako zdroj bóru pro chemický průmysl.

Colemanit $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly bývají krátce prizmatické; obvykle tvoří zrnité nebo celistvé agregáty. Je bezbarvý, bílý, šedý nebo nažloutlý. Má bílý vryp, skelný až diamantový lesk. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$ a má též zřetelnou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 4,5$, $h = 2,4$.

Společně s dalšími boráty a jinými solemi se colemanit ukládá v boraxových jezerech (např. v Kalifornii); takto se vytvořila i obrovská ložiska borátů v Turecku, kde je colemanit provázen jemu chemicky velmi blízkým pandermitem (priceitem).

Colemanit je významným zdrojem bóru.

7. Sulfáty a příbuzné sloučiny chromu, molybdenu a wolframu

Do této třídy mineralogického systému jsou řazeny soli kyseliny sírové (síraný neboli sulfáty) a jim strukturně analogické chromáty, molybdáty a wolframáty.

Baryt $BaSO_4$

Baryt často obsahuje izomofní příměs Sr a v menším množství též Ca a Pb. Krystaluje v soustavě romboické. Nachází se krystalovaný obvykle v podobě tabulek podle $\{001\}$ či sloupců protažených podle osy y ; agregáty barytu jsou hrubě až jemně zrnité, celistvé, stébelnaté až vláknité nebo lupenité až deskovité (obr. 47 až 49). Baryt je bezbarvý až bílý, často je zbarven žlutě, žlutohnědě, růžově, světle i sytě červeně až červenohnědě, šedě, zeleně nebo světle modře. Má bílý vryp a skelný lesk, jenž na plochách štěpnosti podle $\{001\}$ bývá i perleťový. Kromě dokonalé štěpnosti podle $\{001\}$ je baryt méně dokonale štěpný podle $\{210\}$ a někdy lze pozorovat i štěpnost podle $\{010\}$; $T = 3-3,5$, $h = 4,3-4,7$.

Baryt se vyskytuje na hydrotermálních ložiskách (Moldava u Teplic, Harrachov v Krkonoších, Běstvina v Železných horách; krásně krystalovaný baryt pochází z Příbrami). Velké akumulace barytu mají hydrotermálně sedimentární původ (např. na ložisku Horní Benešov u Bruntálu či na obrovském ložisku Meggen ve Westfálsku). V důsledku značné chemické stálosti se může hromadit ve zvětralinovém plášti. Jako druhotný minerál baryt vzniká v oxidační zóně sulfidických ložisek. Bývá přítomen i v sedimentárních horninách (může např. tvořit tmel v pískovcích či konkréce v jílech).

Baryt se používá jako minerální plnivo při výrobě papíru, barev a emailů. Jeho schopnost pohlcovat rentgenové a radioaktivní záření je využívána v barytových omítkách (např. na stěnách rentgenologických laboratoří) a tzv. těžkých betonech (např. v jaderných elektrárnách). Většina světové produkce barytu se spotřebovává na přípravu těžkých vrtných výplachů při vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu.



Obr. 47. Baryt na kalcitu, Hardin County, Illinois, USA; rozměry vzorku 10 x 12,5 cm.



Obr. 48. Baryt, Elko Co., Nevada, USA; rozměry vzorku 11 x 7,8 cm. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 49. Baryt, Saint-Laurent-le-minier, Gard, Francie; šířka snímku cca 10 cm. Foto: Fabre Minerals.

Celestin SrSO_4

V podobě izomorfních příměsí obsahuje především Ca a Ba. Krystaluje v soustavě rombické. Jeho krystaly jsou obvykle tabulkovité nebo prizmatické a morfologicky se neobyčejně podobají krystalům barytu. Celestin tvoří nejčastěji zrnité, celistvé nebo stébelnaté agregáty. Je bezbarvý až bílý, často namodralý nebo modře zbarvený. Má bílý vryp, skelný až perleťový lesk. Je dokonale štěpný podle $\{001\}$ a má též dobrou štěpnost podle $\{210\}$; $T = 3-3,5$, $h = 3,9-4,0$.

Celestin je přítomen zejména na sedimentárních ložiskách sádrovce a anhydritu, kde se často nachází společně s elementární sírou, která vzniká redukcí uvedených sulfátů vápníku (např. na sicilském ložisku Agrigento). Ojedinele se vyskytuje na hydrotermálních rudních ložiskách (např. Špania Dolina na středním Slovensku); hydrotermálního původu je i celestin tvořící výplň puklin ve vápencích na Těšínsku.

Celestin je zdrojem stroncia.

Anhydrit CaSO_4

Poměrně často obsahuje izomorfní příměs Sr. Krystaluje v soustavě rombické. Jeho krystaly jsou tlustě tabulkovité nebo sloupcovité. Zpravidla tvoří zrnité až celistvé agregáty, méně často jsou agregáty sloupcovité (obr. 50) až vláknité. Je bezbarvý, šedobílý nebo bílý, často namodralý

a někdy i růžově až načervenalé zbarvený. Má bílý vryp. Jeho lesk je sklený, na plochách štěpnosti podle $\{001\}$ perleťový. Vedle dokonalé štěpnosti podle $\{001\}$ je i dobře štěpný podle $\{010\}$ a $\{100\}$; $T = 3-4$, $h = 2,8-3,0$.

Anhydrit se ukládá při odpařování mořské vody (často společně se sádrovcem). Jen vzácně vzniká při hydrotermálních procesech. V připovrchových podmínkách dochází k jeho hydrataci na sádrovec.

Anhydrit se používá jako surovina na výrobu cementu.



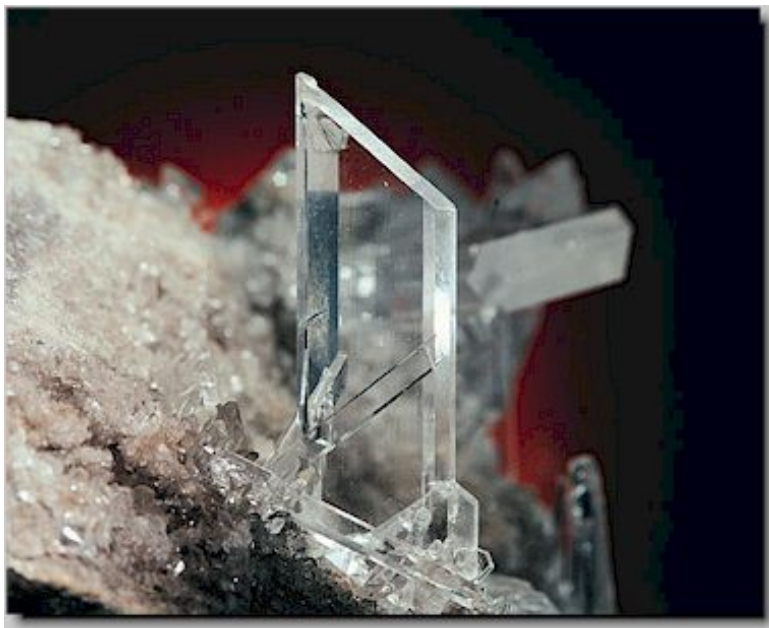
Obr. 50. Anhydrit, Chihuahua, Mexiko; rozměry vzorku 9,5 x 5,7 cm,

Sádrovec $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Sádrovec zpravidla neobsahuje žádné izomorfní příměsi. Krystaluje v soustavě monoklinické. Poměrně hojně se nachází krystalovaný v podobě tabulek (obr. 51), sloupečků až jehliček (protažených podle vertikální osy) nebo ve formě čočkovitých krystalů se zakřivenými plochami. Krystaly sádrovce bývají velmi často zdvojitě; běžné jsou růžicovité prorostlice čočkovitých nebo tabulkovitých krystalů. Agregáty sádrovce bývají zrnité až celistvé, někdy mají vláknitou stavbu. Sádrovec je bezbarvý, bílý, šedý, žlutý nebo žlutohnědý, bývá však zbarven i červeně, hnědě nebo černě. Má bílý vryp. Jeho lesk je skelný (na štěpných plochách někdy perleťový), avšak v závislosti na charakteru agregátů může být i matný nebo hedvábný. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$; $T = 1,5-2$, $h = 2,3-2,4$.

Velká ložiska sádrovce se vytvořila odpařováním mořské vody (Kobeřice u Opavy). Na ložiskách uvedeného typu je sádrovec velmi často provázen anhydritem, přičemž se v sedimentu někdy střídají vrstvičky sádrovce s anhydritovými vrstvičkami, což se zpravidla vysvětluje kolísáním teploty v průběhu sedimentace (při teplotě pod $34\text{ }^\circ\text{C}$ se z mořské vody vylučuje sádrovec, při teplotě nad $34\text{ }^\circ\text{C}$ anhydrit). Sádrovec též vzniká hydratací anhydritu. Jako primární minerál bývá přítomen na hydrotermálních ložiskách; s druhotným sádrovcem se setkáváme relativně hojně v oxidační zóně sulfidických ložisek. Jednotlivé krystaly sádrovce a jejich shluky se někdy hojně nacházejí v jílech a slínech (např. na jižní Moravě). V pouštním klimatu se v připovrchové vrstvě písku a zvětralin tvoří sádrovcové konkrece, krusty i tzv. „pouštní růže“ (shluky tabulkovitých krystalů sádrovce zpravidla narůžovělé barvy).

Sádrovec se používá především k výrobě sádry a cementu; velmi čistý jemnozrnný sádrovec bílé barvy (označovaný jako alabastr) se v minulosti hojně používal k výrobě dekorativních předmětů. Sádrovec je (společně s anhydritem) prakticky nevyčerpatelným potenciálním zdrojem síry.



Obr. 51. Sádrovec, Eisleben, Německo; velikost krystalu 3 cm. Foto: Rainer Bode.

Chalkantit (modrá skalice) $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Často obsahuje izomorfní příměs Mg, Zn a Fe. Krystaluje v soustavě triklinické. Jen vzácně se chalkantit nachází krystalovaný; obvykle tvoří zemité agregáty, výkvěty, krápníčky a někdy i vláknité agregáty. Má modrou barvu a bílý vryp. Krystaly chalkantitu jsou skelně lesklé, jinak je jeho lesk obvykle matný. Je jen nedokonale štěpný podle $\{110\}$; $T = 2,5$, $h = 2,1-2,3$.

Chalkantit vzniká oxidací sulfidických minerálů mědi, avšak vzhledem k jeho snadné rozpustnosti ve vodě se ve větším množství může hromadit pouze v oblastech s aridním klimatem (např. na chilském ložisku Chuquicamata). V pouštních oblastech může být chalkantit významnou složkou měděných rud.

Melanterit (zelená skalice) $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

V podobě izomorfních příměsí často obsahuje Mg, Ni, Zn, Cu a Mn. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jen vzácně tvoří sloupcovité, tabulkovité nebo jehličkovité krystalky; zpravidla se nachází v podobě zemitých agregátů nebo krápníčků. Má světle zelenou barvu (oxidací železa melanterit žlutne), bílý vryp, skelný nebo matný lesk. Štěpný je dokonale podle $\{001\}$ a dobře podle $\{110\}$; $T = 2$, $h = 1,8-1,9$. Melanterit vzniká zvětráváním sulfidů obsahujících železo.

Epsomit (hořká sůl) $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Často obsahuje značné množství izomorfních příměsí, zejména Fe, Mn, Cu a Ni. Krystaluje v soustavě rombické. Krystaly epsomitu jsou sloupcovité až jehličkovité; zpravidla však epsomit tvoří zemité nebo vláknité agregáty, výkvěty, krusty nebo krápníčky. Je bílý nebo bezbarvý, má

bílý vryp, skelný nebo matný lesk. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$ a má i špatnou štěpnost podle $\{011\}$; $T = 2-2,5$, $h = 1,7$. Epsomit je přítomen na solných ložiskách a vzniká též v oxidační zóně sulfidických ložisek.

Goslarit (bílá skalice) $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$

Jako izomorfní příměs bývá v goslaritu přítomno Fe, Mg, Cu a Mn. Krystaluje v soustavě romboické. Většinou se vyskytuje v podobě stébelnatých, vláknitých nebo zemitých agregátů, povlaků i krápníčků. Je bezbarvý nebo bílý, avšak příměsmi bývá nažloutle, nahnědle, zeleně nebo modře zbarvený. Má bílý vryp, skelný, matný nebo hedvábný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 2-2,5$, $h = 2,0$. Goslarit vzniká při zvětrávání sfaleritu, avšak vzhledem k snadné rozpustnosti ve vodě se nachází jen velmi vzácně.

Krokoit $PbCrO_4$

V podobě izomorfních příměsí obsahuje Zn, S a někdy též Ag. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly jsou obvykle prizmatické (protažené podle osy z). Krokoit tvoří sloupcovité agregáty (viz obr. 52), zrnité nebo celistvé agregáty. Má oranžově červenou až červenou barvu, oranžově žlutý vryp, diamantový až skelný lesk, dobrou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 2,5-3$, $h = 6,0$. Krokoit vzniká v oxidační zóně ložisek Pb-rud, které jsou prostorově spjaty s ultrabazickými horninami, jejichž zvětráváním se uvolňuje chróm potřebný pro vznik krokoitu.



Obr. 52. Krokoit, Tasmánie, Austrálie; rozměry vzorku 11,4 x 9 cm.

Wulfenit $PbMoO_4$

Často obsahuje příměs Ca a někdy též Cu, Mg a W. Krystaluje v soustavě tetragonální. Jeho krystaly jsou zpravidla tabulkovité podle $\{001\}$ – obr. 53. Nejčastěji tvoří hrubě až jemně zrnité nebo i celistvé agregáty. Obvykle má žlutou až oranžově žlutou barvu, avšak může být i šedo-žlutý, olivově zelený nebo hnědý. Má bílý vryp, diamantový až smolný lesk, málo zřetelnou štěpnost podle $\{101\}$; $T = 3$, $h = 6,7-6,9$. Wulfenit vzniká v oxidační zóně ložisek Pb-rud (Stříbro u Tachova, Příbram).



Obr. 53. Wulfenit. Bleiberg, Rakousko; šířka snímku 3 cm. Foto: Rainer Bode.

Scheelit CaWO_4

Obsahuje značné množství Mo a někdy též Cu. Krystaluje v soustavě tetragonální. Tvoří zpravidla dipyramidální krystaly (podobné oktaedřům – obr. 54), vzácněji se nachází krystalovaný v podobě tabulek. Jeho agregáty bývají zrnité nebo celistvé. Scheelit je nejčastěji šedobílý nebo bílý, někdy nažloutlý až žlutý nebo nahnědlý až hnědý, avšak může být i bezbarvý nebo červeně zbarvený. Má bílý vryp, mastný nebo diamantový lesk, jen nedokonalou štěpnost podle $\{101\}$; $T = 4,5-5$, $h = 5,8-6,2$.

Scheelit se vyskytuje společně s wolframitem a dalšími vysokoteplotními minerály v greisenech (Cínovec u Teplic, Krásno u Horního Slavkova); je přítomen i v erlanech (např. v plášti žulovského plutonu u Jeseníku), na hydrotermálních křemenných žilách a v pegmatitech.

Scheelit je významným zdrojem wolframu.



Obr. 54. Scheelit, Ehrenfriedersdorf, Erzgebirge (Krušné hory), Německo; výška vzorku 2,8 cm. Foto: Rainer Bode.

8. Fosfáty a příbuzné sloučeniny arzenu a vanadu

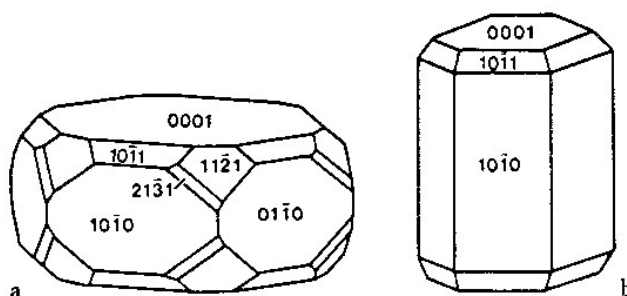
Do této třídy jsou vedle fosfátů neboli fosforečnanů (tj. solí kyseliny fosforečné H_3PO_4) řazeny jim strukturně analogické arzenáty (arzeničnany) a vanadáty (vanadičnany).

Apatit $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl)$

Apatit často obsahuje značnou izomorfní příměs Sr, Na, TR (zejména Ce), Mn, Mg, Fe a někdy též U a Th; z idealizovaného vzorce je zřejmé zastupování F a Cl, avšak někdy jsou ve struktuře apatitu tyto ionty částečně nahrazeny hydroxylovými skupinami nebo karbonátovými či sulfátovými anionty - podle zastoupení těchto aniontů lze rozlišit fluorapatit, chlorapatit, karbonát-apatit, francolit (= karbonát-fluorapatit obsahující též sulfátové anionty) a další. Apatit krystaluje v soustavě hexagonální. Poměrně často se nachází krystalovaný - jeho krystaly jsou v závislosti na podmínkách vzniku tlustě tabulkovité (obr. 55a), sloupcovité (obr. 55b, 56) nebo jehličkovité. Tvoří zrnité, celistvé, vláknité, stébelnaté nebo zemité agregáty. Může být bezbarvý, bílý, světle nazelenalý až smaragdově zelený, nažloutlý, namodralý, světle fialový i jinak zbarvený. Má bílý vryp, skelný až mastný nebo matný lesk. Je štěpný podle $\{0001\}$ a $\{10\bar{1}0\}$, avšak ne vždy je tato štěpnost zřetelná; $T = 5$, $h = 3,2$.

Jehličky či sloupečky apatitu (zpravidla mikroskopických rozměrů) bývají přítomny v různých typech magmatických hornin - velké akumulace zrnitého apatitu provázeného nefelinem, titanitem a dalšími minerály se někdy nacházejí v nefelinických syenitech (gigantická ložiska tohoto typu jsou známa z Kolského poloostrova). Krystalovaný apatit se nachází v pegmatitech (Dolní Bory a Bobruvka u Velkého Meziříčí) a v greisenech (Cínovec u Teplic, Krásno u Horního Slavkova). Apatit (resp. francolit) je hlavní složkou fosforitů, tj. sedimentárních hornin obsahujících minimálně 18 % P_2O_5 , které se vzhledem k chemickému složení často označují termínem „fosfáty“. Významná ložiska fosforitů jsou především v severní Africe (Maroko, Alžírsko, Tunisko, Egypt), západní části USA (ve státech Montana, Idaho, Utah, Wyoming a Nevada) a též v Kazachstánu (v pohoří Karatau). Francolit a další fosforečnany vápníku se podílejí na složení guana, které vzniká rozkladem exkrementů mořských ptáků na jejich trvalých sídlištích - guano se například těží na ostrovech Nauru a Banaba v rovníkové části Tichého oceánu a na Vánočním ostrově v jihovýchodní části Indického oceánu.

Apatit a jej obsahující fosfority (včetně guanových fosforitů) slouží jako základní surovina na výrobu elementárního fosforu, jeho sloučenin a zejména na výrobu fosforečných hnojiv.



Obr. 55. Krystaly apatitu: hojnoplochý krystal tlustě tabulkovitého habitu (a) a jednodušeji omezený krystal prizmatického habitu (b).



Obr. 56. Apatit (fluorapatit), Malmberget, Švédsko; rozměry vzorku 4 x 2,3 x 1,4 cm.

Xenotim-(Y) YPO_4

Obsahuje příměs prvků skupiny lanthanoidů, La, Th, U, Zr; fosfátový aniont v jeho struktuře bývá někdy částečně zastupován skupinou $[SiO_4]^{4-}$. Krystaluje v soustavě tetragonální. Tvoří krátce až dlouze sloupcovité nebo dipyramidální krystalky. Agregáty xenotimu-(Y) bývají zrnité, stébelnaté nebo sloupcovité. Barva xenotimu-(Y) je nejčastěji žlutohnědá, hnědá, červená nebo šedá. Má světle hnědý nebo červenavý vryp. Jeho lesk je skelný, smolný nebo mastný. Má dokonalou štěpnost podle $\{100\}$; $T = 4-5$, $h = 4,5-5,1$.

Xenotim-(Y) se vyskytuje v některých granitech (zpravidla v nepatrném množství a v zrnech mikroskopických rozměrů) a v pegmatitech. Bývá součástí i tzv. „černých písků“ na mořských plážích či šelfech.

Je významným zdrojem Y a také lanthanoidů a La.

Monazit-(Ce) $CePO_4$

Vedle Ce obsahuje další prvky skupiny lanthanoidů, La, Y, Th, Zr a Ca; stejně jako v případě xenotimu-(Y) bývají v jeho struktuře přítomny skupiny $[SiO_4]^{4-}$ a někdy též sulfátové anionty. Monazit-(Ce) krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly jsou zpravidla tlustě tabulkovité podle $\{100\}$. Má žlutohnědou, hnědou, červenou a někdy i zelenou barvu, téměř bílý vryp, skelný nebo mastný lesk, někdy dokonalou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 5-5,5$, $h = 4,9-5,5$.

Monazit-(Ce) je přítomen v některých pegmatitech, granitech i rulách a též v „černých píscích“. Podobně jako xenotim-(Y) je zdrojem lanthanoidů, La, Y a někdy i Th.

Amblygonit $(Li,Na)Al(PO_4)(F,OH)$

Krystaluje v soustavě triklinické. Zpravidla tvoří zrnité (často hrubozrné) agregáty. Je bílý, šedý, nažloutlý, narůžovělý nebo i jinak zbarvený. Má bílý vryp, skelný nebo mastný, na plochách štěpnosti i perleťový lesk. Je dokonale štěpný podle $\{100\}$ a dobře štěpný podle $\{110\}$; $T = 5,5-6$, $h = 3,0-3,1$.

Amblygonit je přítomen v některých pegmatitech (Verněřov u Aše, Dobrá Voda u Velkého Meziříčí, Rožná u Bystřice nad Pernštejnem). Je významným zdrojem lithia.

Pyromorfit $Pb_5(PO_4)_3Cl$

V podobě příměsí obsahuje zejména Ca, v menším množství též As, V a Cr. Krystaluje v soustavě hexagonální. Jeho krystaly bývají sloupcovité nebo jehlicovité. Agregáty složené ze sloupců, jehlic či vláken pyromorfitu mají často radiálně paprscitou stavbu; pyromorfit však tvoří také zrnité nebo zemité agregáty. Je nejčastěji žlutozelený, zelený, zelenohnědý až hnědý, avšak může být i jinak zbarvený (obr. 57 až 59). Má bílý, někdy nažloutlý vryp, diamantový až skelný lesk (zemité agregáty mají jen matný lesk), zpravidla nezřetelnou štěpnost podle $\{10\bar{1}0\}$; $T = 3,5-4$, $h = 6,7-7,1$.

Pyromorfit je přítomen v oxidační zóně sulfidických ložisek jako jeden z produktů přeměny galenitu (Příbram, Stříbro u Tachova, Nová Ves u Rýmařova, Horní Benešov u Bruntálu).



Obr. 57. Pyromorfit, Bad Ems, Lahn, Německo; šířka snímku 8 cm. Foto: Rainer Bode.



Obr. 58. Pyromorfit, Guilin, Guangxi, Čína; rozměry vzorku 3,5 x 3 cm. Foto: Fabre Minerals.

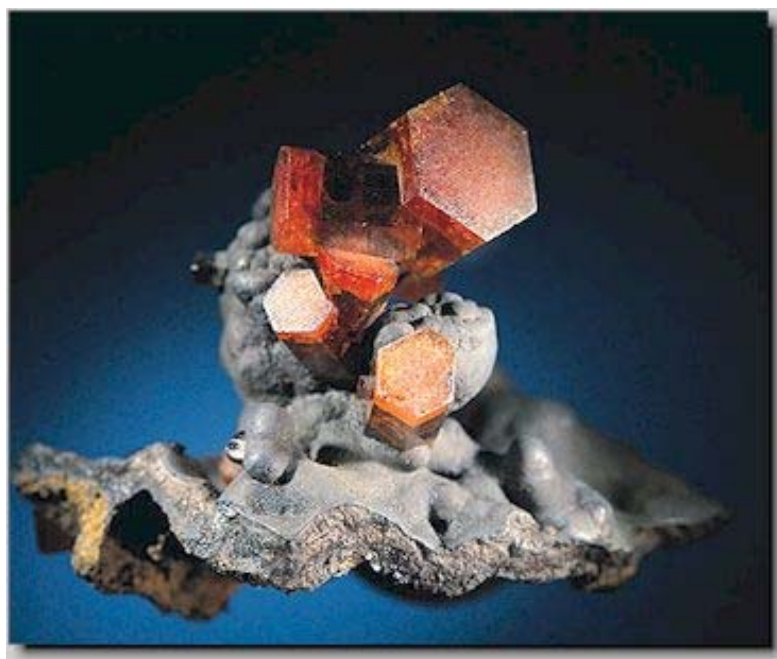


Obr. 59. Pyromorfit s fluoritem, Urberg, Schwarzwald, Německo; šířka snímku 2 cm. Foto: Rainer Bode.

Vanadinit $Pb_5(VO_4)_3Cl$

Vanadinit obvykle obsahuje značnou příměs fosforu (existuje souvislá izomorfní řada vanadinit - pyromorfit), méně též As a Ca. Krystaluje v soustavě hexagonální. Tvoří podobné krystaly a agregáty jako pyromorfit, avšak barva vanadinitu je zpravidla oranžově červená až hnědočervená (obr. 60). Má bílý až nažloutlý vryp, diamantový nebo mastný lesk, zcela nezřetelnou štěpnost; $T = 3$, $h = 6,8-7,1$.

Vanadinit se společně s pyromorfitem, wulfenitem, cerusitem a dalšími druhotnými minerály vzácně vyskytuje v oxidační zóně sulfidických ložisek (jeho většímu rozšíření brání zpravidla nedostatek vanadu v primárních rudách). Při větším nahromadění může být zdrojem vanadu.



Obr. 60. Vanadinit. Toussit, Maroko; šířka snímku 3 cm. Foto: Rainer Bode.

Vivianit $\text{Fe}^{2+}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

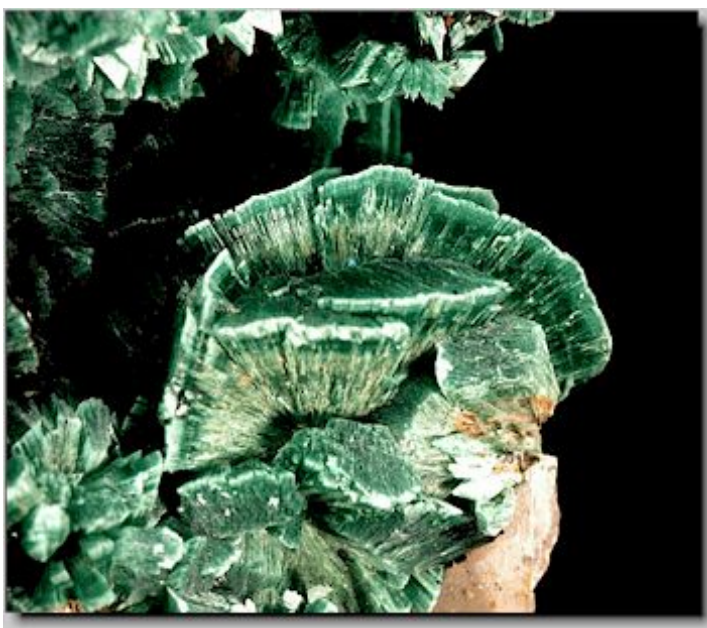
Vivianit často obsahuje též Fe^{3+} vznikající oxidací Fe^{2+} . Krystaluje v soustavě monoklinické. Zpravidla se vyskytuje v podobě zrnitých nebo zemitých agregátů i drobných kongrecí. Neoxidovaný vivianit je bezbarvý nebo bílý, avšak na vzduchu se velmi snadno oxiduje a zbarvuje modře. Čerstvý vivianit má bílý vryp, oxidovaný namodralý, modrý nebo hnědý. Jeho lesk je skelný nebo perleťový (na štěpných plochách), zemité agregáty mají matný lesk. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$; $T = 1,5-2$, $h = 2,7$.

Vivianit vzniká jako druhotný minerál v oxidační zóně sulfidických ložisek a přeměnou primárních fosfátů v pegmatitech. Relativně často tvoří výkvěty na rašelině a nalézá se i v jiných sedimentech s obsahem organických zbytků, které jsou zdrojem fosforu potřebného pro jeho vznik.

Annabergit $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

V podobě izomorfních příměsí obsahuje Co, Fe, Mg a Ca. Krystaluje v soustavě monoklinické. Obvykle se vyskytuje v podobě zemitých agregátů. Má zelenou barvu (obr. 61), nazelenale bílý vryp. Krystaly annaberitu jsou smolně lesklé, jinak je jeho lesk matný. Je dokonale štěpný podle $\{010\}$; $T = 2$, $h = 3,0-3,1$.

Annabergit vzniká jako druhotný minerál přeměnou primárních arzenidů Ni a Co (např. Jáchymov).



Obr. 61. Annabergit, Laurion, Řecko; šířka snímku 14 mm. Foto. Rainer Bode.

Erytrin $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Obsahuje zpravidla izomorfní příměs Ni (existuje izomorfní řada erytrin - annabergit), Mg, Fe, Zn a Ca. Krystaluje v soustavě monoklinické. Tvoří drobné jehličkovité krystaly (obr. 62) nebo krystaly tenče tabulkovité, obvykle se však nachází v podobě zemitých agregátů. Erytrin je růžový až růžově červený (při vysokém obsahu Ni má bledší barvu), vryp je vždy bledší než jeho barva. Má diamantový až matný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 1,5-2,5$, $h = 3,1$.

Erytrin vzniká podobně jako annabergit, s nímž se zpravidla také společně vyskytuje.



Obr. 62. Erytrin. Schneeberg, Erzgebirge, Sachsen, Německo; šířka snímku 1,3 cm. Foto: Rainer Bode.

9. Silikáty

Do třídy silikátů (křemičitanů) náleží zhruba 1/3 známých minerálů. Zhruba 95 % objemu zemské kůry je tvořeno silikáty (51 % objemu zemské kůry tvoří živce, 12 % křemen, jenž strukturně patří mezi silikáty, 11 % pyroxeny, 10 % slídy a jílové minerály, 5 % amfiboly, 3 % olivín). Převaha silikátů (včetně alumosilikátů) v zemské kůře je odrazem jejího chemického složení (v průměru 45,6 % kyslíku, 27,3 % křemíku, 8,4 % hliníku).

Dokud nebyla alespoň v hrubých rysech známa struktura silikátů, byly silikáty považovány za soli hypotetických křemičitých kyselin, které se formálně odvozovaly slučováním jejich anhydridu (tj. kysličníku křemičitého) s vodou v různých poměrech:

kyselina ortokřemičitá H_4SiO_4 ($\text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 1 : 2$)

kyselina metakřemičitá H_2SiO_3 ($\text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 1 : 1$)

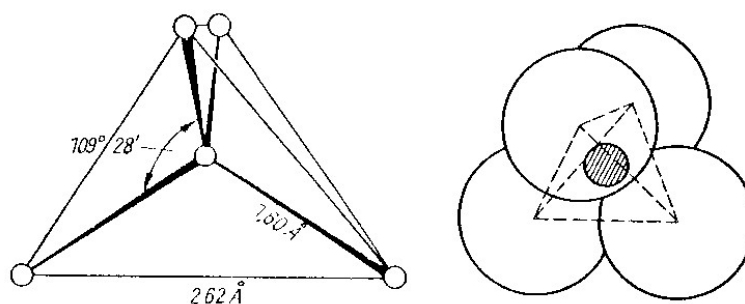
kyselina diortokřemičitá $\text{H}_6\text{Si}_2\text{O}_7$ ($\text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 2 : 3$)

kyselina dimetakřemičitá $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ ($\text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 2 : 1$)

kyselina triortokřemičitá $\text{H}_4\text{Si}_3\text{O}_8$ ($\text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O} = 3 : 2$)

Soli těchto kyselin se pak označovaly jako ortokřemičitany, metakřemičitany, diortokřemičitany, dimetakřemičitany a triortokřemičitany.

Výzkum struktury silikátů prokázal, že jejich základní stavební jednotkou je křemíko-kyslíkový tetraedr $[\text{SiO}_4]^{4-}$, který je tvořen centrálním atomem křemíku, jenž je obklopen čtyřmi atomy kyslíku, nacházejícími se ve vrcholech tetraedru (obr. 63). Tyto tetraedry mohou ve struktuře silikátů existovat jako samostatné strukturní jednotky nebo se mohou vzájemně spojovat do komplikovanějších strukturních útvarů, přičemž ke spojení tetraedrů dochází sdílením jednoho kyslíkového atomu dvěma sousedními tetraedry (dva sousední tetraedry jsou tedy spojeny vrcholem a nikdy ne hranou nebo plochou).



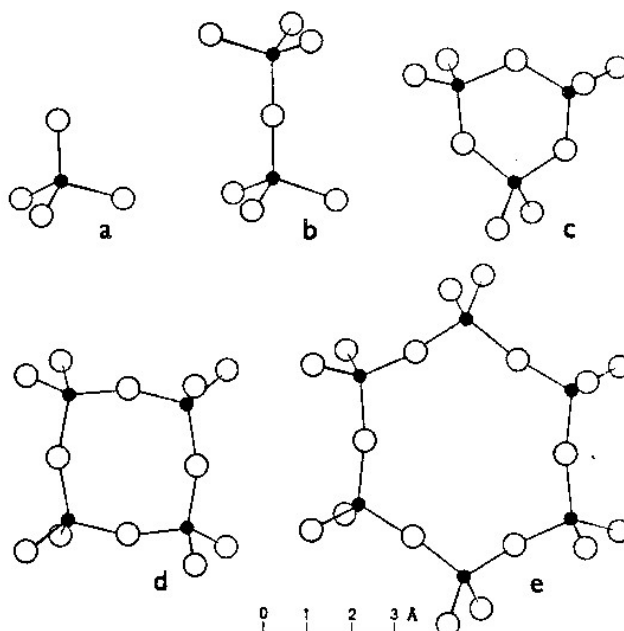
Obr. 63. Schematické znázornění tetraedru $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (a); schematické znázornění téhož tetraedru s reálným poměrem ve velikosti atomů (b) - atom křemíku je šrafován a je skryt v „dutině“ mezi relativně velkými atomy kyslíku.

Ve struktuře silikátů může být určitá část centrálních atomů křemíku nahrazena atomy hliníku. Jde v podstatě o nahrazení části tetraedrů $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tetraedry $[\text{AlO}_4]^{5-}$. K uvedené substituci křemíku hliníkem dochází pouze u určitých strukturních typů silikátů. Silikáty obsahující ve své struktuře tetraedry $[\text{AlO}_4]^{5-}$ se označují jako alumosilikáty.

Způsob vzájemného spojení křemíko-kyslíkových tetraedrů (resp. též hliníko-kyslíkových tetraedrů) ve struktuře silikátů umožňuje tuto třídu minerálů rozdělit na 6 oddělení:

A. Nesosilikáty (křemičitany se samostatnými tetraedry)

V tomto typu silikátů je křemíko-kyslíkový tetraedr $[\text{SiO}_4]^{4-}$ samostatnou strukturní jednotkou (obr. 64a). Vazba těchto izolovaných tetraedrů ve struktuře nesosilikátů je uskutečňována pomocí tzv. vnějších kationtů, které se nacházejí v mezerách mezi tetraedry.



Obr. 64. Nezávislý tetraedr $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ve struktuře nesosilikátů (a), diortogrupa $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ ve struktuře sorosilikátů (b) a kruhová vazba tetraedrů ve strukturách cyklosilikátů: trojčetný prstenec $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ (c), čtyřčetný prstenec $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ (d) a šestičetný prstenec $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ (e).

B. Sorosilikáty (křemičitany se samostatnými skupinami tetraedrů)

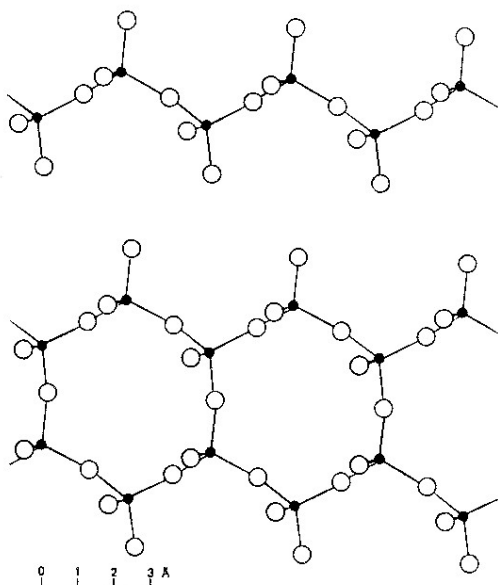
Ve struktuře sorosilikátů se až na nepatrné výjimky setkáváme s dvojicemi křemíko-kyslíkových tetraedrů, tzv. diortogrupami $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ - obr. 64b. Součástí struktury sorosilikátů mohou být i samostatné tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$. K sorosilikátům však náležejí i silikáty, které místo diortogrupy obsahují lineárně uspořádané trojice tetraedrů $[\text{Si}_3\text{O}_{10}]^{8-}$, příp. i pětice tetraedrů $[\text{Si}_5\text{O}_{16}]^{12-}$.

C. Cyklosilikáty (křemičitany s kruhovou vazbou tetraedrů)

V tomto oddělení silikátů jsou křemíko-kyslíkové tetraedry cyklicky uspořádány do prstenců (obr. 64c, d, e), které jsou nejčastěji trojčetné $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, čtyřčetné $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ nebo šestičetné $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, avšak může jít např. i o zdvojené šestičetné prstence $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]^{12-}$, které jsou tvořeny dvěma nad sebou ležícími a šesti atomy kyslíku spojenými šestičetnými prstenci. U cyklosilikátů podobně jako u nesosilikátů a sorosilikátů nedochází k zastupování křemíku hliníkem - výjimkou je komplikovaná struktura cordieritu s aniontovou skupinou $[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]^{13-}$.

D. Inosilikáty (křemičitany s řetězovitou vazbou tetraedrů)

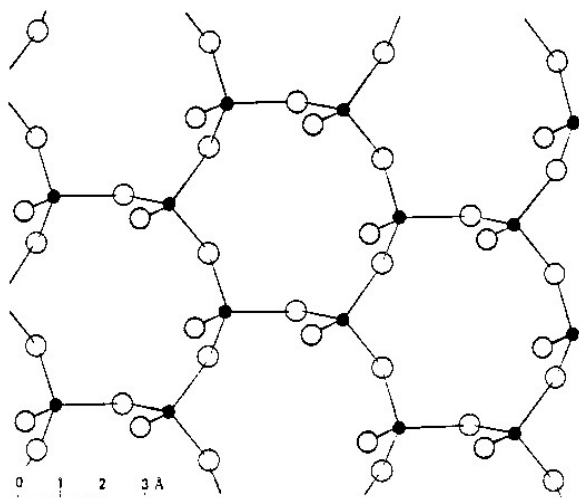
Ve struktuře inosilikátů jsou tetraedry uspořádány do nekonečných řetězců, které mohou být jednoduché, dvojité nebo vzácněji i vícenásobné. U jednoduchých řetězců sdílí každý tetraedr dva atomy kyslíku se sousedními tetraedry. Vůči ose řetězce jsou sousední tetraedry zpravidla různě orientovány, avšak lze pozorovat, že v určité periodě se polohy tetraedrů opakují. Podle počtu tetraedrů v periodě se rozlišují jednoduché dvojčlankové řetězce se vzorcem aniontu základní periody $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ (obr. 65), jednoduché trojčlankové řetězce se vzorcem $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ a jednoduché vícečlankové řetězce (jednoduché jednočlankové řetězce nejsou u minerálů známy). Struktura dvojitých nebo vícenásobných řetězců je tvořena dvěma nebo více souběžně probíhajícími řetězci tetraedrů, které jsou v periodicky se opakujících vzdálenostech propojeny atomem kyslíku, jenž leží ve vrcholu dvou tetraedrů, náležejících ke dvěma různým řetězcům. Z dvojitých řetězců jsou nejběžnější dvojité dvojčlankové řetězce s aniontovou skupinou $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ (obr. 65) a méně obvyklé jsou dvojité jednočlankové řetězce se skupinou $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$. Vícenásobné řetězce jsou u přírodních inosilikátů vzácné. Ve struktuře inosilikátů někdy dochází k zastupování křemíku hliníkem.



Obr. 65. Řetězce tetraedrů ve struktuře inosilikátů: jednoduchý dvojlánkový řetězec se vzorcem základní periody $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ (nahore) a dvojitý dvojlánkový řetězec se vzorcem základní periody $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ (dole).

E. Fylosilikáty (křemičitany s plošnou vazbou tetraedrů)

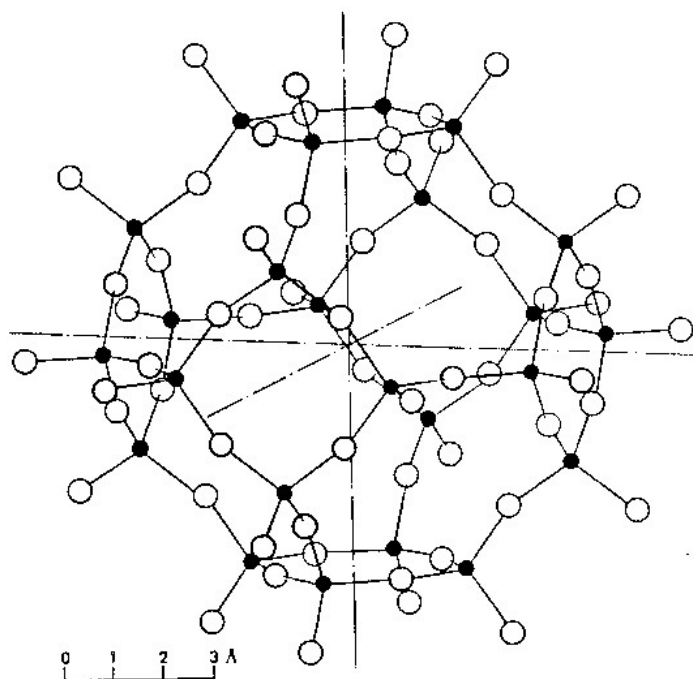
Ve struktuře fylosilikátů jsou tetraedry uspořádány do vrstev (do nekonečných dvojrozměrných sítí - obr. 66), přičemž je v těchto vrstvách každý tetraedr propojen třemi vrcholy se třemi sousedními tetraedry. Aniontová kostra fylosilikátů může mít podobně jako kostra inosilikátů různý charakter. Nejčastěji je základní strukturální perioda fylosilikátů tvořena čtyřmi tetraedry - v tomto případě má aniontová skupina vzorec $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, avšak velmi často je v této skupině 1/4 nebo 1/2 atomů křemíku zastoupena atomy hliníku a aniontová skupina má potom vzorec $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^{5-}$ nebo $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]^{6-}$.



Obr. 66. Vrstva tetraedrů ve struktuře fylosilikátů.

F. Tektosilikáty (křemičitany s prostorovou vazbou tetraedrů)

Křemíko-kyslíkové tetraedry jsou ve struktuře tektosilikátů vázány do trojrozměrné prostorové kostry (obr. 67). To znamená, že každý tetraedr je všemi svými vrcholy propojen se čtyřmi sousedními tetraedry a že atomy křemíku a kyslíku jsou v této struktuře přítomny v poměru 1 : 2. Uvedenému poměru odpovídá vzorec SiO_2 . Mezi tektosilikáty tvořené pouze tetraedry $[\text{SiO}_4]^{4-}$ by tedy patřily jen různé modifikace SiO_2 (křemen a další). Existence tektosilikátů odlišného chemického složení je umožněna nahrazením určité části (maximálně však 50 %) atomů křemíku v centru tetraedrů hliníkem (méně často i bórem nebo železem). Touto substitucí dochází k valenční nerovnováze, která je kompenzována vstupem vhodných kationtů do dutin v aniontové kostře - např. ve struktuře draselného živce o vzorci $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ má 1/4 tetraedrů ve svém centru hliník a v dutinách aniontové kostry je přítomen draslík.



Obr. 67. Prostorová vazba tetraedrů ve struktuře tectosilikátu.

Při psaní chemických vzorců silikátů je vhodné jejich aniontovou kostru uzavřít do hranaté závorky a tak ji oddělit od kationtové části vzorce (u silikátů se složitější strukturou je používání hranaté závorky nezbytné). Pokud jsou v aniontové kostře silikátu přítomny různé skupiny tetraedrů nebo i přídatné anionty, oddělují se ve vzorci svislými čarami, přičemž přídatné anionty se uvádějí zpravidla před tetraedrickými skupinami. Kationty jsou ve vzorci umístěny před hranatou závorkou v pořadí, které odpovídá jejich klesající velikosti; při izomorfní substituci značky prvků za sebou následují v pořadí podle klesajícího zastoupení. Uvedené zásady lze doložit na poměrně složitém vzorci vesuvianu $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4[(\text{OH})_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$ či na vzorci muskovitu $\text{KAl}_2[(\text{OH,F})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$.

V následujících statích je obsažena stručná charakteristika nejrozšířenějších minerálů jednotlivých oddělení.

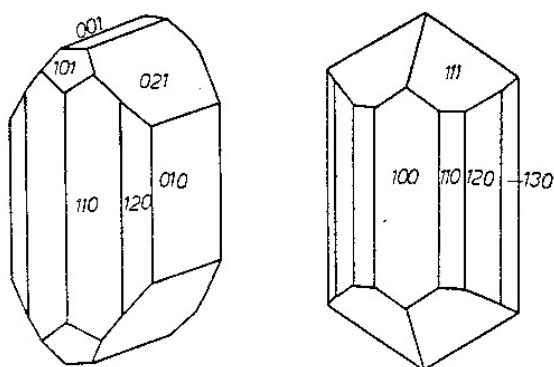
Nesosilikáty

Do oddělení nesosilikátů patří olivín, nerosty skupiny granátu, zirkon, titanit, topaz, staurolit, andalusit a kyanit.

Olivín $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$

Ve struktuře olivínu se izomorfně mísí forsterit $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ a fayalit $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$, přičemž se tyto složky mohou spolu mísit v libovolných poměrech. V přírodě nejrozšířenějších olivínech je přítomno 70 až 90 mol.% forsteritové složky. Kromě uvedených složek olivín obsahuje izomorfní příměs Mn, Ca, Ni a Co. Olivín krystaluje v soustavě romboické. Jeho krystaly jsou zpravidla izometrické nebo tlustě tabulkovité, případně sloupcovité (obr. 68, 69). Většinou se však olivín nachází v podobě nepravidelných zrn nebo zrnitých agregátů. Barva olivínu je nejčastěji olivově zelená nebo zelenohnědá, avšak může být též žlutá, hnědá i hnědočervená; forsterit může být i bezbarvý, fayalit naopak až černý. Má bílý až šedý vryp, skelný nebo mastný

lesk, dobrou, někdy však jen nezřetelnou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 6,5-7$, $h = 3,2$ (forsterit) až $4,4$ (fayalit), hustota olivínu obvyklého složení kolísá v intervalu $3,3-3,5$.



Obr. 68. Krystaly olivínu.



Obr. 69. Olivín, Sapat, Pákistán; rozměr vzorku $2,7 \times 1,9$ cm.



Obr. 70. Zlatý prsten s ametystem, granátem (pyrop-almandin) a chryzolitem.

S olivínem se setkáváme především v ultrabazických magmatitech (peridotitech apod.) a v bazických magmatitech (bazaltech, gabrech). Bazalty někdy obsahují několik cm až dm velké zrnité agregáty olivínu, které jsou přibližně kulovitěho tvaru, a proto se zpravidla označují jako „olivínové koule“ (známé např. z kopce Kozákov u Semil a ze Smrčí u Železného Brodu). Forsterit vzniká především při metamorfóze dolomitických vápenců a dolomitů. Fayalit se vzácně nachází ve vulkanických sklech (např. obsidiánech) a v ryolitech; vzniká též kontaktní metamorfózou sedimentů s vysokým obsahem železa (např. sedimentárních železných rud).

Olivín (resp. olivínové horniny s nízkým obsahem Fe) slouží k výrobě žáruvzdorných hmot. V malé míře se používá i jako drahý kámen ve šperkařství, často pod označením „chryzolit“ – tento žlutozelený olivín šperkařské kvality (viz obr. 70) se vyskytuje na obou výše uvedených lokalitách v Podkrkonoší, jeho nejvýznamnějším a nejslavnějším nalezištěm je ostrov Zebirget (ve starověku zvaný Topasos) ležící v Rudém moři při pobřeží Egypta.

Granáty

Granáty jsou skupina minerálů, jejichž složení lze nejlépe vyjádřit obecným vzorcem $R^{2+}_3R^{3+}_2[SiO_4]_3$, kde $R^{2+} = Mg, Fe, Mn, Ca$ a $R^{3+} = Al, Fe, Cr, V$. Z uvedeného vzorce je zřejmá velmi široká izomorfie v této skupině minerálů, na jejichž složení se podílí zejména šest následujících složek (koncových členů granátové skupiny):

pyrop $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$

almandin $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

spessartin $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

grossular $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

andradit $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$

uvarovit $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Neomezená mísitelnost existuje mezi pyropem, almandinem a spessartinem a dále mezi grossularem, andraditem a uvarovitem. Mezi oběma trojicemi je mísitelnost jen omezená. Přírodní granáty představují obvykle směs několika z uvedených složek. Název granátu zpravidla odpovídá názvu převažující komponenty - není-li tedy chemické složení konkrétního granátu známo nebo nebylo-li alespoň přibližně zjištěno některými nepřímými metodami či není-li je možno odhadnout podle charakteru asociace, v níž se tento granát vyskytuje, je nejvhodnější označit jej pouze obecným termínem „granát“.

Granáty krystalují v soustavě kubické. Poměrně hojně se nacházejí krystalované v podobě romboického dodekaedru či tetragon-trioktaedru (často jde o spojku obou tvarů); agregáty granátu bývají zrnité až celistvé.

Barva granátu závisí na jeho chemickém složení. Pyrop má (díky příměsi chrómu) tmavě červenou barvu (obr. 76). Almandin je zpravidla červený, červenohnědý nebo fialově červený. Barva spessartinu je oranžová až tmavě červená nebo červenohnědá až hnědá (obr. 71). Grossular bez větší příměsi železa je bílý, nažloutlý (obr. 72), nazelenalý nebo narůžovělý; obvykle však grossular obsahuje značnou příměs železa, a proto je zpravidla červený až červenohnědý (červený nebo červenohnědý grossular se označuje jako hesonit – obr. 73). Andradit je žlutý, žlutozelený, zelenohnědý, nejčastěji však hnědý, červenohnědý, černohnědý nebo černý (obr. 74). Uvarovit má charakteristickou smaragdově zelenou barvu (obr. 75). Barva vrypu granátu je čistě bílá nebo bílá se světlým odstínem barvy vzorku (zpravidla narůžovělá). Granáty mají skelný, smolný nebo mastný lesk.

Granát není štěpný nebo má jen nedokonalou štěpnost podle {110}; $T = 7-7,5$. Hustota granátu kolísá v intervalu 3,6-4,3 v závislosti na jeho složení - hustota jednotlivých složek je následující: pyrop 3,6, almandin 4,3, spessartin 4,2, grossular 3,6, andradit 3,9 a uvarovit 3,8.

Nejrozšířenějším nerostem ze skupiny granátu je almandin, jenž je přítomen např. v granátických svorech (Jeseník, Petrov nad Desnou, Vranov nad Dyjí, Svojanov u Boskovic), rulách (na Čáslavsku), migmatitech (Tábor), granulitech, amfibolitech, eklogitech, granitech a též pegmatitech (Přibyslavice u Golčova Jeníkova, Dolní Bory u Velkého Meziříčí, Maršíkov u Šumperka). Granáty pegmatitů mají často velmi vysoký podíl spessartinové složky, která někdy převažuje nad almandinovou; spessartin se též vyskytuje na metamorfovaných ložiskách manganových rud (Chvaletice v Železných horách). Pyrop je charakteristický pro peridotity a hadce, které vznikají jejich metamorfózou; hojně se nachází v tzv. pyroponosných štěrcích na jižním okraji Českého středohoří (Třebenice, Podsedlice, Chrást'any, Třebívlice). Andradit (přesněji granát grossular-andraditové řady, někdy i s vysokým podílem almandinové složky) v asociaci s pyroxenem, amfibolem, magnetitem a dalšími minerály je podstatnou součástí skarnů Krušných hor (Měděnec a Přísečnice u Klášterce nad Ohří) a Českomoravské vrchoviny (Věchnov u Bystřice nad Pernštejnem, Malešov u Kutné Hory). Grossular (hesonit) vzniká společně s wollastonitem, vesuvianem a dalšími minerály při kontaktní metamorfóze nečistých vápenců (Žulová u Jeseníku) i při regionální metamorfóze těchto hornin. Uvarovit je poměrně vzácný; nalézá se na puklinách hadců.

Drcené granáty se používají jako brusný nebo leštící materiál a slouží k výrobě tzv. „brusného papíru“. Granáty drahokamové kvality se používají ve šperkařství (obr. 76).



Obr. 71. Spessartin, Shingus, Gilgit, Pákistán; rozměry vzorku 8,3 x 8 cm.



Obr. 72. Grossular – hesonit. Jeffrey mine, Asbestos, Quebec, Kanada; rozměry vzorku 39 x 30 x 18 mm.
Foto: Fabre Minerals.



Obr. 73. Grossular – hesonit. Garnet Hill, Kalifornie, USA; velikost krystalů až 3 cm. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 74. Andradit, Dalnegorsk, Rusko; rozměry vzorku 3,8 x 2,5 cm.



Obr. 75. Uvarovit, Outokumpu, Finsko; rozměry vzorku 1,3 x 1,2 x 1 cm. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 76. Přívěsek ze zlaceného stříbra s pyropem, 17 x 15 mm, výrobce Granát d.u.v.

Zirkon $Zr[SiO_4]$

V podobě příměsí obsahuje prakticky vždy Hf (okolo 1 %, ale někdy až 20 %) a někdy též Y, TR (především Ce), U, P a S. Krystaluje v soustavě tetragonální. Vyskytuje se v podobě sloupcovitých (obr. 77) nebo dipyramidálních krystalků či zaoblených zrn. Má obvykle hnědou až hnědočervenou barvu, může však být i bezbarvý, šedý, zelený, žlutý, oranžový, červený (nahnědle červený zirkon šperkařské kvality se označuje jako „hyacint“), fialový a vzácně i modrý. Má bílý vryp, skelný až diamantový, avšak někdy pouze mastný lesk. Je nedokonale štěpný podle $\{100\}$; $T = 7-8$, $h = 4,6-4,8$.

V nepatrném množství se zirkon vyskytuje v mnoha magmatických horninách (např. v granitech, syenitech, pegmatitech). Ve větším množství může být přítomen v tzv. „černých písčích“ na mořských plážích či šelfech (těžen je z rýžovisek v Austrálii a na Floridě).

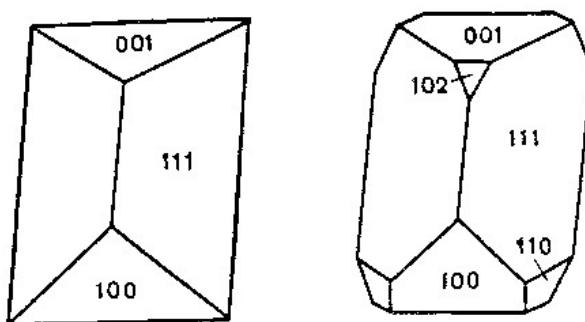
Zirkon je hlavním zdrojem zirkonia a hafnia. Využívá se však i jako drahý kámen ve šperkařství (zirkony drahokamové kvality se těží především v Barmě a Thajsku).



Obr. 77. Zirkon, Niedermendig, Laacher See, Německo; šířka snímku 10 mm. Foto: Rainer Bode.

Titanit $\text{CaTi}[\text{O}|\text{SiO}_4]$

Často obsahuje příměs Fe, Al, Mn, Mg, někdy též lanthanoidy a Y (jde o tzv. yttrotitanit), Ta, Nb, Th, Zr nebo Sn. Krystaluje v soustavě monoklinické. Velmi hojně se nachází krystalovaný - jeho krystaly mají často charakteristický „psaníčkovitý“ vzhled (obr. 78), avšak mohou být i tabulkovité (obr. 79) nebo sloupcovité až jehličkovité. Titanit má zpravidla hnědou až černohnědou barvu, avšak bývá i žlutý, zelený nebo šedý, vzácně i růžový nebo červený. Má bílý vryp, skelný až diamantový, někdy však jen mastný lesk, zřetelnou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 5-6$, $h = 3,3-3,6$.



Obr. 78. Psaníčkovité krystaly titanitu.

V malém množství je titanit často přítomen v kyselých a neutrálních magmatických horninách (granitech, granodioritech, syenitech), v některých pegmatitech i v metamorfitech (amfibolitech, rulách a erlanech).



Obr. 79. Titanit s chloritem, Kjølsvik, Nordland, Norsko; šířka snímku 3 cm. Foto: Rainer Bode.

Topaz $\text{Al}_2[(\text{F},\text{OH})_2|\text{SiO}_4]$

Zpravidla neobsahuje téměř žádné příměsi. Krystaluje v soustavě rombické. Jeho krystaly jsou obvykle krátce sloupcovité (obr. 80, 81); často se vyskytuje v podobě zrnitých nebo stébelnatých agregátů. Je nejčastěji vínově žlutý, modrý nebo zelený, bývá však také růžový, červený, fialový nebo i bezbarvý. Má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 8$, $h = 3,5-3,6$.

Topaz se vyskytuje především v greisenech (Cínovec a Horní Krupka u Teplic, Krásno u Horního Slavkova) a v některých pegmatitech.

Používá se jako drahý kámen, jenž se velmi podobá diamantu.



Obr. 80. Topaz, Alabaška, Ural, Rusko, výška krystalu 26 mm. Foto: Rainer Bode.

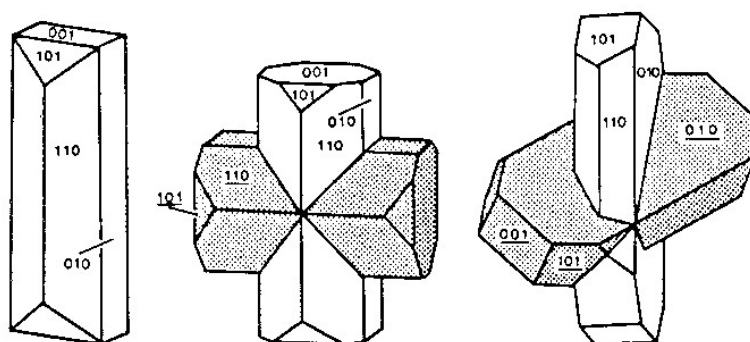


Obr. 81. Topaz, Thomas Range, Utah, USA; rozměry krystalu 1,2 x 1 x 0,6 cm. Foto: Fabre Minerals.

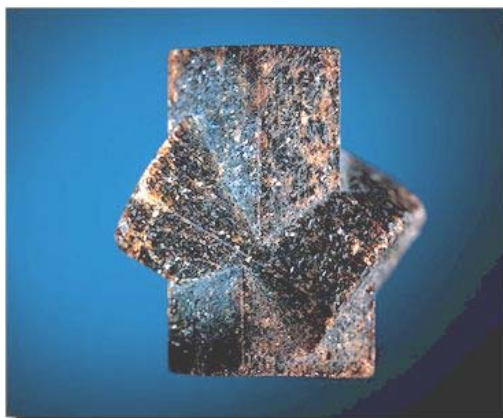
Staurolit $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_4[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4]_2$

Často obsahuje příměs Mg nebo Mn, někdy též Co a Zn. Krystaluje v soustavě monoklinické. Zpravidla se vyskytuje v podobě sloupcovitých krystalů, které spolu často dvojčatně srůstají (obr. 82 až 84). Má hnědou, hnědočervenou nebo hnědočernou barvu, šedý vryp, skelný, smolný nebo matný lesk, zřetelnou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 7-7,5$, $h = 3,6-3,8$.

Vyskytuje se v některých regionálně metamorfovaných horninách (např. ve svorech Hrubého Jeseníku - Ramzová, Petrov nad Desnou).



Obr. 82. Krystal staurolitu (a) a křížové prorostlice podle dvou různých dvojčatných zákonů (b, c).



Obr. 83. Staurolit, Baud Morbihan, Rio Pina, Cicaba; výška 2 cm. Foto: Rainer Bode.



Obr. 84. Staurolit. Ural, Rusko; rozměry vzorku 8 x 7,5 cm.

Andalusit $\text{Al}_2[\text{O}|\text{SiO}_4]$

V podobě příměsí obsahuje především Fe a někdy též Mn. Krystaluje v soustavě rombické. Tvoří sloupcovité krystaly s přibližně čtvercovým průřezem, které bývají na svém povrchu pokryty jemnými šupinkami světlé slídy; agregáty andalusitu jsou zpravidla zrnité nebo sloupcovité (někdy mají sloupce andalusitu radiálně paprscitě uspořádání). Je obvykle růžově červený, fialově hnědý nebo šedý. Má bílý vryp, skelný nebo matný lesk, dobrou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 7,5$, $h = 3,1-3,2$.

Andalusit se vyskytuje v křemenných čočkách ve svorech (Ramzová u Jeseníku), někdy i v pegmatitech (Dolní Bory u Velkého Meziříčí) a často je ve větším množství přítomen v některých kontaktně metamorfovaných horninách.

Používá se k výrobě žáruvzdorných hmot.

Kyanit (disten) $\text{Al}_2[\text{O}|\text{SiO}_4]$

Zpravidla obsahuje příměs Fe a někdy též Cr. Krystaluje v soustavě triklinické. Krystaly kyanitu bývají dlouze sloupcovité. Jeho agregáty jsou zpravidla stébelnaté (obr. 85) nebo lupenité. Nejčastěji má bílou, šedou nebo modrou barvu, avšak může být i zelený či jinak zbarvený. Má bílý vryp, skelný a někdy i perleťový lesk, dokonalou štěpnost podle $\{100\}$ a méně dokonalou podle $\{010\}$; $T = 4-7$ (velmi silně závisí na směru), $h = 3,6$.

Kyanit bývá přítomen v regionálně metamorfovaných horninách (např. v rulách na Kutnohorsku) a někdy se vyskytuje společně s andalusitem v křemenných čočkách ve svorech.

Podobně jako andalusit se i kyanit používá k výrobě vysoce žáruvzdorných hmot.



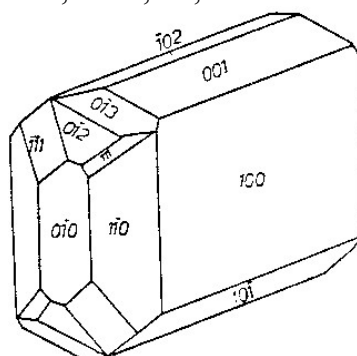
Obr. 85. Kyanit, Minas Gerais, Brazílie; rozměry vzorku 13,3 x 10 cm.

Sorosilikáty

Do oddělení sorosilikátů patří epidot, klinozoisit, allanit-(Ce), vesuvian, melilit, pumpellyit-(Mg) a hemimorfit.

Epidot $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$

V podobě příměsí může obsahovat Sr, Na, K, Mg, Fe^{2+} , Mn, Ti, ale také až 5 % TR. Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly jsou obvykle sloupcovité, protažené podle osy y (obr. 86); často se vyskytuje v podobě zrnitých, stébelnatých nebo celistvých agregátů. Má žlutozelenou, zelenou nebo černozeleň až téměř černou barvu, šedý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 7$, $h = 3,4-3,6$.



Obr. 86. Krystal epidotu.

Epidot vzniká při hydrotermálním rozkladu živců i jiných silikátů bohatých na Ca, Al, případně Fe. Vyskytuje se v metamorfovaných horninách (zelených břidlicích, amfibolitech, erlanech). Společně s grossulem (hesonitem), vesuvianem a dalšími minerály je epidot běžným produktem kontaktní metamorfózy vápenců (Žulová u Jeseníku). Často tvoří výplň puklin v granitoidech (např. brněnského masivu). Krásné drúzy krystalů epidotu se nacházejí na žilách alpského typu v okolí Sobotína (u Šumperka).

Klinozoisit $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$

Jde o minerál strukturně a chemicky blízký epidotu. Chemický vzorec epidotu, v němž nedochází k zastupování železa hliníkem, lze zapsat jako $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$, chemický vzorec klinozoisitu bez substituce Fe^{3+} za Al je $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$. Klinozoisit bez Fe^{3+} a epidot s poměrem $\text{Fe}^{3+} : \text{Al} = 1 : 2$ jsou dvěma koncovými členy klinozoisit-epidotové izomorfní řady.

Klinozoisit krystaluje shodně jako epidot v monoklinické soustavě. Tvoří sloupcovité krystaly a zrnité agregáty. V závislosti na obsahu Fe a dalších příměsích (Mn atd.) bývá bezbarvý, šedý, žlutavý, nazelenalý až zelený, narůžovělý, růžový až červený. Má skelný lesk, štěpnost podle $\{001\}$; $T = 6,5$, $h = 3,4$. Klinozoisit se vyskytuje zpravidla společně s epidotem např. v zelených břidlicích, amfibolitech, erlanech a na žilách alpského typu.

Allanit-(Ce) (ortit) $(\text{Ca},\text{Ce},\text{La})_2(\text{Al},\text{Fe})_3[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$

Chemické složení allanitu-(Ce) je poměrně komplikované - kromě Ce a La obsahuje další lanthanidy, příměs Mg, Mn, Y, Th a Be. Krystaluje v soustavě monoklinické (vlivem obsahu Th je někdy metamiktní). Tvoří tlustě tabulkovité nebo sloupečkovité krystalky, nepravidelná zrna a jejich agregáty. Má černou nebo černohnědou barvu, smolný nebo skelný lesk. Štěpnost prakticky chybí, charakteristický je lasturnatý lom; $T = 5,5-6$, $h = 3,9-4,1$ (v případě silné metamiktní přeměny může být hustota výrazně nižší). Jako akcesorie bývá přítomen v magmatitech (např. v granitoidech a dioritoidech brněnského masivu), častý je v některých pegmatitech (např. u Domanínku u Bystřice nad Pernštejnem a v okolí Žulové).

Vesuvian $\text{Ca}_{10}(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Al}_4[(\text{OH})_4](\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$

V podobě izomorfních příměsí obsahuje zejména Na, K, Mn, Ti, F a někdy též Zn, Sr, Be a Cr. Krystaluje v soustavě tetragonální. Jeho krystaly bývají sloupcovité, zpravidla výrazně podélně rýhované. Tvoří stébelnaté nebo zrnité agregáty. V závislosti na složení má nejčastěji hnědou (obr. 87), zelenohnědou nebo zelenou barvu, ale může být i žlutý, šedý nebo černý a vzácně i modrý, červený nebo růžový. Má bílý vryp, skelný lesk, nezřetelnou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 7$, $h = 3,3-3,6$.

Vesuvian vzniká při kontaktní metamorfóze nečistých vápenců (Žulová u Jeseníku, Bludov u Šumperka, Hazlov u Chebu).



**Obr. 87. Vesuvian, Lago Jaco, Chihuahua, Mexiko; rozměry vzorku 4,5 x 3,5 x 3,5 cm.
Foto: Fabre Minerals.**

Melilit $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Mg})[(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_7]$

Melilit je považován za izomorfní směs gehlenitu $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$ a akermanitu $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$. Vápník je ve struktuře melilitu obvykle ve značném množství zastupován sodíkem; kromě toho melilit často obsahuje příměs K, Fe a Mn. Melilit krystaluje v soustavě tetragonální. Tvoří zpravidla krátce sloupcovité nebo tabulkovité krystalky či nedokonale omezená zrna. Je bezbarvý, bílý, šedý nebo nažloutlý. Má bílý vryp, skelný lesk, nezřetelnou štěpnost podle $\{001\}$ a $\{110\}$; $T = 5-6$, $h = 2,9-3,0$.

Vyskytuje se v některých extrémně bazických výlevných horninách s vysokým obsahem alkálií (například v Českém středohoří).

Pumpellyit-(Mg) $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn},\text{Al})(\text{Al},\text{Fe},\text{Ti})_2[(\text{OH})_2|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Krystaluje v soustavě monoklinické. Tvoří nepravidelná zrna, tabulky nebo vláknité agregáty (často s radiálně paprscitou stavbou). Má šedou, šedozelenou, modrozelenou až černozelelou nebo hnědou barvu, skelný nebo hedvábný lesk, dokonalou štěpnost, $T = 5-6$, $h = 3,2-3,4$. Vzniká nízkoteplotní metamorfózou bazických hornin (např. společně s prehnitem indikuje slabou metamorfní přeměnu bazických vulkanitů v Barrandienu).

Kromě pumpellyitu-(Mg) existuje také pumpellyit-(Fe^{2+}) a pumpellyit-(Mn^{2+}).

Hemimorfit $\text{Zn}_4[(\text{OH})_2|\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$

V podobě izomorfních příměsí obsahuje jen nepatrné množství Cu a Fe. Krystaluje v soustavě rombické. Vyskytuje se v podobě drobných tabulkovitých krystalků, celistvých nebo zemitých agregátů, krápníčků, krust nebo povlaků. Krystalky hemimorfitu jsou zpravidla bezbarvé; výše uvedené typy agregátů jsou bílé nebo šedé, ale často též žlutě, hnědě, zeleně nebo modře zbarvené. Má bílý vryp, skelný lesk (na štěpných plochách i perleťový), dokonalou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 5$, $h = 3,4-3,5$. Vzniká přeměnou primárních Zn-rud (sfaleritu) v oxidační zóně. Při větším nahromadění může mít význam jako ruda zinku.

Cyklosilikáty

Do oddělení cyklosilikátů patří beryl, cordierit a minerály skupiny turmalínu.

Beryl $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Složení berylu často dobře odpovídá uvedenému vzorci, ale někdy beryl obsahuje značnou příměs Na, K, Li a vzácně též Rb a Cs. Krystaluje v soustavě hexagonální. Tvoří sloupcovité krystaly omezené plochami tvarů $\{10\bar{1}0\}$ a $\{0001\}$; někdy jde o složitější spojky. Agregáty berylu bývají sloupcovité nebo stébelnaté. Beryl má nejčastěji šedozelenou, žlutozelelou (obr. 88), špinavě žlutou nebo bílou barvu. Existuje však řada drahokamových odrůd berylu odlišných barev - jde zejména o sytě zelený smaragd (obr. 89, 90 a 94), modrozelený až bledě modrý akvamarin (obr. 91), žlutý až zelenožlutý heliodor (zvaný též „zlatý beryl“ – obr. 92) a růžový morganit (obr. 93). Beryl má bílý vryp, skelný lesk, nedokonalou štěpnost podle $\{0001\}$; $T = 7,5-8$, $h = 2,6-2,9$.

Beryl se vyskytuje především v granitových pegmatitech (na Písecku a Poběžovicku, akvamarín v Maršíkově u Šumperka) a v greisenech (Cínovec u Teplic a Krásno u Horního Slavkova).

Je hlavním zdrojem beryllia; drahokamové odrůdy se používají ve šperkařství (obr. 94).



Obr. 88. Beryl, Pákistán; délka největšího krystalu 6,5 cm.



Obr. 89. Smaragd, Cosquez mine, Muzo, Vasquez-Yacopi Mining District, Boyacá Department, Kolumbie; velikost krystalu 25 mm.



Obr. 90. Smaragd, Chivor Mine, Boyaca, Columbie; výška krystalu 2,6 cm.



Obr. 91. Akvamarin s muskovitem, Nagar, Hunza Valley, Pákistán; rozměry vzorku 8 x 4 cm.



Obr. 92. Heliodor, Seridó Oriental, Rio Grande do Norte, Brazílie; velikost 77 x 20 x 16 mm. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 93. Morganit, Conselheiro Pena, Minas Gerais, Brazílie; rozměry vzorku 3,5 x 3,2 cm.



Obr. 94. Zlatý prsten se smaragdem.

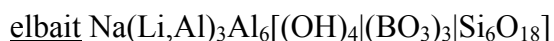
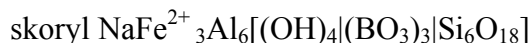
Cordierit $Mg_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$

V podobě izomorfních příměsí obsahuje zejména Fe, v menším množství též Ca a Na; ve struktuře cordieritu mohou být přítomny i hydroxylové skupiny. Krystaluje v soustavě romboické. Vzácně se nachází krystalovaný v podobě šestibokých sloupců. Tvoří zpravidla zrnité nebo celistvé agregáty. Obvykle je šedý, nahnědlý, fialový nebo fialově modrý. Má bílý vryp a skelný lesk. Je nezřetelně štěpný podle $\{100\}$, často lze pozorovat odlučnost podle $\{001\}$; $T = 7$, $h = 2,5-2,7$.

Cordierit bývá přítomen především v rulách (např. na Jihlavsku, Telčsku a Humpolecku).

Turmalín

Termínem „turmalín“ se označuje skupina borosilikátů komplikovaného složení. Zpravidla je turmalín izomorfní směsí několika složek, z nichž největší význam mají následující:



Dokonalá izomorfní mísitelnost existuje v řadě skoryl-dravit a skoryl-elbait. V podobě příměsí mohou uvedené turmalíny obsahovat zejména K, Fe^{3+} , Mn, Cr, F a Cl.

Minerály skupiny turmalínu krystalují v soustavě trigonální. Tvoří sloupcovité (zpravidla dlouze sloupcovité) nebo jehlicovité krystaly, které bývají podélně rýhované. Agregáty turmalínu jsou obvykle sloupcovité nebo stébelnaté, často s radiálně paprscitou stavbou. Barva turmalínu závisí na jeho složení. Skoryl je černý, dravit hnědý (obr. 95), elbait bývá různými příměsmi různě zbarvený (viz obr. 96 a 97) a jeho barevně odlišné variety se označují jako rubelit (růžový elbait), indigolit (modrý elbait), verdelit (zelený elbait) či achroit (bezbarvý elbait). Krystaly turmalínu mají často zonální stavbu, která se projevuje nejvýrazněji u elbaitu (na příčném i podélném řezu krystalem lze často pozorovat střídání růžově, modře nebo zeleně zbarvených zón i zón bezbarvých). Vryp turmalínu je bílý nebo světle zbarvený v souladu s barvou vzorku. Má skelný lesk, nezřetelnou štěpnost; $T = 7-7,5$, $h = 2,9-3,3$.

Z minerálů turmalínové skupiny je nejrozšířenější skoryl, resp. turmalín skoryl-dravitové řady. Turmalíny uvedeného složení se hojně nacházejí v pegmatitech (Dolní Bory u Velkého Meziříčí, Rožná u Bystřice nad Pernštejnem), ale jsou přítomny i v některých žulách, rulách a svorech. Elbaity se vyskytují zpravidla společně s lithnou slídou (lepidolitem) v tzv. lithných pegmatitech (Rožná u Bystřice nad Pernštejnem).

Turmalín je potenciálním zdrojem bóru, elbait též zdrojem lithia. Turmalíny drahokamové kvality (zejména pěkně zbarvené elbaity) se využívají ve šperkařství.



Obr. 95. Dravit, Nepál; rozměry vzorku 2,5 x 1,5 cm.



Obr. 96. Elbait („watermelon“), Santa Rosa Mine, Itambacuri, Minas Gerais, Brazílie; rozměr krystalu 5 x 1,1 x 1 mm. Foto: Fabre Minerals.



Obr. 97. Elbait, oválné brusy s šachovnicovou tabulkou, Afrika; velikost brusů 8 x 6 mm (1,35 ct).

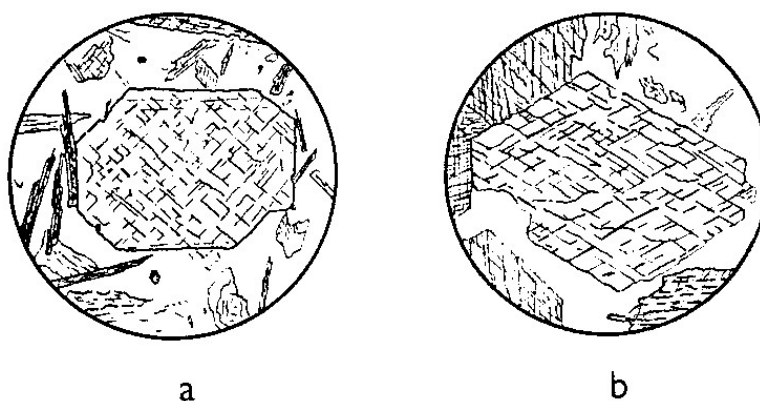
Inosilikáty

Mezi inosilikáty patří pyroxeny, amfiboly, wollastonit a sillimanit (v některých mineralogických systémech je sillimanit zařazován do třídy nesosilikátů).

Pyroxeny

Pyroxeny jsou druhově velmi početnou skupinou inosilikátů, jejichž aniontová kostra je tvořena jednoduchými dvojčlánkovými řetězci křemíko-kyslíkových tetraedrů (obr. 65).

I když se jednotlivé minerály skupiny pyroxenů liší strukturou, fyzikálními vlastnostmi i rozšířením, existuje přesto několik společných znaků, které jsou mj. důležité pro odlišení pyroxenů od jim velmi podobných amfibolů: Krystaly pyroxenů jsou převážně krátce sloupcovité; příčný řez pyroxenovým sloupcem je osmiúhelníkový nebo přibližně čtvercový. Všechny pyroxeny jsou dobře štěpné podle $\{110\}$, přičemž úhel mezi štěpnými plochami či trhlinami je přibližně 90° (obr. 98). Agregáty pyroxenů bývají zrnité. Barva pyroxenů závisí na jejich složení - nejrozšířenější pyroxeny jsou hnědé, hnědočerné až černé.



Obr. 98. Štěpnost na příčném průřezu krystalem pyroxenu (a) a amfibolu (b) pozorovaná pomocí mikroskopu.

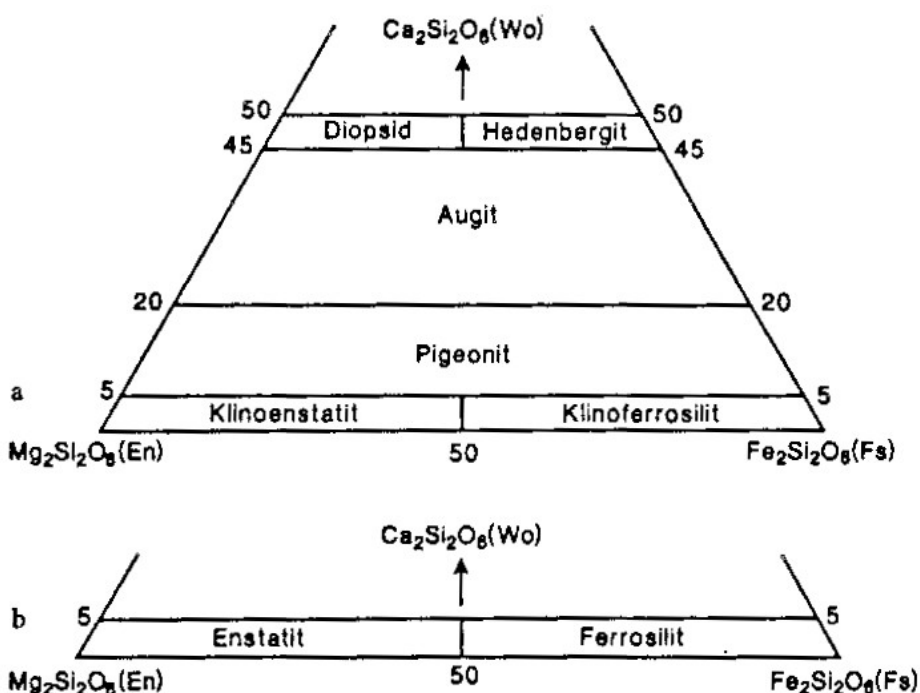
Pyroxeny patří mezi hojně rozšířené minerály, s nimiž se setkáváme především v magmatických horninách (gabro, čediče, peridotity, pyroxenity) a v metamorfitech (eklogity, erlany, granulity, skarny).

Pyroxeny se dělí na dvě hlavní skupiny:

a/ klinopyroxeny (tj. monoklinické pyroxeny), z nichž nejvýznamnější jsou Ca-Mg-Fe-klinopyroxeny (často označované jen jako Ca-pyroxeny), k nimž patří např. pyroxeny diopsid-hedenbergitové řady a augit, a alkalické pyroxeny, reprezentované členy egirin-jadeitové řady;

b/ ortopyroxeny (tj. rombické pyroxeny), mezi něž patří Mg-Fe-pyroxeny enstatit-ferrosilitové řady.

Ternární diagramy používané pro klasifikaci Ca-Mg-Fe-klinopyroxenů a Mg-Fe-ortopyroxenů (na základě výsledků chemických analýz) jsou uvedeny na obr. 99.



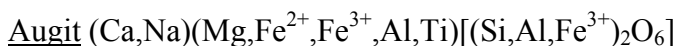
Obr. 99. Chemismus a nomenklatura Ca-Mg-Fe-klinopyroxenů (a) a ortopyroxenů (b) v ternárním diagramu $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6(\text{En}) - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6(\text{Fs}) - \text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6(\text{Wo})$.

Pyroxeny diopsid-hedenbergitové řady

Pyroxeny diopsid-hedenbergitové izomorfní řady jsou směsí diopsidové složky $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ a hedenbergitové složky $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Při převaze diopsidové složky nad hedenbergitovou jde o diopsid, při převaze hedenbergitové složky nad diopsidovou jde o hedenbergit (obr. 99a). V podobě izomorfních příměsí obsahují pyroxeny uvedené řady zejména Mn, ale také Na, Al, Fe^{3+} nebo Cr.

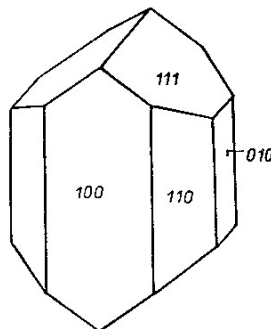
Diopsid je šedý nebo žlutý, avšak nejčastěji bývá příměsí železa zbarven světle až tmavě zeleně. Má bílý nebo nazelenalý vryp, skelný lesk, $T = 5,5-7$, $h = 3,3$. Vyskytuje se v bazických a ultrabazických magmatitech a v erlanech.

Hedenbergit je černozeleň až černý, má světle šedý, nazelenalý vryp, skelný lesk, $T = 5,5-6$, $h = 3,5-3,6$. Je přítomen v železorudných skarnech (např. v Malešově u Kutné Hory, Věchnově u Nového Města na Moravě).



Barva augitu je nejčastěji černá, hnědočerná nebo tmavě hnědá s načervenalým odstínem. Má šedo zelený vryp, skelný lesk, $T = 5,5-6$, $h = 3,2-3,6$. Augit je přítomen zejména v intermediárních a bazických výlevných horninách: andezitech, znělcích, čedičích a jejich tufech - velké, dokonale vyvinuté krystaly augitu se nacházejí v čedičových tufech Českého středohoří (Bořislav a Lukov u Bíliny) – obr. 100.

Augit se zvýšeným obsahem Ti se označuje jako titanaugit; augit s vyšším podílem sodíku jako egirinaugit (tento minerál je členem nepřetržité izomorfní řady mezi augitem a egirinem).



Obr. 100. Krystal augitu.

Pyroxeny egirin-jadeitové řady

Na složení pyroxenů této řady se podílí především egirinová složka $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ a jadeitová složka $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Jako egirin je označován pyroxen v převahu egirinové složky, jako jadeit pyroxen s převahou jadeitové složky.

Egirin je tmavě zelený, zelenohnědý až téměř černý, má šedý nebo šedo zelený vryp, skelný lesk; $T = 6-6,5$, $h = 3,4-3,6$. Je to minerál charakteristický pro alkalické magmatity s převahou sodíku (alkalicko-živcové granity, nefelinické syenity).

Jadeit je zpravidla jablečně zelený, ale může být také bílý, fialový, modrozelený až modrý nebo i hnědý. Má bílý vryp, slabý skelný lesk, $T = 6-6,5$, $h = 3,2-3,3$. Vyskytuje se v některých metamorfovaných horninách a ve větším množství se nachází v Barmě, Číně, Guatemale a Mexiku. Jeho agregáty jsou jemně vláknité a velmi houževnaté; proto byl jadeit v prehistorické době využíván k výrobě nástrojů a zbraní a dosud slouží k výrobě šperků a dekorativních předmětů.

Při vyšším obsahu Mg, Ca a Fe^{2+} v podobě izomorfních příměsí jadeit přechází do pyroxenu zvaného omfacit (omfacit lze v podstatě považovat za pevný roztok jadeitu, augitu a egirinu). Omfacit má zpravidla světle zelenou barvu a je typickým minerálem eklogitů.

Pyroxeny enstatit-ferrosilitové řady

Pyroxeny této izomorfní řady ortopyroxenů jsou směsí enstatitové složky $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ a ferrosilitové složky $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Jako enstatit jsou podle současné nomenklatury označovány členy s převahou enstatitové složky nad ferrosilitovou; při převaze ferrosilitové složky jde o ferrosilit (viz obr. 99b). Uvedené pyroxeny se jen zcela výjimečně nacházejí krystalované. Jejich barva závisí na kvantitativním zastoupení obou složek v jejich struktuře. Pyroxeny s jen relativně nízkým obsahem ferrosilitové složky jsou bílé, šedo zelené nebo světle hnědé; při vyšším obsahu ferrosilitové složky je barva pyroxenu černohnědá, zelenočerná až černá. V závislosti na složení mají bílý až šedý vryp, jejich lesk je skelný, polokovový, někdy

polokovově hedvábný; $T = 6$, $h = 3,2-3,9$ (hustota se zvyšuje s rostoucím obsahem Fe). Ortopyroxeny enstatit-ferrosilitové řady se vyskytují především v bazických a ultrabazických magmatických horninách (gabrech, peridotitech) a jsou běžnou součástí hadců.

Vzhledem k tomu, že pyroxeny enstatit-ferrosilitové řady jsou v přírodě zastoupeny především členy, v nichž převažuje enstatitová složka nad ferrosilitovou, byla ve starších klasifikacích tato část izomorfní řady dělena na tři minerály, označované jako enstatit (obsahující 88-100 % enstatitové složky), bronzit (70-88 % enstatitové složky) a hypersten (50-70 % enstatitové složky). Ve starší literatuře je proto termín „enstatit“ užíván jen pro označení ortopyroxenu s více než 88 % enstatitové složky!

Amfiboly

Amfiboly představují druhově velmi početnou skupinu inosilikátů s dvojitými dvojitými článkovými řetězci tetraedrů (obr. 65). Na rozdíl od pyroxenů jsou krystaly amfibolů dlouze sloupcovité, jehlicovité až vláknité. Příčný průřez krystalem amfibolu má tvar kosočtverce nebo šestiúhelníka. Dokonale krystalované amfiboly se však vyskytují jen vzácně. Amfiboly mají dokonalou štěpnost podle $\{110\}$; štěpné plochy svírají úhel přibližně 124° , resp. 56° (úhlu mezi štěpnými plochami lze využít k odlišení amfibolů od pyroxenů - obr. 98b). Amfiboly tvoří zrnité, častěji však stébelnaté, jehlicovité nebo vláknité agregáty - vláknitý amfibol se obvykle označuje jako azbest s adjektivem vyjadřujícím druh amfibolu (např. antofylitový, tremolitový nebo aktinolitový azbest, případně jen jako amfibolový azbest). Barva amfibolů závisí na jejich složení - nejrozšířenější amfiboly jsou zelené, černozelelé až černé.

Amfiboly patří mezi základní horninotvorné minerály. Setkáváme se s nimi v různých typech magmatických a metamorfovaných hornin.

Podobně jako pyroxeny lze i amfiboly rozdělit na dvě skupiny:

- a/ klinoamfiboly (tj. monoklinické amfiboly),
- b/ ortoamfiboly (tj. rombické amfiboly).

Nomenklatura amfibolů, jež je založena na krystalochemických principech, je značně komplikovaná. Jsou vyčleňovány čtyři hlavní skupiny amfibolů:

- a/ Ca-amfiboly (monoklinické), zastoupené v tomto studijním textu amfiboly tremolit-ferroaktinolitové řady a tzv. „obecným amfibolem“,
- b/ Fe-Mg-Mn-amfiboly (monoklinické nebo rombické), reprezentované hořečnato-železnatými klinoamfiboly a hořečnato-železnatými ortoamfiboly,
- c/ Na-Ca-amfiboly (monoklinické),
- d/ alkalické amfiboly (monoklinické), zastoupené např. glaukofanem, riebeckitem, eckermannitem a arfvedsonitem.

Vápenaté amfiboly

Nomenklatura vápenatých amfibolů je velmi složitá; v rámci této skupiny amfibolů lze rozlišit 16 složek, které mohou být přítomny v jejich struktuře. V tomto skriptu jsou vápenaté amfiboly reprezentovány členy tremolit-ferroaktinolitové řady a tzv. „obecným amfibolem“.

Amfiboly tremolit-ferroaktinolitové řady jsou směsí dvou hlavních komponent, a to tremolitové složky $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{OH}|\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ a ferroaktinolitové složky $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{OH}|\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Jako tremolit se pak označuje člen s výraznou převahou tremolitové složky, jako ferroaktinolit se označuje člen s převahou ferroaktinolitové složky; přechodný člen mezi tremolitem a ferroaktinolitem se označuje jako aktinolit. Rozhraní mezi tremolitem, aktinolitem a ferroaktinolitem je dáno hodnotou poměru $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$. V případě tremolitu je hodnota tohoto poměru v rozpětí 0,9-1,0, u aktinolitu 0,5-0,9, u ferroaktinolitu 0-0,5. Kromě tremolitové a ferroaktinolitové složky bývá ve struktuře amfibolu tremolit-ferroaktinolitové řady přítomna v menším množství tschermakitová složka $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{OH}|\text{AlSi}_3\text{O}_{11}]_2$ a ferrotschermakitová složka $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2[\text{OH}|\text{AlSi}_3\text{O}_{11}]_2$.

Tremolit je bezbarvý, bílý, šedý nebo i světle zelený, má bílý vryp, skelný lesk, $T = 5,5-6$, $h = 2,9-3,1$. Vyskytuje se především v krystalických vápencích, erlanech a krystalických dolomitech.

Aktinolit je zpravidla zelený, má šedobílý nebo nazelenalý vryp, skelný lesk, $T = 5,5-6$, $h = 2,9-3,2$. Je hlavní součástí aktinolitických břidlic, bývá však přítomen i v zelených břidlicích, chloritických břidlicích a mastkových břidlicích (v podobě smaragdově zelených sloupců se nachází v mastkových břidlicích v okolí Sobotína u Šumperka). Trávově až smaragdově zelená odrůda aktinolitu, která se vyskytuje společně s omfacitem a granátem v eklogitech, se nazývá smaragdit. Jako nefrit se označuje houževnatá zelená hornina, která je tvořena jemnými vlákny aktinolitu - v době prehistorické byl nefrit využíván k výrobě nástrojů a zbraní, v současnosti se z nefritu zhotovují sošky a jiné drobné dekorativní předměty (např. v Číně).

Ferroaktinolit se makroskopicky velmi podobá aktinolitu. V přírodě se vyskytuje jen velmi vzácně.

Termín „obecný amfibol“ bychom v současně nomenklatuře amfibolů hledali marně. Avšak ve starší mineralogické a petrografické literatuře, ale i v současných učebnicích je často uvedeno, že „obecný amfibol“ je nejtypičtějším a nejrozšířenějším ze všech amfibolů. Jeho chemické složení je komplikované a velmi variabilní, a to vzhledem k vysokému počtu komponent, které se na složení obecného amfibolu mohou různou měrou podílet. Přibližně lze jeho chemismus vyjádřit vzorcem $(\text{Ca},\text{Na},\text{K})_{2-3}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_5[(\text{OH},\text{F})|(\text{Si},\text{Al})\text{Si}_3\text{O}_{11}]_2$.

„Obecný amfibol“ je nejčastěji černý, černozeleň nebo hnědozeleň. Má šedozeleň až hnědozeleň vryp, skelný lesk, $T = 5,5-6$, $h = 2,9-3,4$. Hojně se vyskytuje v kyselých, intermediárních a bazických magmatitech: granitech, granodioritech, dioritech, syenitech a gabrech a ve výlevných ekvivalentech uvedených hornin - velké, dokonale vyvinuté krystaly obecného amfibolu se nacházejí společně s krystaly augitu v čedičových tufech Českého středohoří (Bořislav a Lukov u Bíliny). Bývá někdy přítomen i v pegmatitech a je hlavní složkou některých metamorfítů (např. amfibolitů a skarnů).

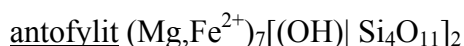
Hořečnato-železnaté klinoamfiboly

Hořečnato-železnaté klinoamfiboly tvoří souvislou izomorfní řadu, v níž se mísí magneziocummingtonitová složka $\text{Mg}_7[\text{OH}|\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ s grüneritovou složkou $\text{Fe}^{2+}_7[\text{OH}|\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Jako cummingtonit se označuje člen řady, v němž hodnota poměru $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0,3$ až $0,7$; železem bohatší člen řady se nazývá grünerit, hořčíkem bohatší člen řady se nazývá magneziocummingtonit (jeho rozšíření v přírodě je nepatrné). Tyto klinoamfiboly jsou šedobílé, světle až tmavě zelené nebo hnědé až černohnědé (čím mají vyšší obsah Fe, tím jsou tmavší). Vryp mají bílý nebo světle zbarvený v souladu s barvou vzorku. Jejich lesk je skelný, u vláknitých odrůd (azbestů) až hedvábný; $T = 5-5,5$, $h = 2,8-3,6$ (hustota roste s obsahem železa). Tyto amfiboly se vyskytují především ve skarnech, méně často i v gabrech. Jejich vláknité

odrůdy (cummingtonitové a grüneritové azbesty) se používají jako surovina na výrobu izolačních a žáruvzdorných materiálů.

Hořečnato-železnaté ortoamfiboly

Mezi hořečnato-železnaté ortoamfiboly patří zejména:

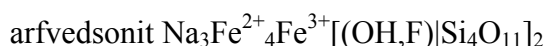
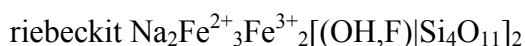
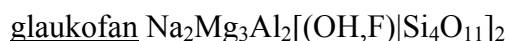


Antofylit je bílý, šedý nebo hnědý. Má bílý nebo šedý vryp a skelný lesk (antofylitový azbest je hedvábně lesklý); $T = 6$, $h = 2,8-3,3$ (hustota roste s obsahem železa). Vyskytuje se v některých metamorfovaných horninách (např. v hadcích a skarnech). Často se antofylit nachází na kontaktu ultrabazických nebo bazických hornin s kyselými horninami - např. lemuje pegmatity pronikající hadci (Věžná u Bystřice nad Pernštejnem).

Gedrit má šedožlutou až šedou barvu, bílý vryp, skelný lesk, $T = 5,5-6$, $h = 2,9-3,4$. Vyskytuje se v některých metamorfovaných horninách (např. v některých amfibolitech, rulách a eklogitech).

Alkalické amfiboly

Alkalické amfiboly se vyznačují poměrně vysokým obsahem alkálií, především sodíku. Díky rozsáhlé izomorfii je jejich chemické složení značně komplikované a lze je vyjádřit zjednodušeně vzorcem $\text{Na}_{2-3}(\text{Mg,Fe}^{2+})_{3-4}(\text{Al,Fe}^{3+})_{1-2}[(\text{OH,F})|\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Mezi alkalické amfiboly patří především:



V chemických vzorcích všech alkalických amfibolů není vyjádřeno izomorfní zastupování mezi Mg a Fe^{2+} a mezi Al a Fe^{3+} , které vede ke vzniku pevných roztoků mezi glaukofanem a riebeckitem a mezi eckermannitem a arfvedsonitem; sodík bývá v alkalických amfibolech částečně zastupován draslíkem. Alkalické amfiboly mají bledě modrou, zelenomodrou, tmavě zelenou až černou barvu (barva je tím tmavší, čím vyšší je obsah železa) a bílý až modravě šedý vryp. Jejich lesk je skelný, vláknité variety mají hedvábný lesk; $T = 5-6$, $h = 2,9-3,5$. Alkalické amfiboly se vyskytují zejména v některých metamorfovaných horninách (např. v glaukofanových břidlicích) a v některých magmatitech (např. v alkalicko-živcových granitech a alkalicko-živcových syenitech). Vlákňité odrůdy alkalických amfibolů se využívají na výrobu izolačních a žáruvzdorných materiálů. Prokřemenělý krokydolit (krokydolit neboli krokydolitový azbest je vláknitá odrůda riebeckitu) se pod označením „tygří oko“ nebo „sokolí oko“ používá ve šperkařství.

Sillimanit $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$

Obvykle obsahuje příměs Fe. Krystaluje v soustavě rombické. Krystalovaný se nachází jen zcela výjimečně; zpravidla tvoří stébelnaté, jehlicovité nebo vláknité agregáty. Je bílý, šedý,

nahnědlý nebo nazelenalý. Má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 7$, $h = 3,2$.

Sillimanit se vyskytuje v některých regionálně metamorfovaných horninách (např. v rulách Českomoravské vrchoviny).

Horniny s vysokým obsahem sillimanitu se používají k výrobě žáruvzdorných hmot.

Wollastonit $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$

V podobě příměsí obsahuje především Fe a Mn, někdy též Mg, Na a Al. Krystaluje v soustavě triklinické nebo monoklinické (jde o polytypii). Jen vzácně se nachází v podobě tlustě tabulkovitých krystalků. Zpravidla tvoří stébelnaté až jemně vláknité agregáty, někdy jsou jeho agregáty lupenité nebo zrnité. Nejčastěji je bílý nebo šedý, nažloutlý či narůžovělý; má bílý vryp. Krystalky wollastonitu jsou skelně lesklé, na štěpných plochách mají perleťový lesk; lesk vláknitých agregátů je hedvábný. Je dokonale štěpný podle $\{100\}$ a $\{001\}$; $T = 4,5-5$, $h = 2,8-2,9$.

Wollastonit se vyskytuje v některých horninách vznikajících regionální metamorfózou nečistých vápenců (např. v erlanech). Je typickým produktem kontaktní metamorfózy vápenců - hojně je přítomen v asociaci s granátem (grossulem), epidotem, vesuvianem a dalšími minerály na kontaktech vápenců s granitoidy (Hazlov u Chebu, Žulová a Vápenná u Jeseníku).

Wollastonit se používá na výrobu speciální keramiky, glazur, minerální vlny, barev i jako tmel brusných kotoučů.

Fylosilikáty

K fylosilikátům patří především slídy, chlority, mastek, kaolinit, halloysit, montmorillonit a minerály skupiny serpentinu.

Slídy

Slídy jsou v přírodě nejrozšířenější skupinou fylosilikátů. Jejich vrstevnatá struktura umožňuje existenci několika polytypů, z nichž jsou nejběžnější monoklinické polytypy. Krystaly slíd mají charakter šestibokých tabulek nebo šupinek podle $\{001\}$ – viz obr. 101 až 103. Slídy se nejčastěji vyskytují v podobě tabulkovitých, lupenitých nebo šupinkovitých agregátů. Všechny níže uvedené slídy mají dokonalou štěpnost podle $\{001\}$, která je odrazem jejich vrstevnaté struktury. Hlavními nerosty skupiny slíd jsou muskovit, biotit, flogopit, lepidolit, cinvaldit a glaukonit.

Muskovit $\text{KAl}_2[(\text{OH},\text{F})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

V podobě příměsí obsahuje především Fe, Ti, Na, Ca, Mn a někdy též Cr (odrůda s vyšším obsahem Cr se nazývá fuchsit). Muskovit je bezbarvý nebo šedý, nahnědlý či nazelenalý; fuchsit bývá až smaragdově zelený. Muskovit má bílý vryp, skelný až perleťový lesk, $T = 2,5-4$, $h = 2,8-3,1$.

Muskovit se vyskytuje v magmatických horninách (zejména v žulách a granitových pegmatitech), metamorfitech (fylitech, svorech a rulách) a též v klastických sedimentech. V podobě velkých tabulek se muskovit nachází především v pegmatitech (např. na Domažlicku); významná

ložiska s deskovitým muskovitem (tabule o velikosti až 2 m²) se nacházejí v Indii (ve státech Bihár a Rádžasthán) a na Urale.

V minulosti byly velké tabule muskovitu využívány místo tabulového skla do oken a luceren. V současnosti je největším spotřebitelem muskovitu elektrotechnický průmysl, kde se využívá jeho elektroizolačních vlastností.

Někdy bývá muskovit označován jako „světlá slída“, což není příliš vhodné, neboť muskovit nemusí mít vždy světlou barvu a navíc světlou barvu mohou mít i jiné slídy. Tohoto termínu je možno použít při popisu hornin, v nichž jsou slídy zastoupeny jen muskovitem nebo biotitem (biotit = „tmavá slída“).

Jemně šupinkovitý muskovit (resp. slída, která se svým chemismem od muskovitu jen nepatrně liší) se často nazývá sericit. Jako produkt regionální metamorfózy je sericit přítomen např. ve fylitech a kvarcitech (tyto kvarcicity se označují jako sericitické kvarcicity nebo muskovitické kvarcicity); sericit je běžným produktem rozkladu živců (např. při zvětrávání hornin). Někteří mineralogové považují užívání termínu sericit za zbytečné.

Jako illit se označuje slída, která se svým chemickým složením velmi podobá muskovitu - jde v podstatě o hydratovaný muskovit (hydromuskovit) s relativně nižším obsahem draslíku. Illit vzniká zvětráváním K-živců a muskovitu i při diagenetických pochodech, které probíhají po uložení sedimentů. Illit je významnou a někdy i převažující součástí některých sedimentů (jílů, jílovců a zejména jílových břidlic).



Obr. 101. Muskovit, Moos, Norsko; šířka snímku 2,5 cm. Foto: Rainer Bode.



V podobě příměsí obsahuje především Ti a Na. Je obvykle šedohnědý až černý, může být i zelenohnědý nebo tmavě zelený (často se biotit označuje jako „tmavá slída“). Má šedý až tmavě šedý vryp. Jeho lesk je skelný až perleťový, tmavě zbarvené variety biotitu mají až polokovový lesk; T = 2,5-3, h = 2,8-3,2.

Biotit se vyskytuje především v magmatitech (např. v granitech, granodioritech, dioritech, syenitech a trachytech) a v metamorfovaných horninách (svorech a rulách). V podobě velkých tabulek se nachází v pegmatitech. V sedimentárních horninách je přítomen jen výjimečně, neboť není odolný vůči zvětrávání. Při zvětrávání biotit ztrácí část železa a hořčíku a šupinky slídy

zvětráváním získávají zlatožlutou barvu - jde o tzv. „kočičí zlato“, které je nápadné svou barvou a třpytem obzvláště na dně potoků, protékajících územím s výskytem hornin obsahujících biotit; „kočičí zlato“ svým složením odpovídá minerálu zvanému hydrobiotit.



Obr. 102. Biotit, Riccoleta, Itálie; šířka snímku 2,7 cm. Foto: Rainer Bode.

Flogopit $\text{KMg}_3[(\text{F},\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Flogopit je koncovým hořečnatým členem flogopit-biotitové izomorfní řady. Chemicky se od biotitu liší vyšším obsahem hořčíku, který je však v přírodních flogopitech vždy v určitém množství izomorfně zastupován železem; uvedený vzorec flogopitu naznačuje často zvýšený obsah fluoru. Flogopit má červenohnědou až hnědočernou barvu, při nízkém obsahu železa je nazelenalý, nažloutlý nebo i bezbarvý. Má bílý nebo šedý vryp. Jeho lesk je skelný nebo perleťový; $T = 2,5-3$, $h = 2,7-3,0$.

S flogopitem se setkáváme zejména v krystalických vápencích a pegmatitech.

Lepidolit $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[(\text{F},\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Uvedený vzorec je pouze velmi přibližný - obsah Al ve struktuře minerálu může být podstatně nižší a obsah Li a Si naopak vyšší. V podobě příměsí lepidolit obsahuje především Mg, Fe, Mn, Ca, Na, Cs a Rb. Má růžovou až červenou nebo červenofialovou barvu, ale může být i bílý, šedý nebo nazelenalý. Má bílý vryp, skelný až perleťový lesk; $T = 2,5-4$, $h = 2,8-2,9$.

Lepidolit je typickým minerálem tzv. lithných pegmatitů, v nichž je obvykle provázen různobarevnými varietami elbaitu (Rožná u Bystřice nad Pernštejnem).

Lepidolit je zdrojem lithia.

Cinvaldit $\text{KLiFe}^{2+}\text{Al}[(\text{F},\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

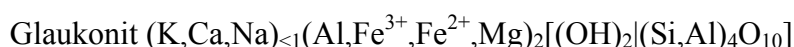
Chemické složení cinvalditu je značně proměnlivé. Je šedý, hnědý, ojediněle až černý, může však být i tmavě zelený. Má bílý nebo šedý vryp, skelný až perleťový lesk; $T = 2-3$, $h = 2,9-3,2$.

Cinvaldit je přítomen především v greisenech (Krásno u Horního Slavkova, Cínovec a Horní Krupka u Teplic).

Podobně jako lepidolit je i cinvaldit zdrojem lithia.



Obr. 103. Cinvaldit, Cínovec, ČR; šířka snímku 4 cm. Foto: Rainer Bode.



Z uvedeného vzorce je zřejmé, že chemické složení glaukonitu je značně variabilní. Glaukonit se vyskytuje zpravidla v podobě nepravidelných zrněk nebo agregátů s jemně šupinkovitou stavbou. Má zelenou, žlutozelenou až modrozelenou nebo černozelelou barvu, zelený vryp, mastný až skelný nebo matný lesk; $T = 2$, $h = 2,5-2,8$.

Glaukonit se vyskytuje v mořských sedimentech (pískovcích, jílových sedimentech).

Chlority

Klasifikace druhově početné skupiny chloritů není dosud jednotná. V přírodě nejrozšířenější chlority jsou členy klinochlor-chamositové řady, jejímiž koncovými členy jsou:



Uvedené vzorce jsou značně idealizované. V podobě příměsí obsahují chlority klinochlor-chamositové řady Mn, Ni a Cr; určitá část železa může být ve struktuře chloritů přítomna v podobě Fe^{3+} (podle některých starších klasifikačních systémů jsou chlority bez Fe^{3+} nebo s jeho malým obsahem označovány jako „ortochlority“, chlority s vyšším podílem Fe^{3+} jako „leptochlority“).

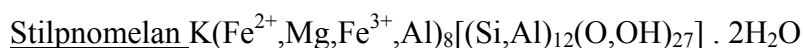
Chlority krystalují v soustavě monoklinické. Tvoří šestiboké šupinky a tabulky (obr. 104); jejich agregáty jsou lupenité až jemně šupinkovité nebo celistvé. Barva chloritů klinochlor-chamositové řady je šedá, šedozelelá, zelená, tmavě zelená, černozelelá až černá (čím vyšší je obsah Fe, tím je barva chloritu tmavší). Vryp je šedý nebo šedozelelý, lesk skelný až matný. Chlority jsou podobně jako slídy dokonale štěpné podle $\{001\}$; $T = 2,5$, $h = 2,6-3,3$ (u nejběžnějších chloritů 2,7-2,9).

Jako horninotvorné minerály se chlority klinochlor-chamositové řady vyskytují v některých metamorfovaných horninách (chloritických břidlicích, zelených břidlicích, fylitech). Často tvoří výplň trhlin a dutin v magmatitech. Jsou přítomny na hydrotermálních žilách (především nízkoteplotních); vznikají hydrotermální přeměnou (chloritizací) nebo zvětráváním pyroxenů, amfibolů a biotitu. Železem bohaté chlority jsou ve velkém množství přítomny na některých ložiskách sedimentárních železných rud (např. v Barrandienu) a na hydrotermálně sedimentárních ložiskách železných rud (např. v Chabičově u Šternberka).

Železem bohaté chlority mají využití jako železná ruda.



Obr. 104. Klinochlor s andraditem, Burgum, Pfitschtal, Itálie; šířka snímku 14 mm. Foto: Rainer Bode.



Jde o silikát s velmi komplikovanou strukturou a velmi variabilním chemickým složením. Krystaluje v soustavě triklinické. Obvykle tvoří šupinky, často vějířovitě uspořádané. Má černou, hnědočernou, červenohnědou nebo zelenohnědou barvu, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle {001}; $T = 3$, $h = 2,6-3,0$. Vyskytuje se např. ve slabě metamorfovaných bazických vulkanitech a na slabě metamorfovaných ložiskách železných rud sedimentárního nebo hydrotermálně sedimentárního původu (např. v okolí Šternberka a Uničova).



V podobě příměsi často obsahuje Fe. Krystaluje v soustavě romboické. Často tvoří ledvinité agregáty, složené z paprscitě uspořádaných lupínků či tabulek (obr. 105). Má bílou, šedou, žlutozelenou nebo modravě zelenou barvu, skelný lesk, zřetelnou štěpnost podle {001}; $T = 6,5$, $h = 2,8-3,0$. Vzniká při slabé regionální metamorfóze bazických hornin (společně s pumpellyitem např. v Barrandienu), bývá přítomen na žilách alpského typu (např. na Sobotínsku).



Obr. 105. Prehnit a ryzí měď, Houghton County, Michigan, USA; rozměry vzorku 4,5 x 6 cm.

Mastek $Mg_3[(OH)_2|Si_4O_{10}]$

Ve struktuře mastku je část Mg zpravidla izomorfně zastupována Fe^{2+} ; v podobě příměsí poměrně často obsahuje i Al, Ca a někdy též Ni. Krystaluje v soustavě triklinické - dříve byl mastek považován za monoklinický, avšak žádný z teoreticky možných monoklinických polytypů nebyl v přírodě nalezen. Dobře vyvinuté tabulkovité krystaly mastku jsou velmi vzácné; obvykle se vyskytuje ve formě lupenitých, šupinkovitých nebo celistvých agregátů. Má zpravidla bílou, šedou, nazelenalou nebo nažloutlou barvu, bílý vryp, mastný lesk (na štěpných plochách někdy perleťový lesk), dokonalou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 1$, $h = 2,8$.

Mastek se nachází u Sobotína a Vernířovic v Hrubém Jeseníku. Je hlavní složkou horniny zvané mastková břidlice.

Mastek se používá v hutnictví, k výrobě speciální žáruvzdorné keramiky, vysokonapěťových izolátorů, pryže, papíru, pudrů, zásypů a mýdel.

Kaolinit $Al_4[(OH)_8|Si_4O_{10}]$

Složení kaolinitu se často blíží jeho teoretickému vzorci. Polytypy kaolinitu mají triklinickou nebo monoklinickou symetrii. Zpravidla tvoří zemité agregáty; zcela výjimečně se kaolinit vyskytuje v podobě šupinkovitých agregátů, složených z drobných šupinek s šestibokým obrysem. Je bílý, nažloutlý nebo nazelenalý. Má bílý vryp, matný lesk (větší šupinky mají perleťový lesk), dokonalou štěpnost podle $\{001\}$; $T = 2$, $h = 2,6$.

Kaolinit vzniká nejčastěji zvětráváním nebo hydrotermální přeměnou hornin bohatých živci. Je hlavní složkou horniny zvané kaolín; bývá přítomen v jílech, jílovcích, jílových břidlicích, slínovcích a podobných horninách a též v některých typech půd.

Halloysit $Al_4[(OH)_8|Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$

Část hliníku ve struktuře halloysitu bývá často zastupována trojmocným železem. Voda je v tomto minerálu vázána jen velmi volně, a proto snadno dochází k jeho částečné nebo i úplné dehydrataci - úplnou dehydratací halloysitu vzniká metahalloysit $Al_4[(OH)_8|Si_4O_{10}]$. Halloysit krystaluje v soustavě monoklinické. Vyskytuje se v podobě zemitých agregátů. Je bílý nebo světle zbarvený (nejčastěji nažloutlý). Má bílý vryp, matný lesk, $T = 2$, $h = 2,0-2,2$.

Halloysit vzniká při zvětrávání některých bazických hornin (zejména gaber, diabasů a bazických tufů); hojně je přítomen v kyselých půdách.

Montmorillonit $(Na,Ca)_{0,33}(Al,Mg)_2[(OH)_2|Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$

V podobě příměsí obsahuje zejména Fe; obsah H_2O kolísá v intervalu 12-24 %. Montmorillonit krystaluje v soustavě monoklinické. Tvoří celistvé nebo zemité agregáty. Má nejčastěji bílou nebo šedobílou barvu, bílý vryp, matný lesk, dokonalou, makroskopicky však nepozorovatelnou štěpnost; $T = 2-2,5$, $h = 2,0-2,7$.

Montmorillonit je součástí půd a jílových hornin, v nichž někdy převažuje nad ostatními složkami (např. v bentonitech).

Minerály skupiny serpentinu

Minerály této skupiny se často označují jen jako „serpentin“. Do skupiny serpentinu patří především antigorit a chryzotil. Chemické složení těchto minerálů lze vyjádřit idealizovaným vzorcem $Mg_6[(OH)_8Si_4O_{10}]$; v podobě příměsí obsahují především Fe, Al a někdy též Ni a Cr.

Antigorit i chryzotil se vyskytují v několika strukturálních varietách, které jsou monoklinické nebo rombické. Antigorit představuje mikroskopicky a někdy i makroskopicky šupinatou formu serpentinu, přičemž šupiny tohoto minerálu jsou zvlněné; u chryzotilu se tyto šupiny stále ohýbají jedním směrem za vzniku trubičkovitých útvarů (v elektronovém mikroskopu se agregát chryzotilu podobá stohu ledabyle svinutých koberců). Serpentinové minerály se vyskytují v podobě celistvých agregátů, chryzotil však někdy tvoří dlouhá vlákna, která se označují jako chryzotilový azbest. Minerály skupiny serpentinu jsou obvykle zelené, ale mohou být i žluté, hnědé, červenohnědé a šedé; mají bílý vryp, smolný až mastný lesk (chryzotilový azbest má hedvábný lesk). Štěpnost podle {001} se projevuje jen vzácně u antigoritu; $T = 3-4$, $h = 2,5-2,6$.

Minerály skupiny serpentinu zpravidla vznikají při hydrotermálním rozkladu olivínu, méně i dalších hořečnatých silikátů jako jsou některé pyroxeny, amfiboly nebo chlority, avšak serpentínové minerály mohou být také produktem přeměny (serpentinizace) dolomitů. Hornina tvořená minerály serpentínové skupiny se označuje jako hadec (serpentinít); na trhlinách hadců se někdy vyskytují vláknité agregáty chryzotilového azbestu.

Chryzotilový azbest se používá na výrobu žáruvzdorných a izolačních tkanin, azbestocementových desek a rour („eternit“), brzdového obložení, spojkových kotoučů, těsnění apod.

* * *

V mineralogii a petrografii se často užívá termín „jílový minerál“. Obsah tohoto pojmu není dosud dostatečně přesně definovaný. Zpravidla se však jako jílové minerály označují různé fylosilikáty, jejichž částice mají rozměry asi pod 0,01 mm (typickými reprezentanty skupiny jílových minerálů jsou montmorillonit, kaolinit a halloysit). Částice jílových minerálů mohou mít pravidelnou krystalovou strukturu nebo mohou být amorfní (často jde o přechod mezi oběma krajními stavy). Přesná identifikace jílových minerálů (obzvláště ve směsích) je i za použití moderní přístrojové techniky velmi obtížná. Proto se termínu jílový minerál používá k označení blíže neidentifikovaných (a často neidentifikovatelných) minerálů výše uvedených vlastností, které se vyskytují zejména v produktech zvětrávacích procesů a v jílových i jiných sedimentárních horninách.

Tektosilikáty

Do oddělení tektosilikátů patří zejména živce, foidy a zeolity.

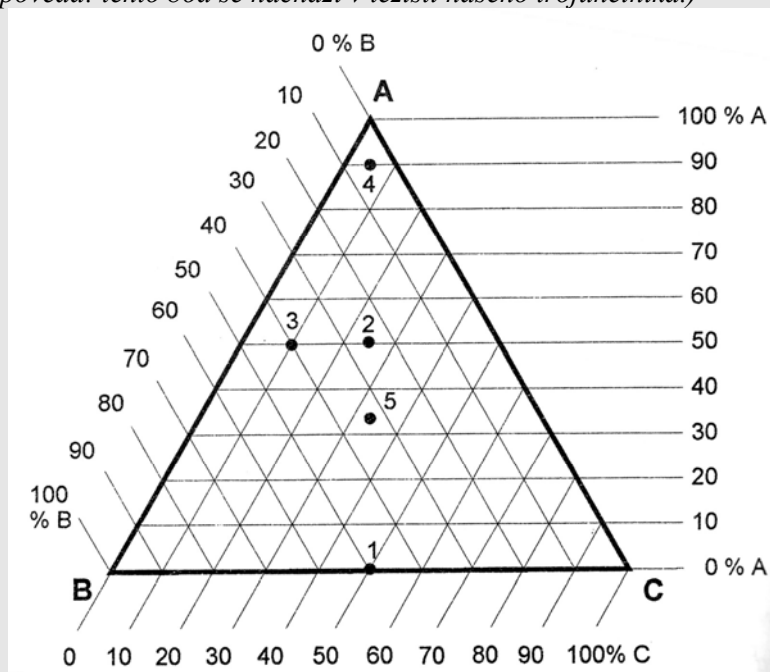
V mineralogii a také v petrografii se velmi často používají trojúhelníkové diagramy, které vyjadřují vzájemné proporce tří složek. Tyto diagramy mají tvar rovnostranného trojúhelníka. Každý vrchol představuje stoprocentní podíl složky, která je vně trojúhelníka při tomto vrcholu pojmenována (na obrázku v tomto rámečku jde o složky A, B a C); protilehlá strana trojúhelníka odpovídá 0 % dané složky. Součet složek je vždy 100% (tedy $A + B + C = 100\%$). Na obrázku jsou vyznačeny body 1 až 5. Proporce mezi komponentami A, B a C v jednotlivých bodech jsou následující:

bod 1 = 0% A, 50% B, 50% C

bod 2 = 50% A, 25% B, 25% C

bod 3 = 50% A, 40% B, 10% C

Kontrolní otázka: Jaké jsou proporce mezi složkami A, B a C v bodech 4 a 5? (K bodu 5 malá nápověda: tento bod se nachází v těžišti našeho trojúhelníka.)



Trojúhelníkové diagramy tohoto typu jsou využívány i při klasifikaci živců.

Bez pochopení principu těchto diagramů nelze úspěšně pokračovat v dalším studiu!

Živce

Živce jsou nejrozšířenější skupinou minerálů. Tvoří zhruba 50 obj. % zemské kůry. Hojně jsou přítomny především v bazických až kyselých magmatických horninách a jejich charakter a kvantita je i základním kritériem klasifikace těchto hornin. Živce jsou hlavní součástí i mnoha metamorfovaných hornin. V daleko menší míře se nacházejí v sedimentárních horninách, což je způsobeno jejich malou odolností vůči zvětrávacím procesům.

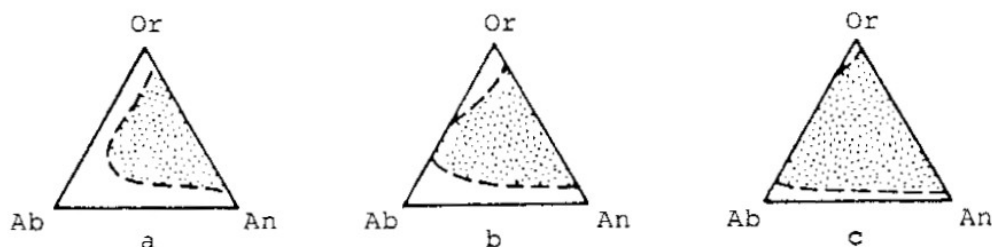
Na chemickém složení většiny živců se různou měrou podílejí následující složky:

ortoklasová složka (zkráceně Or) $K[AlSi_3O_8]$

albitová složka (zkráceně Ab) $Na[AlSi_3O_8]$

anortitová složka (zkráceně An) $Ca[Al_2Si_2O_8]$

Uvedené složky se spolu mohou mísit, přičemž rozsah mísitelnosti závisí na termodynamických podmínkách, a to především na teplotě, při níž krystalizace živců probíhá. Při vysokých teplotách (např. při krystalizaci živců z magmatu) se složky Or a Ab mohou mísit v libovolných poměrech; při nižších teplotách krystalizace (např. v pegmatitech a zejména na hydrotermálních žilách je mísitelnost složek Or a Ab již omezená (v živcích vznikajících při hydrotermálních procesech vždy výrazně převažuje jedna ze složek a množství druhé nepřesahuje 15 %). Mísitelnost Or a An je značně omezená v celém intervalu teplot reálných v zemské kůře a i v tomto případě je mísitelnost tím menší, čím nižší je teplota krystalizace živce. Naopak v případě složek Ab a An existuje úplná řada směsí od 100 % Ab do 100 % An. I když je soustava Ab - An často uváděna jako příklad úplné izomorfní řady a dokonalé mísitelnosti, je známo, že skutečně dokonalá mísitelnost obou složek je možná jen za vyšších teplot krystalizace a že za nižších teplot dochází v určitých úsecích této izomorfní řady k rozpadu směsných krystalů a ve struktuře živce jsou pak přítomny jemné lamelky odlišného složení (střídají se lamelky s relativně vyšším podílem An s lamelkami s relativně nižším podílem An). Rozsah mísitelnosti v soustavě Or - Ab - An při krystalizaci živců za různých podmínek je zřejmý z obr. 106.



Obr. 106. Rozsah mísitelnosti složek Or, Ab a An v živcích vytvořených za různých podmínek: v živcích hlubinných magmatitů (a), v živcích pegmatitů (b) a v živcích vznikajících za hydrotermálních podmínek (c). Pole mísitelnosti uvedených složek jsou bílá (pole nemísitelnosti tečkovaná) - je zřejmé, že rozsah mísitelnosti je za vysokých teplot větší než za teplot relativně nízkých.

Na základě výše uvedených poznatků o mísitelnosti v soustavě Or - Ab - An lze vyčlenit dvě hlavní skupiny živců:

a/ sodno-vápenaté živce (plagioklasy), které jsou tvořeny převážně složkami Ab a An;

b/ sodno-draselné živce (alkalické živce) tvořené převážně složkami Ab a Or (živce s výraznou převahou Or nad Ab se často označují jen jako draselné živce).

Charakteristika obou hlavních skupin živců a jejich zástupců je uvedena v následujících statích.

Sodno-vápenaté živce (plagioklasy)

Do této skupiny patří živce řady Ab - An. Tato řada se dělí na následujících šest členů, které mají samostatné názvy (viz obr. 107). K vyjádření pozice plagioklasu v této řadě stačí uvést, kolik mol.% An živec obsahuje:

albit0-10 mol.% An

oligoklas10-30 mol.% An

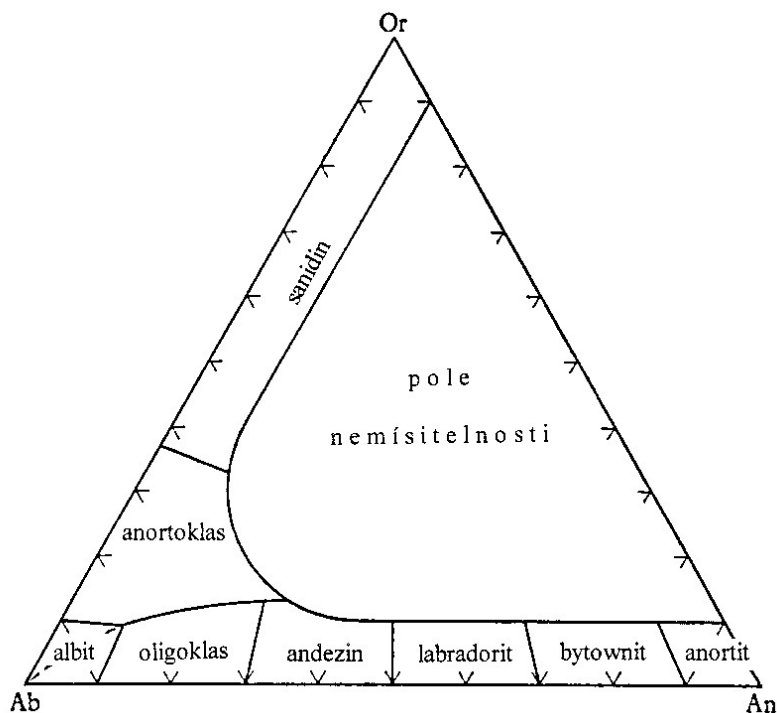
andezin30-50 mol.% An

labradorit50-70 mol.% An

bytownit70-90 mol.% An

anortit90-100 mol.% An

Obsah anortitové složky v plagioklasu se označuje jako bazicita plagioklasu a udává se v mol.% An, a to zpravidla tak, že se počet mol.% An uvádí v podobě dolního indexu za An - např. oligoklas může obsahovat 10 až 30 mol.% An, což znamená, že jde o plagioklas s An_{10-30} ; v konkrétním případě může plagioklas obsahovat např. 18 % anortitové složky, z čehož je zřejmé, že jde o oligoklas, jehož složení lze vyjádřit jako An_{18} . Při porovnávání dvou plagioklasů s rozdílnou bazicitou se často používá adjektiv „bazičtější“ a „kyselejší“ - bazičtější je plagioklas s relativně vyšším obsahem An a kyselější je naopak ten, jenž má relativně nižší obsah An.



Obr. 107. Mísitelnost v ternární soustavě Or-Ab-An při teplotě 900 °C a nomenklatura plagioklasů a vysokoteploplných alkalických živců.

Plagioklasy se často dělí podle bazicity na tři skupiny:

- a/ kyselé plagioklasy, tj. plagioklasy o bazicitě An_{00} až An_{30} ;
- b/ neutrální (intermediární, střední) plagioklasy, tj. plagioklasy o bazicitě An_{30} až An_{60} ;
- c/ bazické (zásadité) plagioklasy, tj. plagioklasy o bazicitě An_{60} až An_{100} .

(V petrografii se plagioklasy často dělí jen na kyselé a bazické, přičemž rozhraní mezi nimi je dáno bazicitou An_{50} .)

Na složení plagioklasů se vedle složek Ab a An také podílí složka Or (obr. 106, 107); v podobě příměsí plagioklasy v malém množství obsahují Ti, Fe, Mn, Mg, Ba a Sr. Plagioklasy uvedené řady krystalují v soustavě triklinické. Krystalované se nacházejí jen relativně vzácně. Jejich krystaly jsou nejčastěji tlustě tabulkovité (obr. 108) nebo sloupcovité, běžně dochází k jejich dvojčatění. V horninách se plagioklasy zpravidla vyskytují v podobě protažených zrn s často lištovitými průřezy. Kyselé plagioklasy jsou bezbarvé, bílé, šedobílé nebo nazelenalé, vzácně však mohou být i nažloutlé, narůžovělé nebo načervenalé. Neutrální a bazické plagioklasy mají bílou nebo šedou až tmavě šedou barvu; labradorit a zejména bytownit bývá poměrně často velmi tmavě (až téměř černě) zbarvený četnými uzavřeninami magnetitu, labradorit se na štěpných plochách často modře nebo zeleně třpytí (obr. 109). Plagioklasy mají

bílý vryp. Jejich lesk je skelný, na štěpných plochách někdy mají perleťový lesk; všechny níže uvedené přeměny živců se již ve svém počátečním stadiu projevují ztrátou skelného lesku a jejich lesk je potom pouze matný (perleťový lesk rovněž mizí). Společným znakem všech živců je dokonalá štěpnost podle $\{001\}$ a $\{010\}$; $T = 6-6,5$, $h = 2,6-2,8$ (hustota roste od albitu k anortitu).

Plagioklasy jsou typickými horninotvornými minerály intermediárních a bazických magmatitů a v menší míře i kyselých magmatitů; hojně se vyskytují i v některých metamorfovaných horninách.



Obr. 108. Krystaly albitu (až 15 mm) na sideritu, Rožňava, Slovensko.



Obr. 109. Koule z labradoritu o průměru 60 mm, Madagaskar.

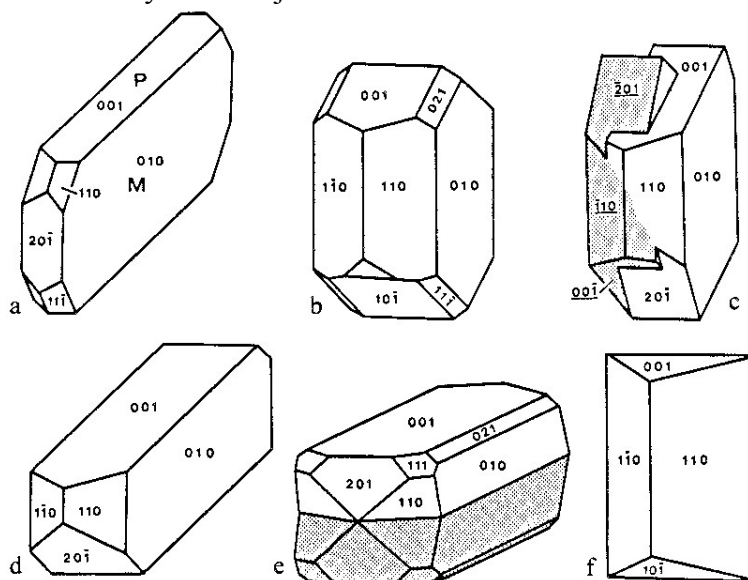
Sodno-draselné živce (alkalické živce)

Jak již bylo uvedeno, náležejí do této skupiny živce tvořené složkami Ab a Or, k jejichž dokonalé mísitelnosti však dochází jen za vysokých teplot. Vedle albitu, jenž je současně nejkyslelejším členem plagioklasové řady, patří k sodno-draselným živcům sanidin, ortoklas,

mikroklin a anortoklas. Chemické složení sanidinu, ortoklasu a mikroklinu lze vyjádřit vzorcem $(K,Na)[AlSi_3O_8]$, přičemž v sanidinu může složka Ab kvantitativně převažovat nad složkou Or; v anortoklasu $(Na,K)[AlSi_3O_8]$ je vždy sodík přítomen ve větším množství než draslík (obr. 106, 107). V podobě příměsí obsahují sodno-draselné živce zejména Ca, Ba, Fe a někdy i Li, Cs a Rb.

V závislosti na teplotě krystalizace mají sodno-draselné živce triklinickou nebo monoklinickou strukturu, avšak monoklinická struktura vysokoteplotních živců, které vykristalovaly z magmatické taveniny, samovolně přechází do struktury s triklinickou symetrií (přechod monoklinické struktury do triklinické je velmi pomalý a trvá zhruba 100 - 200 milionů let). Struktura sanidinu a ortoklasu je monoklinická; mikroklin má triklinickou strukturu - jak již bylo naznačeno, existují plynulé přechody mezi monoklinickou strukturou sanidinu, poněkud odlišnou monoklinickou strukturou ortoklasu a triklinickou strukturou mikroklinu (v uvedené řadě od sanidinu po mikroklin plynule vzrůstá tzv. „triklinita“ živce). Monoklinická struktura vysokoteplotního anortoklasu se vzhledem k omezené mísitelnosti Ab a Or za relativně nižších teplot postupně rozpadá a dochází ke vzniku směsi živců, které svým složením a strukturou odpovídají albitu a ortoklasu. Obdobným rozpadem jsou v různé míře postihovány všechny sodno-draselné živce. Draselné živce s odmišleninami živce s převahou albitové složky se zpravidla označují jako perthitické živce (odmišleniny sodného živce mají zpravidla tyčinkovitý tvar, avšak většinou nejsou makroskopicky pozorovatelné).

Krystaly sodno-draselných živců jsou obvykle tabulkovité (obr. 110a,b); krystalované se však tyto živce nacházejí jen ojediněle. Podobně jako plagioklasy jsou i sodno-draselné živce velmi často zdvojitělé. Způsoby zákonitého srůstání živcových krystalů jsou rozmanité, avšak obvyklé jsou srůsty podle karlovarského zákona, jímž vznikají tzv. „karlovarská dvojčata“ (obr. 110c). Agregáty sodno-draselných živců jsou zrnité až tabulkovité.



Obr. 110. Krystaly a dvojčata alkalických živců: krystal sanidinu tabulkovitého habitu (a), tlustě tabulkovitý krystal ortoklasu (b), dva krystaly ortoklasu srůstající podle karlovarského zákona (c), krystal ortoklasu prizmatického habitu (d), dva krystaly ortoklasu srůstající podle manebašského zákona (e), krystal adularu (f).

Sodno-draselné živce jsou zpravidla bílé, nažloutlé, narůžovělé, růžové (obr. 111) až červené, avšak mohou být i nazelenalé až smaragdově zelené. Mají bílý vryp a skelný lesk, ale podobně jako u plagioklasů může být stupeň jejich lesku různými přeměnami snížen na úroveň matného lesku. Stejně jako plagioklasy jsou i sodno-draselné živce dokonale štěpné podle $\{001\}$ a $\{010\}$; $T = 6$, $h = 2,5-2,6$.

Sanidin je přítomen v podobě vyrostlic i jako součást základní hmoty ve výlevných horninách (trachytech, ryolitech a fonolitech). Ortoklas se vyskytuje především v hlubinných magmatitech (syenitech, granodioritech a granitech - v granitech na Karlovarsku se nachází v podobě až několik cm velkých, dokonale vyvinutých karlovarských dvojčat), metamorfitech (rulách a granulitech) a méně často i v sedimentech (arkózách). S mikroklinem se setkáváme především v pegmatitech, ale i v metamorfovaných horninách (rulách); v hlubinných magmatitech se mikroklin nachází jen zřídka (např. v granitech). Anortoklas je charakteristickým živcem některých sodíkem bohatých magmatických hornin (alkalicko-živcových syenitů, fonolitů).

Převážně draselný alkalický živec hydrotermálního původu se označuje jako adulár. Krystaluje v soustavě monoklinické a často bývá považován za odrůdu ortoklasu. Je bezbarvý, bílý nebo nažloutlý či narůžovělý. Pěkně krystalovaný adulár se vyskytuje na žilách alpského typu (např. v okolí Sobotína), na některých hydrotermálních rudních ložiskách i v dutinách pegmatitů.

Nazelenalá až smaragdově zelená odrůda mikroklinu se nazývá amazonit.



Obr. 111. Ortoklas, Strzegom, Polsko; velikost krystalů až 2 cm.

Makroskopické rozlišení alkalických živců a plagioklasů je často nemožné. Někdy lze sice obě skupiny živců rozlišit podle jejich zbarvení, avšak je nutno zdůraznit, že tento způsob identifikace živců je značně nespolehlivý a že může vést k chybným závěrům (to způsobuje značné komplikace např. při makroskopickém určování některých typů magmatických hornin).

Kromě sodno-draselných živců a plagioklasů existují i barnaté živce, na jejichž složení se výrazně podílí celsianová složka (zkráceně Cn). Chemismus celsianové složky vyjadřuje vzorec $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Složka Cn se ve struktuře barnatých živců neomezeně mísí se složkou Or. Barnaté živce obsahující nad 40 mol.% Cn se označují jako celsian, při obsahu 10-40 mol.% Cn jde o hyalofan. Barnaté živce s méně než 10 mol.% Cn jsou označovány jako barnatý ortoklas (Ba-ortoklas), příp. barnatý adulár (Ba-adulár). Výše uvedené barnaté živce jsou monoklinické, tvoří tabulkovité nebo krátce sloupcovité krystalky. Jsou bezbarvé, šedobílé, nažloutlé, namodralé, narůžovělé nebo i jinak zbarvené. Jsou dokonale štěpné podle $\{001\}$ a $\{010\}$, $T = 6-6,5$, $h = 2,6-3,4$. Barnaté živce jsou poměrně hojné na regionálně metamorfovaných ložiskách Mn-rud (u nás např. u Chvaletic) a sulfidických rud s barytem (např. Zlaté Hory v Jeseníkách), vyskytují se i na žilách alpského typu v horninovém prostředí s relativně vysokým obsahem barya. Ve vulkanitech bývá přítomen barnatý sanidin (Ba-sanidin) až hyalofan (např. ve fonolitech v okolí Doks).

Jak již bylo uvedeno, jsou živce (sodno-draselné i plagioklasy) velmi snadno postihovány zvětrávacími pochody, a to zejména kaolinizací. Ke kaolinizaci však dochází i působením hydrotermálních roztoků. Typickou hydrotermální přeměnou živců je sericitizace, tj. postupná přeměna živce na jemně šupinkovitý agregát muskovitu (sericitu). Plagioklasy s vyšším podílem anortitové složky bývají v podmínkách nízkoteplotní regionální metamorfózy často postiženy přeměnou označovanou jako saussuritizace (čti sosyritizace), při níž je plagioklas nahrazován zpravidla světle šedozelenou hmotou složenou ze sericitu, sodného živce, klnozoisitu a epidotu.

Živce se využívají především v keramickém průmyslu jako surovina při výrobě porcelánu, keramiky a glazur.

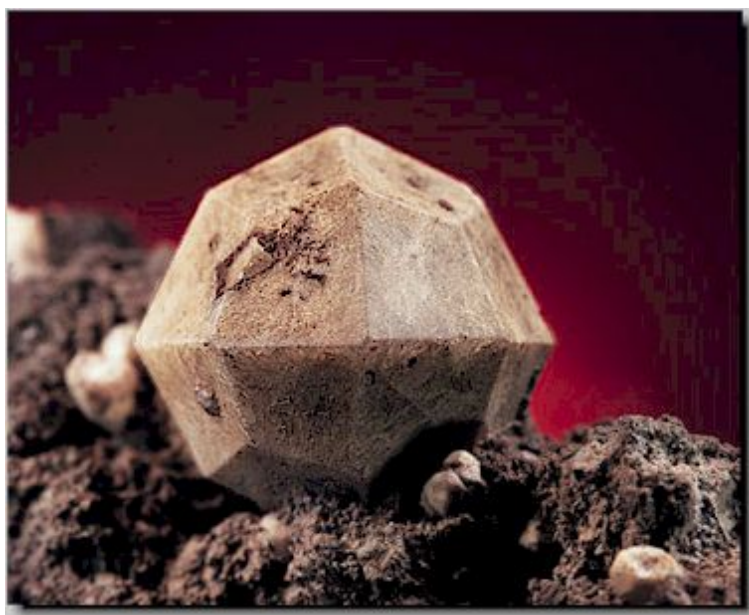
Foidy

Foidy se často označují jako zástupci živců, neboť vznikají místo sodno-draselných živců při krystalizaci magmat relativně chudých na SiO_2 . Z foidů je nejrozšířenější leucit a nefelín. Do skupiny foidů byl dříve řazen i analcim, strukturně však tento minerál patří mezi zeolity (viz níže).

Leucit $(\text{K},\text{Na})[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$

Při teplotě nad $625\text{ }^\circ\text{C}$ leucit krystaluje v soustavě kubické, při nižší teplotě v soustavě tetragonální. Často se nachází krystalovaný v podobě tetragon-trioktaedrů (obr. 112), jejichž struktura však odpovídá nízkoteplotnímu leucitu (jde tedy o paramorfózy). Agregáty leucitu jsou zrnité. Leucit je zpravidla bílý nebo šedý. Má bílý vryp, skelný nebo matný lesk, velmi špatnou štěpnost podle $\{110\}$; $T = 6$, $h = 2,5$. Často bývá pseudomorfován jemnozrnnou směsí ortoklasu, nefelínu a někdy i analcimu - tyto pseudomorfózy se označují jako pseudoleucit.

Leucit se vyskytuje v některých vulkanických horninách (fonolitech, čedičích).



Obr. 112. Leucit. Vesuv, Itálie; velikost krystalu 2,5 cm. Foto: Rainer Bode.

Nefelín (Na,K)[AlSiO₄]

Nefelín krystaluje v soustavě hexagonální. Jen vzácně se nachází v podobě šestibokých sloupců, obvykle však tvoří nepravidelná zrna a zrnité agregáty. Má nejčastěji bílou nebo šedou barvu, bílý vryp, skelný až mastný lesk, jen nedokonalou štěpnost podle $\{10\bar{1}0\}$ a $\{0001\}$; $T = 5-6$, $h = 2,6$.

Nefelín je významným horninotvorným minerálem některých magmatických hornin (nefelinitických syenitů, fonolitů, nefelinitů).

Horniny bohaté nefelínem jsou v některých zemích využívány k výrobě hliníku nebo cementu. Nefelín se používá i jako surovina pro sklářský a keramický průmysl.

Zeolity

Zeolity jsou hydratované alumosilikáty převážně alkalických zemin a alkálií. Mezi křemíko-kyslíkovými a hliníko-kyslíkovými tetraedry ve struktuře zeolitů jsou relativně velké dutiny (o rozměrech 0,4 - 0,8 nm), které jsou navzájem propojeny kanálky probíhajícími v jednom, ve dvou nebo ve třech směrech. Elektrická neutralita struktury zeolitů je udržována ionty Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , příp. řadou dalších. Tyto ionty jsou obklopeny molekulami vody. Jde o tzv. „zeolitovou vodu“, kterou lze opatrným zahříváním na cca 300 °C ze zeolitu odstranit. Výše uvedené jednomocné a dvojmocné kationty v dehydratovaných zeolitech vstoupí do koordinace s kyslíkem na vnitřním povrchu kanálků. Dehydratovaný zeolit má tedy charakter mikroporézního materiálu o průměru kanálků 0,2-0,7 nm.

Dehydratované zeolity mají vysokou sorpční schopnost. Proces sorpce je selektivní a probíhá u každého zeolitu jinak v závislosti na průměru kanálků probíhajících jeho strukturou. Molekuly o průměru větším než průměr kanálků zeolitem neprojdou, a proto nemohou být zeolitem sorbovány. Naopak molekuly o průměru menším než průměr kanálků mohou být zeolitem sorbovány (zachycením v dutinách a kanálcích ve struktuře zeolitu). Na uvedených vlastnostech dehydratovaných zeolitů je založena metoda „molekulového sítování“, používaná např. při oddělování plynů ze směsi. Zeolity se chovají též jako ionexy, tj. měniče iontů, přičemž způsob výměny iontů je u různých zeolitů různý.

Praktické využití zeolitů je vzhledem k jejich vlastnostem značné. Zeolity se používají k čištění odpadních vod (odstranění NH_4^+ , NH_3 , těžkých kovů, příp. i radionuklidů z odpadních vod jaderného průmyslu), k čištění odpadních plynů z tepelných elektráren a chemických provozů (zachycení SO_2 , CO_2 , oxidů dusíku a nespálených uhlovodíků) a k změkčování vody (jako plnohodnotná náhražka ekologicky závadných změkčovadel na bázi fosfátů). Zeolity jsou též součástí přípravků na likvidaci ropných skvrn na mořské hladině apod. Značně se využívají i v zemědělství jako přísada do umělých hnojiv i jako půdní kondicionéry; používají se také jako přísada do krmiv pro drůbež, skot i brav (zvyšují hodnotu konverze krmiva, což znamená, že při stejném množství krmiva se dosahuje vyšších přírůstků hmotnosti). Zeolity se používají i při výrobě papíru, cementu atd.

Zeolity se hojně nacházejí v dutinách neovulkanitů (např. v dutinách čedičů a fonolitů Českého středohoří a Doupovských hor). Velká ložiska zeolitů vznikají přeměnou tufů, která je způsobena podzemními vodami atmosferického původu nebo tzv. pohřbenými vodami slaných jezer, v nichž se vulkanický popel uložil.

K nejrozšířenějším zeolitům patří klinoptilolit-(K), heulandit-(Ca), stilbit-(Ca), chabazit-(Ca), laumontit, natrolit a analcim. Jejich velmi stručná charakteristika je uvedena v následujících odstavcích.

Klinoptilolit-(K) $(K,Na)_6[Al_6Si_3O_{72}] \cdot \sim 20H_2O$

Obsahuje příměs Ca, Sr, Mg, Fe a Mn. Krystaluje v soustavě monoklinické. Tvoří tabulkovité krystalky; agregáty jsou zrnité, celistvé nebo tabulkovité. Je bílý, často oranžově, červeně nebo hnědě zbarvený. Má bílý vryp, skelný lesk (na štěpných plochách i perleťový lesk), dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 3,5-4$, $h = 2,2$.

Existuje také klinoptilolit-(Ca) a klinoptilolit-(Na).

Heulandit-(Ca) $(Ca_{0,5},K,Na)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 26H_2O$

Obsahuje příměs Sr, Ba a Mg. Krystaluje v soustavě monoklinické. Nacházejí se v podobě tabulkovitých krystalků a jejich agregátů. Je bezbarvý, bílý, žlutý, často oranžově, červeně nebo hnědě zbarvený. Má bílý vryp, skelný lesk (na štěpných plochách i perleťový lesk), dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 3,5-4$, $h = 2,1-2,2$.

Existuje také heulandit-(K), heulandit-(Na) a heulandit-(Sr).

Stilbit-(Ca) $(Ca_{0,5},Na,K)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 28H_2O$

Krystaluje v soustavě monoklinické. Jeho krystaly jsou sloupcovité a často uspořádané do snopkovitých agregátů. Je nejčastěji bílý nebo nažloutlý. Má bílý vryp, skelný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{010\}$; $T = 4$, $h = 2,1-2,2$.

Existuje také stilbit-(Na).

Chabazit-(Ca) $(Ca_{0,5},Na,K)_4[Al_4Si_8O_{24}] \cdot 13H_2O$

Často obsahuje příměs Mg, Sr nebo Fe. Krystaluje v soustavě triklinické (je pseudotrigonální). Jeho krystaly mají tvar klenců, které se však značně podobají hexaedrům, neboť jejich sousední plochy svírají téměř pravé úhly; častá jsou dvojčata. Chabazit-(Ca) je bezbarvý, bílý, nažloutlý nebo narůžovělý. Má bílý vryp, skelný lesk, nezřetelnou štěpnost; $T = 4$, $h = 2,0-2,2$.

Existuje také chabazit-(K), chabazit-(Na) a chabazit-(Sr).

Laumontit $Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}] \cdot 18H_2O$

Krystaluje v soustavě monoklinické. Vyskytuje se v podobě sloupečkovitých krystalků i celistvých agregátů. Je nejčastěji bílý, bezbarvý, nažloutlý nebo načervenalý. Má bílý vryp, skelný až matný lesk, dokonalou štěpnost podle $\{010\}$ a $\{110\}$; $T = 4$, $h = 2,2-2,3$.

Natrolit $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$

Obsahuje příměs K, Mg, Ca, Sr a Ba. Krystaluje v soustavě rombické. Jeho krystaly jsou zpravidla jehličkovité. Agregáty natrolitu složené z jehliček až vláken mají často radiálně paprscitou stavbu. Natrolit je obvykle bezbarvý, bílý, světle šedý, nažloutlý nebo narůžovělý. Má bílý vryp a skelný lesk (vláknité agregáty mají hedvábný lesk). Je dokonale štěpný podle $\{110\}$; $T = 5$, $h = 2,2-2,3$.

Analcim $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$

V podobě příměsí obsahuje především K, méně Ca a Mg. Krystaluje v soustavě kubické nebo tetragonální. Často tvoří krystaly tvaru tetragon-trioktaedru {211}; jeho agregáty jsou zrnité nebo celistvé. Analcim je nejčastěji bezbarvý, bílý nebo šedobílý, někdy je žlutě, červeně nebo i zeleně zbarvený. Má bílý vryp, skelný lesk, jen nezřetelnou štěpnost podle {100}; $T = 5,5$, $h = 2,2-2,3$.

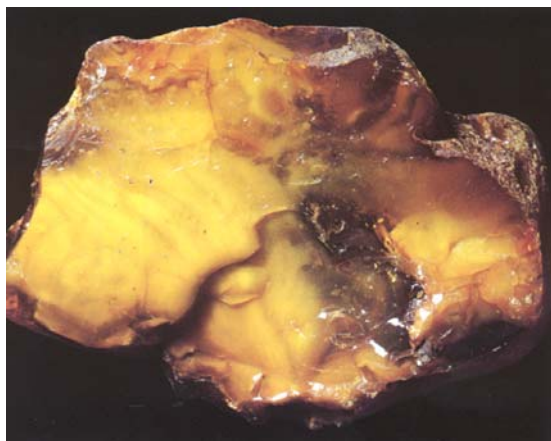
Analcim se nejčastěji vyskytuje jako jeden z minerálů hydrotermálního původu v dutinách čedičů a jim příbuzných vulkanitů (např. v Českém středohoří). Je podstatnou složkou těšinitů.

10. Organické minerály (organoidy)

Do této třídy mineralogického systému jsou řazeny soli organických kyselin (nejrozšířenější jsou oxaláty, tj. šťavelany), pevné uhlovodíky a fosilní pryskyřice, reprezentované v tomto studijním textu jantarem a valchovitem.

Jantar

Jako jantar jsou označovány fosilní pryskyřice třetihorních stromů. Jde o směsi různých složek, z nichž typická je kyselina jantarová $\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_4$ (průměrné složení jantaru je 78 % C, 10 % H a 11 % O) - jen z tradice je jantar řazen mezi minerály. Jantar má medově žlutou, světle žlutou, žlutohnědou nebo červenohnědou barvu. Někdy je dobře průhledný (v tom případě lze v jantaru často pozorovat uzavřený třetihorní hmyz). Má pryskyřičný lesk, lasturnatý lom, $T = 2-2,5$, $h = 1-1,1$. Je relativně hojný v třetihorních sedimentech při pobřeží Baltského moře (obr. 113). U nás se vyskytuje v ledovcových uloženinách v okolí Vidnavy (jde o jantar pocházející z Pobaltí, přivlečený kontinentálním ledovcem). Jantar se používá ve šperkařství.



Obr. 113. Jantar, Klajpeda, Litva; velikost vzorku 7 x 5 cm.

Valchovit $(\text{C}_{15}\text{H}_{26}\text{O})_n$

Valchovit je polymerní seskviterpen-alkohol, tj. pryskyřice složením i vzhledem velmi podobná jantaru. Vyskytuje se v druhohorních sedimentech u Valchova (u Boskovic).

Whewellit $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Whewellit (čti „hjúelit“) krystaluje v monoklinické soustavě. Jeho krystaly mají nejčastěji sloupcovitý habitus. Bývá bezbarvý nebo bílý, má silný skelný lesk, $T = 2,5$, $h = 2,2$. Vyskytuje se v sedimentárních horninách v uhelných pánvích (u nás např. na trhlinách pelosideritů na Kladensku), vzácně na hydrotermálních ložiskách (např. Příbram).

Literatura doporučená pro další studium

- Bernard J.H. (2000): *Minerály České republiky. Stručný přehled*. Academia, Praha.
- Bernard J.H. et al. (1981): *Mineralogie Československa*. 2. vydání. Academia, Praha.
- Bernard J.H., Rost R. et al. (1992): *Encyklopedický přehled minerálů*. Academia, Praha.
- Đud'a R., Rejl L. (1996): *Svět drahých kamenů*. Granit, Praha.
- Đud'a R., Rejl L. (2001): *Kameny z celého světa*. Granit, Praha.
- Đud'a R., Rejl L., Slivka D. (1990): *Minerály*. Aventinum.
- Korbel P., Novák M. (1999): *Encyklopedie minerálů*. Rebo Productions, Česlice.
- Matthes S. (1996): *Mineralogie*. Springer, Berlin.
- Pauliš P. (2000): *Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech*. Kuttna, Kutná Hora.
- Pauliš P. (2001): *Nejzajímavější mineralogická naleziště Moravy a Slezska*. Kuttna, Kutná Hora.
- Pauliš P. (2003): *Minerály České republiky*. Kuttna, Kutná Hora.
- Rösler H.J.(1979): *Lehrbuch der Mineralogie*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- Slavík F., Novák J., Kokta J. (1974): *Mineralogie*. Academia, Praha.
- Svoboda J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd*. 1. svazek (A-M), 2. svazek (N-Ž). Academia, Praha.
- Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.