

# GENETICKÁ MINERALOGIE

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

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

(říjen 2005)

## Obsah

### Úvod

1. Fázové rovnováhy
    - 1.1. Termodynamické soustavy a termodynamické rovnováhy
    - 1.2. Fázové pravidlo a fázové diagramy
    - 1.3. Paragenetické diagramy
  2. Nerostotvorné procesy
    - 2.1. Magmatické procesy
    - 2.2. Procesy vzniku pegmatitů
    - 2.3. Hydrotermální procesy
    - 2.4. Vznik minerálů ze sopečných exhalací
    - 2.5. Metamorfní procesy
    - 2.6. Zvětrávací procesy
    - 2.7. Chemická sedimentace
    - 2.8. Vznik minerálů v průběhu diagenese
    - 2.9. Biomineralizace
- Literatura doporučená pro další studium

## **Úvod**

Mineralogie je věda o nerostech čili minerálech.

Mineralogie se zpravidla dělí na mineralogii všeobecnou, genetickou, systematickou, topografickou, experimentální a aplikovanou. Všeobecná mineralogie se zabývá vnějším tvarem (morfologií) a vnitřní stavbou (strukturou) minerálů, jejich fyzikálními vlastnostmi. Genetická mineralogie sleduje procesy a podmínky vzniku (geneze) minerálů, zabývá se studiem vztahů mezi minerály v jejich přirozených společenstvech (asociacích) a též studuje procesy přeměny minerálů; genetická mineralogie je někdy považována za součást všeobecné mineralogie. Systematická mineralogie detailně popisuje jednotlivé minerály a řadí je do mineralogického systému. Topografická mineralogie se zabývá rozšířením nerostů na jednotlivých nalezištích.

Experimentální mineralogie modeluje přírodní procesy vzniku nerostů v různých látkových prostředích za různých termodynamických podmínek. Aplikovaná mineralogie (někdy označovaná jako technická mineralogie) se zaměřuje na průmyslové využití nerostných surovin, jejich úpravu i vyhledávání.

Tento učební text obsahuje základy genetické mineralogie. Jeho studium vyžaduje znalost základů chemie, všeobecné geologie, petrografie a systematické mineralogie.

## 1. Fázové rovnováhy

### 1.1. Termodynamické soustavy a termodynamické rovnováhy

Termodynamická soustava je část fyzikálního prostoru, která je od ostatních jeho částí (tj. od svého okolí) oddělena reálným nebo imaginárním rozhraním a jejíž vlastnosti lze studovat metodami termodynamiky. Řečeno zcela nejobecněji, termodynamická soustava je určitou částí vesmíru, v níž zkoumáme termodynamické děje. Za okolí termodynamické soustavy lze považovat tu část fyzikálního prostoru, která nepatří do dané termodynamické soustavy, ale zpravidla se okolím rozumí jen ta část fyzikálního prostoru, která může danou termodynamickou soustavu bezprostředně ovlivňovat (může tedy docházet k interakcím mezi danou soustavou a jejím okolím). Například okolím termodynamické soustavy Země (včetně jejího plynného obalu) není celý zbytek vesmíru, neboť vzhledem k existujícím interakcím je vhodnější za okolí termodynamické soustavy Země považovat jen zbývající prostor sluneční soustavy.

Jako izolovaná soustava se označuje termodynamická soustava, která je od okolí oddělena rozhraním, jež znemožňuje jakoukoli interakci mezi touto soustavou a okolím. Izolovaná soustava nemůže vyměňovat s okolím ani energii, ani látku. Procesy probíhající v izolované soustavě nejsou nijak ovlivňovány okolím a nemají ani žádný vliv na okolí soustavy. Uzavřená soustava je od okolí oddělena rozhraním, které dovoluje výměnu energie (ve formě tepla nebo práce). K výměně látek mezi uzavřenou soustavou a okolím nedochází. Otevřená soustava může s okolím vyměňovat nejen energii (ve formě tepla nebo práce), ale i látku. Látky (složky), které přecházejí z otevřené termodynamické soustavy do okolí a naopak, se označují jako mobilní látky (mobilní složky); látky (složky), které zůstávají v dané termodynamické soustavě a neprocházejí rozhraním do jejího okolí, se označují jako inertní látky (inertní složky).

Termodynamický stav soustavy lze charakterizovat souborem veličin, které se označují jako stavové veličiny. Stavové veličiny, které lze určit v libovolně malé části termodynamické soustavy, se nazývají intenzitní veličiny. Mezi intenzitní veličiny patří například tlak, teplota, hustota, chemické složení fází tvořících danou soustavu a koncentrace složek. Hodnoty intenzitních veličin jsou nezávislé na množství látky v soustavě - při spojení dvou zcela shodných termodynamických soustav do jednoho celku zůstávají intenzitní veličiny nezměněné. Jako extenzitní veličiny se označují stavové veličiny, jejichž hodnota je funkcí látkového množství v soustavě. K extenzitním veličinám patří např. hmotnost, objem, entalpie, volná entalpie nebo vnitřní energie. Extenzitní veličiny jsou aditivní, což znamená, že hodnota určité extenzitní veličiny v celé termodynamické soustavě je rovna součtu hodnot sledované stavové veličiny v jednotlivých částech soustavy.

Pomocí stavových veličin lze popsat stav termodynamické soustavy kdekoli na Zemi nebo ve vesmíru. Děj, při němž se mění hodnota alespoň jedné stavové veličiny, se nazývá termodynamický děj; jinak řečeno, při termodynamickém ději se mění termodynamický stav soustavy.

Jako stabilní termodynamická rovnováha se označuje termodynamický stav soustavy, při němž jsou hodnoty všech stavových veličin konstantní v nekonečně dlouhém časovém úseku. Znamená to tedy, že v takové termodynamické soustavě nedojde ke změně stavových veličin ani po sebedelším čase. Termínem metastabilní termodynamická rovnováha označujeme stav, při němž jsou stavové veličiny rovněž konstantní, avšak jen po omezenou dobu. Metastabilní termodynamická rovnováha je po určité době vystřídána stabilní termodynamickou rovnováhou. Stabilní i metastabilní termodynamická rovnováha je vždy vyvolána vnitřními příčinami. Rovnovážnému stavu termodynamické soustavy se do jisté míry podobá stacionární stav. Stacionární stav je možný jen v otevřené nebo uzavřené soustavě, neboť neměnnost stavových veličin má vnější příčiny (v izolované soustavě není stacionární stav možný, protože při stacionárním stavu musí probíhat výměna energie nebo látky mezi termodynamickou soustavou a okolím).

## 1.2. Fázové pravidlo a fázové diagramy

Fáze je homogenní část heterogenní termodynamické soustavy, která je od ostatních částí této soustavy oddělena rozhraním, v němž se vlastnosti soustavy mění nespojitě, tedy skokem. Fáze je část soustavy, která se od ostatních fází odlišuje fyzikálně a případně i chemicky. Různá skupenství vody jsou různé fáze i při stejném chemickém složení. Chemicky rozdílné látky pevného skupenství jsou různé fáze a rovněž chemicky rozdílné, vzájemně nemísitelné kapaliny jsou různé fáze (např. soustava éter + voda má dvě fáze, neboť promícháme-li tyto dvě kapaliny v kádince, rychle se obě od sebe oddělí a vytvoří dvě samostatné vrstvy). Každá směs plynů je díky jejich povrchové neohraničenosti jen jednou fází. Za různé fáze je nutno považovat i různé polymorfní modifikace téže sloučeniny (např. aragonit a kalcit jsou dvě různé fáze o složení  $\text{CaCO}_3$ ) a také různé alotropické modifikace téhož prvku (např. grafit a diamant nebo různé modifikace síry). Pevné fáze téhož chemického složení se zpravidla označují řeckými písmeny  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  atd., a to postupně od nejvyšeteplotních fází k nížeteplotním (toto pravidlo má však řadu výjimek - např. vysokoteplotní křemen se označuje jako  $\beta$ -křemen, nízkoteplotní křemen jako  $\alpha$ -křemen).

Podle počtu fází v soustavě rozlišujeme homogenní soustavy, které jsou tvořeny jen jednou fází, a heterogenní soustavy, které se skládají nejméně ze dvou fází. Homogenní soustavy se často označují jako jednofázové soustavy; heterogenní soustavy jsou označovány jako vícefázové soustavy.

Chemické složení soustavy a všech fází v soustavě se vyjadřuje pomocí složek (komponent). Složky jsou jednotlivé chemické prvky, skupiny nebo sloučeniny, jejichž chemické vzorce jsou voleny tak, aby bylo možno vyjádřit složení všech fází v soustavě co nejmenším počtem složek. Pokud sledujeme jen určitou část soustavy, často dochází k situaci, že tato část soustavy obsahuje méně fází než celá soustava - v tomto případě lze k vyjádření chemického složení všech fází ve sledované části soustavy použít menšího počtu složek než k vyjádření chemického složení všech fází v celé soustavě (obvykle dochází i k tomu, že k popisu určité části soustavy volíme jiné složky než k popisu celé soustavy). Počet složek je jednou z hlavních charakteristik termodynamické soustavy. Rozlišují se jednosložkové (unární), dvojsložkové (binární), trojsložkové (ternární) a vícesložkové (polykomponentní) soustavy, přičemž vícesložkové soustavy jsou tvořeny minimálně čtyřmi složkami. Příkladem jednosložkové soustavy je na obr. 2 znázorněná část termodynamické soustavy, v níž dochází k polymorfním přeměnám  $\text{SiO}_2$ , neboť složení všech fází ve vyobrazené části soustavy lze vyjádřit jedinou složkou s chemickým vzorcem  $\text{SiO}_2$ . Podobně v části soustavy, v níž sledujeme vzájemné vztahy mezi kyanitem, sillimanitem a andalusitem (obr. 3), lze složení všech tří fází vyjádřit jen jedinou složkou s

chemickým vzorcem  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  - ve sledovaném úseku tedy jde opět o jednosložkovou soustavu a je zcela nevhodné vyjadřovat složení fází této soustavy jiným způsobem (např. pomocí složek  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a  $\text{SiO}_2$  nebo dokonce pomocí složek Al, Si a O). Soustava s fázemi  $\text{CaCO}_3$ , CaO a  $\text{CO}_2$  je dvojsložková, neboť k vyjádření složení všech tří uvedených fází potřebujeme minimálně dvě složky (složení všech tří fází můžeme vyjádřit pomocí složek CaO a  $\text{CO}_2$ ). Další dvojsložkovou soustavou je např. soustava  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (obr. 4) nebo  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (obr. 5).

Pod pojmem počet volností fázové asociace rozumíme počet intenzitních stavových veličin, které je možno v určitém rozpětí spojitě a nezávisle měnit, aniž se změní počet a druh fází rovnovážně koexistujících v dané asociaci. Podle počtu volností rozlišujeme invariantní fázové asociace (počet volností = 0), univariantní fázové asociace (počet volností = 1), divariantní fázové asociace (počet volností = 2), trivariantní fázové asociace (počet volností = 3) atd.

Fázové pravidlo (podle svého autora často označované jako Gibbsovo fázové pravidlo) udává vztah mezi počtem fází a složek v rovnovážné soustavě. Fázové pravidlo je vyjádřeno rovnicí  $F + V = S + 2$ , kde  $F$  = počet koexistujících fází,  $V$  = počet volností a  $S$  = počet složek. Fázové pravidlo tedy říká, že v rovnovážné soustavě je suma fází a volností rovna počtu složek zvětšenému o dvě.

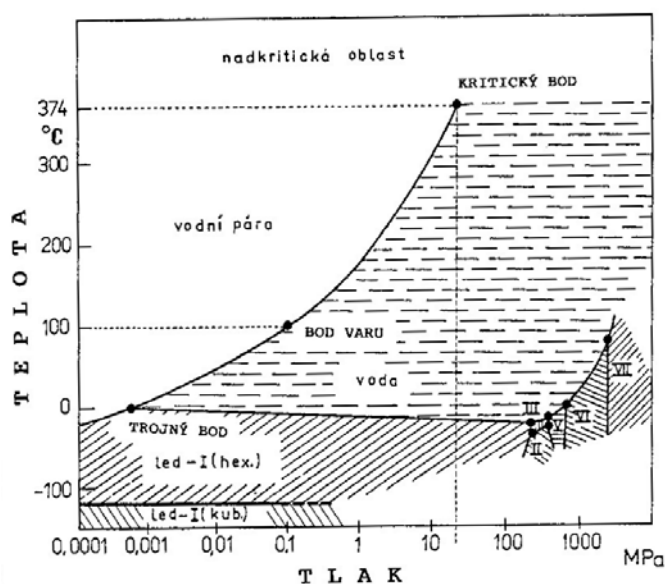
Fázové diagramy jsou n-rozměrné geometrické útvary, do nichž jsou vyneseny rovnovážné fázové asociace (převážně stabilní, výjimečně i metastabilní) jako funkce stavových veličin - zpravidla jde o intenzitní stavové veličiny jako je tlak, teplota, aktivita, fugacita a dále o proměnné vyjadřující chemické složení. Způsob konstrukce a prezentace fázových diagramů je různý. Fázové diagramy jednosložkových soustav jsou poměrně jednoduché, neboť všechny rovnovážné fázové asociace lze znázornit plošným diagramem (jsou zde jen dvě proměnné stavové veličiny, z nichž jedna se vynáší na vodorovnou osu diagramu, druhá na svislou osu diagramu). Pro znázornění dvojsložkové soustavy potřebujeme trojrozměrný (prostorový) diagram, do něž lze vynést již tři proměnné, tj. teplotu, tlak a poměrné zastoupení obou složek soustavy, které vyjádříme jediným molárním zlomkem. U tříložkové soustavy může jít o čtyři proměnné (tlak, teplotu a dva molární zlomky). Fázové diagramy složitých soustav se třemi a více proměnnými se vhodným způsobem redukuje nebo se rozkládají do několika grafů, které např. vyjadřují příslušné závislosti při určité konstantní teplotě (jde o tzv. izotermální řezy) nebo při určitém konstantním tlaku (jde o tzv. izobarické řezy) apod.

### Jednosložkové soustavy

Jednosložkové soustavy reprezentují různé skupenské stavy jedné složky nebo různé modifikace určité látky spolu s různými skupenskými stavy. Úplné fázové diagramy jednosložkových soustav jsou dvojrozměrné a jejich proměnnými jsou tlak a teplota.

Příkladem fázového diagramu jednosložkové soustavy je na obr. 1 znázorněný fázový diagram  $\text{H}_2\text{O}$ . Tento diagram byl sestaven na základě experimentů, během nichž se při postupně měnící teplotě a postupně měnícím tlaku zjišťovalo, jaké fáze jsou za daných podmínek v soustavě  $\text{H}_2\text{O}$  přítomny. Pokud byly zjištěny dvě nebo i tři koexistující fáze, byl do grafu vynesena bod o souřadnicích odpovídajících hodnotám obou intenzitních veličin. Experimentálně bylo takto získáno velké množství bodů, jejichž spojením vznikly tzv. univariantní křivky, které jsou znázorněny na obr. 1. Tyto křivky oddělují pole stabilit jednotlivých fází (např. pole vodní páry od pole vody ve skupenství kapalném). - Předpokládejme nyní, že hodnota tlaku je 1 MPa a teplota 100 °C. V jaké podobě je  $\text{H}_2\text{O}$  v soustavě přítomna? Z fázového diagramu je zřejmé, že za těchto termodynamických podmínek je

$H_2O$  stabilní jedině v kapalném stavu, tj. v podobě vody. Velikost tlaku můžeme nyní měnit v určitém intervalu hodnot a stejně tak můžeme měnit v určitém intervalu i teplotu, aniž by došlo k fázové změně. Za výše uvedených termodynamických podmínek je v této soustavě stabilní jen jedna fáze; jinak řečeno (i když to zní podivně), stabilní fázová asociace je tvořena jednou fází. Je to dáno platností fázového pravidla, neboť v tomto případě  $V = 2$  (jde o divariantní fázovou asociaci, protože v určitém rozpětí se zde nezávisle na sobě mohou měnit dvě intenzitní stavové veličiny),  $S = 1$  (jde o jednosložkovou soustavu) a tudíž počet koexistujících fází ( $F$ ) musí být roven 1. Všimněme si nyní univariantní křivky, která na obr. 1 odděluje pole páry a pole vody. Pokud bude teplota a tlak odpovídat libovolnému bodu, jenž leží na této křivce, bude fázová asociace tvořena párou a vodou (tj. fázemi, jejichž pole stability tato křivka odděluje). Na této křivce je vyznačen bod varu vody při tlaku 0,1 MPa a teplotě 100 °C. Je obecně známo, že bod varu závisí na tlaku. Např. ve vysokohorských oblastech, kde je výrazně nižší atmosférický tlak, dochází k varu vody při nižší teplotě; naopak při vyšším tlaku (např. v Papinově hrnci) voda vře při vyšší teplotě. Máme-li tedy fázovou asociaci pára+voda a chceme-li ji uchovat i při změně jedné intenzitní veličiny (např. teploty), pak musíme určitým způsobem změnit i druhou stavovou veličinu (v našem případě tlak). Fázová asociace pára+voda tedy představuje univariantní fázovou asociaci (změna jedné intenzitní stavové veličiny vyžaduje určitou změnu druhé intenzitní stavové veličiny). I v tomto případě se projevuje platnost fázového pravidla: jde o univariantní fázovou asociaci ( $V = 1$ ) v jednosložkové soustavě ( $S = 1$ ), a proto je fázová asociace tvořena dvojicí fází ( $F = 2$ ).



Obr. 1. Fázový diagram  $H_2O$ .

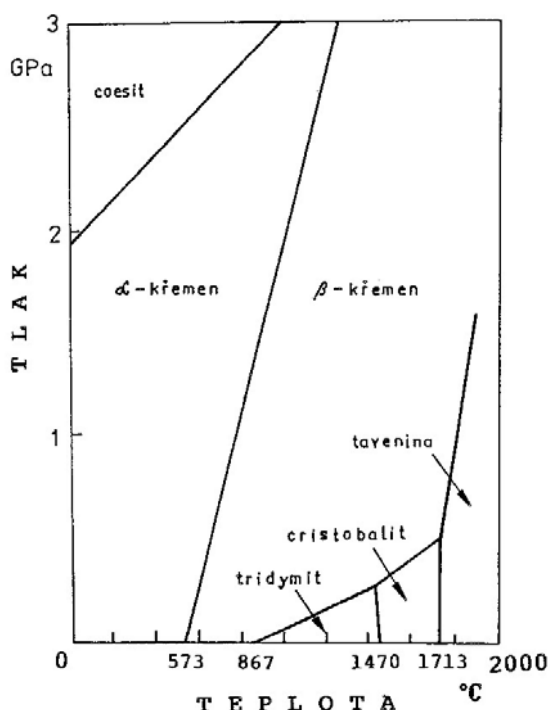
V levé dolní polovině obr. 1 se v bodě zvaném trojný bod stýká pole vodní páry s polem vody a polem ledu (jde o hexagonální led I). Souřadnice tohoto trojného bodu jsou následující: teplota 0,0099 °C, tlak 0,00061 MPa. Experimenty ukazují, že v tomto trojném bodě mohou vedle sebe skutečně existovat v rovnováze tři fáze: led, kapalná voda a vodní pára. Jakákoli změna teploty, tlaku nebo obou veličin způsobí vymizení nejméně jedné fáze. V pravé dolní polovině obr. 1 lze najít šest dalších trojných bodů, v nichž koexistuje voda společně s dvojicí různých modifikací ledu nebo v nichž koexistují 3 různé modifikace ledu (na obrázku označené římskými číslicemi). Počet koexistujících fází v trojném bodě ( $F = 3$ ) je v souladu s fázovým pravidlem, neboť  $V = 0$  (invariantní fázová asociace) a  $S = 1$ .

Fázový diagram jednosložkové soustavy  $\text{SiO}_2$  je uveden na obr. 2. Z tohoto diagramu je např. zřejmé, že při atmosférickém tlaku je  $\alpha$ -křemen stabilní modifikací až do teploty  $573^\circ\text{C}$ ,  $\beta$ -křemen je stabilní v teplotním intervalu  $573$  až  $867^\circ\text{C}$  atd.; při teplotě nad  $1713^\circ\text{C}$  je v soustavě  $\text{SiO}_2$  stabilní tavenina. Zcela v souladu s fázovým pravidlem v soustavě  $\text{SiO}_2$  platí:

a/ za termodynamických podmínek, kdy je soustava divariantní (teplota a tlak odpovídá libovolnému bodu ležícímu v některém z polí stability), je stabilní jen jedna fáze;

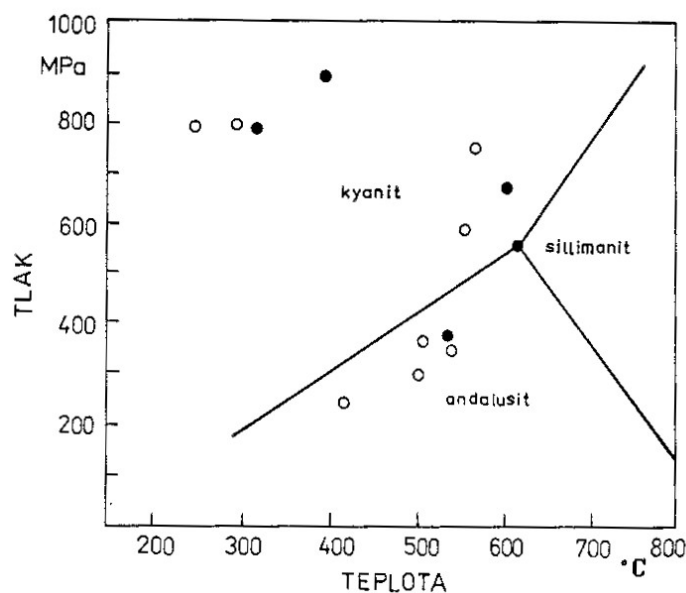
b/ za termodynamických podmínek, kdy je soustava univariantní (tlak a teplota odpovídá libovolnému bodu ležícímu na některé univariantní křivce), má stabilní fázová asociace dvě fáze;

c/ za termodynamických podmínek, kdy je soustava invariantní (tlak a teplota odpovídá některému z trojných bodů), je stabilní fázová asociace tvořena trojicí fází.



Obr. 2. Fázový diagram  $\text{SiO}_2$ .

Na obr. 3 je uveden výsek fázového diagramu  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , v němž jsou vyznačena pole stability kyanitu, andalusitu a sillimanitu. Poloha trojného bodu je podle různých autorů odlišná (na obr. 3 je vyznačeno 12 různých poloh trojného bodu, univariantní křivky jsou pro přehlednost zakresleny jen u jednoho z trojných bodů). V metamorfitech se asociace kyanit+andalusit+sillimanit vyskytuje poměrně často. Pokud jsme schopni prokázat, že tyto tři minerály vznikly současně a že v době vzniku byly v rovnováze, můžeme tvrdit, že se hornina vytvořila za podmínek blízkých trojnému bodu. Na obr. 3 je však trojných bodů více a je obtížné posoudit, který z nich je nejbližší reálnému stavu.

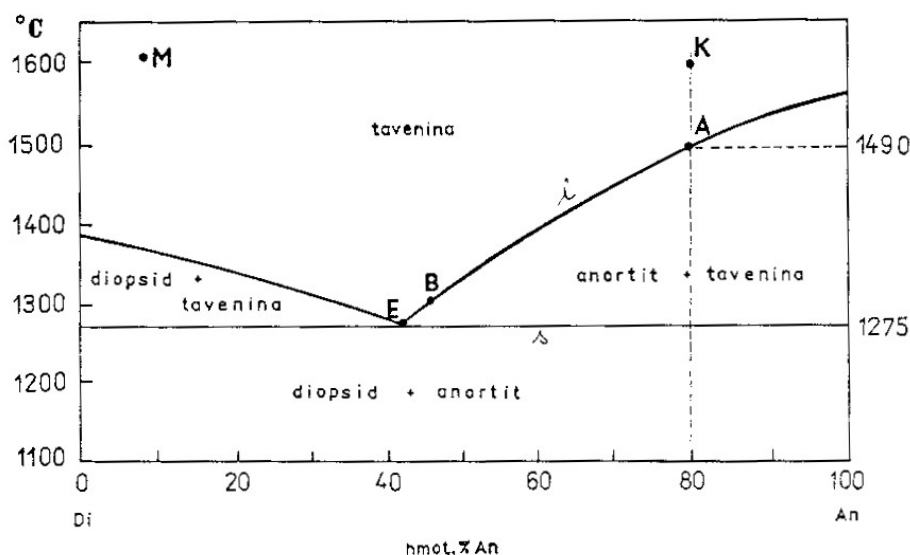


Obr. 3. Fázový diagram  $Al_2SiO_5$  s poli stability kyanitu, andalusitu a sillimanitu. Poloha trojného bodu je podle výsledků různých autorů různá - trojné body označené plnými kroužky byly určeny experimentálně, trojné body označené prázdnými kroužky byly určeny výpočtem, příp. jinými metodami.

### Dvojsložkové soustavy

Ve dvojsložkových soustavách mají invariantní asociace čtyři fáze, univariantní asociace mají tři fáze, divariantní asociace mají dvě fáze a trivariantní asociace mají jednu fázi. Úplný fázový diagram dvojsložkové soustavy je trojrozměrný. Jeho proměnnými jsou tlak ( $p$ ), teplota ( $T$ ) a poměr mezi oběma složkami ( $X$ ), jenž může být vyjádřen v hmotnostních jednotkách, molárních zlomcích i jinak. Složitější trojrozměrné diagramy (označované jako  $pTX$ -diagramy) bývají značně nepřehledné, a proto jsou zpravidla publikovány řezy těmito diagramy - časté jsou izobarické řezy (označované jako  $TX$ -diagramy) a diagramy, jejichž proměnnými jsou tlak a teplota (jde o  $pT$ -diagramy).

Mnoho fázových diagramů, z nichž jsou zřejmé rovnováhy v systému tavenina - pevná fáze, je konstruováno jako izobarické řezy, jejichž proměnnými jsou  $T$  a  $X$ . Vzhledem k tomu, že v těchto řezech je tlak konstantní, je nutno fázové pravidlo platné pro tyto řezy modifikovat do podoby  $F + V = S + 1$  (touto úpravou jsme snížili počet stupňů volnosti o 1, což odpovídá izobarickým podmínkám). U izobarických řezů by měla být vždy uvedena velikost tlaku. Tlak je zpravidla uveden v pascálech (obvykle v MPa nebo GPa), ale někdy v barech ( $1 \text{ bar} = 0,1 \text{ MPa}$ ) a ve starší literatuře v torrech ( $1 \text{ torr} = 133,322 \text{ Pa}$ ) nebo atmosférách ( $1 \text{ atm} = 760 \text{ torr} = 101\,325 \text{ Pa} \approx 0,1 \text{ MPa}$ ). Pokud není tlak uveden, je jeho hodnota zpravidla  $0,1 \text{ MPa}$ .

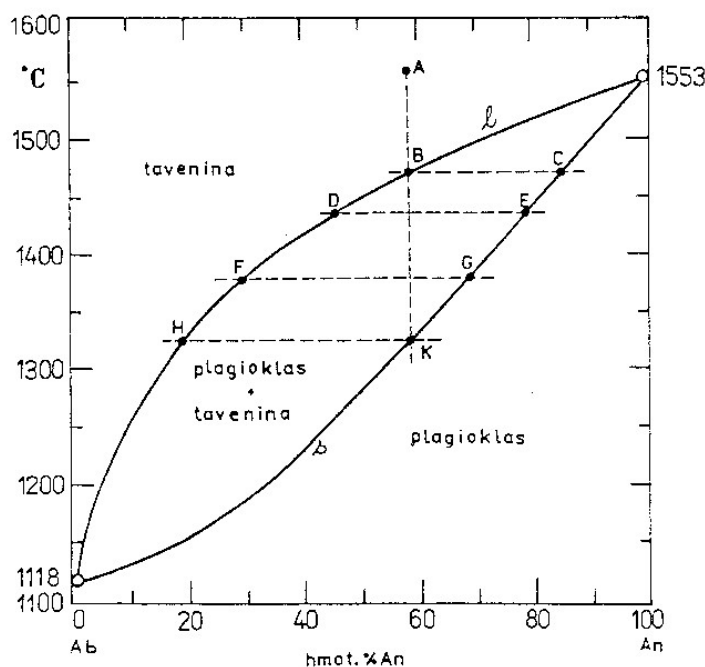


Obr. 4. Binární eutektická soustava diopsid (Di) - anortit (An).

Na obr. 4 je znázorněna binární eutektická soustava, která je tvořena složkou  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  (diopsid - Di) a složkou  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (anortit - An). Přesněji řečeno, na obr. 4 je znázorněn izobarický řez neboli TX-řez ( $p = 0,1 \text{ MPa}$ ) soustavou  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ . Pole stabilních asociací jsou oddělena křivkou likvidu (l) a linií solidu (s). Křivka likvidu vyjadřuje v TX-řezu závislost existence „čisté“ kapalně fáze (tj. taveniny bez krystalů) na teplotě a složení soustavy - křivka likvidu určuje spodní hranici stability taveniny bez krystalů. Křivka likvidu rovněž udává složení taveniny, která je v rovnováze s pevnou fází při různých teplotách. Např. při poklesu teploty taveniny od hodnoty  $1490 \text{ }^\circ\text{C}$  (bod A na křivce likvidu) k hodnotě  $1300 \text{ }^\circ\text{C}$  (bod B na křivce likvidu), bude z taveniny vznikat stále více krystalů anortitu a tavenina se tak při poklesu teploty bude o složku An neustále ochuzovat. Jestliže při teplotě  $1490 \text{ }^\circ\text{C}$  měla tavenina složení  $\text{An}_{80}\text{Di}_{20}$  (tj. 80 % anortitové složky a 20 % diopsidové složky), bude mít tavenina o teplotě  $1300 \text{ }^\circ\text{C}$  složení  $\text{An}_{46}\text{Di}_{54}$ . Křivka solidu je v binární eutektické soustavě izotermální linie (v případě obr. 4 jde o linii rovnoběžnou s vodorovnou osou), pod níž nemůže v soustavě existovat kapalná fáze. Jako eutektický bod se označuje průsečík křivek likvidu a solidu. V eutektickém bodě je stabilní asociace tvořena trojicí fází: diopsidem, anortitem a taveninou, jejíž složení je  $\text{An}_{42}\text{Di}_{58}$ , což lze zjistit z grafu na obr. 4 (eutektický bod je označen písmenem E). Eutektická teplota (teplota eutektického bodu) soustavy  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  je  $1275 \text{ }^\circ\text{C}$  (samozřejmě za daného tlaku  $0,1 \text{ MPa}$ ). Jako eutektická směs se označuje směs složek v poměru, který odpovídá složení eutektického bodu. Za konstantního tlaku má eutektická směs nejnižší bod tání ze všech směsí, které mohou v dané soustavě existovat. - Sledujme nyní průběh krystalizace taveniny v soustavě  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  v závislosti na zvolna klesající teplotě (při konstantním tlaku  $0,1 \text{ MPa}$ ). Složení výchozí taveniny je  $\text{An}_{80}\text{Di}_{20}$  a její teplota je  $1600 \text{ }^\circ\text{C}$  - bod odpovídající uvedeným hodnotám X a T je na obr. 4 označen písmenem K. Při snižování teploty až k hodnotě  $1490 \text{ }^\circ\text{C}$  nedojde k žádné změně ve složení fázové asociace (složení taveniny bude stále stejné). Při teplotě  $1490 \text{ }^\circ\text{C}$  začne z taveniny krystalizovat anortit a v soustavě budou v rovnováze dvě fáze: tavenina+anortit. V teplotním intervalu  $1490$  až  $1275 \text{ }^\circ\text{C}$  bude krystalizace anortitu pokračovat a obsah anortitové složky v tavenině se bude postupně snižovat - složení taveniny při libovolné teplotě ležící v tomto intervalu lze zjistit z průběhu křivky likvidu (např. tavenině o teplotě  $1300 \text{ }^\circ\text{C}$  odpovídá bod B a složení taveniny v tomto bodě lze odečíst na vodorovné ose diagramu -  $\text{An}_{46}\text{Di}_{54}$ ). Při teplotě  $1275 \text{ }^\circ\text{C}$  (bod E) bude poměr mezi složkami An a Di v tavenině odpovídat složení eutektické směsi ( $\text{An} : \text{Di} = 42 : 58$ ).



Při dalším poklesu teploty pod 1275 °C proběhne současná krystalizace diopsidu a anortitu. Výsledkem celého popsání procesu je vznik krystalické masy, která je tvořena relativně velkými individui anortitu (vytvořenými v průběhu krystalizace při teplotě nad 1275 °C) a drobnými zrny diopsidu a anortitu (vytvořenými utuhnutím eutektické směsi při poklesu teploty pod 1275 °C). Průměrné složení této krystalické masy bude 80 hmot. % anortitu a 20 hmot. % diopsidu a bude tedy zcela odpovídat chemickému složení výchozí taveniny. Pokud bude ve výchozí tavenině obsah diopsidové složky vyšší než v eutektické směsi (např. bude odpovídat bodu M na obr. 4), potom při ochlazování taveniny začne nejprve krystalizovat diopsid, a to při teplotě, kterou můžeme snadno zjistit na křivce likvidu. Při dalším ochlazování soustavy bude krystalizace diopsidu pokračovat a tavenina se tak bude postupně ochuzovat o diopsidovou složku. Při teplotě shodné s eutektickou teplotou (1275 °C) bude složení taveniny odpovídat složení eutektické směsi. Při poklesu teploty pod 1275 °C tato tavenina utuhne. Výsledkem celého procesu krystalizace bude krystalická masa tvořená relativně velkými individui diopsidu a drobnými zrny diopsidu a anortitu.



Obr. 5. Binární soustava albit ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) - anortit ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

Na obr. 5 je znázorněn TX-řez ( $p = 0,1 \text{ MPa}$ ) binární soustavou, která je tvořena albitovou složkou Ab ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) a anortitovou složkou An ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). Je to příklad soustavy, v níž dochází k dokonalému (neomezenému) mísení obou složek v souvislé řadě pevných roztoků - v soustavě  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  jsou pevné roztoky označovány jako plagioklasy (živce plagioklasové řady). V průběhu krystalizace není vykrystalizovaný minerál při změně fyzikálních podmínek nahrazován jiným, strukturně odlišným minerálem; během krystalizace v této soustavě se složení pevné fáze (pevného roztoku) mění spojitě (kontinuálně). Na obr. 5 vymezují křivky likvidu (l) a solidu (s) oblast, v níž vedle sebe existuje pevná fáze a tavenina; nad křivkou likvidu se může vyskytovat jen tavenina, pod křivkou solidu může být přítomna pouze pevná fáze. V průběhu krystalizace odpovídá tavenině určitého složení vždy pevná fáze (pevný roztok) určitého složení. Tavenině o složení B odpovídá pevná fáze o složení C, tavenině o složení D odpovídá pevná fáze E, tavenině o složení F odpovídá pevná fáze G atd. Současně dochází k výměnným reakcím mezi taveninou a dříve vytvořenými krystaly a mění se složení těchto krystalů - dochází k difúzi, která vede k tomu, že při postupu krystalizace od bodu

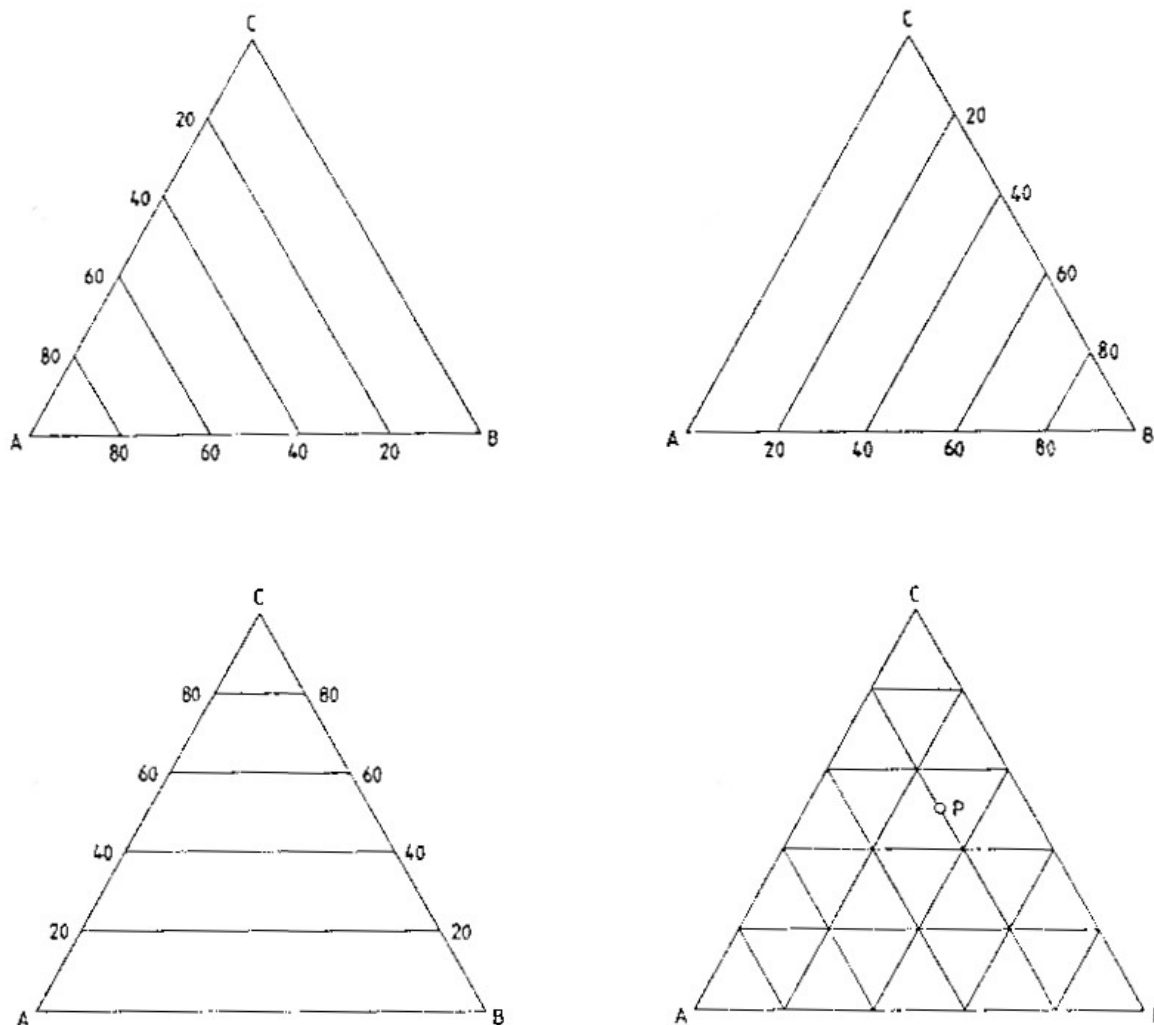
B do bodu H se kontinuálně mění složení pevné fáze (jakmile tavenina dospěje např. do bodu F, budou mít krystaly složení odpovídající bodu G). V průběhu krystalizace od bodu B do bodu H se bude nejen měnit složení taveniny (tavenina se bude obohacovat složkou s nižším bodem tání, tj. složkou  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), ale bude se také zmenšovat její množství. V bodě H utuhne i poslední zbytek taveniny, neboť tomuto bodu odpovídají krystaly o složení K, které je totožné se složením výchozí taveniny. Výsledkem krystalizace v této soustavě by tedy měla být krystalická masa tvořená homogenními krystaly, jejichž chemické složení je shodné se složením výchozí taveniny. Ochlazováním taveniny o teplotě a složení odpovídající bodu A a její následnou krystalizací vznikají krystaly plagioklasu, jejichž chemické složení se v průběhu krystalizace mění, přičemž výsledným produktem krystalizace jsou krystaly plagioklasu, jejichž chemické složení je totožné se složením výchozí taveniny; teplotu počátku krystalizace taveniny určíme na křivce likvidu (jde o teplotu odpovídající bodu B), teplotu ukončení krystalizace zjistíme z křivky solidu (bod K). - Jak již bylo uvedeno, v průběhu krystalizace se složení pevné fáze mění v závislosti na složení taveniny. Mezi taveninou a pevnou fází proto musí v průběhu krystalizace docházet k výměně iontů  $\text{Si}^{4+}$  za  $\text{Al}^{3+}$  a současně k výměně iontů  $\text{Na}^+$  za  $\text{Ca}^{2+}$ . To vyžaduje difúzi uvedených iontů v tavenině, v krystalech i na fázovém rozhraní krystal-tavenina. Čím větší budou krystaly, čím viskoznější bude tavenina a čím rychleji bude klesat teplota taveniny, tím více bude znesnadňováno nastolení rovnováhy mezi taveninou a krystaly (k výměně iontů mezi taveninou a krystaly nebude docházet v potřebném rozsahu). Například v magmatických horninách jsou zpravidla přítomny výrazně nehomogenní plagioklasy, jejichž individua mají zonální stavbu, z níž je zřejmé, že v průběhu krystalizace nebylo dosaženo rovnováhy mezi krystaly a taveninou (podíl složky An v těchto krystalech často klesá ve směru od centra k okraji krystalu).

### Trojsložkové a vícesložkové soustavy

V trojsložkových soustavách mají invariantní asociace po pěti fázích, univariantní po čtyřech, divariantní po třech, trivariantní po dvou a asociace se čtyřmi volnostmi mají jen po jedné fázi. Asociace s 5 nebo více volnostmi nejsou v trojsložkových soustavách možné. U vícesložkových soustav lze počet koexistujících fází v závislosti na počtu volností vypočítat pomocí Gibbsova fázového pravidla.

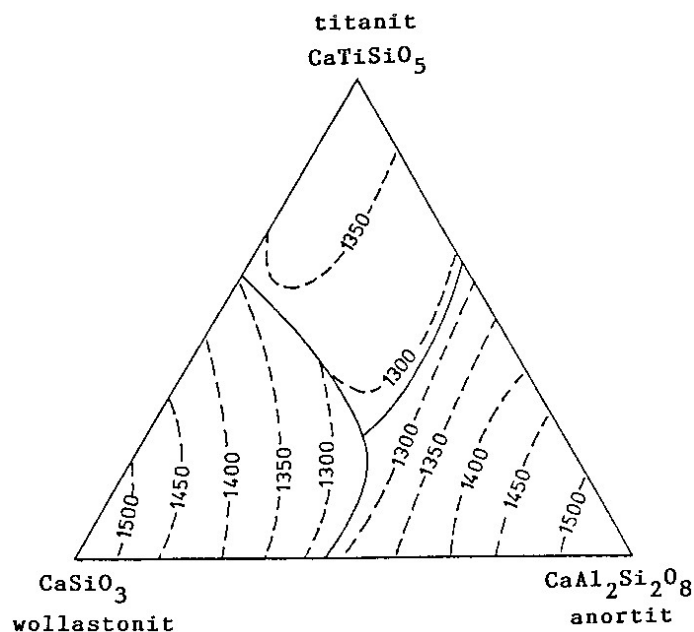
Úplné fázové diagramy trojsložkových soustav jsou velmi komplikované a nelze je sestavit ani v perspektivní projekci; poměrně složité jsou i izobarické řezy ( $p = \text{konst.}$ ) nebo izotermální řezy ( $T = \text{konst.}$ ). Fázové diagramy vícesložkových soustav jsou pochopitelně ještě komplikovanější.

V diagramech trojsložkových soustav je chemické složení obvykle znázorněno chemografickou základnou, která má tvar rovnostranného trojúhelníka. Složení fází v tomto trojúhelníku se vyznačuje v tzv. baricentrických souřadnicích. Každý vrchol trojúhelníka představuje 100 % jedné složky a protilehlá strana 0 % této složky. Podíl každé ze složek tvořících danou fázi je určen vzdáleností bodu vyjadřujícího složení této fáze od příslušného vrcholu trojúhelníka (čím je vzdálenost bodu od vrcholu trojúhelníka větší, tím je podíl příslušné složky menší); součet všech složek tvořících danou fázi je vždy 100 % (obr. 6).



Obr. 6. Chemografická základna k vyjádření složení fází v ternární soustavě A-B-C. V trojúhelníku označeném písmenem a je naznačen způsob vyjádření obsahu složky A: Na straně BC je obsah složky A roven 0, na zázorněných rovnoběžkách se stranou BC je obsah složky A v výši 20, 40, 60 a 80 % (obsah složky A roste se vzdáleností od strany BC); v bodě A je obsah složky A 100 %. Z trojúhelníků označených písmeny b a c je zřejmý způsob vyjádření obsahu složek B a C. V chemografické základně označené písmenem d je vyjádřeno složení fáze P - tato fáze obsahuje 20 % složky A, 30 % složky B a 50 % složky C.

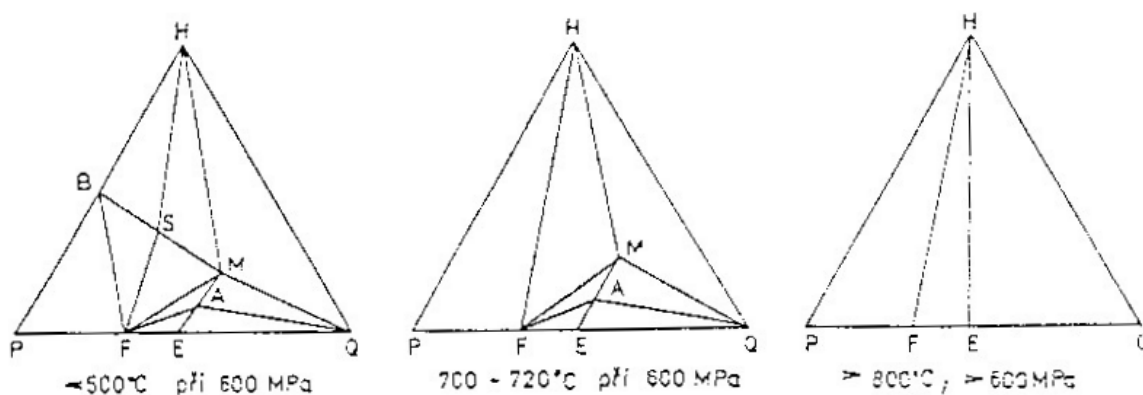
Na obr. 7 je znázorněna poměrně jednoduchá ternární soustava  $\text{CaSiO}_3$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{CaTiSiO}_5$  v plošném diagramu, který vyjadřuje závislost teploty tání (resp. krystalizace) na obsahu jednotlivých složek (při konstantním tlaku 0,1 MPa). Přerušované čáry na tomto diagramu představují izotermy tání (krystalizace). Dvojice složek tvoří binární eutektické směsi a všechny tři složky společně tvoří ternární eutektikum - teplota tuhnutí (resp. tání) ternární eutektické směsi v soustavě  $\text{CaSiO}_3$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{CaTiSiO}_5$  je 1245 °C (ternární eutektický bod je na obr. 7 označen písmenem E).



Obr. 7. Ternární soustava  $\text{CaSiO}_3\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-CaTiSiO}_5$ .

### 1.3. Paragenetické diagramy

Termínem paragenese se označuje společný výskyt minerálů vytvořených současně nebo postupně během jednoho nerostotvorného procesu. Paragenetický diagram vyjadřuje podmínky koexistence určitých minerálů v dané soustavě. Na obr. 8 je trojice paragenetických diagramů soustavy  $\text{H}_2\text{O-SiO}_2\text{-MgO}$ . V těchto diagramech jsou vyznačeny možné nerostné paragenese, které jsou stabilní za určitých termodynamických podmínek; jednotlivé minerály a složky jsou v těchto diagramech znázorněny body, které byly vyneseny pomocí baricentrických souřadnic. Z diagramů na obr. 8 lze např. vyčíst, že při teplotě  $900^\circ\text{C}$  může být v soustavě  $\text{H}_2\text{O-SiO}_2\text{-MgO}$  v závislosti na poměru jednotlivých složek přítomna paragenese vodní pára+periklas+forsterit nebo vodní pára+forsterit+enstatit nebo vodní pára+enstatit+křemen (paragenese vodní pára+periklas+enstatit nebo vodní pára+periklas+křemen nemohou za daných podmínek existovat). S poklesem teploty roste v soustavě  $\text{H}_2\text{O-SiO}_2\text{-MgO}$  počet minerálů, v jejichž struktuře jsou přítomny skupiny OH. Příslušné koexistující fáze lze z diagramu snadno zjistit.



Obr. 8. Paragenetické diagramy soustavy  $\text{H}_2\text{O-SiO}_2\text{-MgO}$ . Vysvětlivky: P=periklas  $\text{MgO}$ , Q=křemen  $\text{SiO}_2$ , H=vodní pára  $\text{H}_2\text{O}$ , F=forsterit  $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ , E=enstatit  $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ , S=serpentin  $\text{Mg}_6[(\text{OH})_8|\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ , A=antofylit  $\text{Mg}_7[(\text{OH})|\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ , M=mastek  $\text{Mg}_3[(\text{OH})_2|\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ .

## 2. Nerostotvorné procesy

Nerostotvorné (minerogenetické) procesy (tj. procesy vedoucí ke vzniku minerálů) lze rozdělit do dvou hlavních skupin. Jde o skupinu endogenních (hypogenních) nerostotvorných procesů a o skupinu exogenních (hypergenních nebo supergenních) nerostotvorných procesů. Endogenní nerostotvorné procesy jsou spjaty s vnitřními geologickými silami. Do této skupiny patří především magmatické, metamorfní a hydrotermální nerostotvorné procesy; endogenní procesy probíhají zejména ve svrchním plášti a v zemské kůře. Exogenní nerostotvorné procesy jsou vyvolávány vnějšími geologickými silami a dochází k nim v připovrchových částech zemské kůry, v hydrosféře a atmosféře. K exogenním nerostotvorným procesům patří zejména některé procesy probíhající při zvětrávání hornin a při vzniku sedimentů.

### 2.1. Magmatické procesy

Termínem magmatický proces označujeme soubor pochodů, které vedou ke vzniku magmatických hornin. Magmatický proces zahrnuje vznik magmatu natavením nebo roztavením pevných hornin, jeho výstup do svrchních částí zemské kůry (případně až na zemský povrch), jeho diferenciaci a krystalizaci. Magma je přírodní, zpravidla silikátová tavenina. Hlavními složkami magmatu jsou  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$ ; v určitém množství je v magmatu rozpuštěna voda. Uvedené složky jsou základem většiny minerálů magmatických (vyvřelých) hornin. Existují však i magmata zcela odlišného chemického složení (např. karbonátové či sulfidické taveniny). V určitém množství je v magmatu přítomna plynná fáze - jde především o  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$  a  $\text{N}_2$  (tyto látky jsou zčásti absorbovány v kapalně fázi, zčásti jsou v ní chemicky vázány). Magma může obsahovat do cca 10 % pevné fáze - jde buď o minerály, které se vytvořily v průběhu počáteční krystalizace magmatu, nebo jde o pevnou fázi, která je relítkem (zbytkem) původní horniny, jejímž částečným roztavením magma vzniklo.

Geologové se dosud neshodli na tom, kolik existuje základních výchozích magmat, jejichž dalším vývojem vznikají magmatické taveniny různého složení. Jak již bylo uvedeno, jsou magmata zpravidla silikátové taveniny. Podle chemického složení lze v zásadě rozlišit čtyři základní typy magmat: bazické magma (často označované jako bazaltové magma), kyselé magma (granitové magma), dále i magma intermediárního složení (andezitové magma) a ultrabazické (pikritové) magma.

Primární bazaltové magma vzniká částečným natavením pyrolitu, tj. hypotetické horniny tvořící svrchní plášť (pyrolit je složen z pyroxenu a olivínu v poměru 1 : 3). Experimentální výzkumy ukazují, že tavením pyrolitu za vysokého tlaku se zhruba 1/3 objemu pyrolitu změnilo v bazické magma a zbývající zhruba 2/3 objemu se přeměnilo na zbytkový peridotit s čočkami eklogitu.

K vytavování bazických magmat z pyrolitu dochází ve svrchním plášti v hloubkách 100 až 250 km při teplotě 1300 - 1500 °C a tlaku 3 až 6 GPa. Vzhledem k tomu, že bazické magma má relativně nízkou hustotu (ve srovnání s peridotity a eklogity), dochází k výstupu tohoto magmatu do zemské kůry a ve svrchním plášti zůstávají zbytkové peridotity a eklogity. Takto vytvořené bazické magma se často označuje jako juvenilní bazické magma. K výstupu těchto magmat dochází především podél riftových zón (např. na středoocéánských hřbetech či kontinentálních riftech).

Původně se předpokládalo, že kyselé magma vzniká diferenciací primárního bazického magmatu. Tento způsob vzniku kyselých magmat je sice možný, avšak jen v omezeném rozsahu (pro úplnost je nutno dodat, že podle výsledků některých experimentů se kyselá magmata takto

tvořit nemohou). V současné době je geneze kyselých magmat převážně vysvětlována anatexí (tj. natavením) korového materiálu tvořeného staršími sedimentárními, metamorfovanými nebo magmatickými horninami; při anatexi dochází ke vzniku taveniny granitoidního složení. Takto vytvořené magma se označuje jako anatektické granitové magma. K anatexi dochází v zemské kůře v hloubkách zpravidla 5 až 20 km a při teplotách 600 až 800 °C.

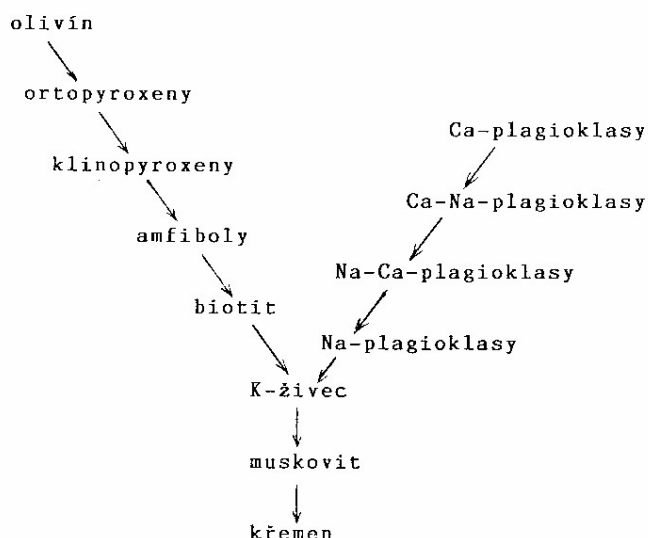
Existence následujících typů primárních magmat už není tak jednoznačná. Primární ultrabazické magma se tvoří ve svrchním plášti při procesech, které jsou dosud nejasné. Některá ultrabazická magmata však zcela nepochybně vznikla odštěpením od juvenilních bazických magmat, a proto je nelze považovat za primární. Pokud jde o magma intermediárního složení, bylo experimentálně prokázáno, že toto magma může vznikat za velmi vysokých teplot vytavováním z hornin svrchního pláště. Magmata intermediárního složení se také mohou formovat z bazických magmat během diferenciačních procesů probíhajících v zemské kůře. Většina intermediárních magmat však patrně vzniká přetavením hornin zemské kůry.

Primární magma prochází během svého výstupu svrchním pláštěm a zemskou kůrou významnými změnami, jejichž výsledkem je vznik mnoha látkově odlišných magmatických hornin. Tyto změny souvisí s velkým komplexem složitých fyzikálně chemických procesů, které se souhrnně označují jako diferenciace magmatu. K základním diferenciačním procesům patří likvace, frakční krystalizace, gravitační diferenciace, filtrační diferenciace, oddělení plynné fáze a asimilace.

Termínem likvace se označuje rozdělení původně homogenní taveniny na dvě vzájemně nemísitelné taveniny (např. na silikátovou taveninu a sulfidickou taveninu, ale může jít i o rozdělení magmatu na dvě rozdílné silikátové taveniny). K oddělení sulfidické taveniny od silikátové dochází při ochlazení magmatu zhruba na teplotu 1500 °C. Oddělující se sulfidická tavenina se shlukuje do kapek, které vlivem vyšší hustoty klesají do spodních částí magmatického tělesa (jde o gravitační diferenciaci), kde se mohou koncentrovat a tak nakonec vytvořit akumulace vtroušeninových až masívních sulfidických rud - rudní ložiska tohoto typu se označují jako likvační ložiska. Je pochopitelné, že teplota oddělení sulfidické a silikátové taveniny závisí na složení magmatu (k oddělení obou tavenin může dojít při teplotách značně nižších než uvedených 1500 °C, avšak rozhodně vyšších než je teplota krystalizace horninotvorných silikátů ze silikátové taveniny). Utuhnutí sulfidické taveniny probíhá až při poměrně nízkých teplotách (200 až 600 °C); hlavními produkty krystalizace sulfidické taveniny jsou sulfidy Fe, Cu, Co a Ni (především pyrhotin, chalkopyrit a pentlandit). Z hlediska vývoje magmatu má likvace zpravidla jen nepatrný význam (v poslední době je její existence často zpochybňována).

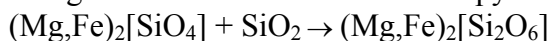
Frakční krystalizace (někdy též označovaná jako krystalizační diferenciace) má zásadní význam při diferenciaci magmatu. V průběhu frakční krystalizace dochází k vylučování minerálů z magma-tické taveniny v určitém pořadí, které je dáno zákony fázových rovnováh. Vyloučením určitého minerálu z taveniny se mění její chemické složení, což znamená, že později vyloučené minerály budou vznikat z taveniny odlišného složení a že tedy budou mít jiné chemické složení než dříve vykrystalované minerály.

Při ochlazení magmatu na přibližně 1500 °C může dojít nejen k likvacii, ale i ke krystalizaci prvních minerálů ze silikátové taveniny. Toto vývojové stadium magmatu, při němž krystalizují první minerály, se označuje jako počáteční krystalizace. V závislosti na složení magmatu vznikají během počáteční krystalizace nejčastěji oxidické rudní minerály (chromit, magnetit), zirkon nebo titanit.

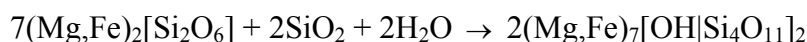


Obr. 9. Bowenovo reakční schéma.

V závěru počáteční krystalizace (při teplotě 1000 až 1200 °C, příp. v závislosti na podmínkách i při teplotách nižších) začínají krystalizovat první horninotvorné minerály (silikáty) a začíná tak stadium hlavní krystalizace. Horninotvorné minerály z magmatické taveniny krystalizují v určitém pořadí. V učebnicích geologie bývá postup krystalizace magmatu znázorňován schematem, které se podle svého autora nazývá Bowenovo reakční schéma (obr. 9). Toto schéma je složeno ze dvou reakčních sérií. Levá strana schematu představuje tzv. diskontinuální sérii, jejíž minerály (tj. olivín, pyroxeny, amfiboly a biotit) mají zcela odlišný typ krystalové struktury. Pravá strana schematu představuje tzv. kontinuální sérii, která je tvořena fyzikálně i chemicky blízkými minerály (členy plagioklasové řady). Obě série se spojují a schéma je zakončeno trojicí minerálů (K-živcem, muskovitem a křemenem), které však netvoří reakční sérii. Termínem reakční série v tomto schematu vyjadřujeme skutečnost, že minerál ležící v určité reakční sérii výše (tj. krystalizující z taveniny dříve) může při dalším postupu krystalizace reagovat s taveninou a může být nahrazen minerálem ležícím v této sérii níže. Např. olivín (tj. nedříve vznikající minerál diskontinuální série) se při dalším průběhu krystalizace stává nestabilním a reaguje s magmatickou taveninou za vzniku pyroxenu v souladu s rovnicí



Pyroxen se však při dalším postupu krystalizace může měnit na amfibol reakcí



Bowenovo reakční schéma nemá obecnou platnost. Pouze velmi zjednodušeně vyjadřuje postup krystalizace jednoho typu magmatické taveniny za určitých podmínek. V žádném případě nelze toto schéma chápat tak, že by krystalizace výchozího ultrabazického magmatu (začínající olivínem) mohla být zakončena vznikem křemene. K ukončení hlavní krystalizace dochází v závislosti na mnoha faktorech obvykle v teplotním intervalu 1000 až 600 °C.

Posloupnost vzniku minerálů v průběhu ochlazování a krystalizace magmatické taveniny (lávy) lze dokumentovat na dvou následujících příkladech:

- Studium láv sopky Kilauea (Havajské ostrovy) a z nich vznikajících tholeiitických bazaltů ukázalo, že jejich krystalizace probíhá v teplotním intervalu zhruba od 1200 do 990 °C. Při teplotě kolem 1200 °C vznikají z ochlazující se lávy první minerály - chromit a olivín. Při 1185 °C začíná krystalizace klinopyroxenu; od 1175 °C probíhá současně krystalizace klinopyroxenu a plagioklasu, k nimž při 1070 °C přistupují oxidické rudní minerály Fe a Ti (ilmenit a magnetit); při poklesu teploty na 1030 °C k asociaci krystalizujících minerálů přistupuje apatit. Při

teplotě 990 °C dochází k úplnému utužení taveniny. - Z uvedeného příkladu je mj. zřejmé, že počátek krystalizace tří hlavních minerálů tholeiitického bazaltu (tj. olivínu, klinopyroxenu a plagioklasu) leží v jen velmi úzkém teplotním intervalu zhruba od 1200 do 1175 °C.

- Podle výsledků experimentálních prací má krystalizace bazické lávy (složením odpovídající bazaltu) při konstantním tlaku 500 MPa následující průběh: Při ochlazení taveniny na 1120 °C začíná krystalizace olivínu, při 1090 °C začíná krystalizace pyroxenu. Při poklesu teploty na 965 °C dochází k chemickým reakcím mezi taveninou a oběma již vytvořenými minerály. Produktem těchto reakcí je amfibol (k úplnému nahrazení olivínu amfibolem dojde již při 965 °C, nahrazování pyroxenu amfibolem je ukončeno při 940 °C). Tvorba amfibolu nekončí spotřebováním posledního zbytku pyroxenu, ale pokračuje jeho krystalizací z taveniny až do teploty 890 °C, při níž společně s amfibolem krystalizuje titanit. Při ochlazení na 825 °C začíná krystalizace plagioklasu; při 780 °C krystalizace plagioklasu končí, neboť při této teplotě dochází k utužení i posledních zbytků taveniny (780 °C = teplota solidu). Výsledkem celého popsaného procesu je nerostná asociace amfibol+plagioklas+titanit.

Pevná fáze, která je produktem krystalizace taveniny, se od magmatické taveniny může oddělit dvěma různými procesy označovanými jako gravitační diferenciace a filtrační diferenciace. Při gravitační diferenciaci minerály s vyšší hustotou než okolní tavenina (obvykle jde o tmavé minerály jako např. olivín, pyroxeny a amfiboly) klesají ke dnu (např. magmatického krbu), zatímco minerály s menší hustotou (obvykle světlé minerály) se hromadí v horních částech magmatického tělesa. Filtrační diferenciace je vyvolána orientovaným tlakem (stressem), který způsobuje oddělení taveniny od vykrystalovaných minerálů jejím vytlačěním.

Dalším pochodem vedoucím k diferenciaci magmatu je oddělení plynné fáze. Ze studia sopečných plynů a plynokapalných uzavřenin v minerálech a z výsledků experimentů je zřejmé, že v plynném skupenství může migrovat poměrně velké množství prvků a sloučenin, které jsou za daných podmínek těkavé. K hlavním těkavým složkám magmatu patří především H<sub>2</sub>O. Výzkum kondenzovaných vysokoteplotních vulkanických plynů (o teplotě 500 až 800 °C) ukázal, že tyto plyny obsahují vedle H<sub>2</sub>O zejména HCl, HF, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>, ale i sulfidy, fluoridy, chloridy...; ve vysokoteplotních kondenzátech byly zjištěny prakticky všechny hlavní horninotvorné prvky jako Si, Al, Na, K, Mg, Fe, Ca atd.

Rozpustnost vody a dalších těkavých složek v magmatu roste s rostoucím tlakem. Protože při výstupu magmatu z hloubky do vyšších partií zemského pláště a zejména do zemské kůry se postupně snižuje tlak, dojde v určitém bodě výstupu k tomu, že magma původně nenasycené těkavými složkami je jimi právě nasyceno. Další pokles tlaku bude provázen uvolňováním těkavých složek z taveniny - v magmatické tavenině se budou tvořit bubliny plynů, které budou zvolna stoupat vzhůru taveninou. Toto oddělování plynné fáze od magmatu se nazývá var magmatu.

Únik těkavých složek je významným diferenciačním procesem, neboť těkavé složky zásadně ovlivňují průběh krystalizace a mají vliv na posloupnost vylučování jednotlivých minerálů z magmatické taveniny. Těkavé složky rovněž ovlivňují rychlost růstu krystalů. Partie magmatických těles, které utuhly z magmatu s vyšším obsahem těkavých látek, jsou zpravidla hrubozrnější ve srovnání s partiemi vzniklými utužením magmatu relativně chudého na těkavé složky. Těkavé složky ovlivňují nejen rychlost krystalizace (a následně velikost nerostných individuí), ale také celý průběh krystalizace magmatické taveniny. - Od magmatu oddělené těkavé složky mají zásadní význam při vzniku pegmatitů, při formování hydrotermálních roztoků atd.

Asimilace je proces, při němž magma pohlcuje části okolních hornin a rozpouští je v sobě. Tím se ovšem mění chemické složení magmatu - změna chemického složení magmatu asimilací se označuje jako kontaminace magmatu. Utužením kontaminovaného magmatu se může vytvořit jiná nerostná asociace než utužením původního nekontaminovaného magmatu. Např. asimilace jílových sedimentů granitovým magmatem způsobuje vznik granitů obsahujících minerály bohaté hliníkem (např. andalusit a cordierit).



## 2.2. Procesy vzniku pegmatitů

Geneze pegmatitů je v současnosti vysvětlována několika způsoby, z nichž každý má své přednosti a slabiny. Je velmi pravděpodobné, že všechny čtyři níže uvedené hypotézy jsou ve své podstatě reálné a že za různých geologických podmínek mohou pegmatity vznikat různým způsobem.

Nejlépe je propracována magmatická hypotéza, která vysvětluje vznik pegmatitů postupnou krystalizací zbytkového silikátového magmatu. Tato hypotéza vychází z představy, že po tzv. hlavní etapě krystalizace magmatu, ve které proběhla nejprve krystalizace bezvodých silikátů a pak též minerálů obsahujících hydroxylovou skupinu, zůstává zbytkové magma (často označované jako pegmatoidní magma). Toto magma je obohaceno o složky, které se hlavní krystalizace účastnily jen v omezené míře - jde především o těkavé složky (jako např. H<sub>2</sub>O, F a B) a o řadu prvků, které se vzhledem k svým geochemickým vlastnostem nestaly součástí již vykrystalovaných minerálů (jde o Li, Rb, Cs, Be, Y, TR, Nb, Ta, Zr, Hf, U, Th a řadu dalších). Ze zbytkového magmatu krystalují minerály pegmatitů; v průběhu ochlazování a krystalizace zbytkové magma postupně přechází v hydrotermální roztok, z něž se může v pegmatitovém tělese vytvořit asociace hydrotermálních minerálů.

Magmatická hypotéza velmi dobře vysvětluje vznik granitových pegmatitů, které jsou ze všech skupin pegmatitů nejrozšířenější. Tyto pegmatity mají někdy velmi jednoduchou zonální stavbu. Při okraji pegmatitového tělesa se nachází zpravidla jen několik cm mocná aplitová zóna, která je tvořena především živci a křemenem a jen malým množstvím tmavých minerálů (biotitem, muskovitem, skorylem). Aplitová zóna vzniká při teplotě 700 až 800 °C. Směrem do centra pegmatitového tělesa přechází aplitová zóna do zóny písmenkového (grafického) pegmatitu, která se vytvořila při teplotě 600 až 700 °C. Písmenkový pegmatit je tvořen zákonitě se prorůstajícím K-živcem a křemenem; v proměnlivém množství je v písmenkovém pegmatitu přítomen biotit nebo granát. V centru pegmatitu se nachází tzv. blokový pegmatit, jenž je tvořen velkými individui K-živce (o rozměrech často několik dm až m), křemene a též muskovitem, skorylem, berylem a dalšími minerály. Ke vzniku blokové zóny pegmatitu dochází za teplot 500 až 600 °C (těkavými složkami bohaté minerály se zde tvoří zejména při teplotě kolem 500 °C). Pegmatity s výše popsanou stavbou se označují jako jednoduché pegmatity.

Vývoj granitového pegmatitu však často nekončí vznikem blokové zóny. V teplotním intervalu 400 až 500 °C může dojít k metasomatickému zatlačování dříve vykrystalovaných minerálů, zejména K-živce, jenž bývá zatlačován albitem, muskovitem, lepidolitem, spodumenem, amblygonitem a řadou dalších minerálů. Pegmatity, v nichž proběhly metasomatické procesy, se označují jako metasomatické pegmatity; termínem lithné pegmatity se označují metasomatické pegmatity, v nichž se v průběhu metasomatických procesů vytvořily minerály obsahující lithium (např. lepidolit, amblygonit, elbaity).

Magmaticko-metasomatická hypotéza vzniku pegmatitů předpokládá formování pegmatitových těles ve dvou samostatných stádiích: magmatickém a metasomatickém. V průběhu magmatického stadia vznikají krystalizací ze zbytkového magmatu jednoduché pegmatity (zpravidla se zonální stavbou). Během metasomatické etapy, která ale nemusí proběhnout ve všech pegmatitových tělesech, dochází k metasomatickému zatlačování produktů magmatického stadia mladšími minerály. Metasomatické procesy jsou vyvolávány hydrotermálními roztoky, které vystupují z hloubky a které nemají přímou souvislost se zbytkovým magmatem, z něhož se v průběhu magmatického stadia vytvořil jednoduchý pegmatit. Na rozdíl od magmatické hypotézy, podle níž celý proces vzniku pegmatitů probíhá v

podstatě v uzavřené soustavě, jde v magmaticko-metasomatické hypotéze nejprve o polouzavřenou soustavu s možným výnosem látek (v magma-tickém stadiu) a později o otevřenou soustavu (v metasomatickém stadiu).

Zcela odlišně vysvětluje genezi pegmatitů hydrotermálně-metasomatická hypotéza. Zastánci této hypotézy zcela odmítají existenci pegmatoidních magmat. Podle této hypotézy mohou pegmatity vznikat prakticky z libovolných hornin jejich rekrystalizací, která je vyvolávána hydrotermálními roztoky. Touto rekrystalizací vznikají jednoduché pegmatity, které mohou být v další etapě svého vývoje postiženy metasomatickými procesy, při nichž dochází k chemickým reakcím mezi starší nerostnou asociací pegmatitu a hydrotermálním roztokem.

Metamorfní hypotéza vychází z poznatků o závislosti charakteru a nerostného složení pegmatitů na stupni metamorfózy okolních hornin. Tato hypotéza se snaží prokázat, že pegmatity jsou produktem regionální metamorfózy. Ke vzniku pegmatitů dochází působením metamorfogenních roztoků, které způsobují selektivní mobilizaci a redepozici prvků podílejících se na složení pegmatitových těles, nebo se pegmatity formují z tavenin, které se vytvořily v průběhu regionální metamorfózy (jde např. o vznik pegmatitů z anatektických magmat).

### 2.3. Hydrotermální procesy

Při hydrotermálních procesech dochází ke tvorbě minerálů z hydrotermálních roztoků. V podmínkách zemské kůry mají hydrotermální roztoky charakter vodných roztoků o teplotě 50 až 700 °C. Podle teploty se hydrotermální roztoky dělí na vysokoteplotní (hypotermální či katatermální) roztoky o teplotě 700 až 300 °C, středně teplotní (mezotermální) roztoky o teplotě 300 až 200 °C a nízkoteplotní (epitermální) roztoky o teplotě 200 až 50 °C. Ve starší literatuře se často setkáváme s termínem pneumatolytické roztoky. Tak jsou označovány vysokoteplotní roztoky, jejichž teplota je vyšší než kritická teploty čisté vody - kritická teplota vody je 374 °C při kritickém tlaku 22,1 MPa; kritická teplota hydrotermálních roztoků je výrazně vyšší v závislosti na obsahu rozpuštěných pevných látek (např. vodný roztok s 20procentním obsahem rozpuštěných solí má kritický bod při 600 °C).

Voda hydrotermálních roztoků může pocházet z různých zdrojů - může jít o vodu magmatogenního, metamorfogenního, diagenetického nebo meteorického původu; značná část hydrotermálních roztoků pravděpodobně obsahuje vodu pocházející ze dvou nebo i více zdrojů.

Magmatogenní vody se oddělují z magmatické taveniny při poklesu vnějšího tlaku (kdy dochází k varu magmatu) nebo v průběhu krystalizační diferenciace, která je způsobována chladnutím magmatu. Množství vody obsažené v magmatické tavenině závisí na typu magmatu, jeho teplotě a vnějším tlaku. Například kyselá magmata mohou obsahovat 2 - 10 hmot.% H<sub>2</sub>O, v bazických magmatech může být obsah H<sub>2</sub>O v intervalu 1 - 6 hmot.%. Vzhledem k tomu, že průměrný obsah H<sub>2</sub>O v intruzivních horninách je cca 1 - 2 hmot.%, musí se při procesech vedoucích ke vzniku intruzivních hornin uvolňovat z magmatické taveniny obrovské množství vody. Vznikne-li např. z magmatu obsahujícího 6 hmot.% H<sub>2</sub>O intruzivní hornina s 2 hmot.% H<sub>2</sub>O, dojde k uvolnění přebytečného množství vody, což znamená, že z každého krychlového kilometru této magmatické taveniny postupně unikne 0,1 km<sup>3</sup> (tj. 100 Mt) magmatogenní vody.

Diagenetické a metamorfogenní vody se tvoří působením stoupajícího tlaku a rostoucí teploty. Jde o vody mobilizované z porů a uvolňující se při dehydrataci horninotvorných minerálů v průběhu diagenese sedimentů a regionální metamorfózy hornin. Obsah H<sub>2</sub>O v čerstvých sedimentech může dosahovat i přes 30 hmot.%, zatímco v silněji metamorfovaných horninách obsah H<sub>2</sub>O zpravidla nepřesahuje 1 až 2 hmot.%. Množství takto uvolněné vody je opět obrovské.

Meteorické vody volné cirkulace (vadózní vody) mohou za příznivých hydrogeologických podmínek pronikat do hlubších zón zemské kůry, kde v místech zvýšeného tepelného toku dojde k jejich ohřevu, mineralizaci a k postupně přeměně na hydrotermální roztok. Obrovské objemy hydrotermálních roztoků se např. neustále formují z mořské vody sestupující na oceánských riftových zónách pod dno oceánu (do hloubky až 5 km).

Mineralizace hydrotermálních roztoků může podobně jako voda pocházet z různých zdrojů. V případě hydrotermálních roztoků s podstatným zastoupením magmatogenní vody je důležitým (a někdy prakticky jediným) zdrojem jejich mineralizace magmatická tavenina, od níž se hydrotermální roztok oddělil. Mineralizace hydrotermálních roztoků, které vznikly v průběhu diagenese a regionální metamorfózy, pochází z horninového prostředí, v němž se roztoky vytvořily. Významným zdrojem mineralizace je i horninový komplex, jímž hydrotermální roztoky prostupují, neboť neustále dochází k výměnným reakcím mezi roztokem a okolními horninami - při těchto výměnných reakcích se mění jak chemické složení roztoků, tak chemické i nerostné složení okolních hornin.

Nerostné látky jsou hydrotermálními roztoky transportovány v různé formě. Největší význam má transport nerostných látek v podobě lehce rozpustných sloučenin, disociovaných na jednoduché ionty, komplexní ionty nebo polymerní molekuly. Informace o látkovém složení hydrotermálních roztoků jsou získávány zejména výzkumem plynokapalných uzavřenin v hydrotermálních minerálech, ale o složení hydrotermálních roztoků vypovídají i nerostné asociace vytvořené z těchto roztoků; přímo lze zkoumat hydrotermální roztoky (např. některé minerální vody) vystupující až na zemský povrch např. v oblastech současného vulkanismu nebo v oblastech s doznívající sopečnou aktivitou (základem těchto roztoků jsou velmi často meteorické vody nebo jsou tyto roztoky meteorickými vodami silně ovlivněny). Složení hydrotermálních roztoků je velmi variabilní; hydrotermální roztoky zpravidla obsahují 2 - 16 hmot.% rozpuštěných solí, avšak někdy množství rozpuštěných solí dosahuje až 40 hmot.%. Z kationtů v hydrotermálních roztocích převládají ionty  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ba}^{2+}$ ; z aniontů převažují chloridové, hydrogenkarbonátové, karbonátové, síranové a fluoridové ionty. Pro transport chalkofilních elementů mají velký význam ionty  $\text{HS}^-$  a  $\text{S}^{2-}$ . Například k přenosu Zn, Pb a Cu v hydrotermálním roztoku může docházet v podobě komplexních iontů typu  $\text{Zn}(\text{HS})_3^-$ ,  $\text{Pb}(\text{HS})_3^-$  a  $\text{Cu}(\text{HS})_4^{2-}$ , ale i v podobě chloridových a karbonátových iontů jako např.  $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$ . V případě zlata se uvažuje o přenosu např. v podobě  $\text{AuS}_3^{3-}$ ,  $\text{AuS}^-$ ,  $\text{AuCl}_2^-$  nebo  $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ . Uran může být transportován jako součást uranyl-karbonátových komplexních iontů typu  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ , případně v podobě uran-silikátových komplexů. Křemík, jenž se účastní na tvorbě složitých komplexů, může být přenášen i jako  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

Vysrážení nerostných látek z hydrotermálních roztoků může být vyvoláno poklesem teploty nebo tlaku, výměnnými reakcemi mezi roztokem a okolními horninami, výměnnými reakcemi při smísení dvou rozdílných hydrotermálních roztoků, změnou pH nebo Eh, únikem těkavých složek, event. řadou dalších příčin.

Hydrotermální procesy vedou ke vzniku řady ekonomicky významných minerálů, jejichž akumulace se označují jako hydrotermální ložiska; pokud došlo k výstupu hydrotermálních roztoků až na dno oceánu nebo moře, mohla se zde vytvořit hydrotermálně sedimentární ložiska.

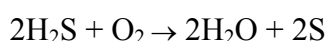
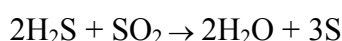
Typickým produktem hydrotermálních procesů jsou hydrotermální žíly, tvořené např. křemenem, karbonátem (kalcitem, dolomitem, sideritem), barytem, fluoritem a obsahující sulfidické minerály (pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit a další). Hydrotermální minerály se však nevyskytují jen v podobě žil, ale mohou se nacházet rozptýlené v různých horninách, jimiž hydrotermální roztoky pronikaly. Při hydrotermálních procesech, které vedou ke vzniku minerálů v horninách, dochází k více či méně výrazné přeměně těchto hornin, která se někdy

označuje jako hydrotermální metamorfóza nebo hydrotermální alterace. Při těchto přeměnách dochází k selektivnímu nahrazování starších minerálů mladšími - tento proces se označuje jako metasomatické zatlačování či metasomatóza.

V literatuře se můžeme setkat s termíny žíla alpského typu (alpská žíla), příp. mineralizace alpského typu. Nerostná výplň žil alpského typu se formuje na stěnách puklin a dutin v metamorfitech i magmatitech ukládáním z obvykle nízkoteplotních roztoků, jimiž jsou transportovány zejména komponenty, které byly vylouženy z okolních hornin. Proto nerostné složení žil alpského typu výrazně závisí na charakteru prostředí, v němž docházelo ke tvorbě roztoků a vzniku mineralizace alpského typu - např. alpské žíly v amfibolitech jsou tvořeny nejčastěji albitem, K-živcem, epidotem, diopsidem, prehnitem, chloritem, křemenem, kalcitem a zeolity, dominantní složkou alpských žil v rulách a kvarcitech je obvykle křemen.

#### 2.4. Vznik minerálů ze sopečných exhalací

Sopečné exhalace jsou výrony plynů, které geneticky souvisejí s vulkanickou činností. Z hlediska vzniku minerálů mají význam především fumaroly, méně významné jsou solfatar. Teplota fumarolových plynů se pohybuje v rozpětí 100 - 800 °C; teplota solfatar je 100 - 200 °C. Složení sopečných plynů výrazně závisí na jejich teplotě. Hlavními složkami sopečných plynů jsou vodní pára, HCl, NH<sub>4</sub>Cl, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub> a CO<sub>2</sub>. V místě výronu sopečných plynů (nebo v jeho bezprostředním okolí) se ukládají tzv. sopečné sublimáty (fumarolové sublimáty nebo solfatarové sublimáty). Ke vzniku těchto sublimátů dochází při ochlazování plynů sublimací (tj. přechodem látek ze skupenství plynného do skupenství pevného) nebo při vzájemných reakcích mezi plynnými složkami obsaženými v exhalátech při jejich ochlazení, případně při chemických reakcích mezi složkami exhalátů a atmosférickým kyslíkem. Různý způsob vzniku lze doložit na elementární síře. Ta může vznikat sublimací, může být produktem chemické reakce mezi H<sub>2</sub>S a SO<sub>2</sub> v exhalátu, nebo může vznikat při oxidaci sulfanu vulkanického původu atmosférickým kyslíkem. Procesy vzniku elementární síry v posledních dvou případech lze vyjádřit následujícími rovnicemi:



Vedle síry patří mezi nejběžnější sopečné sublimáty salmiak (NH<sub>4</sub>Cl), sassolin (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>), halit (NaCl), sylvin (KCl) a thenardit (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>); někdy ze sopečných exhalací vzniká hematit (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), magnetit (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>), pyrit (FeS<sub>2</sub>), realgar (AsS), auripigment (As<sub>2</sub>S<sub>3</sub>), antimonit (Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) a cinnabarit (HgS). Sopečné sublimáty se vyskytují často v asociaci s minerály, které vznikají přeměnou vulkanických hornin horkými vulkanickými plyny (k velmi intenzivní přeměně hornin dochází zejména v sopečném jícnu). Mezi produkty přeměny vulkanických hornin patří především minerály ze skupiny síranů (např. alunit a sádrovec). Ložiska užitkových minerálů vytvořená ze sopečných exhalací se označují jako exhalační ložiska.

#### 2.5. Metamorfní procesy

Nerostné asociace, které se vytvořily v průběhu všech výše charakterizovaných procesů, mohou být postiženy metamorfními procesy, které vedou ke vzniku nových nerostných asociací. Metamorfózou sedimentárních nebo magmatických hornin vznikají metamorfované neboli přeměněné horniny, zkráceně označované jako metamorfity. Metamorfóza je soubor procesů, při nichž se hornina přizpůsobuje svým nerostným složením a stavbou novým termodynamickým

podmínkám, které jsou odlišné od podmínek panujících při jejím vzniku. Při metamorfóze obvykle dochází k přínosu a odnosu některých složek, což vede ke změně v chemismu horniny. Metamorfní procesy v podstatě směřují k nastolení rovnováhy mezi horninou a prostředím, v němž se tato hornina nově nalézá. K metamorfóze dochází především v zemské kůře, ale i na zemském povrchu, resp. v jeho bezprostřední blízkosti. Do metamorfózy se však nezahrnují procesy vyvolané exogenními silami jako je např. zvětrávání a diagenese (i když je obtížné vést přesnou hranici mezi diagenézí a metamorfózou). V průběhu metamorfních procesů se přeměňující nerostné asociace musí nacházet v pevném stavu (výjimku tvoří procesy probíhající při šokové metamorfóze).

Metamorfózu mohou vyvolat čtyři základní činitele: teplota, všesměrný (litostatický) tlak, orientovaný tlak (stress) a chemická aktivita fluidní fáze (roztoků a plynů).

První metamorfní reakce sice začínají již při teplotě okolo 150 °C (příp. i o něco nižší), avšak k výraznějším metamorfním přeměnám dochází teprve od teplot 300 - 400 °C. Horní hranice metamorfózy je zpravidla 700 - 900 °C (nad touto hranicí již dochází k anatexi horniny). Teplota výrazně ovlivňuje procesy vzniku minerálů, má vliv na stupeň rekrystalizace minerálů, urychluje průběh chemických reakcí a ve většině případů ovlivňuje charakter nerostné asociace, která se při metamorfóze tvoří.

Všesměrný (litostatický) tlak je vyvolán hmotností nadložních vrstev hornin. V závislosti na hustotě nadložních hornin by měl všesměrný tlak vzrůstat o 25 až 30 MPa na 1 km hloubky. To znamená, že v hloubce 35 km (což je průměrná mocnost zemské kůry kontinentálního typu) by byl tlak kolem 1 GPa a v hloubce 80 km (největší hloubka Mohorovičičovy diskontinuity v oblasti mladých pásemných pohoří) by byl tlak kolem 2,5 GPa. Velikost všesměrného tlaku však nezávisí jen na mocnosti a hustotě nadložních hornin, ale i na parciálním tlaku vodní páry a CO<sub>2</sub> (vznikajících v průběhu metamorfních procesů při dehydrataci a dekarbonatizaci minerálů). Výsledky experimentálních prací ukazují, že všesměrný tlak při metamorfóze může dosahovat hodnoty až 3 GPa.

Stress (orientovaný tlak) je vyvolán tektonickými pohyby a jeho velikost závisí na jejich intenzitě. Účinek stressu se s rostoucí hloubkou snižuje (v hloubkách větších než 10 km se stress prakticky již neprojevuje). Stress zvyšuje rozpustnost minerálů a vyvolává drcení horniny, což umožňuje lepší cirkulaci roztoků, které se účastní metamorfních reakcí; stress též příznivě ovlivňuje difúzi.

Přítomnost fluidní fáze je pro průběh většiny metamorfních procesů neobyčejně důležitá, neboť fluidní fáze má obrovský význam při přemísťování látek a při zprostředkování chemických reakcí. Pokud je v metamorfuji se hornině přítomno jen malé množství fluidní fáze (jde o tzv. suché systémy), probíhají metamorfní reakce jen velmi pomalu nebo se zcela zastavují. Hlavními složkami fluidní fáze jsou voda a CO<sub>2</sub>. Zdrojem vody, která tvoří základ fluidní fáze, může být jak sestupující meteorická voda, tak voda uvolňující se z magmatu (nebo jiná voda hlubinného původu), voda vytlačená z pórů hornin při diagenézi nebo počínající metamorfóze nebo může jít i o vodu uvolňující se při dehydratačních reakcích. Analogicky lze vysvětlit též původ CO<sub>2</sub> ve fluidní fázi (značné množství CO<sub>2</sub> se uvolňuje v průběhu dekarbonatizace).

Vzhledem k tomu, že rychlost nejvýznamnějších metamorfních procesů je velmi nízká, přistupuje ke čtyřem výše uvedeným faktorům ještě časový faktor. K dosažení cíle metamorfózy, tj. k nastolení rovnovážného stavu (nebo alespoň přibližně rovnovážného neboli kvazirównovážného stavu) mezi nerostnou paragenezí a okolním prostředím, je zapotřebí dlouhého časového intervalu (při regionální metamorfóze se uvádějí nejčastěji milióny nebo

desítky miliónů let). - Význam časového faktoru končí nastolením rovnovážného (kvazirovnovážného) stavu.

Podle toho, které faktory mají v průběhu metamorfózy rozhodující význam, lze rozlišit čtyři základní typy metamorfózy, při nichž dochází ke vzniku nových minerálů. Jde o kontaktní metamorfózu, regionální metamorfózu, metasomatickou metamorfózu a šokovou metamorfózu.

Kontaktní (dotyková) metamorfóza probíhá v kontaktních aureolách (kontaktních dvorech) intruzivních těles převážně vlivem tepla pocházejícího z ochlazujícího se magmatického tělesa. Ke kontaktní metamorfóze dochází za relativně nízkých tlaků a často bez významnějšího přínosu a výnosu látek. Zvláštním případem kontaktní metamorfózy je tzv. kaustická metamorfóza (pyrometamorfóza), která je vyvolána krátkodobým působením vysoké teploty (např. při lávových výlevech nebo při podzemních požárech uhelných slojí).

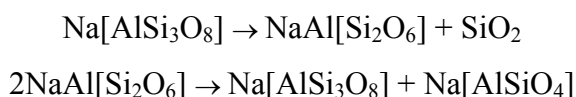
Regionální (oblastní) metamorfóza postihuje obrovské oblasti. Uplatňují se při ní všechny výše uvedené faktory, a to zejména litostatický tlak, zvýšená teplota a stress (jak již bylo uvedeno, stress se projevuje v jen relativně menších hloubkách), v určité míře se uplatňuje i aktivita fluidní fáze; zásadní význam má délka trvání metamorfních procesů.

Metasomatická metamorfóza způsobuje výrazné změny nejen v nerostném složení, ale i v chemismu přeměňující se horniny. Průběh metasomatických procesů je ovlivňován teplotou, litostatickým tlakem, stresem a délkou jejich trvání, avšak prvořadým faktorem určujícím průběh a výsledek metasomatické přeměny je množství a charakter fluidní fáze zajišťující přínos a výnos látek ze systému; rovněž složení horniny postižené metasomatózou zásadně ovlivňuje průběh metasomatických procesů.

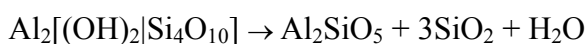
Šoková metamorfóza probíhá velmi rychle (někdy jen několik sekund) při prudkém a výrazném zvýšení teploty nebo tlaku. Dochází k ní např. při dopadu (impaktu) větších meteoritů na zemský povrch; výsledkem impaktu je vznik impaktního kráteru a šokově metamorfovaných hornin (často označovaných jako impaktity), které obsahují sklovitou hmotu a specifické minerály (např. vysokotlaké modifikace  $\text{SiO}_2$  - coesit a stišovit).

Ke změnám ve složení nerostných asociací v průběhu metamorfózy dochází chemickými reakcemi, z nichž mají největší význam čtyři typy metamorfních reakcí: reakce v pevném stavu, dehydratace, dekarbonatizace a oxidačně redukční reakce.

Příkladem metamorfních reakcí v pevném stavu jsou polymorfni přeměny v soustavě  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (obr. 3) - jde např. o přeměnu andalusitu na sillimanit nebo sillimanitu na kyanit. Do této skupiny metamorfních reakcí patří rovněž vznik jadeitu a křemene rozkladem albitu nebo vznik albitu a nefelínu rozkladem jadeitu - průběh uvedených reakcí je naznačen následujícími rovnicemi (za odlišných metamorfních podmínek mohou obě reakce probíhat i opačným směrem):



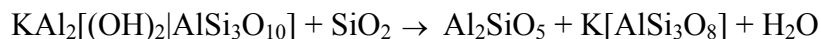
Většina významných metamorfních reakcí, které probíhají při zvyšující se teplotě, patří do skupiny dehydratačních reakcí, při nichž je vznik nové nerostné asociace provázen uvolněním vody. Jednoduchým příkladem dehydratační reakce je disociace pyrofylitu za vzniku kyanitu, křemene a vody, kterou lze vyjádřit následující rovnicí:



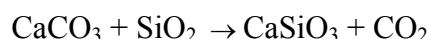
Dehydrataci muskovitu za vzniku korundu a K-živce vyjadřuje rovnice:



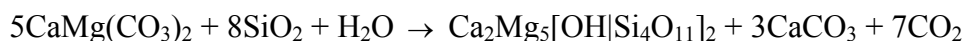
Častěji však při metamorfních procesech dochází k rozkladu muskovitu za přítomnosti křemene. Produktem této dehydratační reakce je sillimanit, K-živec a H<sub>2</sub>O:



V horninách obsahujících karbonáty mohou při zvyšování teploty probíhat reakce, při nichž dochází k uvolňování CO<sub>2</sub>, tedy k dekarbonatizaci. Příkladem dekarbonatizace může být reakce kalcitu s křemenem za vzniku wollastonitu:



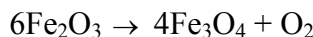
Při rozkladu dolomitu za přítomnosti křemene může docházet ke vzniku tremolitu a kalcitu. Průběh této dekarbonatizační reakce vyjadřuje následující rovnice:



Dehydratační a dekarbonatizační reakce lze souhrnně označit jako disociační reakce. Při metamorfních procesech dochází k řadě komplikovaných disociačních reakcí, při nichž současně probíhá dehydratace a dekarbonatizace. Příkladem reakcí tohoto typu je přeměna asociace muskovit+kalcit+křemen na asociaci K-živec+klinozoisit, jejíž vznik je provázen uvolněním CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O. Průběh této metamorfní reakce lze vyjádřit rovnicí:



Příkladem oxidačně redukční reakce je přeměna hematitu na magnetit podle rovnice:



Pokud při metamorfní přeměně hornin dochází k přínosu látek z vnějšího zdroje, označujeme takovou přeměnu jako metasomatickou metamorfózu. Termínem metasomatóza se označuje soubor procesů, při nichž dochází k metasomatické metamorfóze. Při metasomatóze probíhá výměna atomů či iontů mezi jednotlivými minerály či mezi minerály a okolním prostředím, což vede k nahrazování relativně starších minerálů mladšími minerály. V průběhu metasomatózy se mění nejen nerostné složení původní asociace (horniny), ale i její chemické složení. Jak již bylo uvedeno v kapitole 2.3, dochází k metasomatickým procesům převážně vlivem hydrotermálních roztoků, a proto se tento typ metasomatózy často označuje jako hydrotermální metasomatóza; hydrotermální metasomatóza, která je vyvolávána vysokoteplotními (pneumatolytickými) roztoky, se někdy označuje jako pneumatolytická metasomatóza.

V následujících odstavcích jsou velmi stručně charakterizovány hlavní typy metasomatické metamorfózy:

Granitizace je velmi složitý metasomatický proces spojený s migrací látek při velmi vysokém stupni regionální metamorfózy. V průběhu granitizace vznikají přeměnou starších hornin různého složení horniny granitoidního typu.

Jako albitizace se označuje metasomatické zatlačování různých silikátů albitem. Jde například o nahrazování bazického plagioklasu albitem v bazických efuzívech v průběhu tzv. spilitové reakce, kterou je možno vyjádřit následující rovnicí:

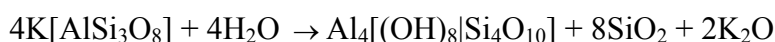


Z uvedené rovnice je zřejmé, že nahrazování anortitu albitem za současného vzniku kalcitu je způsobováno uhlíčením sodným, jenž je přinášén hydrotermálním roztokem (reakce je zvrtná - při stoupající teplotě probíhá doleva).

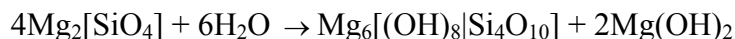
Sericitizace je hydrotermální přeměna draselných živců a plagioklasů, při níž vzniká jemně šupinkovitý muskovit (sericit). Průběh sericitizace K-živce lze schematicky vyjádřit rovnicí:



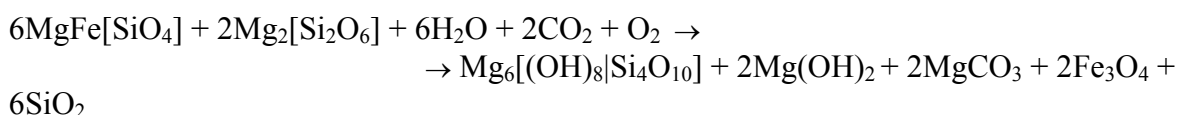
Kaolinizace je souhrn metasomatických procesů vedoucích k zatlačování alumosilikátů (zejména živců) kaolinitem. Termínem kaolinizace se však rovněž označuje vznik kaolinitu při zvětvávání alumosilikátů vhodného složení. Průběh kaolinizace lze vyjádřit reakcí:



Jako serpentinizace se označuje metasomatická přeměna, která postihuje především ultrabazické horniny (např. peridotity). V průběhu serpentinizace dochází k nahrazování olivínu, pyroxenů, příp. amfibolů minerály serpentinové skupiny. V průběhu serpentinizace kromě minerálů serpentinové skupiny vznikají i další nerosty, jako např. magnezit, mastek, brucit a magnetit. Velmi schematicky lze hydrataci olivínu (forsteritu) za vzniku minerálu serpentinové skupiny společně s brucitem naznačit rovnicí:



Následující rovnice naznačuje průběh serpentinizace ultrabazické horniny složené z olivínu (s 50% forsteritové složky a 50% fayalitové složky) a pyroxenu. Produktem této reakce je minerál serpentinové skupiny, brucit, magnezit, magnetit a chalcedon:

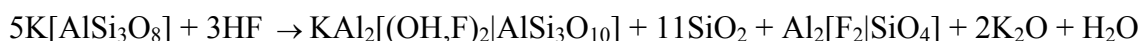


Propylitizace je metasomatická přeměna tmavých minerálů a živců na směs chloritu, muskovitu, albitu, epidotu a dalších nerostů; tato přeměna postihuje některé vulkanické horniny (např. andezity).

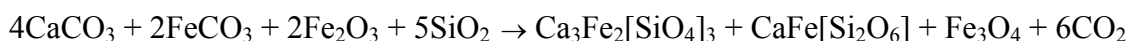
Silicifikace neboli prokřemenění je metasomatická přeměna, při níž dochází k prosycení horniny křemenem.

Jako greisenizace se označuje vysokoteplotní hydrotermální metamorfóza, která postihuje především granity a jim blízké kyselé horniny. Hydrotermální roztoky bohaté na F, B, Cl, Si, Li, P a někdy též na Sn, W a Mo způsobují vznik zcela nové nerostné asociace. Greisenizací vzniká hornina zvaná greisen. Tato hornina je složena především z křemene a slídy (muskovitu, někdy cinvalditu), v menším množství obsahuje topaz, fluorit, K-živec, turmalín, apatit, kasiterit, wolframit a další minerály. Vznik pro greiseny typické nerostné asociace muskovit+křemen+topaz reakcí K-živce s vysokoteplotním roztokem obsahujícím HF schematicky vyjadřuje rovnice:





Skarnizace je metasomatická přeměna zpravidla karbonátových hornin, při níž vznikají skarny, tj. horniny tvořené především pyroxeny (diopsid-hedenbergitové řady), granáty (andraditem a grossularem), amfiboly, epidotem a dalšími minerály. (Skarny však mohou vznikat i jinak - např. regionální metamorfózou hornin vhodného složení.) Vznik typického andradit-hedenbergitového skarnu s magnetitem hydrotermální přeměnou sedimentární horniny tvořené kalcitem a sideritem naznačuje následující rovnice (do reakce vstupující  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  může být součástí výchozího sedimentu, produktem oxidace sideritu, příp. může docházet k přínosu  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  hydrotermálním roztokem):



## 2.6. Zvětrávací procesy

Zvětrávací procesy probíhají na zemském povrchu nebo v jeho bezprostřední blízkosti. V závislosti na klimatických podmínkách může probíhat buď mechanické nebo chemické zvětrávání (zpravidla probíhají oba typy zvětrávání současně).

Při mechanickém zvětrávání dochází pouze k desintegraci hornin a k mechanickému rozměňování nerostných zrn. Nové minerály tedy při mechanickém zvětrávání nevznikají. Při transportu produktů zvětrávání (nejčastěji vodou nebo větrem) se mohou chemicky i mechanicky relativně odolné minerály s vysokou hustotou (tzv. těžké minerály) lokálně nahromadit ve větším množství. Ložiska těžkých minerálů vytvořená naznačeným způsobem se označují zpravidla jako rýžoviska - jde např. o ložiska magnetitu, ilmenitu, rutilu, monazitu, zirkonu, granátu, kasiteritu, diamantu nebo zlata.

Chemické zvětrávání má pro vznik minerálů zásadní význam. Při chemickém zvětrávání dochází k rozkladu primárních minerálů a k následnému vzniku nových nerostných asociací. Hlavními faktory chemického zvětrávání jsou  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , huminové, příp. i jiné kyseliny a také potřebné teplo. Chemické reakce při chemickém zvětrávání probíhají vesměs na rozhraní pevné a kapalné fáze. Z toho vyplývá mimořádně významná úloha vody, která se účastní nejen většiny probíhajících chemických reakcí, ale vodou jsou některé produkty zvětrávání aktivovány a transportovány. Chybí-li cirkulující voda jako hlavní chemický činitel, může docházet pouze k mechanickému zvětrávání, jako je tomu např. v polárních oblastech. Naopak pro vlhké tropické klima je příznačný intenzivní chemický rozklad hornin (do hloubky až 200 m i více). Hlavními pochody probíhajícími při chemickém zvětrávání jsou rozpouštění, oxidace, hydrolyza a hydratace.

Nejdůležitějším pochodem probíhajícím při chemickém zvětrávání je reakce cirkulujících podzemních vod s minerály matečných hornin. Kapalná voda působí na minerály zvětrávajících hornin jednak hydratačně jako molekula s dipólovým momentem, jednak hydrolyticky v disociovaném stavu v podobě iontů  $\text{H}_3\text{O}^+$  a  $\text{OH}^-$ . Vzhledem k tomu, že hlavní minerály většiny běžných hornin patří mezi alumosilikáty, je v následujících odstavcích věnována pozornost působení  $\text{H}_2\text{O}$  na tuto skupinu minerálů.

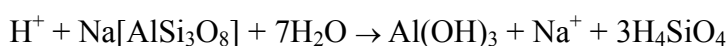
Hydratace je vyvolávána přitahováním molekul vody elektrostatickými silami k povrchu minerálu, přičemž k nenasyceným kationtům jsou vodní dipóly přitahovány svou kyslíkovou sférou, zatímco k nenasyceným aniontům jsou vodní dipóly přitahovány svou vodíkovou sférou. Tímto způsobem molekuly vody postupně narušují stabilitu chemických vazeb mezi atomy při povrchu minerálu a především podél puklin probíhajících minerálem, do nichž voda snadno proniká vlivem kapilárních sil. V další fázi dochází v hydratovaných partiích ke vzniku vazeb

mezi ionty kyslíku, které jsou součástí stuktury alumosilikátu, a ionty vodíku oddělenými od molekul vody. Vznikem těchto vazeb se oslabují vazby mezi kyslíkem a alkáliemi ve struktuře alumosilikátu. Tak začíná proces hydrolýzy, který vede až ke zhroucení struktur alumosilikátů za vzniku nových minerálů, jejichž charakter závisí na podmínkách, za nichž zvětrávání probíhá.

Při chemickém zvětrávání tedy dochází k rozpadu struktury minerálu. Tento rozpad je provázen uvolňováním některých složek. Mobilita zvětráváním uvolněných iontů velmi závisí na jejich mocnostech. Kationty, které se nejčastěji vyskytují v horninotvorných silikátech a které se při jejich zvětrávání uvolňují, lze podle jejich iontových potenciálů rozdělit do dvou skupin. První skupinu tvoří jednomocné a dvojmocné kationty ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ); do druhé skupiny patří kationty s iontovým potenciálem 3 a větším ( $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Si}^{4+}$ ). Kationty první skupiny jsou ze zóny zvětrávání postupně vynášeny; kationty druhé skupiny jsou jen málo mobilní, migrují jen na relativně malou vzdálenost a koncentrují se v zóně zvětrávání v nově vznikajících pevných fázích.

Rozpustnost minerálů v průběhu chemického zvětrávání je silně ovlivňována hodnotou pH prostředí. Hodnota pH velmi výrazně ovlivňuje mobilitu kationtů náležejících do druhé skupiny. Např. k výraznějšímu odnosu křemíku ze zóny zvětrávání může docházet jen v alkalickém prostředí, neboť rozpustnost  $\text{SiO}_2$  roste s rostoucí alkalitou roztoku. Pohyblivost železa je silně omezena za alkalických a oxidačních podmínek, neboť za těchto podmínek dochází k jeho vysrážení v podobě oxy-hydroxidů Fe. Hliník je nejméně pohyblivý v oblasti pH 5 až 8,5 (ve většině případů se pH prostředí pohybuje právě v tomto intervalu).

Hydrolýzu silikátů výrazně urychluje přítomnost  $\text{CO}_2$  rozpuštěného ve vodě. Výsledky některých experimentů dokládají, že významným faktorem ovlivňujícím průběh zvětrávání je hydrodynamický režim. Například při zvětrávání albitu může vznikat v závislosti na rychlosti průtoku vody zvětrávacím profilem buď gibbsit nebo kaolinit. Při rychlém průtoku vody lze rozklad albitu v zóně zvětrávání vyjádřit rovnicí:



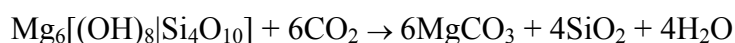
Při pomalém průtoku vody je křemík během zvětrávání albitu odnášen jen v malém množství, a proto dochází ke vzniku kaolinitu, což schematicky vyjadřuje následující rovnice:



Z obdobných důvodů při zvětrávání K-živce v podmínkách humidního tropického nebo subtropického klimatu vznikají hydroxidy a oxy-hydroxidy Al (dochází k lateritizaci K-živce), zatímco v podmínkách mírného pásma vzniká zvětráváním K-živce kaolinit (probíhá zde kaolinizace K-živce). Průběh obou rozdílných procesů rozkladu K-živce by bylo možno schematicky vyjádřit rovnicemi, které jsou obdobou rovnic naznačujících průběh reakcí při zvětrávání albitu.

Minerály, které vznikají při zvětrávacích pochodech, patří především mezi vodnaté silikáty (např. kaolinit, halloysit, montmorillonit), mezi kysličníky, hydratované kysličníky a oxy-hydroxidy (např. opál a oxy-hydroxidy Fe nebo Al); směs oxy-hydroxidů Fe, která je označována jako limonit, je jedním z nejrozšířenějších a svou rezavě hnědou barvou jedním z nejvýraznějších produktů chemického zvětrávání.

Působením  $\text{CO}_2$  při chemickém zvětrávání může docházet ke karbonatizaci, která se projevuje vznikem karbonátů (kalcitu nebo magnezitu). Například vznik magnezitu při zvětrávání minerálů serpentínové skupiny lze jen velmi schematicky vyjádřit rovnicí:

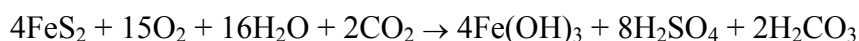


Velmi jednoduše probíhá chemické zvětrávání karbonátových hornin (např. vápenců), které jsou snadno rozpouštěny vodou obsahující zvýšené množství CO<sub>2</sub>. Rozpouštění vápenců lze vyjádřit rovnicí:

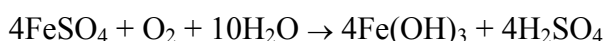
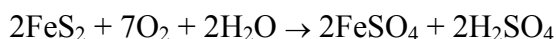


Zvláště intenzivnímu chemickému zvětrávání podléhají připovrchové partie ložisek sulfidických rud, neboť rozkladem sulfidů zde dochází ke vzniku kyseliny sírové a snadno rozpustných sulfátů. Tento typ zvětrávání je označován jako supergenní zvětrávání (supergeneze); připovrchová část ložiska, v níž dochází k supergennímu zvětrávání, se označuje jako supergenní zóna. Supergenní zóna se dělí na dvě části: její svrchní část se označuje jako oxidační zóna (odpovídá zóně aerace a sahá k hladině podzemní vody), spodní část supergenní zóny se označuje jako cementační zóna (je to trvale zvodnělá zóna, jejíž horní hranice se kryje s hladinou podzemní vody).

V oxidační zóně dochází k intenzivnímu rozkladu sulfidických rud a rozpustné produkty zvětrávání jsou z oxidační zóny vymývány srážkovými vodami a přenášeny do cementační zóny. Povaha druhotných minerálů vznikajících v oxidační zóně závisí na složení primárních rud a charakteru supergenních procesů. Např. železo pocházející z primárních sulfidů je v oxidační zóně vázáno převážně v podobě druhotných oxy-hydroxidů (limonitu) - na výchozu sulfidického ložiska se často tvoří akumulace limonitu, označovaná jako železný klobouk (gossan). Ke vzniku hydroxidů Fe při zvětrávání pyritu v podmínkách oxidační zóny může docházet např. podle rovnice



Někdy může rozklad pyritu v oxidační zóně vést nejprve ke tvorbě síranů Fe (např. FeSO<sub>4</sub>), které se nakonec přemění na hydroxidy Fe. Tento postupný vznik hydroxidů Fe z pyritu vyjadřují následující rovnice:



Zvětrávání chalkopyritu v oxidační zóně lze schematicky naznačit například rovnicí:

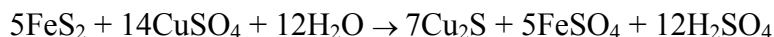


Železo uvolněné zvětráváním chalkopyritu se v podobě limonitu koncentruje v oxidační zóně. Část mědi uvolněné zvětráváním chalkopyritu se může uchovat v oxidační zóně v podobě bazických karbonátů (malachitu a azuritu), kysličníků (např. kupritu), silikátů (chryzokolu), síranů (např. chalkantitu) nebo i v ryzí formě. Značná část uvolněné mědi je však v podobě velmi snadno rozpustného síranu měďnatého transportována v roztocích z oxidační zóny do cementační zóny.

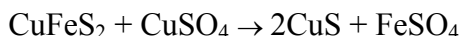
Zinek uvolňující se při zvětrávání sfaleritu je v podobě ZnSO<sub>4</sub> vynášen z oxidační zóny, ale jeho určitá část může zůstat v oxidační zóně v podobě druhotných karbonátů (smithsonitu) nebo silikátů (hemimorfitu); olovo je naopak v oxidační zóně poměrně málo mobilní, a proto značná část olova může v oxidační zóně zůstat v podobě druhotných karbonátů (cerusitu), sulfátů (anglezitu) nebo fosfátů (pyromorfitu).

Značná část některých kovů vyloučených z oxidační zóny (např. Cu, Zn a Ag) je přenášena v podobě snadno rozpustných sulfátů do cementační zóny, kde dochází k jejich opětovnému vysrážení a uložení v podobě sulfidů, v případě Ag a Cu také v elementární formě. (V cementační zóně tak například vznikají velmi bohaté akumulace stříbrných rud.)

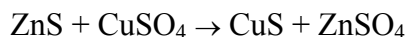
Jak již bylo uvedeno, tvoří se rozkladem chalkopyritu v oxidační zóně síran měďnatý, jenž je snadno rozpustný ve vodě a je roztoky přenášen do cementační zóny. V cementační zóně pak dochází k chemickým reakcím mezi  $\text{CuSO}_4$  a primárními sulfidickými rudami za vzniku sulfidů Cu. Například působením roztoku síranu měďnatého na pyrit vzniká chalkozín - probíhající reakci lze schematicky vyjádřit následující rovnicí:



Síran měďnatý může způsobit i nahrazení chalkopyritu covellinem v souladu s touto rovnicí:



Covellin se může v cementační zóně tvořit i na úkor sfaleritu, což vyjadřuje rovnice:



Průběh reakcí mezi sírany přinášenými v roztocích a primárními sulfidy závisí na stupni afinity jejich kovů k síře. Síranové roztoky kovů, které mají vysokou afinitu k síře (jde např. o Ag a Cu), vytěsňují ze sulfidů kovy s relativně nízkou afinitou k síře (např. dochází k vytěsňování železa mědí).

## 2.7. Chemická sedimentace

Při chemické sedimentaci dochází k ukládání minerálů z roztoků, které obsahují převážně produkty zvětrávání. K chemické sedimentaci dochází za různých podmínek. Obrovský objem minerálů se vytvořil a stále vzniká chemickou sedimentací z mořské vody.

Obsah solí v mořské vodě je poměrně stabilní - salinita mořské vody činí zhruba 3,5 % (v mořské vodě rozpuštěné soli jsou tvořeny především ionty  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{K}^+$ ). V důsledku odpařování mořské vody v uzavřených zátokách dochází ke zvyšování koncentrace rozpuštěných solí a při překročení meze rozpustnosti se jednotlivé soli postupně srážejí a ukládají. Jako nejméně rozpustné soli nejprve vypadávají z roztoku sulfáty Ca (sádrovec a anhydrit). Po uložení sulfátů Ca se ze solného roztoku sráží halit. Potom následuje sedimentace draselných a hořečnatých solí (epsomitu, sylvínu, carnallitu a řady dalších minerálů) a nakonec nepatrného množství borátů.

K chemické sedimentaci dochází i při odpařování vody bezodtokých jezer. Jsou známa jezera s vysokým obsahem bóru, v nichž se ukládají především boráty (např. borax); v některých jezerech dochází k ukládání sody.

Vysrážením železa z roztoků přinášených do moří nebo jezer dochází ke vzniku oxidických železných rud tvořených limonitem, goethitem, hematitem nebo i magnetitem.

Rozpuštěním karbonátových hornin (zejména vápenců a krystalických vápenců) v krasových oblastech a opětovým vysrážením karbonátů z roztoku vzniká krasová výzdoba podzemních dutin tvořená kalcitem (krápníky apod.). Chemickou sedimentací se tvoří např. i limonit na puklinách probíhajících prakticky všemi typy hornin (v tomto případě jde o vysrážení oxy-hydroxidů Fe z roztoků vznikajících při zvětrávacích pochodech).

Srážení látek z roztoků může být způsobeno nebo do jisté míry ovlivněno činností organismů. Látková výměna mezi organismem a okolním prostředím může vést ke vzniku minerálů v okolí určitých organismů - nahromaděním těchto minerálů vznikají biochemické sedimenty. Biochemické sedimenty jsou nejčastěji tvořeny uhličitanem vápenatým. Rozpustnost  $\text{CaCO}_3$  ve vodě závisí na teplotě, tlaku a hodnotách pH a Eh, které jsou ovlivněny salinitou, obsahem iontů  $\text{Ca}^{2+}$  a množstvím  $\text{CO}_2$  rozpuštěným ve vodě. Při fotosyntetických procesech rostliny z vody odnímají  $\text{CO}_2$ . Pokud je voda dostatečně nasycena rozpuštěným

hydrogenuhličitanem vápenatým, může být odnímání CO<sub>2</sub> provázeno srážením uhličitanu vápenatého v souladu s rovnicí:



Popsaným způsobem se tvoří např. inkrustace stonků rákosu, stélek sladkovodních řas parožnatek nebo mechů (rozpadem a nahromaděním těchto inkrustací vzniká sediment zvaný luční křída). Obdobně dochází ke srážení CaCO<sub>3</sub> působením červených a zelených řas v mělkovodním mořském prostředí nasyceném nebo i přesyceném hydrogenuhličitanem vápenatým. Ke vzniku travertinů často přispívají vodní rostliny (např. jatrovky a mechy) odebírající z vody CO<sub>2</sub>.

Redukcí CaSO<sub>4</sub> se za spoluúčasti některých bakterií (např. *Desulphovibrio desulphuricans*) mohou tvořit akumulace elementární síry. Některé bakterie se výrazně uplatňují při srážení oxidických železných rud.

## 2.8. Vznik minerálů v průběhu diagenese

Termínem diagenese se označuje soubor procesů probíhajících po uložení sedimentu, a to za termodynamických podmínek nepříliš odlišných od těch, za nichž probíhala sedimentace. Diagenetické procesy začínají bezprostředně po uložení sedimentu a postupně vedou k jeho zpevnění (v průběhu diagenese se tedy mění nezpevněný sediment na zpevněný sediment). Diagenetické procesy se zpravidla dělí na mechanické a chemické.

Z hlediska vzniku minerálů mají význam chemické procesy. Dochází při nich například k přeměně montmorillonitu v illit, případně v chlorit. Poměrně složitou přeměnou illitu a montmorillonitu může v průběhu diagenese vznikat živec (K-živec a albit). Významným diagenetickým procesem je dolomitizace, při níž dochází k metasomatickému zatlačování kalcitu dolomit. Jako fosfatizace se označuje diagenetický proces, při němž v sedimentu vznikají fosforečnany vápníku (např. karbonát-fluorapatit neboli francolit) - ke vzniku Ca-fosforečnanů dochází reakcí mezi CaCO<sub>3</sub> a fosforečnanem amonným, který je jedním z produktů rozkladu organické hmoty v sedimentech. Pyritizace je proces, při němž v průběhu diagenese vznikají nestabilní sulfidy železa (např. mackinawit FeS a greigit Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>), které se velmi rychle přeměňují na pyrit. Zdrojem síry pro vznik sulfidů v průběhu diagenese jsou sulfátové ionty pocházející z mořské vody; zdrojem železa jsou kysličníky a hydroxidy Fe, v pozdějších stádiích diagenese i silikáty Fe. Dalším typem diagenetického procesu je silicifikace, při níž dochází k zatlačování původních minerálů hmotami SiO<sub>2</sub>.

## 2.9. Biomineralizace

Biomineralizace je proces, při němž organismy produkují tzv. biogenní minerály, které se stávají součástí jejich organismu. Biogenní minerály se nejčastěji podílejí na složení schránek (sloužících jako ochrana před predátory a jako opora těla), vnitřních koster (tvořících oporu měkkého těla). Biogenními minerály jsou zpevňovány exponované části těl (např. zuby a raduly); biogenní minerály se vyskytují v podobě statolitů, otolitů či otokónií ve statokinetických (rovnovážných) orgánech.

Mezi biogenními minerály převažují karbonáty vápníku (kalcit, aragonit), fosforečnany vápníku (apatit, francolit) a vodnatý kysličník křemičitý (opál). Nerostné složení skeletů (tj. schránek a vnitřních koster) některých skupin fosilních organismů je uvedeno v následujícím přehledu (přítomnost daného minerálu je vyjádřena znakem x).

	Coccolithophorida	Silicoflagellata	Corallinaceae	Foraminiferida	Radiolaria	Porifera	Hydrozoa	Octocorallia	Scleractinia	Bryozoa	Brachiopoda	Gastropoda	Bivalvia	Cephalopoda	Ostracoda	Echinodermata	Vertebrata
aragonit			X	X		X	X	X	X	X		X	X	X			
kalcit	X	X	X			X	X			X	X	X	X			X	X
kalcit + aragonit										X			X	X			
SiO <sub>2</sub>		X		X	X	X											
fosforečnany Ca											X						X

Biogenní magnetit nebo sulfidy Fe (pyrhotin a greigit Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) umožňují tzv. magnetotaktickým bakteriím orientaci v geomagnetickém poli.

V ojedinělých případech biomineralizací vzniká fluorit, pyrit, sádrovec, celestin, baryt nebo goethit.

### Literatura doporučená pro další studium

- Babčan J. (1974): *Základy fyzikální geochémie minerogenetických procesov. I. část*. Univerzita Komenského, Bratislava.
- Babčan J. (1976): *Základy fyzikální geochémie minerogenetických procesov. II. část*. Univerzita Komenského, Bratislava.
- Babčan J. (1980): *Základy fyzikální geochémie minerogenetických procesov. III. část*. Univerzita Komenského, Bratislava.
- Bernard J.H., Rost R. et al. (1992): *Encyklopedický přehled minerálů*. Academia, Praha.
- Best M.G. (1982): *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Bouška V. et al. (1980): *Geochemie*. Academia, Praha.
- Garrels R.M., Christ C.L. (1965): *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper and Row, New York.
- Gregerová M., Hovorka D., Suk M. (1995): *Geochemie geologických procesů v litosféře. II. Metody a interpretace*. PŘF MU Brno.
- Holub F.V. (2002): *Obecná a magmatická petrologie*. Karolinum, Praha.
- Hovorka D., Suk M. (1985): *Geochémie a genéza erupčních a metamorfovaných hornin*. Univerzita Komenského, Bratislava.
- Hovorka D., Suk M. (1988): *Geochemie geologických procesů*. PŘF UJEP Brno.
- Konopásek J., Štípská P., Kláková H., Schulmann K. (1998): *Metamorfni petrologie*. Nakl. Karolinum, Praha.
- Matthes S. (1996): *Mineralogie*. Springer, Berlin.
- Putnis A. (1992): *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge University Press.
- Putnis A., McConnell J.D.C. (1980): *Principles of Mineral Behaviour*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- Rath R. (1990): *Mineralogische Phasenlehre*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Rieder M., Povondra P. (1979): *Chemie pro geology. Fázové rovnováhy. Díl I, II*. SPN, Praha.
- Richardson S.M., McSween H.Y., Jr. (1989): *Geochemistry: Pathways and Processes*. Prentice Hall, New Jersey.
- Rösler H.J. (1979): *Lehrbuch der Mineralogie*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- Slavík F., Novák J., Kokta J. (1974): *Mineralogie*. Academia, Praha.
- Suk M. (1979): *Petrologie metamorfovaných hornin*. Academia, Praha.
- Svoboda J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd. 1. svazek (A-M), 2. svazek (N-Ž)*. Academia, Praha.
- Tamás F., Pál I. (1970): *Phase Equilibria Spatial Diagrams*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Zeman J. (1990): *Základy fyzikální geochemie I. Magmatické a metamorfní systémy*. PřF MU Brno.
- Zimák J. (1994): *Úvod do genetické mineralogie*. Olomouc.
- Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.
- Zimák J. (2001): *Ložiska nerostných surovin*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.