

Téma 5: Vznik, stabilita a přeměny minerálů

SLIDE 2: ZÁKLADNÍ PROCESY VZNIKU MINERÁLŮ

Minerály tvoří základní složky všech hornin, které v konkrétních geotektonických pozicích tvoří zemskou kůru a zemský plášť. Součástí většiny geologických procesů (endogenních i exogenních) je vznik určitých typů minerálů nebo jejich přeměna na jiné typy. Vznik a přeměny minerálů jsou určovány fyzikálními a chemickými podmínkami při těchto procesech. Mezi základní fyzikální procesy patří teplota, tlak nebo čas, chemické podmínky určují typ a množství dosažitelných chemických prvků a sloučenin pro vznik minerálů.

K základním procesům vedoucím ke vzniku nových minerálů patří:

- ✓ endogenní procesy: reprezentované zejména krystalizací z magmatické taveniny (magma, láva), metamorfními pochody, krystalizací z hydrotermálních roztoků nebo metasomatické procesy v horninách zemské kůry
- ✓ exogenní procesy: způsobují zvětrávání starších hornin doprovázené přeměnou na jiné minerály, umožňují vznik klastických, chemogenních nebo organogenních sedimentů a následné procesy diagenese, biogenní procesy vzniku minerálů

SLIDE 3: PODMÍNKY PŘI VZNIKU MINERÁLŮ

Důležitým kritériem při vzniku minerálů v horninových systémech je stabilita jednotlivých složek (v různém skupenství) v daných termodynamických podmínkách (teplota, tlak, složení).

Pojem **system** můžeme chápat jako část prostoru, který je určitým způsobem ohraničen, tedy je omezen vůči svému okolí. Častěji se používá pojem termodynamická soustava. Podle typů interakce se svým okolím rozlišujeme:

- ✓ **otevřená termodynamická soustava** je schopna vyměňovat se svým okolím hmotu a energii
- ✓ **uzavřená termodynamická soustava** vyměňuje se svým okolím energii, ale nemůže vyměňovat hmotu
- ✓ **izolovaná termodynamická soustava** je vůči svému okolí zcela uzavřená, nevyměňuje s ním energii ani hmotu.

Jako otevřenou termodynamickou soustavu si můžeme představit např. magmatický krb, který se svým okolím (pevné horniny) vyměňuje energii ve formě tepla a zároveň i hmotu (na okrajích tavenina tuhne a pevné horniny se naopak taví). Jako uzavřenou termodynamickou

soustavu si můžeme představit např. systém roztoku NaCl v kádince, kdy k výměně hmoty s okolím nedochází, ale výměna tepelné energie je možná. Izolovaný systém může být podobný tomu předcházejícímu, ale uzavřený v dokonalé termosce (i když taková ve skutečnosti neexistuje).

Každý systém (termodynamická soustava) můžeme úplně definovat pomocí stavových veličin, mezi které patří zejména chemické složení, tlak, teplota, objem, koncentrace nebo hustota.

SLIDE 4: STABILITA SYSTÉMŮ

Každý systém se může nacházet v různých stavech (viz příklad kvádrů na podložce): poloha *nestabilní*, těžiště *g* je nejvýše nad podložkou, poloha *metastabilní* a poloha *stabilní*. Poloha tělesa závisí na aktivační energii (zde mechanická síla). V chemických systémech je aktivační energie taková, která je nutná k tomu, aby proběhla reakce.

Jsou-li v průběhu času všechny stavové veličiny konstantní, je daný systém v termodynamické rovnováze.

Minerály v hornině mohou být v rovnováze např. po dobu desítek miliónů let. V okamžiku, kdy dojde ke změně libovolné stavové veličiny, původní rovnováha je porušena a v hornině můžeme pozorovat například vznik nových minerálů nebo reakce mezi stávajícími.

Doba, potřebná k **ustavení termodynamické rovnováhy** v systému, může být z časového hlediska různá. V některých systémech vznikne rovnováha během vteřin, v horninových systémech se může jednat řádově o miliony let.

SLIDE 5: GIBBSOVO FÁZOVÉ PRAVIDLO

Množství a typ minerálů, které mohou v každém systému vzniknout je definován Gibbsovým fázovým pravidlem.

Počet fází (minerálů), které mohou za rovnováhy existovat v jedné asociaci je dán Gibbsovým fázovým pravidlem:

$$P + F = C + 2,$$

kde *P* je počet fází, *F* je počet stupňů volnosti a *C* je počet komponent (složek). Stupeň volnosti je číslo, označující počet intenzivních vlastností (teplota, tlak, složení), které můžeme libovolně měnit pro daný systém.

Složky jsou sloučeniny nebo radikály, jejichž vzorce dokáží charakterizovat složení všech fází v reakci a jsou voleny tak, aby počet složek byl co nejmenší. Fáze jsou takové složky soustavy, které se vzájemně odlišují fyzikálními i chemickými vlastnostmi.

SLIDE 6: FÁZOVÉ DIAGRAMY

Popsat chování krystalů, kapalin a plynů různého složení v různých termodynamických podmínkách (teplota a tlak) lze pomocí fázových diagramů (diagramů stability). Z fázových diagramů vícesložkových soustav se obvykle konstruuji rovinné řezy nebo trojrozměrné projekce.

Jednosložkové fázové diagramy charakterizují polymorfni nebo polytypní přeměny, ve kterých je jediná složka charakterizující složení celého systému a mění se pouze teplota a tlak.

Ve dvousložkových fázových diagramech se vynáší na osu x složení a na vertikální ose y se obvykle vynáší teplota, ale také tlak nebo aktivita.

V reálném horninovém prostředí pracujeme zpravidla s vícesložkovým systémem, jehož znázornění do diagramu je často velmi komplikované. Z tohoto důvodu se používají různé typy trojrozměrných diagramů nebo výřezů z víceprostorových grafů.

SLIDE 7: KRYSTALIZACE MINERÁLŮ Z MAGMATU

Výchozím materiálem pro vznik magmatických hornin a jejich minerálů je magma. To představuje vysokoteplotní taveninu obsahující rovněž pevnou a plynnou fázi. Při postupné krystalizaci se obsažené ionty spojují do strukturních mřížek, až v konečném důsledku vznikne pevná směs minerálů – hornina.

Způsob krystalizace magmatické taveniny může být velmi odlišný za různých chemicko-fyzikálních podmínek. Jednou z možností je rovnovážná krystalizace, během které jsou vzniklé krystaly minerálů neustále v rovnováze se zbývající taveninou. Častějším procesem je frakční krystalizace, při níž jsou krystaly pevné fáze okamžitě odděleny od zbývající taveniny. Vliv na výsledné minerální složení horniny mají také procesy kontaminace, kdy do taveniny je zapracován materiál z okolí nebo jsou vzájemně smíšena magmata různého původu.

SLIDE 8: BOWENOVÉ KRYSTALIZAČNÍ SCHÉMA

Postupný vznik minerálů při krystalizaci magmatu je složitý a komplexní proces, často je vyjadřován různými schématy. Ta jsou platná pro různé typy magmat a různé

termodynamické podmínky. Nejznámější je Bowenovo krystalizační schéma, které je platné zejména pro krystalizaci vápenato-alkalických hornin gabro – diorit – granodiorit – granit.

SLIDE 9: KRYSTALIZACE IZOMORFNĚ MÍSITELNÝCH FÁZÍ

Dvousložkový systém dokonale mísitelných fází reprezentují fázové diagramy, ve kterých se složení vynáší na osu x . Na vertikální ose y se obvykle vynáší teplota (fázový diagram za konstantního tlaku), ale také tlak nebo aktivita.

Diagram znázorňuje rovnovážné tání (krystalizaci) dvou dokonale mísitelných pevných fází (obě fáze spolu v pevném stavu tvoří pevný roztok). Jednotlivá skupenství oddělují křivky likvidu a solidu. Tímto způsobem krystalizuje například systém olivínu: forsterit – fayalit nebo plagioklasů: albit – anortit.

SLIDE 10: KRYSTALIZACE NEMÍSITELNÝCH FÁZÍ

Při krystalizaci nemísitelných fází z taveniny se používá fázového diagramu **krystalizace s eutektickou reakcí**. Na ose x je složení systému definované **nemísitelnými** fázemi A a B, na ose y je teplota. V diagramu najdeme dvě křivky likvidu, které se spojují v bodě E (eutektikum), křivky solidu jsou svislé linie od teploty eutektika po body tání zúčastněných složek (body A a B).

Příkladem takového fázového diagramu je systém albit – cristobalit.

SLIDE 11: KRYSTALIZACE MINERÁLŮ Z PLUTONICKÝCH HORNINÁCH

Plutonické horniny vznikají z magmat pod zemským povrchem (hloubka jednotky až desítky kilometrů). Minerály krystalizují velmi pomalu řádově stovky tisíc let až jednotky milionů let. Kromě primární krystalizace může proto docházet i k chemickým reakcím mezi již vzniklými krystaly a taveninou nebo dlouhodobému růstu krystalů a vznikají zrna větších rozměrů.

U bazických a ultrabazických magmat je malá viskozita, minerály s vyšší hustotou se mohou hromadit na dně magmatického krbu a zbylá tavenina je ochuzena o některé mafické složky (frakční krystalizace). Často tak mohou vznikat až ložiskové akumulace některých minerálů, např. chromit, ilmenit, magnetit. Někdy se magmatická tavenina rozdělí na dvě složky ještě před krystalizací a sulfidická tavenina pak klesá na bázi (likvační ložiska) nebo utuhne v okolních horninách. Vznikají tak např. ložiska pyrhotinu, chalkopyritu, pentlanditu nebo platinových kovů.

Běžné horninotvorné silikáty (olivín, pyroxen, Ca-plagioklas) během postupné krystalizace vyplňují zbylý prostor rovnoměrně.

U kyselých magmat je vysoká viskozita, pohyb taveniny mezi pevnými krystaly je velmi omezený, většinou jsou všechny minerály pravidelně rozmístěny v prostoru (slídy, živce, křemen, akcesorické minerály).

SLIDE 12: KRYSTALIZACE MINERÁLŮ VE VULKANICKÝCH HORNINÁCH

Vulkanické horniny krystalizují z magmatu, které proniklo na povrch nebo mořské dno – lávy. Zejména na zemském povrchu poklesá prudce tlak a v závislosti na složení může u některých láv docházet k odplynění a vzniku pórovité stavby. Jednotlivé minerály krystalizují velmi rychle – řádově během několika hodin až dní. Krystaly jsou tak malých rozměrů, často je nelze rozeznat pouhým okem. Pokud tavenina již obsahovala krystaly minerálů, vytváří ve vulkanické hornině porfyrické vyrostlice. Při velmi rychlé krystalizaci vznikají vulkanická skla.

Póry ve vulkanické hornině mohou být druhotně vyplněny krystalizujícími roztoky a vznikají různé modifikace SiO_2 (achát, chalcedon), karbonáty, chlorit nebo zeolity.

SLIDE 13: KRYSTALIZACE KARBONATITŮ

Jako karbonatity se označují magmatické horniny s obsahem více jak 50 % karbonátových minerálů. Krystalizací speciální magmatické taveniny vznikají kalcit, dolomit nebo siderit. Silikát – karbonátová tavenina má alkalické složení a během krystalizace vystupuje ze svrchního pláště. Utuhlé horniny karbonatitů zpravidla tvoří drobná komínovitá tělesa, žíly nebo i lávové proudy. Po celém světě je známo několik set takových výskytů v oblastech kontinentálních riftových zón a oblastech horkých skvrn. Některá tělesa představují významné akumulace nerostných surovin.

Karbonatitová tělesa se liší nejen svým složením hlavních minerálů, ale i ložiskotvornými složkami. K nejčastěji získávaným prvkům patří: fosfor (apatit), prvky vzácných zemin La a Ce (monazit), titan (titanomagnetit), niob, tantal, uran, thorium nebo zirkonium.

SLIDE 14: ZBYTKOVÉ TAVENINY – PEGMATITY

Vývoj granitického magmatu může dospět až do pegmatitového stádia. V závěrečných fázích se může odštěpit zbytkové magma, které je obohacené o těkavé složky – vodu, bór,

chlor a fosfor. Díky nim se snižuje teplota krystalizace a viskozita zbytkového magmatu. Krystalizace jednotlivých minerálů probíhá v intervalu 600-350 °C a díky snížené viskozitě proniká pegmatitová tavenina do příhodných geologických struktur: pukliny, dutiny, tektonické poruchy a po utužení tvoří žíly nebo čočky.

Většina pegmatitů je odvozena od granitických a syenitových hornin. Stavba těles je často zonální, střídají se zóny od jemně zrnitých, přes hrubě zrnité, blokové až po monominerální. Hlavními minerály bývají křemen, živce, muskovit, biotit a skoryl. Kromě toho se ve zbytkové tavenině hromadí inkompatibilní prvky, které mohou vytvářet až ekonomicky významná ložiska. Mezi časté ložiskové minerály patří beryl (Be), spodumen (lithium), kasiterit (cín), columbit (Nb, Ta), uraninit (uran), monazit (REE) nebo zirkon (Zr).

SLIDE 15: MAGMATOGENNÍ METASOMATITY – GREISENY

Zbytkové roztoky po krystalizaci granitové taveniny se mohou podél puklin dostat do vrcholových částí granitových těles a zde reagují s minerály horniny. Chemické složení původní horniny je tak změněno, proces se označuje jako metasomatóza. Postiženo může být granitové těleso i jeho blízké okolí.

Nejčastěji podléhá původní granit prokřemenění, obohacení draslíkem (mikroklinizace), sodíkem (albitizace), argilitizaci (kaolinit) nebo karbonatizaci.

V případě greisenizace je prostor v okolí puklin a poruch ve vrcholové části granitového tělesa greisenizován, tj. přeměněn na křemen, cinvaldit, karbonát, topaz, fluorit, kasiterit, wolframit případně molybdenit. Procesy probíhají při teplotách 300-500 °C. Vznikají tak velmi významná ložiska Sn-W-Mo-(Be) rud, u nás bylo od středověku těženo ložisko Cínovec, Horní Slavkov nebo v Německu Altenberg.

SLIDE 16: MAGMATOGENNÍ METASOMATITY – PORFYROVÉ RUDY

Některé intruze kyselých a intermediálních plutonických hornin (granodiorit, tonalit, monzonit) byly ve svých vrcholových částech postiženy procesy metasomatózy, která zasahuje i do okolních hornin. Tělesa se nacházejí blízko povrchu 0,5-2 km a roztoky měly teplotu 300-650 °C. Hlavními přeměnami jsou prokřemenění, K-metasomatóza, sericitizace nebo argilitizace, stavba těchto přeměn je většinou zonální.

V některých alterovaných částech pak vzniká žilníková nebo vtoušená mineralizace pyritu, magnetitu, chalkopyritu, molybdenitu nebo zlata, která vytváří sice chudá, ale objemově rozsáhlá ložiska Cu a Mo, která představují až polovinu celosvětové těžby.

Velká ložiska se nachází na aktivním kontinentálním okraji na západě amerického kontinentu, např. Bingham (Utah), El Teniente (Chile).

SLIDE 17: MAGMATOGENNÍ METASOMATITY – KONTAKTNÍ SKARNY

Pokud se geologickými procesy dostanou do přímého kontaktu karbonátová tělesa (vápence, mramory) s kyselými magmaty (granity), setkávají se dva chemicky velmi odlišné systémy. Pokud je k dispozici dostatek fluid, může docházet k výměně některých prvků a vzniká kontaktní skarn (taktit).

V okolí kontaktu obou těles se setkávají roztoky bohaté na vápník s roztoky bohatými na křemík a vznikají silikáty bohaté na vápník: granáty, pyroxen (dípsid), wollastonit, epidot, vesuvián a další.

Často zde vznikají minerály v množství, které umožní vznik ložisek nerostných surovin. Nejčastěji je to Fe (magnetit), wolfram (scheelit), molybden (molybdenit), uran (uraninit) nebo měď, olovo, zinek, cín a zlato.

SLIDE 18: HYDROTERMÁLNÍ ROZTOKY

Pevné horninové prostředí je v zemské kůře (částečně i ve svrchním plášti) prostoupeno systémem puklin, trhlin nebo pórů, kterými procházejí fluida – tedy materiál v kapalném a plynném stavu.

Tato fluida v užším významu hydrotermální roztoky obsahují jako hlavní složku vodu, která je doplněna o CO₂, SO₂, H₂S nebo CH₄. Se zvyšujícím se tlakem a teplotou se tato kapalná směs dostává do nadkritického stavu (pro čistou vodu 374 °C) a stírá se rozdíl mezi kapalným a plynným skupenstvím. Podle teploty se rozdělují tyto roztoky na:

- katatermální (300-600 °C)
- mezotermální (300-200 °C)
- epitermální (200 °C a méně)

Původ těchto roztoků v horninové prostředí může být různý:

- jsou odvozeny od magmatické taveniny
- vznikají při metamorfních reakcích
- pronikají do podloží z mořského dna
- pronikají do podloží z povrchu jako meteorická voda

SLIDE 19: SLOŽENÍ HYDROTERMÁLNÍCH ROZTOKŮ

Hydrotermální roztoky se z podstatné části skládají z vody, ale také z mnoha jiných aniontů a kationtů. Jejich typ a množství závisí na možném zdroji, kterým nejčastěji bývá magmatická tavenina, horninové prostředí nebo mořská voda. Kovové ionty bývají v hydrotermálních roztocích většinou ve formě komplexních sloučenin (často chloridů) a jejich rozpustnost stoupá s teplotou a závisí také na Eh, pH a salinitě roztoku. Některé kationty tvoří iontové roztoky nebo jsou ve formě koloidů.

V příhodných podmínkách geologického prostředí mohou začít hydrotermální roztoky krystalizovat, zejména do puklin, dutin, zlomů nebo horninových pórů a vytvořit akumulace hydrotermálního zrudnění. Vysrážení hydrotermálních roztoků může být vyvoláno:

- poklesem teploty
- poklesem tlaku
- spuštěním výměnných reakcí s okolní horninou nebo jiným roztokem
- změnou parciálního tlaku kyslíku nebo síry
- změnou oxidačně-redukčního potenciálu
- změnou pH roztoku
- přesycením roztoku
- únikem plynné fáze

SLIDE 20: HYDROTERMÁLNÍ LOŽISKA

Z hydrotermálních roztoků mohou vznikat ložiska významných nerostných surovin, zejména kovů. Jejich dělení a klasifikace se provádí podle mnoha kritérií.

Podle původu se rozlišují hydrotermální ložiska:

- plutonická
- subvulkanická
- teletermální

Častěji se ložiska dělí do formací podle užitkových prvků:

- zlatonosná formace – zlato na křemenných žilách spojených s plutonickými i vulkanickými magmatity
- Pb-Zn-Cu formace – polymetalické zrudnění často v křemenných nebo karbonátových žilách
- křemen-antimonová formace – významné žíly s antimonitem, často obsahují zlato a jiné sulfidy

- fluorit-barytová formace – žíly různé velikosti, často s galenitem
- formace bolivijského typu – obsahuje významný podíl minerálů Sn, W, Bi a Ag
- měděná sulfidická formace – většinou chalkopyrit a chalkozín
- Hg formace – nízkoteplotní žíly s obsahem cinabaritu

SLIDE 21: RECENTNÍ VZNIK MINERÁLŮ NA MOŘSKÉM DNĚ

Vznik minerálů z hydrotermálních roztoků lze recentně pozorovat na mořském dně (Rudé moře). Hydrotermální roztoky pronikají do mořské vody, kde jsou ochlazovány a srážejí se různé minerály, které pak sedimentují na mořské dno. Morfologicky tyto vývěry vytváří na mořském dně až několik metrů vysoké komíny – černé kuřáky.

Mohou tak vznikat poměrně rozsáhlá ložiska sedimentárně – exhalačních rud. Zastoupeny jsou zejména pyrit, chalkopyrit, sfalerit a galenit, z nerudných minerálů anhydrit nebo baryt.

SLIDE 22: VZNIK MINERÁLŮ PŘI METAMORFÓZE

Metamorfnní procesy probíhají v rozsáhlých areálech zemské kůry a svrchního pláště. Pokud se jakákoliv hornina (magmatická, sedimentární nebo metamorfovaná) dostane pod zemský povrch, působí na ni metamorfnní činitelé. K hlavním patří teplota, všesměrný a orientovaný tlak, roztoky a čas. Původní minerály horniny se tak mohou stát nestabilní a v pevném stavu rekrystalují na jiné minerály, stabilní za daných PT podmínek.

To, jaké minerály vzniknou, závisí na původním složení horniny, tlaku, teplotě a složení fluid.

Metamorfnní přeměna může mít různý charakter, rozlišují se různé typy metamorfózy:

- regionální metamorfóza zemské kůry
- regionální metamorfóza mořského dna
- regionální metamorfóza pohřbených sedimentů
- kontaktní metamorfóza
- šoková metamorfóza

SLIDE 23: PODMÍNKY VZNIKU MINERÁLŮ PŘI METAMORFÓZE

Při metamorfóze vznikají minerály rekrystalizací v pevném stavu z minerálů původní horniny a jejich vznik ovlivňují tyto faktory:

- ✓ chemické složení původní horniny (dostupné ionty)
- ✓ teplota vzniku

- ✓ tlak
- ✓ přítomnost roztoků, jejich složení a parciální tlak

Teplota a tlak určují podmínky metamorfózy, které jsou označovány jako metamorfní facie. V podmínkách určité metamorfní facie jsou stabilní určité typy minerálů, s ohledem na chemické složení horniny.

SLIDE 24: PŘEMĚNA MOŘSKÝCH KLASTICKÝCH SEDIMENTŮ

Uveďme příklad vzniku nejběžnějších metamorfovaných hornin, které vznikají přeměnou původních mořských klastických sedimentů – jílových a prachových břidlic.

Jílová (prachová) břidlice – mořský klastický sediment složený z křemene, živců a jílových minerálů (kaolinit, ilit, montmorillonit).

Fylit – metamorfit vzniklý při nízkém stupni metamorfózy, složení křemen, živec, muskovit, chlorit

Svor – metamorfit vzniklý při středním stupni metamorfózy, složení křemen, muskovit, biotit, staurolit, granát

Rula – vzniká ve vysokém stupni metamorfózy, složení křemen, živce, biotit, amfibol, pyroxen, granát

SLIDE 25: VZNIK MINERÁLŮ BĚHEM ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN

V povrchových podmínkách je většina minerálů hornin nestabilních a zvětrává. Je to proces mechanického nebo chemického rozpadu minerálů.

Zvětrávací procesy jsou dvojího typu:

- mechanické: rozpad na menší částice díky slunci, větru, vodě a mrazu
- chemické: chemická přeměna minerálů působením vody, vzduchu a chemických roztoků (hydratace, oxidace, karbonatizace)

Nové minerály vznikají v procesech chemického zvětrávání. Rychlost vzniku a typ nových minerálů závisí zejména na původním složení minerálů a jejich stabilitě, množství a složení působící vody, teplotě a chemickém prostředí (pH, Eh, redox).

Mezi nejčastější přeměny patří:

- rozpad K-živců na kaolinit
- přeměna biotitu na chlorit
- přeměna muskovitu na sericit
- rozpad pyroxenů na amfiboly

- přeměna olivínu na minerály serpentínové skupiny

SLIDE 26: VZNIK MINERÁLŮ V KLASTICKÝCH SEDIMENTECH

Materiál, vzniklý při zvětrávání hornin, je transportován vodou, větrem, gravitací nebo ledovcem do sedimentačního prostředí, kde je uložen ve formě nezpevněného klastického sedimentu.

Během transportu jsou jednotlivé minerály mechanicky rozměňovány (gravitace, vítr, ledovec) nebo pokračuje jejich chemická přeměna (vodní transport).

Po uložení klastického sedimentu mohou nastat procesy diagenese. Během diagenetických procesů nastávají změny v sedimentární hornině za nízkých teplot a tlaků (v přívěrchových podmínkách). Důležitou roli hrají póry nezpevněného sedimentu, které mohou obsahovat pórové roztoky a plyny. Ty reagují s okolními minerály, které mohou rozpouštět a zároveň mohou vznikat minerály diagenetické (cementační), které druhotně vyplňují prostor pórů. Ve větších hloubkách se póry zmenšují a jejich role klesá.

Všechny tyto procesy vedou ke kompakci (litifikaci) horniny, ze které se stává zpevněný sediment.

Příkladem mohou být různé typy pískovců, ve kterých diagenetické minerály tvoří tmel původních klastických zrn. Nejčastěji to bývá opál, hematit, sádrovec nebo kalcit.

SLIDE 27: MINERÁLY V CHEMOGENNÍCH SEDIMENTECH – EVAPORITY

Chemogenní (cementační) sedimenty vznikají procesech různých typů chemicko-fyzikálních reakcí, jako je oxidace, hydrolyze, srážení nebo odpařování. Při vzniku chemogenních sedimentů vznikají minerály, které tvoří výsledný sediment a často tvoří i rozsáhlá ložiska nerostných surovin.

Objemově největší jsou tělesa sedimentů, které vznikají procesem odpařování mořské vody. Dochází k tomu zpravidla v mělkých mořích, zálivech nebo lagunách v místech, kde klimatické podmínky umožňují vysoký odpar vody. Často se tyto chemogenně vzniklé minerály střídají s jemnozrnnými klastickými sedimenty typu jílu nebo jílových břidlic.

Nejčastějšími minerály těchto sedimentů jsou různé soli jako halit nebo sylvín, případně sulfáty typu sádrovice a anhydritu. Jelikož mají tyto minerály různou rozpustnost, sráží se z mořské vody v různém pořadí a vytvářejí vrstevnatá ložiska označovaná obecně jako evapority. V aridních oblastech pak mohou vznikat i akumulace borátových minerálů.

SLIDE 28: MINERÁLY ŽELEZA V CHEMOGENNÍCH SEDIMENTECH

Sedimentární horniny bohaté na železo vznikají zpravidla v mořském prostředí chemickým vysrážením z mořské vody nebo i za přispění mikroorganismů. Původ železa v mořské vodě bývá často spojen s vulkanickou činností a typ minerálů železa závisí na fyzikálně-chemických podmínkách (oxidační nebo redukční prostředí, pH, salinita). Mohou pak vznikat sulfidické, oxidické, karbonátové nebo silikátové minerály železa.

Rozsáhlé komplexy tvoří tzv. páskované rudy železa (formace BIF), které vznikly v archaiku nebo protorezoiku a dnes jsou velmi často metamorfované. Obsahují nejčastěji hematit nebo magnetit a tvoří nevýznamnější světová ložiska Fe.

Významnými sedimenty jsou také oolitické sedimenty železa, ve kterých minerály železa (hematit, siderit, Fe-chlority) vznikaly zejména v procesu diagenese a sedimenty se vyznačují velmi charakteristickou stavbou. Příhodné podmínky pro vznik těchto chudých Fe-rud byly zejména v ordoviku.

Na dně oceánů (abysální plošiny) najdeme tzv. železo-manganové konkrce. Vznikají pozvolným vysrážením oxidů a hydroxidů železa na kamenném jádře a dosahují velikosti až 20 cm. Zajímavé jsou také svými obsahy Ni, Cu a Co.

SLIDE 29: SEDIMENTÁRNÍ HORNINY – LATERITY A BAUXITY

Laterity jsou hliníkem nebo železem bohaté zvětralinny vzniklé přeměnou původních hornin v podmínkách tropického klimatu. Během zvětrávání jsou některé mobilní prvky odstraněny a residuum je tvořeno špatně rozpustnými minerály, které vznikly z minerálů původní horniny. Nejčastějším příkladem je lateritické zvětrávání živců v granitech nebo arkózách a vznik kaolinitu, který může vytvářet rozsáhlá ložiska.

Lateritickým zvětráváním ultrabazických hornin (olivínu a pyroxenu) dochází k postupnému nabohacení zvětralin niklem, který se pak váže do nově vznikajících fylosilikátů. V těchto typech ložisek je až 60 % světových zásob niklu.

Bauxity jsou chemogenní sedimenty vzniklé zvětráváním živcem bohatých hornin, které obsahují vysoký podíl nově vzniklých minerálů Al (gibbsit, böhmit, diaspor), oxidy a hydroxidy železa nebo jílové minerály. Tento materiál pak bývá transportován vodou a znovu sedimentován ve vhodných depresích za vzniku hliníkem a železem bohatých lateritických bauxitů. Představují hlavní surovinu pro výrobu hliníku.

SLIDE 30: VZNIK MINERÁLŮ V BIOLOGICKÝCH PROCESECH

Procesy biomineralizace významnou měrou vstupují do cyklu uhlíku nebo fosforu. Během nich se vytváří vnitřní i vnější skelety mnoha rostlin a živočichů, a právě mineralizované části organismů se často zachovávají v horninových vrstvách jako fosilie, tedy důležitý doklad vývoje života na planetě.

Vápnité řasy (vznikly před 3,5 miliardami let) dokáží aktivně vylučovat kalcit nebo aragonit a vytvářet tak pevný skelet, který je relativně odolný vůči erozi. Vyskytují se v mnoha typech mořského prostředí a jejich objemový podíl na mořských sedimentech je nezanedbatelný.

Foraminifery a Radiolaria patří k významným planktonním organismům, které vytváří karbonátové nebo i silikátové schránky. Jejich schránky patří k nejběžnějším součástem hlubokomořských sedimentů.

Kolonie korálů dokáží s využitím rozpuštěného CO_2 syntetizovat roztok, ze kterého se vysráží kalcit nebo Mg-kalcit a tím se vytvářejí rozsáhlé komplexy rifových vápenců. Kolonie mechovek dokáží vytvářet exoskelet z kalcitu, aragonitu nebo i Ca fosfátů.

Měkkýši jsou skupinou, která od kambria vytváří převážně vápnité schránky o rozměru až jednotek metrů. Většinou jsou tvořeny kalcitem nebo aragonitem. Ze spousty druhů vznikly v geologické historii rozsáhlé komplexy karbonátových hornin.

U strunatců nejrozličnějších skupin je pak typickým endoskeletem jejich kosterní aparát. Plazi, ptáci, obojživelníci nebo savci využívají systém soustavy pevných kostí složených z karbonátů a apatitu, které vykazují velmi speciální morfologii, zvyšující pevnost kostního materiálu. Podobným příkladem jsou také zubní aparáty.