

HORNINY PŘEMĚNĚNÉ (METAMORFOVANÉ)

Metamorfované horniny vznikají přeměnou (metamorfózou) starších hornin magmatických, sedimentárních nebo již dříve metamorfovaných. Metamorfóza je proces, kterým se horniny v zemské kůře přizpůsobují svojí stavbou a minerálním složením odlišným fyzikálně chemickým podmínkám, do nichž se dostávají během geologických procesů. V průběhu metamorfózy zpravidla nedochází k tavení hornin. K metamorfním přeměnám nepatří pochody probíhající v zóně zvětrávání. Za hranici mezi metamorfózou a diagenézí sedimentů je považována teplota kolem 200 °C, při teplotách v rozmezí 650–1100 °C může docházet k tavení a nastává magmatický cyklus.

HLAVNÍ FAKTORY METAMORFÓZY

Hlavními činiteli při metamorfóze jsou teplota, tlak, čas, mechanické vlastnosti výchozích hornin a chemická aktivita plynů, par a roztoků. Při metamorfních procesech se všechny uvedené faktory nemusí vždy nutně uplatňovat a nemusí také působit vždy se stejnou intenzitou.

Teplota

Zvýšená teplota má při metamorfóze zpravidla rozhodující význam. K jejím hlavním zdrojům patří tepelná energie, která je do zemské kůry přiváděna ze zemského pláště prostřednictvím magmat a magmatických fluid. Druhým významným zdrojem tepla je tepelná energie, uvolněná v zemské kůře rozpadem radioaktivních prvků.

Teplota se při metamorfóze uplatňuje mnohostranným způsobem. Teplotní faktor určuje v prvé řadě *stupeň metamorfózy*. Teplota způsobuje vznik teplotních gradientů a ovlivňuje tak migraci látek. Ovlivňuje jak pevnou, tak i fluidní fázi, způsobuje rekrytalizaci a vznik nových, za daných podmínek stabilnějších minerálů a vyvolává fázové přeměny minerálů již existujících.

Teplotní interval, v jehož hranicích probíhají typické metamorfní procesy, se pohybuje od 300–400 °C do 700–900 °C. Pod hranicí 300°C metamorfóza neprobíhá buď vůbec, nebo jen velice pomalu. Spodní i horní hranici metamorfózy ovlivňuje především chemické složení hornin a tlak. V případě spodní hranice se navíc uplatňuje i časový faktor, tj. doba trvání metamorfního procesu.

Tlak

Celkový tlak, který na horninu při metamorfóze působí, představuje souhrn různých tlaků, případně jejich složek. K nejvýznamnějším z nich patří *tlak nadloží* (tlak hydrostatický, litostatický), *tlak orientovaný* (směrný, stress) a *tlak fluid*. Tlakové účinky obecně směřují proti působení teploty. Jestliže stoupající teplota brání slučování vody a CO₂, rostoucí tlak naopak znemožňuje rozklad minerálů na vodu a CO₂. Růst teploty podporuje krystalizaci minerálů s méně kompaktní strukturou, při zvýšeném tlaku se tvoří minerály se strukturami kompaktními.

Tlak nadloží vzniká jako důsledek zatížení horniny při metamorfóze sloupcem hornin v jejím nadloží. Při průměrné hustotě hornin kontinentální kůry (2,7-2,8 g/cm³) narůstá tlak od povrchu zhruba lineárně o 25-30 MPa na jeden kilometr hloubky. V hloubce 10 km tak působí tlak kolem 260 MPa, ve 35 km asi 1000 MPa a v 50 km 1500 MPa.

Orientovaný tlak souvisí s tektonickými pochody. Na rozdíl od tlaku nadloží klesá jeho účinek směrem do podloží, takže v hloubkách nad 10 km se jeho vliv již prakticky neprojevuje. Orientovaný tlak se skládá ze složky stříhové, způsobující střížné pohyby a složky litostatické, vyvolávající stlačování hornin. Orientovaný tlak zvyšuje rozpustnost minerálů a vyvolává kataklázu hornin, což usnadňuje cirkulaci roztoků v horninovém systému a následnou rekrystalizaci jeho horninotvorných minerálů.

Celkový tlak má společně s teplotou zásadní význam pro celkový charakter metamorfních pochodů. Určuje oblast stability typických metamorfogenních minerálů, ovlivňuje jejich rozpustnost, aktivitu složek fluidní fáze a objemové změny pevné fáze při její rekrystalizaci. S rostoucím celkovým tlakem dochází ke zmenšování objemu hornin a tím i ke zmenšování možnosti látkové migrace.

Čas

Doba trvání metamorfních podmínek je zcela zásadní při rozlišování hlavních druhů metamorfózy.

Šoková metamorfóza trvá jen krátce. Ve většině případů jde o setiny vteřiny (atomový výbuch, seismická činnost, dopad kosmických těles), maximálně dny (kontaktní působení výlevných hornin).

Při *kontaktní metamorfóze* závisí doba působení na velikosti magmatického tělesa, na tepelné vodivosti hornin a jejich výchozí teplotě. S ohledem na vzdálenost magmatické taveniny se tak doba potřebná pro kontaktní metamorfózu může pohybovat v řádu dnů až

Metamorfované horniny – studijní opory

desítek tisíc let.

V případě *regionální metamorfózy* se celková doba trvání metamorfního procesu počítá v desítkách miliónů let, u starších orogénů pak kolem 100 miliónů let.

Mechanické vlastnosti výchozích hornin

Mechanické vlastnosti hornin ovlivňují průběh metamorfních přeměn do nejvyšších metamorfních stupňů.

Velikost zrna mívá při metamorfóze obvykle inverzní vliv. Jemnozrnné výchozí horniny se tak po rekrystalizaci stávají hrubozrnnější. Velikost zrna bývá při metamorfóze negativně ovlivňována přítomností příměsí.

Pórovitost hornin usnadňuje látkovou migraci a zvyšuje možnost zachování pórových fluid do vyšších metamorfních stupňů.

Hustota hornin při metamorfóze závisí na nově vznikajících minerálech a je odrazem působení celkového tlaku. Postupně se zvyšuje do středních metamorfních stupňů a poté opět klesá.

Chemické faktory metamorfózy

Metamorfní přeměny se uskutečňují vzájemnými reakcemi mezi pevnými fázemi (minerály) nebo reakcemi mezi pevnou a fluidní fází. Při těchto pochodech hrají rozhodující úlohu aktivity složek fluidní fáze, oxidačně redukční potenciály a možnosti migrace látek v horninovém systému. Jejich působením dochází k vyrovnávání chemických potenciálů, které se v hornině vytvořily a ovlivňují vznik gradientů.

Chemické potenciály vznikají v horninách při změně fyzikálních podmínek. Vytvářejí se mezi minerály a fluidní fází, na hranicích hornin různého složení nebo mezi zónami s rozdílnými metamorfními podmínkami. K jejich vyrovnávání dochází chemickými reakcemi nebo *metasomatickou látkovou migrací*. Přítomnost chemických potenciálů naznačuje existence hornin s nerovnovázným minerálním složením, poloh s různým stupněm dehydratace nebo oxidace a zonálnost krystalů, které nebyly při metamorfóze homogenizovány (granáty, plagioklasy).

ZÁKLADNÍ TYPY METAMORFÓZY

Z hlediska vzhledu a vlastností výsledných hornin může být každá metamorfóza do určité míry analogická metamorfóze v jiné oblasti. Kombinací mnoha faktorů (viz výše), za nichž

Metamorfované horniny – studijní opory

vzniká, je však vždy unikátní. Z uvedeného důvodu se tak dnes jednotlivé metamorfózy srovnávají výhradně na základě rozdílů v jejich podmínkách.

Podle geologické pozice se rozlišuje:

- metamorfóza regionální
- metamorfóza lokální

Regionální metamorfóza postihuje velmi různorodé horninové komplexy v plošně i objemově rozsáhlých oblastech. Při jejím průběhu se mohou uplatňovat všechny z hlavních faktorů. Se vzrůstající intenzitou regionální metamorfózy vzrůstá podíl teploty a hydrostatického tlaku a klesá podíl tlaku orientovaného. Podle geologického postavení se v rámci regionální metamorfózy rozlišuje několik typů.

Orogenní metamorfóza je nejčastějším typem regionální metamorfózy. Probíhá v orogenních pásmech, tj. v místech, kde dochází ke kolizi litosférických desek a následným horotvorným procesům. Při tomto typu metamorfózy se výrazně uplatňuje tlak i teplota. V případě, že hornina byla při různých a různě starých etapách metamorfózy postižena dvěma nebo více metamorfními pochody (např. kontaktní metamorfózou po metamorfóze regionální, dvěma různě silnými regionálně metamorfními pochody apod.), může mít orogenní metamorfóza i polyfázový charakter a bývá někdy nazývána jako *polymetamorfóza*. Ta může být buď retrográdní (za nízkých teplot též označovaná jako diaforéza) nebo prográdní. Při *retrográdní metamorfóze* vyvolal poslední metamorfní pochod přeměnu nižšího stupně než metamorfní pochod předchozí. V horninách postižených tímto druhem přeměny tak vznikají minerální asociace odpovídající oproti původním horninám nižšímu stupni metamorfózy. V případě *prográdní metamorfózy* vyvolává polymetamorfóza zesílení metamorfních účinků, které se projevuje tvorbou minerálů typických pro vyšší metamorfní stupně.

Metamorfóza pohřbením je vázána na sedimentační pánve, v nichž dochází k postupnému pohřbívání podložních sedimentů. Pro tento druh metamorfózy jsou charakteristické plynulé přechody od procesů diagenese po metamorfózu. Z hlavních faktorů se zde uplatňuje pouze všesměrný tlak vyvolaný hmotností nadloží, orientovaný tlak se neprojevuje. Teploty jsou nízké a pohybují se v intervalu 200 – 350°C.

Metamorfóza oceánského dna nastává na středoocéánských hřbetech, kde dochází ke vzniku nové zemské kůry oceánského typu. V souvislosti s těmito procesy probíhá neustálé rozpínání dna doprovázené deformacemi bazaltických hornin. Po takto vzniklých zlomech dochází za relativně vysokých teplot k cirkulaci mořské vody a horkých hydrotermálních fluid.

Metamorfované horniny – studijní opory

Následné metasomatické procesy vyvolávají změny minerálního složení hornin, související s hlubinným přínosem Mg, Na, Mn, Fe, Zn a Pb a snižováním obsahu Ca a Si.

Regionální metamorfóza má ze všech druhů metamorfózy největší význam, protože jsou při ní metamorfními procesy postihovány obrovské oblasti. V nich se výše popisovanými mechanismy tvoří regionálně metamorfované horniny, dříve nazývané jako krystalické břidlice, patřící k nejrozšířenějším metamorfním produktům. Horniny, které vznikly regionální metamorfózou sedimentů, bývají označovány jako *parabřidlice*, horniny geneticky související s regionální metamorfózou magmatitů představují *ortobřidlice*.

Lokální metamorfóza je způsobena změnami teplotních, tlakových nebo chemických podmínek v prostorově omezených částech zemské kůry. V procesech lokální metamorfózy rozlišujeme několik typů.

Kontaktní metamorfóza představuje souhrn mineralogických a strukturních změn horniny, vyvolaných účinkem teplotních gradientů s menším uplatněním tlaku nadloží. Vzniká v blízkosti intruzivních těles jako důsledek tepelného působení tuhajícího magmatu a magmatických fluid na starší horniny v bezprostředním okolí magmatické intruze (plášťové horniny). K typickým znakům kontaktní metamorfózy patří rychlý pokles jejich účinků s rostoucí vzdáleností od magmatického tělesa. Na rozdíl od regionální metamorfózy postihuje relativně uniformní horninové soubory v oblasti tzv. kontaktního dvora (kontaktní aureoly). V případě mnohočetných intruzí může nabývat až charakteru regionální kontaktní metamorfózy.

Kataklastická (dislokační) metamorfóza má převážně mechanický charakter. Projevuje se drcením hornin (katakláza, mylonitizace) na zlomech a tektonických poruchách. Metamorfóza se vyznačuje vysokou rychlostí deformace související s působením orientovaného tlaku. V horninách vyvolává jen texturní změny, které nejsou doprovázeny změnami v chemickém složení. Za nižších teplot dochází většinou k porušení soudržnosti horniny, drcení jejích minerálů a vzniku tzv. kataklazitů. Za vyšších teplot se minerály chovají plasticky a rekrystalizují při zmenšení velikosti minerálních zrn a vzniku plošně paralelní stavby. Takové horniny bývají zpravidla označovány jako mylonity.

Šoková metamorfóza představuje změny v horninách, k nimž dochází nárazovou změnou podmínek. Vyvolána může být prudkým zvýšením tlaku (např. při seismické činnosti nebo impaktu velkých kosmických těles) nebo teploty (pyrometamorfóza na kontaktu se žhavou

Metamorfované horniny – studijní opory

lávou). Šoková metamorfóza se projevuje částečným nebo až úplným tavením vedoucím ke vzniku hornin sklovitého charakteru.

Hydrotermální metamorfóza je vyvolána tepelnými účinky horkých fluid souvisejících s magmatickou činností. Probíhá za relativně nízké teploty a tlaku. Často doprovází vznik rudních ložisek a projevuje se přeměnou hornin v okolí rudních žil. Zpravidla má značný ekonomický význam v souvislosti s těžbou některých nerostných surovin.

ZÁKLADNÍ TERMÍNY POUŽÍVANÉ K BLIŽŠÍ CHARAKTERISTICE METAMORFÓZY

Metamorfnní stupeň závisí na maximální teplotě, jíž byla hornina v průběhu metamorfózy vystavena. Podle vzrůstající teploty lze rozlišit čtyři metamorfnní stupně:

- velmi nízký stupeň metamorfózy (200 – 350°C),
- nízký stupeň metamorfózy (350 – 550°C),
- střední stupeň metamorfózy (550 – 650°C) a
- vysoký stupeň metamorfózy (nad 650°C).

Uváděné teplotní hranice jsou však pouze relativní, protože jejich výše i rozmezí jsou významně ovlivňovány působícím tlakem.

Teorie *metamorfnních zón* vychází z představy, že rozložení metamorfnní intenzity bylo v každém terénu nerovnoměrné a lze je rekonstruovat na základě dnešního minerálního složení hornin. Metamorfnní zóna je tak definována prvním výskytem tzv. indexového minerálu, vzniklého při metamorfóze po dosažení určitých teplotních a tlakových podmínek na úkor dříve stabilních minerálních asociací.

Metamorfnní facie je definována na základě přítomnosti stabilní, prostorově omezené minerální asociace a s ní spojených typických hornin, na jejichž základě lze odhadovat teplotní a tlakové podmínky, za kterých došlo k metamorfóze a následně rekonstruovat jak výchozí chemické složení hornin, tak i stupeň jejich přeměny.

Klasifikace metamorfovaných hornin

Zatřídění metamorfovaných hornin do uceleného systému je velmi obtížné především s ohledem na značnou variabilitu vstupních podmínek: složení původní horniny, typ metamorfózy, teplota, tlak nebo přítomnost roztoků. Během studia metamorfovaných hornin vznikla řada systémů, které metamorfované horniny rozdělují podle specifických kritérií.

Metamorfované horniny – studijní opory

Jedním ze systémů je rozdělení podle metamorfních formací, tedy do souborů hornin, které mají shodný metamorfní vývoj, bez ohledu na jejich původní složení. Můžeme pak rozlišit formace hornin:

- ✓ kontaktně metamorfovaných
- ✓ regionálně metamorfovaných
- ✓ šokově metamorfovaných nebo
- ✓ metasomaticky metamorfovaných.

Jiné klasifikační principy rozlišují metamorfované horniny podle skupin facií, tedy řadí k sobě horniny vzniklé za podobných teplot a tlaků. Hranice hlavních faciálních skupin jsou definovány různě:

- ✓ facie velmi nízké metamorfózy (zeolitová, lawsonit-albitová a další) je definována vznikem laumontitu nebo lawsonitu
- ✓ facie nízké metamorfózy (zelených břidlic, albit-epidotických amfibolitů aj.) je na spodní hranici definována vznikem chloritu a pyrofylitu.
- ✓ facie středních stupňů metamorfózy (amfibolitová nebo amfibolických rohovců) je na spodní části definována např. vznikem kyanitu, cordieritu nebo biotitu.
- ✓ facie vysoké metamorfózy (granulitová, sanidinitová) je na spodní hranici definována vznikem pyroxenů nebo vymizením slíd.

Dalším klasifikačním schématem je rozdělení metamorfovaných hornin na základě chemického nebo minerálního složení výchozích hornin. Můžeme definovat např. skupiny hornin:

- ✓ pelitických
- ✓ křemen-živcových
- ✓ karbonátových
- ✓ bazických
- ✓ ultrabazických nebo
- ✓ organogenních

Horniny původně stejného složení metamorfované v různém stupni vytváří tzv. metamorfní řadu. Na významu zde nabývá princip konvergence, kdy metamorfované horniny shodného složení vznikají různými metamorfními procesy nebo princip divergence, při kterém horniny s unikátním složením vznikly běžnými metamorfními pochody z hornin s výjimečnými vlastnostmi nebo z běžných hornin unikátními metamorfními pochody.

Systematické rozdělení hornin

Pro běžné pojmenování metamorfovaných hornin a snadné pochopení jejich vzniku se zdá být nejvhodnější klasifikační systém založený na hodnocení dvou kritérií:

- ✓ typ výchozí horniny
- ✓ stupně metamorfózy

Před metamorfózou mohly mít horniny různé minerální (fázové) i chemické složení.

Většinou proto vycházíme z obecnějšího označení zdrojových hornin:

- ✓ pelitické (jílové i prachové břidlice, často mořské sedimenty)
- ✓ křemen-živcových (běžně granity, granodiority, případně arkózy)
- ✓ karbonátových (vápence, dolomity, opuky, slínovce)
- ✓ bazických (nejčastěji bazalty, gabra, případně droby)
- ✓ ultrabazických (dunity, peridotity, lherzolity) nebo
- ✓ organogenních (uhelné sedimenty, bitumenní břidlice)

Jelikož přesné stanovení metamorfní facie není vždy zcela snadné, používá se pro základní rozdělení metamorfních podmínek stupně metamorfózy. Z hlediska teploty můžeme přibližně rozlišit:

- ✓ velmi nízkoteplotní stupeň, anchimetamorfóza (150–300 °C)
- ✓ nízkoteplotní stupeň (300–500 °C)
- ✓ středněteplotní stupeň (500–700 °C)
- ✓ vysokoteplotní stupeň (700–900 °C) a
- ✓ ultravysokoteplotní stupeň (nad 900 °C)

Podle tlaku můžeme rozlišit následující metamorfní stupně:

- ✓ velmi nízkotlaký (0–200 MPa, 0–2 kbar) – často kontaktní metamorfóza
- ✓ nízkotlaký (200–600 MPa, 2–6 kbar) – regionální metamorfóza
- ✓ střednětlaký (600–1000 MPa, 6–10 kbar) – regionální metamorfóza
- ✓ vysokotlaký (1000–2500 MPa, 10–25 kbar) – metamorfóza v plášti a subdukčních zónách
- ✓ ultravysokotlaký (nad 2500 MPa, nad 25 kbar) – svrchní plášť, impaktivní událost

Aplikace těchto dvou kritérií (výchozí hornina a metamorfní stupeň) vede k pojmenování výsledné horniny, např. pelitický sediment metamorfovaný ve facii zelených břidlic označíme jako fylit nebo vápenec metamorfovaný v různých metamorfních stupních označíme jako mramor.

METAMORFOVANÉ PELITICKÉ HORNINY

Metamorfózou pelitických nebo aleuro-pelitických sedimentů (většinou mořského původu) mohou v různých metamorfních stupních vzniknout následující metamorfované horniny:

- ✓ fylit (facie zelených břidlic, nízká teplota, nízký až střední tlak)
- ✓ svor (amfibolitová facie, střední teplota i tlak)
- ✓ pararula (amfibolitová až granulitová facie, střední až vysoká teplota, střední tlak)
- ✓ chorizmit, migmatit (facie granulitová, vysoká teplota s parciálním tavením, střední tlak)
- ✓ porcelanit (kaustická metamorfóza)

Fylit

Fylity jsou obvykle tmavě šedé, zelenavé nebo tmavě zbarvené horniny s výrazně plošně paralelní nebo tence břidličnatou stavbou. Plochy foliace mohou být svařtělé nebo detailně provrásněné, často mají perleťová lesk. Hornina je většinou jemně nebo drobně zrnitá.

Tuto krystalickou břidlici tvoří základní asociace minerálů křemen, albit a sericit. Obecně tyto horniny odpovídají velmi nízkému stupni metamorfózy a vznikají metamorfózou pelitických sedimentů. Nejslabším stupněm metamorfózy vznikají fylitické břidlice. Složení fylitů závisí na hodnotách teploty a tlaku během jejich vzniku. Při vyšších metamorfních podmínkách vzniká muskovit a chlorit. Při horním okraji facie zelených břidlic (300–450 °C) se ve fylitech setkáme s biotitem, mikroklinem, granátem, chloritoidem nebo i kyanitem. Fylity vzniklé ze sedimentů s vyšším podílem organické hmoty obsahují grafit a označují se jako grafitové fylity. Vysoký podíl karbonátů mají kalcitové fylity.

V metamorfovaných komplexech fylitů se běžně vyskytují čočky sekrečního křemene, někdy o mocnosti až několika decimetrů. Některé fylity nejsou provrásněné a používají se jako pokrývačské břidlice.

V České republice jsou fylity běžné v novoměstské skupině orlicko-kladského krystalinika, proterozoiku barrandienu, v krušnohorském krystaliniku nebo v železnobrodském krystaliniku.

Svor

Svory jsou světle šedé, světle hnědé, červenohnědé nebo šedočerné horniny s výraznou foliací, plochy foliace jsou často nápadně lesklé. Stavba horniny je nejčastěji plošně paralelní, hornina může být drobně až hrubě zrnitá. Běžně se v hornině střídají polohy slídových a zrnitých minerálů, četné bývají polohy a čočky sekrečního křemene.

Metamorfované horniny – studijní opory

Základní minerální složení svoru tvoří křemen, muskovit, biotit, chlorit. Kyselý plagioklas může být přítomen do 10 % ze světlých minerálů. Většina svorů odpovídá metamorfním podmínkám přechodu z facie zelených břidlic do facie amfibolitové. Při vyšších stupních metamorfózy vzniká granát a staurolit (asi 500 °C) na úkor chloritu nebo chloritoidu, zvyšuje se podíl biotitu a plagioklasu. Hornina může přecházet až do tzv. svorových rul. Detailnější členění svorů můžeme provést podle obsahu slíd:

- ✓ svor muskovitový
- ✓ svor muskovit-biotitový
- ✓ svor dvojslídny nebo
- ✓ svor paragonitový.

Velmi často se používá i označení podle významných vedlejších minerálů, které obvykle tvoří porfyroblasty: svor granátový, staurolitový, kyanitový nebo kalcitový. Dalšími vedlejšími minerály ve svorech mohou být turmalín či andalusit.

Svory jsou v Českém masivu běžné horniny, tvoří pásy v moldanubických komplexech, najdeme je v domažlickém krystaliniku, orlicko-kladském krystaliniku nebo sileziku.

Rula (pararula)

Horniny označované jako pararuly jsou velmi variabilní, především jejich vzhled může být velmi odlišný. Pararuly vznikají ze sedimentů pelitické, alueuritické nebo i psamitické zrnitosti. Po prodělané metamorfóze jsou pararuly drobně až hrubě zrnité, stavby jsou obvykle masivní, plástevnaté, páskované, okaté nebo stébelnaté, v závislosti na přítomných minerálech. Tyto krystalické břidlice mívají zřetelné usměrnění minerálů a některé typy mají výraznou břidličnatost, která je často zvýrazněna zvětráváním.

Pararuly obsahují jako hlavní minerály v proměnlivém množství křemen, plagioklas, K-živec a biotit. Přítomny mohou být i muskovit, amfibol a zpravidla jako vedlejší nebo akcesorické minerály pyroxen, cordierit, granát, sillimanit, kyanit, andalusit nebo turmalín. Metamorfní stupeň přeměny pararul odpovídá amfibolitové nebo až granulitové facii, při velmi silné metamorfóze může dojít i k částečnému tavení světlých složek a vznikají chorizmity. Na spodní hranici metamorfních podmínek se pohybují horniny označované jako svorové ruly nebo rulové svory.

V podmínkách granulitové facie vznikají granulitové ruly, ve kterých se objevuje draselný živec spolu s ortopyroxenem, sillimanitem a granátem.

Pararuly jsou velmi variabilní horniny nejen svým vzhledem, ale i složením. Jednotlivé

Metamorfované horniny – studijní opory

typy můžeme rozlišovat podle různých kritérií:

- ✓ obsah živců (plagioklasové, ortoklasové, s převahou draselného živce apod.)
- ✓ obsah slíd (muskovitové, dvojslídité, biotitové)
- ✓ obsah charakteristických minerálů (cordieritové, sillimanitové, grafitové, granátové nebo amfibolové)
- ✓ stavba horniny (rohovcové, okaté, stébelnaté)

Ruly budují rozsáhlé komplexy moldanubika, zastoupeny jsou v sileziku, krkonošském krystaliniku nebo v oblasti saxothuringika.

Chorizmit (migmatit)

Chorizmit je negenetické označení smíšených hornin, v nichž je možno odlišit dvě nebo více horninových složek. Nejběžnějším příkladem chorizmitických hornin jsou migmatity. Skládají se obvykle z rulové nebo až amfibolitové složky (substrát, paleosom) a granitové složky (metatekt, neosom). Mineralogicky se migmatity velmi podobají pararulám, hlavní rozdíl je v jejich stavebních znacích. Horniny s jasně odděleným rulovým substrátem se označují jako migmatitizované ruly, typické migmatity mají obě složky rozplývavé a neostře oddělené, v krajním případě vznikají horniny granitového vzhledu. Světlá složka migmatitů (metatekt) má obvykle aplitický, granitický nebo pegmatitový charakter v závislosti na množství vody při tavení. Tmavý substrát tvoří břidličnaté horniny rulového složení. K diferenciaci horniny dochází v podmínkách ultrametamorfózy, kde se světlé minerály (křemen a živce) oddělí ve formě parciální taveniny a následně dojde k její opětovné krystalizaci v nepohyblivém restitu.

Migmatity jsou horniny tvořící značnou část moldanubika, kde se můžeme setkat s migmatitizací v různém stádiu vývoje.

Porcelanit

Porcelanit je často velmi pestře zbarvená hornina v červených, oranžových, hnědých nebo rezavých odstínech. Její stavba je celistvá, typický je lasturnatý lom.

Většinou se jedná o původně pelitické nebo vápnité břidlice, které byly vystaveny intenzivní kaustické přeměně při teplotách až 1000 °C po relativně krátkou dobu. V krajním případě může dojít k částečnému tavení horniny. Podmínky tohoto typu vznikají např. při požáru uhelných slojí, nebo působením lávy na útržky sedimentů.

Minerální složení porcelanitů je zpravidla křemen, živce, mullit, wollastonit, merwinit nebo larnit. Jejich vzájemné rozlišení je i pod mikroskopem velmi problematické.

METAMORFOVANÉ SVĚTLÉ (KŘEMEN-ŽIVCOVÉ) HORNINY

Výchozími horninami bývají obvykle granitické horniny nebo arkózy:

- ✓ ortorula (amfibolitová facie, střední teplota, nízký nebo střední tlak)
- ✓ granulit (granulitová facie, vysoká teplota, střední až vysoký tlak)

Ortorula (leukokratní rula)

Jedná se převážně o světle zbarvené horniny s různou zrnitostí. Stavby jsou všesměrné, plošně paralelní někdy páskované.

Ortoruly jsou horniny chemicky i fázově velmi podobné granitům. Hlavním rozlišovacím kritériem jsou jejich metamorfní stavby. Jako ortorulu bychom měli označovat pouze horninu vzniklou metamorfózou granitoidních hornin. Existuje však řada hornin podobného složení a staveb, které nevznikly z granitoidů, a pro takové se používá označení leukokratní rula.

Ortoruly obsahují převážně světlé minerály jako křemen, K-živce a plagioklasy. Obsah tmavých minerálů by neměl překročit 20 % a zastoupeny bývají muskovit, biotit nebo amfibol. Většina ortorul a leukokratních rul vznikla v podmínkách amfibolitové facie, některé silněji metamorfované horniny postrádají muskovit a převládá v nich ortoklas, přítomny jsou často i kyanit, sillimanit nebo granát.

Pojmenování ortorul může být podobně jako u pararul provedeno na základě více kritérií:

- ✓ obsah živců
- ✓ obsah slíd
- ✓ obsah charakteristických minerálů
- ✓ stavba horniny.

V Českém masivu jsou ortoruly zastoupeny velmi hojně: v krušnohorském nebo krkonošsko-jizerském krystaliniku, sileziku nebo moldanubiku.

Granulit

Granulity jsou velmi světlé horniny, pokud obsahují podstatné množství biotitu, mohou být tmavě šedé a šedočerné. Stavba bývá masivní nebo velmi výrazně páskovaná, kdy se střídají polohy s různým obsahem biotitu.

Hlavními minerály granulitů jsou křemen, K-živec, plagioklas a biotit, jako vedlejší nebo akcesorické minerály mohou být zastoupeny pyroxen, kyanit, sillimanit, granát nebo rutil. Zastoupení biotitu v granulitech je kolísavé, v některých typech není zastoupen vůbec, někde patří mezi hlavní minerály.

Metamorfované horniny – studijní opory

Původními horninami, ze kterých granulity vznikají, jsou kyselé magmatity. Granulity vznikají v metamorfních podmínkách granulitové facie, při vysokých metamorfních podmínkách může být přítomen pyroxen (nejčastěji hypersten), takové horniny se pak označují jako pyroxenové granulity. Granulity běžně přechází složením i stavbou do rul – tzv. granulitové ruly.

V Českém masivu vytváří granulity celá tělesa v moldanubických rulách: prachatický, křišťanovský, lišovský, borský nebo náměšťský masiv.

METAMORFOVANÉ BAZICKÉ HORNINY

Výchozími horninami jsou nejčastěji bazalty, ale mohou to být i diority, gabra, tufy nebo droby:

- ✓ zelená břidlice (facie zelených břidlic, nízkoteplotní stupeň)
- ✓ amfibolit (amfibolitová facie, střední teplota a tlak)
- ✓ eklogit (eklogitová facie, vysoký tlak, střední až vysoké teploty)

Zelená břidlice

Typické je tmavě šedé nebo šedo zelené až zelené zbarvení těchto hornin. Stavba je zřetelně až výrazně plošně paralelní, horniny jsou drobně až jemně zrnité. Horniny s masivní a kompaktní stavbou se označují jako zelené skaliny (zelenokameny).

Zelené břidlice se běžně vyskytují v asociaci s fylity, se kterými se shodují v metamorfním stupni. Zelené břidlice nebo skaliny vznikají z původních gaber, dioritů, bazaltů, bazických tufů nebo i z ultrabazických hornin. Jejich minerální složení tvoří asociace albit – epidot – klinozoisit – chlorit – aktinolit, ve vedlejších množstvích může být přítomen granát, magnetit, křemen, biotit, kalcit nebo ilmenit. Zelené břidlice mohou vznikat i při procesech retrográdní metamorfózy z amfibolitů.

Se zelenými břidlicemi se na území ČR setkáme např. v železnobrodském krystaliniku, novoměstské skupině (Orlické hory) nebo vrbenské skupině (Jeseníky).

Amfibolit

Barva horniny je černošedá nebo černo zelená, stavba bývá masivní, plošně paralelní nebo páskovaná, hornina bývá středně až hrubě zrnitá.

Metamorfní podmínky vzniku amfibolitů odpovídají amfibolitové facii, tj. středním až vyšším tlakům (běžně 3–10 kbar) a teplotám 500–700 °C. Při přechodu z facie zelených břidlic

Metamorfované horniny – studijní opory

dochází k reakcím chloritu, zoisitu a křemen za vzniku obecného amfibolu a plagioklasu nebo reaguje albit a aktinolit za vzniku obecného amfibolu a křemen. Základní složení amfibolitu je amfibol (tschermakit, edenit, pargasit) a plagioklas, ve vedlejších nebo akcesorickém množství najdeme granát, biotit, karbonát a při vyšší metamorfóze i diopsid. Některé amfibolity mohou být zcela bez živců.

Podle minerální asociace se amfibolity mohou dále klasifikovat. Pro horniny s vyšší obsahem biotitu se používá označení amfibol-biotitové ruly, běžně se používá označení granátový, plagioklasový nebo pyroxenový amfibolit.

Podle typu výchozích hornin se někdy amfibolity rozdělují na dvě skupiny:

- ✓ paraamfibolity vznikly metamorfózou sedimentů
- ✓ ortoamfibolity pochází z gaber a bazických tufů

Některé amfibolity jsou horniny chorizmitického charakteru, zvláště v oblastech postižených migmatitizací. Stavby takových amfibolitů jsou založeny na minimálně dvou zřetelně odlišitelných složkách (liší se barvou, složením nebo zrnitostí) a podobají se migmatitům.

Amfibolity se běžně vyskytují v bazických nebo ultrabazických komplexech, např. mariánskolázeňském, sobotínském, jesenickém nebo letovickém. Vložky amfibolitů najdeme běžně v pestré skupině moldanubika nebo v kutnohorském krystaliniku.

Eklogit

Barva horniny je tmavě zelená, někdy s temně rubínovým nádechem. Stavba je nejčastěji všesměrná, kompaktní, někdy páskovaná.

Eklogity jsou horniny vzniklé v podmínkách eklogitové facie, při teplotách 400–900 °C a tlacích nad 10 kbar. V některých eklogitech najdeme podmínky pro vznik coesitu (vysokotlaká forma SiO₂) a diamantu.

Eklogity vznikají z bazických nebo ultrabazických hornin, mají chemismus podobný gabrům a základní minerální asociaci tvoří pyroxen (omfacit s vysokým podílem jadeitu) a granát (vysoký podíl pyropu). Vedlejšími a akcesorickými minerály mohou být plagioklas, glaukofan (alkalický amfibol), kyanit nebo rutil.

Místem vzniku eklogitů je svrchní plášť, často v okolí subdukčních zón. Do povrchových podmínek se mohou eklogity dostat ve formě drobnějších těles. V hornině dochází k významným přeměnám spojených s poklesem tlaku a teploty, které se projevují zejména nahrazením omfacitu monoklinickým pyroxenem a plagioklasem nebo kelyfitovými lemy

Metamorfované horniny – studijní opory

kolem granátu. Retrográdní přeměnou mohou přecházet na amfibolity.

V Českém masivu najedeme drobná tělesa eklogitů v horninách moldanubika nebo kutnohorského krystalinika.

Metamorfóza ultramafických hornin

Výchozí horniny často pochází ze spodní kůry nebo svrchního pláště, bývají to zejména peridotity, lherzolity, dunity nebo harzburgity:

- ✓ serpentinit (hadec)
- ✓ mastková břidlice
- ✓ chloritová břidlice
- ✓ aktinolitová břidlice

Všechny uvedené horniny vznikají ve facii zelených břidlic při nízké teplotě a nízkém nebo středním tlaku.

Serpentinit (hadec)

Barva serpentinitů je nejčastěji žlutozelená, šedozeleň nebo zelenočerná. Stavby bývají masivní, někdy skvrnitě. Horniny jsou běžně velmi jemnozrnné.

Serpentinity vznikají přeměnou ultramafických hornin typu peridotitů, dunitů nebo harzburgitů. Metamorfní podmínky obvykle odpovídají facii zelených břidlic nebo nižší amfibolitové facii. Při výstupu magmatických ultramafických hornin do zemské kůry dochází k hydratační metamorfóze olivínu a pyroxenů za vzniku minerálů serpentínové skupiny. Převládajícím minerálem serpentinitů jsou minerály serpentínové skupiny: chryzotil, antigorit a lizardit. Z dalších minerálů můžeme v serpentinitech najít nepřeměněné zbytky pyroxenů a olivínu, magnezit, mastek, flogopit, brucit, magnetit nebo chromit.

Většina serpentinitů je v povrchových podmínkách silně rozpukaná a často metasomaticky přeměněná, což dokumentuje vznik opálu na puklinách, vznik magnezitových poloh nebo polohy složené z chloritu a aktinolitu. Vzhledem k původu serpentinitů se často používá označení serpentinizovaný peridotit.

V Českém masivu najdeme četná tělesa serpentinitů různých rozměrů, např. v moldanubiku (Mohleno, Věžná, Křemže), kutnohorském krystaliniku nebo letovickém krystaliniku.

Mastková břidlice

Barva horniny je světlešedá, žlutošedá nebo zelenošedá s výraznou plošně paralelní texturou. Hornina může být jemně až hrubě zrnitá.

Hlavním minerálem je mastek, akcesoricky mohou být přítomny chlorit, karbonát, amfibol tremolitové řady, křemen nebo magnetit. V případě zvýšeného zastoupení konkrétního minerálu může přecházet až do krupníku, aktinolitových nebo chloritových břidlic.

Při vzniku mastkových břidlic hrají významnou roli vedle metamorfních podmínek (většinou facie zelených břidlic) rovněž metasomatické pochody vyvolené hydratací horniny nebo přítomností hydrotermálních roztoků. Mastek může vznikat hydratací pyroxenů, olivínu nebo amfibolů v hořčíkem bohatých horninách nebo metasomatickým působením vhodných roztoků na vápence či magnezity.

Mastkové břidlice tvoří většinou čočkovitá tělesa, často společně s krupníky. V Českém masivu je najdeme např. v okolí Sobotína v Hrubém Jeseníku.

Chloritová břidlice

Tmavě šedozeleňá hornina s výrazně břidličnatou stavbou nebo jemně lupenitou stavbou.

Chloritové břidlice jsou téměř monominerální horniny složené z chloritu, akcesoricky se může objevit mastek, amfibol nebo magnetit. Hornina vzniká obvykle z již dříve metamorfovaných ultramafických hornin za významného přispění metasomatických přeměn. Obecně je považována za nižeteplovní stupeň metamorfózy než mastkové břidlice, často tvoří okrajový lem krupníkových těles.

Může se vyskytovat ve formě čoček ve svorech, amfibolitech nebo serpentinitech. U nás najdeme chloritové břidlice v sileziku (Jeseníky).

Aktinolitová břidlice

Aktinolitové (tremolitové) břidlice mají výrazně zelenou barvu, jsou středně až hrubě zrnité s masivní nebo stébelnatou stavbou.

Tato monominerální hornina obsahuje amfibol tremolit – feroaktinolitové řady, akcesoricky může být přítomen chlorit, karbonát, křemen nebo magnetit. Vzniká v podmínkách facie zelených břidlic přeměnou ultrabazických hornin (hornblendity, hadce).

V ČR ji známe z drobných výskytů v sobotínském amfibolitovém masivu.

Metamorfóza karbonátových a slinitých hornin

Původními horninami jsou nejčastěji vápence, slínovce nebo opuky:

- ✓ mramor (střední až vyšší stupně metamorfózy)
- ✓ dolomit (střední až vyšší stupně metamorfózy)
- ✓ erlan (střední až vyšší stupně metamorfózy)

Mramor (krystalický vápenec)

Barva mramorů je bílá, světle šedá a v závislosti na povaze jemného pigmentu načervenalá, zelenavá, tmavě šedé až černá. Pigment obvykle tvoří oxidy nebo hydroxidy železa, chlorit nebo grafit. Stavba je masivní nebo páskovaná, mramory jsou horniny drobně nebo středně zrnité ale i velmi hrubě zrnité.

Mramory vznikají regionální metamorfózou karbonátových sedimentů, které mohou mít různý podíl klastické složky (křemen, jílové minerály) a výsledná asociace minerálů závisí i na intenzitě metamorfních podmínek. Hlavním minerálem je kalcit, ve vedlejším množství mohou být zastoupeny:

- ✓ ve facii zelených břidlic (nejčastěji 500–600 °C, 5–8 kbar) tremolit, křemen, albit, epidot, mastek nebo minerály serpentínové skupiny
- ✓ v nižší amfibolitové facii tremolit, aktinolit, muskovit nebo diopsid
- ✓ v amfibolitové facii flogopit, forsterit, granát, spinel, plagioklas diopsid nebo chondroit.

Mramory tvoří většinou tělesa o rozměrech do několika stovek metrů v komplexech metamorfovaných hornin (fylity, svory, ruly). V ČR je to silezikum, krkonošské krystalinikum, moravikum nebo metamorfované ostrovy středočeského plutonického komplexu.

Jako mramory se označují i kontaktně metamorfované vápence, které vznikají tepelným působením hlubinných magmatických těles. Tento kontakt bývá zpravidla zonální podle teplotního gradientu. Příčný kontakt je zpravidla tvořen tzv. taktity.

Krystalický dolomit

Mezi mramory v širším významu zahrnujeme i horniny s dolomitovým složením (krystalický dolomit), který s kalcitovým mramorem může vytvářet plynulé přechody. Hlavním minerálem je dolomit a jako vedlejší minerály se v závislosti na intenzitě regionální metamorfózy mohou objevit mastek, tremolit nebo diopsid.

Tyto horniny mohou vznikat metamorfózou dolomitických vápenců, ale častěji je jejich geneze spojena s dodatečným přínosem hořčíku. Tento typ hornin může vznikat rovněž v podmínkách kontaktní metamorfózy.

Erlan

Barva horniny je proměnlivá, často v šedých, zelenavých nebo červenofialových odstínech. Stavba bývá masivní nebo páskovaná.

Erlany jsou též označovány jako vápenatosilikátové rohovce nebo pyroxenové ruly a vznikají z karbonátových hornin s podstatnou příměsí klastického materiálu (slíny a slínovce). Intenzita regionální metamorfózy může mít různý stupeň, vznikají i v procesech kontaktní metamorfózy. Obvyklé složení horniny je diopsid, křemen a plagioklas, ke kterým mohou v různém množství přistupovat kalcit, vesuvián, granát (převaha grossuláru), vesuvián, skapolit nebo biotit. Erlany jsou často pozvolnými přechody spojeny s mramory, vyskytují se i v komplexech svorů a rul. Většinou vytváří několikametrové polohy nebo drobná čočkovitá tělesa.

V ČR se vyskytují v metamorfovaných komplexech moldanubika, sileziku nebo krkonošském krystaliniku.