



EVROPSKÁ UNIE
Evropské strukturální a investiční fondy
Operační program Výzkum, vývoj a vzdělávání



Všeobecná geologie

Studijní opory

Petr Skupien

1. ÚVOD

GEOLOGIE (z řeckého *gé* - země, *logos* - slovo, věda) jako samostatná věda od 18. století, rozvoj v souvislosti s průmyslovou revolucí v 19. století.

Složitým dynamickým vývojem geologie vznikl celý vědní systém - vědy o Zemi. Dnes zahrnují kolem 120 disciplín. Jednotlivé disciplíny se odlišují objektem zkoumání a metodami zkoumání.

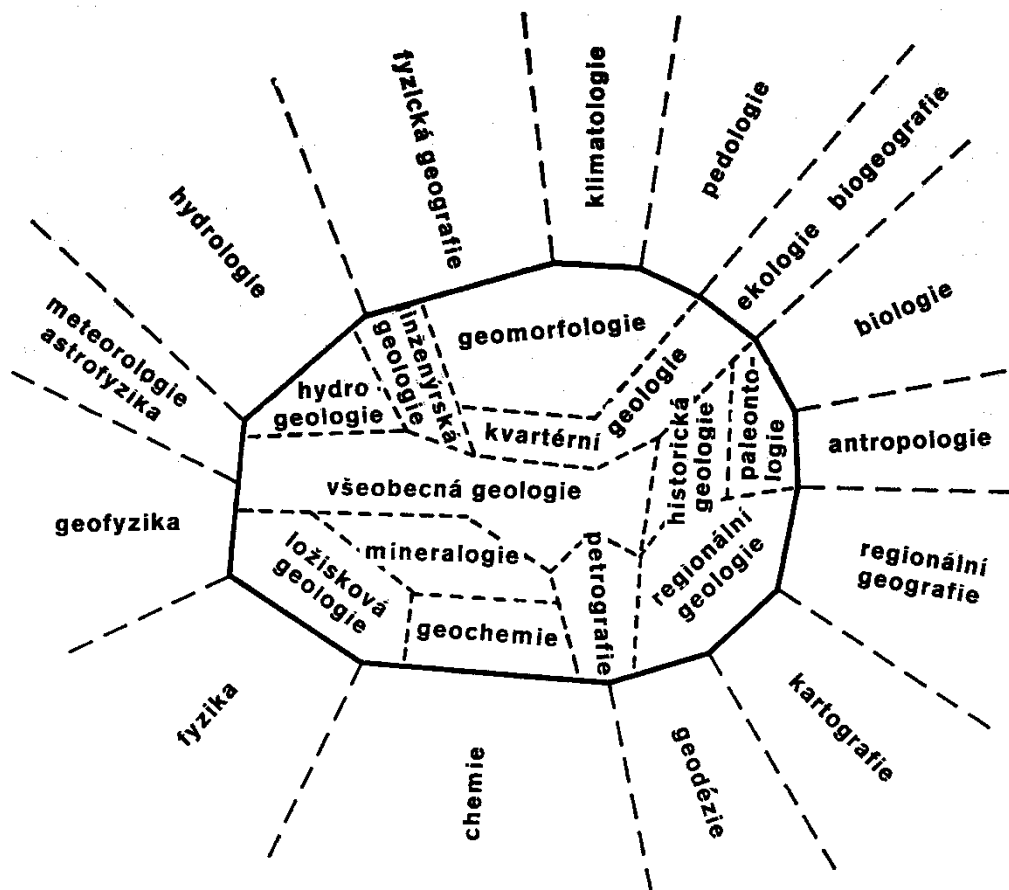


Schéma systematického rozdělení a vztahů geologických a příbuzných věd (zjednodušeno podle tzv. *Ellinghamova schématu*)

Všeobecná geologie studuje procesy, které probíhají v zemském tělese, způsobují v něm změny a podmiňují vznik geologických těles.

Disciplíny všeobecné geologie:

1. endogenní dynamika - zabývá se výkladem procesů a jevů majících původ uvnitř zemského tělesa
2. exogenní dynamika - studuje působení činitelů na vývoj zemské kůry zvnějšku
3. strukturní geologie - popis, klasifikace, geneze a vývoj struktur (tvarů geologických těles) a jejich zobrazením.

Na všeobecnou geologii navazuje řada disciplín – tzv. užitá geologie.

Pracovní metody

Charakteristickým znakem geologických procesů je délka trvání ⇒ experiment je vyloučen.

1. analýza - hromadná pozorování
2. syntéza (GEOFOND)

princip aktualizace (angl. geol. Hutton) jevy vznikající a procesy probíhající na zemském tělese v geologické minulosti lze hodnotit na základě jevů vznikajících v recentu a procesů, které k jejich vzniku vedou.

2. CYKLUS GEOLOGICKÝCH PROCESŮ

Geologické procesy v zemské kůře jsou výsledkem protikladného působení činitelů dvojího druhu“ endogenních (vnitřních) a exogenních (vnějších).

1. Endogenní dynamika:

- pojednává o působení geologických činitelů, jejichž původ je v nitru zemského tělesa.

Patří sem především napětí a zemské teplo, které podmiňují látkové změny v zemském tělese a přeskupování látek. K hlavním procesům vyvolaným endogenními činiteli patří *magmatismus*, *metamorfismus* a *diastrofismus*.

2. Exogenní dynamika:

- zabývá se působením geologických činitelů, které ovlivňují horniny a geologická tělesa zemské kůry zvnějšku.

Exogenní činitelé mají svůj původ většinou ve vnějších obalech zemského tělesa - v *atmosféře*, *hydrosféře* a *biosféře*. Hlavními energetickými zdroji pohybu látek je *sluneční energie*, *měsíční energie*, *zemská tíže* a *zemské teplo*.

Vnější geologičtí činitelé - *voda*, *led*, *vzduch* a *organismy* působí na zemský povrch rušivě a tvořivě.

Tyto činitele rozrušují horniny na zemském povrchu, způsobují jejich zvětrávání a vyvolávají v nich chemické změny. Současně dochází k rozrývání zemského povrchu působením větru, vody, ledu a organismů. Oba rušivé procesy se označují jako *denudace*. Tvořivý proces - *sedimentace*.

Endogenní a exogenní činitele působí protikladně. Jejich protiklad se projevuje v tom, že vnitřní činitele způsobují především výnos látek ze zemského nitra na povrch a výzdvihy horstev. Vnější činitele působí naopak rozrušování a chemické přeměny látek vynesných z hlubin a zarovnání (peneplenizaci) horstev.

*** *úsilí o dosažení fyzikální a chemické rovnováhy v zemském tělese* ****

3. ZEMSKÉ TĚLESO

3.1. HYPOTÉZY VZNIKU ZEMĚ (GEOGÓNIE)

Stáří vesmíru: $12 - 20 \cdot 10^9$ let

Stáří sluneční soustavy: $4,7 \cdot 10^9$ let

Za základ planet je považováno protoplanetární mračno plynů a prachových částic (*chondry* – složené ze silikátů). Shlukováním vznikají *asteroidy* a následně *protoplanety*. Původně chladná hmota se postupně zahřívá (zdroje vnější a vnitřní).

Proces *gravitační diferenciace* podmínil brzy po vzniku Země rozvrstvení látek podle klesající objemové hmotnosti na *zemské jádro* a *obaly* – *zemský plášť*, *zemskou kůru* a později na *hydrosféru* a *atmosféru*.

3.2. Složení zemského tělesa

Stanovení složení Země, vymezení hloubek jednotlivých rozhraní geosfér, stejně jako určení jejich skupenství, nelze provést přímými metodami. Přímému pozorování jsou přístupny pouze nejsvrchnější části zemského tělesa. Současná nejhlubší důlní díla jsou ražena do hloubek 3,5 km. Nejhlubší vrt na poloostrově Kola měří 12,5 km. Jedná se tedy o velmi malou část Země, která v porovnání se zemským poloměrem 6378 km činí asi 0,001 jejího průměru. Pro poznání hlubších částí Země jsme odkázáni na studium meteoritů, laboratorní experimentální výzkum a především nepřímé metody studia. Mezi nejrozšířenější patří metody geofyzikální, zejména pak studium rychlosti šíření seismických vln.

Seismickým měřením bylo zjištěno 10 rozhraní (ploch diskontinuity).

Významné diskontinuity Země

K prvnímu výraznému zvýšení rychlosti zemětřesných vln dochází v hloubce 25-75 km pod pevninami a 6-15 km pod oceány. Tato plocha diskontinuity byla podle svého objevitele nazvána jako **Mohorovičičova diskontinuita** (MOHO, M-diskontinuita). Tvoří hranici mezi zemskou kůrou a zemským pláštěm. Druhá nejvýznamnější diskontinuita byla objevena mezi litosférou a astenosférou v hloubce 70 km pod oceány a 225 km pod kontinenty. Je to zóna poklesu rychlosti šíření seismických vln tzv. **nízkorychlostní zóna**. Další výrazná diskontinuita je v hloubce

2900 km. Rychlost podélných zemětřesných vln zde náhle klesá ze 13,6 km/s na 8,1 km/s, příčné vlny se dále nešíří. Tato plocha byla nazvána jako **Guttenbergova-Weichertova diskontinuita** a odděluje zemský plášť od zemského jádra.

Vnitřní stavba Země

Složení planety Země je úzce spjata s jejím vznikem. Během formování planety došlo vlivem gravitační diferenciace k vyčlenění zemského pevného vnitřního a kapalného vnějšího jádra, spodní a svrchní části pláště a zemské kůry. Hloubkový dosah zemské kůry je různý s ohledem na její charakter. Pod kontinenty může její mocnost dosahovat až 70 km, zatímco pod oceány nemusí dosahovat ani 6 km. Od svrchního pláště je omezena ostrým fyzikálním rozhraním označovaným jako Mohorovičičova diskontinuita. Vnější plášť zasahuje do hloubky 650 až 950 km. V jeho svrchní části vyčleňujeme astenosféru, nad kterou se nachází litosféra. Litosféra je tvořena nejsvrchnější částí svrchního pláště a zemskou kůrou. Pod svrchním pláštěm do hloubky 2900 km zasahuje spodní plášť. Pod touto úrovní se již nachází tekuté vnější jádro, jehož hmota cirkuluje kolem vnitřního pevného jádra. Rozhraní těchto dvou částí jádra se uvádí v hloubce 5100 až 5300 km. Střed Země je v hloubce 6378 km.

ZEMSKÉ JÁDRO

Zemské jádro představuje **16%** objemu a **31%** hmoty Země. Jeho utváření je spojeno s diferenciačními pochody uvnitř Země, kdy většina železa a niklu protoplanety začala vlivem gravitace migrovat do centra. Těmito diferenciačními procesy se začalo formovat zemské jádro. Poznatky o stavbě zemského jádra vycházejí pouze z nepřímých metod. Hloubky rozhraní jednotlivých geosfér a skupenství jádra, bylo určeno na základě výsledků seismických metod. Rozhraní mezi vnějším jádrem a pláštěm bylo zjištěno v hloubce **2900 km** a je označováno jako Gutenbergova diskontinuita. Rozhraní mezi vnějším a vnitřním jádrem je udáváno v literatuře v rozmezí **5100 až 5300 km**. Směrem do centra planety narůstá hustota, teplota a tlak (obr. 2-15). Odhadovaná hustota jádra je kolem **17,3 g/cm³**, teplota uvnitř jádra je **4300 - 6000 °C** a tlak **300 ÷ 430 GPa**. Tato vysoká teplota a obrovský tlak způsobily, že vnější jádro je ve stavu tekutém a vnitřní jádro v pevném. Důkazem je rozdílná rychlost šíření podélných seismických vln ve vnějším

jádra (kde je menší) a ve vnitřním jádru (kde je vyšší). Navíc, příčné seismické vlny se vnějším jádrem nešíří (příčné vlny procházejí pouze pevným materiálem).

Tekuté vnější jádro obtéká kolem pevného vnitřního jádra. Cirkulace tekuté hmoty (konvekčním prouděním) vyvolává zemské magnetické pole. Podle některých hypotéz silné magnetické pole kolem Země generuje termo-chemické dynamo, vzniklé v důsledku rotace pevného vnitřního jádra. Údaje o chemickém složení jádra vycházejí ze studia meteoritů a laboratorního experimentálního výzkumu. Analýzou železných meteoritů bylo prokázáno, že obsahují především železo a nikl. Obdobné složení se přisuzuje i zemskému jádru, které může v malém množství navíc obsahovat i Si, Co, Pt, Mo, Au, Ag a Mg.

Hmota jádra má tedy charakter kovu. Nicméně experimenty sledující chování různých látek za vysokých tlaků prokázaly, že zemské jádro není složeno z čistých kovů, ale převážně ze silikátů, oxidů, sulfidů a karbidů železa. Z **90 %** je tvořeno oxidy železa (**$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$**), z **8 %** oxidu niklu (**NiO**) a **2 %** tvoří zbytek.

ZEMSKÝ PLÁŠŤ

Zemský plášť tvoří 84% objemu a 69% hmoty Země. Členíme jej na spodní a svrchní část. Spodní část pláště je na základě studia seismických vln homogenní. Rychlost šíření podélných i příčných seismických vln se s hloubkou a tlakem plynule zvyšuje až ke Gutenbergově diskontinuitě, která v hloubce 2900 km tvoří ostré rozhraní mezi zemským pláštěm a jádrem. Na této zóně dochází k prudkému snížení rychlosti šíření seismických podélných P vln a vymizení příčných S vln. V hloubce 950 až 650 km se nachází báze svrchní části pláště. Od zemské kůry je plášť oddělen výrazným fyzikálním rozhraním označeným jako Mohorovičičova diskontinuita. Hloubka tohoto rozhraní je závislá na mocnosti kontinentální kůry, která je u kontinentů a oceánů různá. Svrchní plášť je oblastí s významnou endogenní aktivitou. Hmota pláště se zde vlivem vysokých teplot a tlaků nachází ve stavu blízkém tavení. Následkem rozdílných teplotních podmínek panujících v plášti pod kontinenty a pod oceány, zde dochází k velmi pomalé cirkulaci hmoty, označované jako konvekční proudy.

Ve svrchním plášti lze pomocí seismických vln identifikovat tzv. astenosféru. Je to zóna v hloubce 70 až 300 km, kde dochází k výraznému poklesu rychlostí šíření seismických vln. Směrem k povrchu Země klesá teplota a tlak, což má za následek změnu charakteru taveniny.

Nejvyšší polohy vnějšího pláště jsou tvořeny pevnou a křehkou hmotou. Tato pevná část pláště společně se zemskou kůrou je označována jako litosféra. Pohyb litosférických desek po astenosféře, vyvolaný konvekčním prouděním v plášti, se označuje jako kontinentální drift. Na rozhraní litosféry a astenosféry, kde dochází k plastickým deformacím hmoty bez vzniku ohnisek zemětřesení, dochází k pohybu litosférických desek rychlostí několik mm za rok. Hmoty pláště - pyrolit tvoří patrně mateřskou horninu pláště, která se ve svrchním plášti diferencuje. Lehčí diferenciát – bazalt (2,9 g/cm³) postupuje ve velkém množství do kůry. Ve svrchním plášti tak zůstávají těžší zbytkové peridotity (3,0 g/cm³) a eklogity (3,5 g/cm³). Průměrné chemické složení pláště je obvykle udáváno takto: SiO₂ – 43 %; MgO.

ENDOGENNÍ PROCESY A VÝZNAM ASTENOSFÉRY

Endogenní procesy - procesy v zemské kůře, které mají svůj základ v zemském plášti. Patří sem *magmatismus*, *metamorfismus* a *diastrofismus*. Za zdrojovou oblast endogenních procesů se považuje astenosféra. Astenosféra má sníženou pevnost a je schopna konvekčního proudění. Horní hranice – úroveň s teplotou při níž se horniny svrchního pláště začínají tavit.

Vnější pevný obal Země, zahrnující zemskou kůru a část svrchního pláště nad astenosférou se označuje jako litosféra (mocnost 100-150 km). Laterálně je rozčleněna do litosférických desek. Astenosféra a litosféra jsou oblastmi, v nichž vznikají a projevují se tektonické pohyby. Souhrně se označují jako tektonosféra.

ZEMSKÁ KŮRA

Zemská kůra tvoří nejsvrchnější část zemského tělesa. Její mocnost je proměnlivá. Na pevnině dosahuje průměrně 30-40 km, pod oceány pouze 6-15 km. Největší mocnost je pod kontinenty v místě pásemných horstev. Většinou se jedná o místa, kde v minulosti došlo ke kolizi dvou kontinentů a vyvrásnění horstva. Nejmenší zemská kůra je pod Himalájí, až 70 km.

Zemská kůra vznikla postupnou gravitační diferenciací ze zemského pláště, kdy k povrchu migrovaly nejlehčí složky. Dominantními minerály kůry jsou především křemičitany (silikáty), oxidy a uhličitany. Mezi pláštěm a kůrou lze identifikovat výrazné fyzikální rozhraní - (Moho) Mohorovičičovu diskontinuitu.

Nad touto diskontinuitou můžeme podle složení, mocnosti a pozice vyčlenit **tři základní typy kůry**: *kontinentální; oceánskou; přechodnou*.

Kontinentální kůra

Kontinentální kůra s průměrnou mocností 30-40 km netvoří pouze kontinenty, ale také oblasti šelfů a kontinentálních svahů. Sahá až k patě kontinentálního svahu, kde v případě pasivního kontinentálního okraje plynule navazuje přes přechodnou kůru na kůru oceánskou. Vertikálně lze v kontinentální kůře vyčlenit tři vrstvy.

Nejsvrchnější část, která v případě štítových pohoří díky erozi může chybět, je reprezentována **sedimentární vrstvou**. Její mocnost se pohybuje v rozmezí 2-4 km. V případě pánevních oblastí může dosahovat mocnosti až 10 km. Měrná hmotnost této sedimentární vrstvy je nejmenší (1,9 – 2,7 g/cm³).

Střední **granitová vrstva** je pro kontinentální kůru charakteristická. Je složena z široké řady kyselých a neutrálních vyvřelých vyvřelin, a také slabě až silně metamorfovaných hornin. V oceánské kůře tato vrstva chybí. Mocnosti granitové vrstvy kolísají v rozmezí 15-20 km, s průměrnou hodnotou kolem 18 km. Průměrná hustota se pohybuje v rozmezí 2,5-2,7 g/cm³. Granitová vrstva je od spodní bazaltové vrstvy oddělena Conradovou diskontinuitou.

Bazaltovou vrstvu tvoří hlavně bazické magmatity a metamorfika. Nemetamorfované čediče bazaltové vrstvy mohou s hloubkou přecházet do zelených břidlic a slabě metamorfovaných bazických hornin, ty do amfibolitů a v případech, kdy je tato vrstva zvláště mocná až do hornin eklogitového složení. Mocností této vrstvy pod starými platformami bývá kolem 15 km o pod mladými horskými pásmy až 50 km. Průměrná měrná hmotnost dosahuje hodnot v rozmezí 2,8-3,3 g/cm³.

Oceánská kůra

Oceánská kůra se nachází pod oceány a má podstatně menší mocnost než kůra kontinentální (pouze 6 - 10 km). Na rozdíl od kontinentální kůry jí chybí střední granitová vrstva. Svrchní **vrstva sedimentů** (s průměrnou mocností 0,4 km), která může v oblastech středooceánských hřbetů zcela chybět, je tvořena nejružnějšími druhy hlubokomořských sedimentů. V její povrchové části se vyskytují převážně nezpevněné, většinou silně porézní sedimenty s vysokým obsahem vody (vápnitá a křemitá bahna). Tyto již bývají směrem do hloubky částečně zpevněny (jemnozrnné vápence, silicity – rohovce).

Bazaltová vrstva tvoří hlavní část oceánské kůry. S narůstající hloubkou se mění její složení. Povrchová vrstva čedičů směrem do hloubky přechází do gaber či bazických metamorfitů a ty následně přecházejí do peridotit.

Přechodná kůra

Přechodný typ zemské kůry se nachází na okrajích kontinentů (v oblastech kolem kontinentálního svahu), v kontinentálních mořích a tvoří vulkanické ostrovní oblouky. Svým charakterem představuje přechod mezi kontinentální a oceánskou kůrou. Má menší celkovou mocnost s výrazně redukovanou granitovou vrstvou. Navíc obsahuje svrchní vrstvu andezitovou, která má přechodné vlastnosti mezi granitovou a bazaltovou vrstvou.

HRANICE DESEK

Litosféra jako pevný obal Země je rozlámána na různě velké tektonické desky, které se vůči sobě neustále pohybují, díky driftu po plastické astenosféře. Místa, kde se dvě desky setkávají, se nazývají „**desková rozhraní**“. Na tato místa jsou vázány geologické události jako jsou intenzivní zemětřesení, vulkanická činnost, deformace okrajů litosférických desek při horotvorné činnosti, rozestupování dvou desek v oblastech riftů nebo středo-oceánských hřbetů. Většina aktivních sopek na Zemi se nachází v okolí deskových rozhraní okolo Pacifické desky. Tato oblast je známa pod názvem Ohnivý kruh. Tektonické desky mohou být tvořeny kontinentální, přechodnou či oceánskou kůrou. Mnohé desky jsou tvořeny všemi druhy. Například Africkou desku tvoří kontinent Afrika s kontinentální kůrou, která na okrajích plynule přechází přes přechodnou kůru do oceánské kůry. Tento pozvolný přechod označujeme za pasivní okraj kontinentu. V závislosti na definici litosférické desky se na Zemi nachází 8 velkých tektonických desek a mnoho menších desek .

Na otázku „Jaké jsou hlavní řídící síly podmiňující pohyb litosférických desek?“, neexistuje jednotný názor. Obecně vědecká veřejnost pokládá za nejdůležitější hybnou složku konvekční proudy. Nicméně existují i jiné síly, které taktéž podmiňují kontinentální drift. Vedou se ovšem spory o podílu jednotlivých sil na celkovém pohybu desek. K plášťové konvekci dochází v důsledku rozdílů v hustotě a teplotě plášťových hmot. Plášťová konvekce se projevuje v pohybu tektonických desek jako kombinace tahu, sestupného nasávání v subdukčních zónách a variace topografie a hustoty kůry, což vede k rozdílům gravitační síly

působící na Zemi. Princip koloběhu plášťové hmoty si zjednodušeně můžeme přirovnat k ohřevu vody v hrnci. Podobný koloběh funguje i v zemském plášti. Teplejší plášťová hmota vystupuje pod divergentní hranici k povrchu Země (rozpínání – pohyb sousedních litosférických desek od sebe). Zde malá část magmatu vystoupí na povrch. Konvekční proudy se stáčí pod litosférické desky. Dochází k postupnému přenosu tepla z pláště do litosféry. Směrem k subdukčním zónám postupně klesá teplotní rozdíl v konvekčních proudech i teplota litosféry, což vede k nárůstu její moci. V subdukčních zónách chladnější konvekční proudy sestupují do hlubších částí pláště (obr. 3-3). Začíná se projevovat tzv. „trench suction“ (nasávání desky), kdy chladná a mocná litosférická deska je nasávána do subdukční zóny. V hlubších částech pláště se postupně litosféra roztaví.

Na Zemi existují tři základní druhy vzájemného pohybu litosférických desek:

- desky se vzdalují – divergentní rozhraní;
- desky se přibližují – konvergentní rozhraní;
- desky se pohybují vedle sebe – transformní rozhraní.

Divergentní rozhraní

Divergentní rozhraní se nalézá tam, kde se dvě desky vzájemně pohybují od sebe. Rozeznáváme dva základní typy těchto rozhraní: • kontinentální rift; • středooceánský hřbet.

Kontinentální rifty nebo také příkopové propadliny jsou místa, kde dochází k rozpadu kontinentu. V zemské kůře vzniká příkopová struktura poklesového charakteru, s délkou několika set až tisíců kilometrů a šířkou od několika do stovek kilometrů. Proces rozpadu kontinentální desky na dvě nové je doprovázen významnou vulkanickou a zemětřesnou aktivitou. Na obou stranách riftu vzniká pasivní okraj kontinentu, kdy kontinentální kůra plynule přechází přes přechodnou kůru do oceánské kůry. Proces rozpadu kontinentu začíná ve chvíli, kdy pod kontinentální deskou začne dlouhodobě vystupovat konvergentní proud plášťových hmot, který v první fázi vyklene desku směrem vzhůru. Dojde k rozpraskání křehké desky a ke vzniku podélných velmi strmých a hluboko založených zlomových zón, které oba okraje nově vznikajících desek rozdělí na systém dílčích bloků. Tyto hluboko založené zlomové zóny jsou tvořeny systémem mnoha paralelních zlomů různého rozsahu. Mezi sebou jsou propojeny šikmými zlomy, které omezují dílčí horninové bloky. V důsledku gravitace a odsunu desek od sebe začnou do volného prostoru mezi deskami z obou stran postupně sjíždět vyčleněné horninové bloky. Vzniká velmi hluboká příkopová propadlina.

Tvar příkopové propadliny není vždy osově symetrický. Postupně zaklesnuté bloky (jakési schody) nemusí být vytvořeny na obou stranách riftu. Taktéž osa riftu nemusí být kolmá na směr pohybu desek.

Vlivem vyšší teploty konvergentního proudu dochází ze spod litosférické desky k odtavování její spodní části a tedy k snižování její mocnosti. Magma se přes méně mocnou desku a pomocí zón oslabení horninového masivu (hluboko založených zlomových zón) dostává na povrch. Zintenzivňuje se vulkanická a zemětřesná činnost. Bazální magma prostupující vzhůru přes kontinentální kůru způsobí její tzv. provaření. Mění se charakter a složení kontinentální kůry. Postupně vzniká přechodná zemská kůra s charakteristickou andezitovou vrstvou.

Středooceánský hřbet

Středooceánské hřbety jsou dlouhá podmořská pásemná pohoří, kde dochází k výstupu konvekčních proudů a odsouvání litosférických desek od sebe. Jsou to místa vzniku nové oceánské kůry. Magma prostupuje přes hluboké zlomové zóny k povrchu kde tuhne. Tento proces je provázen významnou zemětřesnou aktivitou. Celková délka všech oceánských hřbetů je přibližně 60 000 km. Přitom středoatlantický hřbet s délkou kolem 10 000 km je nejdelší. Hřbety vystupují do výšky 1 - 4 km nad okolní hlubokomořské dno. Vyjmečně vystupují až nad hladinu viz. Island. Šířka celého podmořského hřbetu dosahuje až stovek kilometrů (300 - 2 000 km). Hřbet je v příčném řezu tvořen vrcholovou částí, od které sestupují na obě strany svahy, na kterých nacházíme četná riftová údolí s hloubkou až 2 km a šířkou 20 - 40 km. Vrcholové části oceánských hřbetů jsou tvořeny systémem hrástí a příkopů. U rychle se odsunujících desek (až 10 cm/rok) je centrální část vyklenuta směrem vzhůru. U pomalu se odsunujících desek (několik cm/rok) centrální část připomíná příkopovou propadlinu ve tvaru písmene V.

Transformní rozhraní

Transformní rozhraní nacházíme mezi dvěma deskami nebo dvěma dílčími částmi jedné desky, které se pohybují vedle sebe. Jsou to oblasti, kde nová zemská kůra nevzniká ani nezaniká. Rozhraní je tvořeno mnoha přibližně paralelními transformními zlomovými zónami, na kterých dochází k prokluzu desek vůči sobě. Tato činnost je doprovázena významnou zemětřesnou aktivitou. Relativní pohyb dvou pohybujících se desek může být

bud' dextrální (pravostranný z pohledu pozorovatele) či sinistrální (levostranný z pohledu pozorovatele). Typickým příkladem takového transformního zlomu je San Andreas v Kalifornii, který je dextrální. Na středooceánských hřbetech nacházíme jiný typ transformních zlomů. Tyto zlomové zóny příčně přerušují a odsazují průběh středooceánských hřbetů. Jak již bylo zmíněno výše, kompenzují rozdílnou rychlost rozpínání oceánského dna mezi dílčími částmi oceánské desky. Dílčí části jedné desky se pohybují stejným směrem, ale různě rychle. Zato dílčí části dvou protilehlých desek kloužou vedle sebe.

Konvergentní rozhraní

Konvergentní rozhraní je místem, kde se dvě litosférické desky přibližují. Dochází k zániku litosféry podsouvající se desky za doprovodu intenzivní zemětřesné a vulkanické činnosti. Relativně chladná podsouvající se deska (subdukovaná) sestupuje šikmo pod podsouvanou desku (subdukující) do teplých plášťových hmot. S narůstající hloubkou vzrůstá teplota i tlak. Podsouvající se deska se pozvolna zahřívá. Rychlost prohrátí desky na teplotu okolního plášťového materiálu je menší než rychlost vlastní subdukce. Vzniká tak výrazná anomálie teplotního gradientu, pomocí které lze vysledovat úklon subdukční zóny. Když teplota subdukované desky dosáhne bodu tavení hornin, dojde k uvolnění těchto tavenin - magmatu, které prostupuje přes čelo podsunuté desky k povrchu. Spodní částí litosféry subdukující desky prostupuje magma v důsledku rozdílné hustoty a teploty. Postup magmatu se zpomalí pod zemskou kůrou, kde se začne kumulovat. Další pohyb magmatu blíž k povrchu (do hloubek 10 – 2 km) postupuje přes horniny relativně v pevném stavu. V zemské kůře se magma kumuluje v magmatických krbech. Odtud k povrchu se dostává pomocí zón oslabení horninového masivu (zlomy, puklinové systémy, atd.). Na povrch vystupuje magma při vulkanické činnosti.

3.3. TVAR ZEMĚ

Zjednodušeně se tvar Země vyjadřuje **sféroidem**.

Jako referenční plocha pro geodetické nivelace a astronomická měření se používá **geoid**. Je to ekvipotenciální plocha zemského tíhového pole, totožná se střední hladinou světového oceánu.

Protože na geoidu je velikost tíže všude stejná, musí být pevniny tvořeny horninami s menší objemovou hmotností. Oceány mají přebytek hmotnosti a jejich dno musí být tvořeno horninami s podstatně vyšší objemovou hmotností.

Stejná velikost tíže na geoidu ukazuje tendenci k udržení rovnováhy bloků zemské kůry. Byl zaveden termín izostáze – snaha bloků o dosažení rovnovážného stavu. Teorii izostáze vysvětlují dva modely – *Prattův* a *Airyho*.

3.4. ZEMSKÉ TEPLLO

Zdroje tepelné energie:

- vnější – sluneční záření, kosmické záření, impakťová energie (20% se spotřebuje k oteplování zemského povrchu).
- vnitřní - energie uvolněná při gravitační diferenciaci, rozpadem radiaktivních prvků, stlačování podložních hornin tíhou nadloží, energie rotace Země apod.

TEPLOTA V ZEMI

Denní kolísání teploty do hloubky 1,5 – 2 m.

Roční 20 – 30 m.

Geotermický stupeň - definuje počet metrů, o něž je nutno sestoupit, aby teplota vzrostla o 1 °C (v Evropě 33 °C).

Geotermický gradient – udává zvýšení teploty na 1 km hloubky.

3.5. ZEMĚTŘESENÍ

Nazýváme tak přirozené otřesy vzniklé ve vnějších obalech Země náhlým uvolněním mechanické energie, při nichž se krátkodobým pohybem ker vyrovnává nerovnovážený napět'ový stav v zemské kůře a ve svrchním plášti. Při zemětřesení dochází k posunu ker – vzniká zlom nebo se opakují pohyby na již dříve existujících zlomech.

Oblast vzniku zemětřesení označujeme jako ohnisko zemětřesení.

Typy zemětřesení

- *podle příčin:*
 - řítivé

- sopečné
- tektonické (90% zemětřesení)
- *podle hloubky hypocentra:*
 - mělká (do 60 km)
 - středně hluboká (60 – 300 km)
 - hluboká.

Intenzita zemětřesení – charakterizuje velikost zemětřesení na základě pozorovaných makroseismických účinků.

Richterova stupnice – vyjadřuje zemětřesení podle magnituda M.

Naprostá většina zemětřesení má epicentra rozložena v tzv. *zemětřesných pásmech*. Nejrozsáhlejší je tzv. cirkumpacifický pás (Kurily, Japonsko, Filipíny, Nový Zéland, západní pobřeží Ameriky, Antarktida).

4. MAGMATISMUS

Magmatizmus je proces spojený s migrací magmatu k zemskému povrchu a vzniku primárních geologických těles vyvřelých hornin. Magma - žhavotekutá tavenina, proniká litosférou. Hromadí se v magmatických krbech, kde tvoří primární geologická tělesa uvnitř litosféry (tělesa hlubinných hornin) nebo vystupuje přímo na povrchu (tělesa výlevných hornin). Je to tedy proces úzce spojený se vznikem vyvřelých hornin a s obnovou zemské kůry - geologickým cyklem.

Magma je žhavotekutá tavenina vznikající na rozhraní litosféry a astenosféry v důsledku diferenciačních pochodů v zemském plášti a kůře. Je tvořena převážně silikátovou žhavotekutou taveninou, již vykrystalizovanými rudními či silikátovými minerály (cca 10 %) a fluidní fází (rozpuštěné sopečné plyny a páry - lehká těkavá složka). Množství fluidní fáze v magmatu se odhaduje mezi 1- 5%. Hluboko pod povrchem je magma pod velkým litostatickým tlakem, který zabraňuje uvolnění rozpuštěné fluidní fáze z magmatu. Při výstupu magmatu k povrchu klesá litostatický tlak a plyny se začínají rozpínat a uvolňovat. Zvětšuje se objem a migrační schopnost magmatu (fluidní fáze snižuje viskozitu magmatu). Při vulkanické činnosti

uvolněné sopečné plyny a páry mohou obsahovat 30 až 90 % vodní páry. Zbylou část tvoří oxidy síry (např. oxid siřičitý), fluorovodík, chlorovodík, oxid uhelnatý, methan, fluorid křemičitý, amoniak, oxid uhličitý a mnoho dalších jako např. karbonylsulfid či radon. Většina těchto plynů je životu nebezpečná. Některé plyny jsou jedovaté, jiné jsou ve velkých koncentracích nedýchatelné.

Druhy magmatu Magma můžeme rozlišovat podle chemického složení nebo podle vzniku. Z hlediska chemického složení rozlišujeme magmata nejčastěji na základě obsahu SiO_2 : •kyselé (acidní) $> 65\% \text{SiO}_2$; •neutrální (intermediární) $65\text{--}52\% \text{SiO}_2$; •bazické $52\text{--}44\% \text{SiO}_2$; •ultrabazické $< 44\% \text{SiO}_2$. Obsah SiO_2 je dán součtem křemičitanové komponenty ze všech přítomných silikátů i oxidu křemíku.

Podle geneze rozlišujeme magma: •primární (bazické až neutrální) magma vznikající ve svrchní části pláště nebo v bazaltové vrstvě zemské kůry; •sekundární (kyselé) magma vznikající v zemské kůře kontinentálního typu. Primární magma Ke vzniku primárních bazických magmat dochází ve svrchním plášti v hloubkách 100 až 250 km. Teplota vzniku se odhaduje na $1300 - 1500^\circ\text{C}$ a tlak 3 až 6 GPa. Diferenciací plášťového magmatu se na základě nižší hustoty odděluje bazické magma, které vystupuje do zemské kůry. K výstupu těchto magmat dochází především podél riftových zón (na středoocéánských hřbetech či kontinentálních riftech). Tvoří základ oceánské kůry (obr. 2-20). Těžší peridotity a eklogity zůstávají pod bazickou složkou a tvoří svrchní část pláště. Bazická magmata jsou bohatá na oxidy železa a hořčíku, naopak chudá na SiO_2 . Primární magmata intermediárního složení většinou vznikají přetavením hornin zemské kůry. Mohou vznikat také při velmi vysokých teplotách vytavováním z hornin svrchního pláště nebo se formují z bazických magmat během diferenciačních procesů probíhajících v zemské kůře. Sekundární magma Výskyt sekundárních magmat je vázán na subdukční zóny typu kontinent - oceán a kolizní zóny (obr. 3-24 a,c). Vznik kyselých magmat je v současné době vysvětlován dvěma způsoby. První způsob vysvětluje vznik procesem granitizace, kdy dochází působením tlaků a teplot k roztavení starších vyvřelých, metamorfovaných a sedimentárních hornin tvořících zemskou kůru. Tavením těchto hornin vzniká kyselé magma granitového složení. Někdy je označováno za anatektické magma. Ke vzniku takového magmatu dochází při teplotě $600 - 800^\circ\text{C}$. Předpokládá se, že toto mobilní magma s nízkou hustotou při migraci k povrchu s klesajícím litostatickým tlakem rychle ztrácí svoji pohyblivost a tuhle pod zemským povrchem, kde vytvářelo velká primární geologická tělesa kyselých vyvřelých hornin.

Kromě tohoto způsobu vzniku kyselého magmatu se předpokládá také vznik spojený s diferenciací magmatu primárního a mícháním s taveninami bohatými na SiO_2 . Při procesu migrace magmatu k povrchu, dochází k jeho postupné diferenciaci, kdy se oddělují bazické složky a zvyšuje se tak podíl SiO_2 . Vznikají středně kyselá magmata, která postupují blíže k povrchu. Při své cestě vzhůru natavují okolní horniny (kyselé horniny granitové vrstvy kontinentální kůry) a obohacují se o jejich kyselé složky. Dochází tak k postupnému míchání středně kyselých magmat s taveninami bohatými na SiO_2 .

Mobilita magmatu Mobilita magmatu úzce souvisí s viskozitou, teplotou a množstvím fluidní fáze. Teplota magmatu se pohybuje v rozmezí hodnot $590\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $1400\text{ }^{\circ}\text{C}$, přičemž závisí na množství rozpuštěné vody v tavenině. Čím menší je podíl vody, tím vyšší jsou teploty. Suchá magmata mohou dosahovat teploty až $1500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Na obsahu vody závisí i hustota magmatu. Hodnoty hustoty magmatu se pohybují v rozmezí $2,2$ až $2,8\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Při erupci (výstupu magmatu na povrch) se z magmatu uvolní fluidní fáze, čímž se rapidně sníží hustota chladnoucího a krystalizujícího magmatu. Viskozita magmatu je ovlivněna především obsahem SiO_2 a teplotou. Kyselá magmata (bohatá na SiO_2) jsou viskóznější. Čím je SiO_2 méně, tím je magma tekutější. Proto se bazická magmata chudá na SiO_2 snadno na povrchu rozlévají do okolí v podobě lávových příkrovů. Viskozita magmatu klesá s nárůstem teploty. Teplota magmatu kyselého se zpravidla pohybuje okolo 800 až $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ a teplota bazického magmatu dosahuje hodnot až $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Migraci magmatu (intruzi) lze vysvětlit na příkladu subdukční zóny (obr. 3-24 a,b). Horniny podsouvající se desky jsou v hloubce 100 - 150 km a teplotě 600 až $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 3-19) taveny. Vzniklé magma má mnohem menší hustotu než okolní prostředí v této hloubce a vyšší podíl fluidní fáze. Celý mechanismus výstupu magmatu v plastickém prostředí svrchní části pláště funguje na principu rozdílné hustoty a přítomnosti těkavých složek v magmatu. Rozdíl hustot nutí magma migrovat k povrchu (obr. 5-2). Magma se hromadí pod zemskou kůrou. Se zmenšující se hloubkou klesá teplota a litostatický tlak. Okolní horniny nejsou již tak plastické jako ve spodní části litosféry, nicméně další postup k povrchu je možný díky vyšší teplotě a nižší hustotě magmatu než mají okolní horniny. Takto se magma dostává až do oblastí, nad kterými jsou horniny již v duktilním až pevném stavu. V těchto zónách se hromadí v tzv. magmatických krbech. Další postup magmatu k povrchu je možný pouze přes místa oslabení horninového masivu (zlomy, pukliny, atd.). Podle mobility magmatu lze

rozlišit dva základní procesy magmatizmu, které ovlivňují genezi různých vyvřelých hornin a primárních magmatických těles. Rozlišujeme: •Plutonizmus – magma proniká pouze litosférou, zůstává pod zemským povrchem a tvoří primární hlubinná geologická tělesa. •Vulkanizmus – magma pronikne až na zemský povrch, kde vytváří primární vulkanická tělesa

4.1. Intruzivní magmatismus

Tavením hornin za vysokých teplot a tlaků ve spodní kůře a svrchním pláští vzniká tavenina - magma, jejíž hustota je nižší než hustota hornin ve stejné hloubce v tuhém stavu. Magma proto postupně vystupuje k povrchu. Tento proces se označuje jako **intruze**, pokud magma nedosáhne zemského povrchu. Horniny v okolí vyvřelého tělesa se označují jako **plášť**. Magma přitom přeměňuje (metamorfuje) horniny pláště jednak působením vysoké teploty a jednak pronikáním plynů a par z magmatu do okolních hornin pláště. Tento způsob přeměny se nazývá **kontaktní (kaustická) metamorfóza**. Při kontaktu magmatu s pláštěm je však ovlivněna i vnitřní zóna samotného intruzivního tělesa. Proto se rozlišuje tzv. **exokontakt** (v plášti) a **endokontakt** (ve vyvřelém tělese).

Dnes užívaná klasifikace intruzivních těles je založena na strukturním vztahu tělesa k plášti, na tvaru tělesa, jeho velikosti atp. Podle vztahu k okolním horninám pláště se tělesa dělí na **konkordantní** a **diskordantní**.

Konkordantní intruzivní tělesa prostupují plášť paralelně s vrstevnatostí nebo břídlíčnatostí. K nejmenším tělesům této kategorie patří **ložní (nepravé) žíly**. **Lakolity** jsou žilná, bochníková tělesa, vzniklá vyklenutím pláště pod tlakem většinou kyselého magmatu.

Diskordantní intruzivní tělesa prorážejí horninu většinou napříč vrstevnatostí a metamorfní břídlíčnatostí. **Pravé žíly** se liší od nepravých žil svým průběhem napříč vrstev a břídlíčnatostí. Žíly tvoří často žilné systémy. Systém paralelních žil v jedné oblasti se nazývá **žilné pásmo**. Žilné pásmo s hojnými, hustě nahloučenými žilami představuje **žilný roj**. Soustava hustě a nepravidelně se křížících a větvcích žil je **žilník**.

Pně jsou malá intruzivní tělesa, která mají suboválný obrys a u nichž, podobně jako u batolitů, zpravidla není známo podloží. V mapě zaujímají rozlohu větší než 100 km². **Batolity** a **plutony** jsou největší a nejdůležitější hlubinná tělesa, většinou granitoidních hornin, petrograficky i strukturně značně nejednotná. Zakořeněná jsou v hlubších částech zemské kůry, takže je jejich podloží neznámé, a to ani na základě geofyzikálního průzkumu. Podle tvaru se nejčastěji rozlišují *kopulovité* a *jazykovité plutony*, které tuhly většinou v hloubkách 10-20 km pod povrchem. Skutečnost, že dnes vystupují na povrch a jsou předmětem těžby v povrchových lomech, je podmíněna následnou erozí.

Typickým rysem granitoidních plutonů jsou systémy ploch mechanické diskontinuity (tzv. prototektonické struktury pevného stádia vývoje plutonů a batolitů). Vytvářejí se v již utuhlých okrajových partiích intruzivního tělesa působením vnitřních, dosud stále neutuhlých, partií tělesa nebo především kontrakcí magmatu při ochlazování. Vytváří se systém tzv. **S-Q-L puklin**, které jsou významné především z hlediska odlamování neporušených bloků při těžbě granitoidních materiálů pro dekorační a sochařské účely. Vnitřní anizotropie vyvřelin, související s rozpojitelností a stupněm porušení, je pro těžbu a následné využití zcela zásadní.

4.2. Extruzivní magmatismus - vulkanismus

Pojem vulkanismus zahrnuje všechny procesy a geologické jevy, které souvisí s výstupem magmatu v podobě **lávy** na zemský povrch. Probíhá jak na kontinentech, tak v oceánech a mořích (submarinní vulkanismus). Typickým projevem vulkanismu na zemském povrchu je vznik **vulkánů – sopek**. Sopečná aktivita může mít povahu relativně klidných výlevů lávy. Touto cestou vznikají především **štítové sopky**. Jde o ploché kuželovité vulkány se širokou základnou. Pokud jsou efuze magmatu doprovázeny rozsáhlejšími erupcemi pyroklastik a sopečného popela, vznikají typické stratovulkány.

Lávy různého složení se od sebe liší mj. viskozitou. S tím souvisí skutečnost, že na zemském povrchu vytvářejí tělesa rozdílného tvaru. Obecně platí trend, že bazické lávy jsou pohyblivější (tekutější) než viskóznější lávy kyselé.

Jako **lávové příkrovy** se označují deskovitá nebo štítovitá tělesa, plošně značně rozsáhlá, ale relativně málo mocná, u nichž převládá jeden z horizontálních rozměrů (n.100 – n. 10000 km²). Podobné jsou **lávové proudy**, u nichž v ploše dominuje

jeden rozměr. Typická pro tělesa lávových proudů je *sloupcovitá odlučnost*, související s vývojem dilatačních puklin během postupného chladnutí magmatu. Stejně jako u lávových příkrovů, i v případě lávových proudů jde většinou o méně viskózní bazické lávy. Ve vrstevním sledu se lávové proudy často střídají s polohami tufů, tufových aglomerátů a jiných **pyroklastik**. Vytváří typické vulkanicko-sedimentární formace, vyznačující se i z hlediska inženýrskogeologických charakteristik anomálními vlastnostmi, podmíněnými především zvýšenou porózitou a celkovou nestabilitou.

Kyselejší lávy tvoří většinou homolovitá nebo bochníkovitá tělesa, která se nazývají **vulkanické kupy**. Silně viskózní lávy vytvářejí **výtlačné jehly** nebo **výtlačné kupy**.

Přívodní tělesa vulkanitů mohou mít podobu pravých žil nebo subvertikálních komínů - **sopečných komínů** nebo **sopouchů**.

5. NAUKA O VRSTVĚ

Sedimentární horniny jsou ty druhy hornin, které vznikly pomocí tří procesů:

1. Eroze (zvětrávání) matečné horniny
2. Transport zvětralin (denudace)
3. Usazení a akumulace transportovaného materiálu

Transportovaný materiál se na vhodném místě usazuje (sedimentuje) a vytváří **sedimentární polohu** v podobě souvislého nebo nesouvislého tvaru. Toto těleso vzniká v subhorizontální poloze. Sedimentací vytvořené **polohy sedimentárních hornin** se navzájem mohou lišit např. barvou, tloušťkou (mocností), minerálním složením, příměsemi, strukturními či texturními znaky, stářím atd.

Vznik vrstevnatosti sedimentů je spojen s měnícími se podmínkami sedimentace. Základním prvkem vrstevnatosti je *vrstva*.

VRSTVA - těleso přibližně deskovitého tvaru a stejného petrografického složení.

Vzniká za stejných fyzikálně-chemických podmínek sedimentace na rozsáhlém areálu po určitou dobu.

Vlastní těleso (vrstvu) chápeme jako plošně protažené těleso omezené v ideálním případě dvěma rovnoběžnými vrstevními plochami (zřetelně definovatelnými – petrograficky, barevně, chemicky, atd.). Svrchní vrstevní plochou a spodní vrstevní plochou (bází).

vrstevní plochy - vznikají jako důsledek měnících se podmínek sedimentace a vystřídání usazování jednoho sedimentu druhým

mocnost vrstev

označení druhu vrstvy	mocnost v cm
masívní vrstva	více než 100
hrubá lavice	50 - 100
lavice	10 - 50
deska	1 - 10
lamina	0,2 - 1
tenká lamina	pod 0,2

mocnost

pravá (normálová)

nepravá: - horizontální
- vertikální
- šikmá

izopachytová mapa - spojnice míst stejných mocností.

Soubor vrstev stejného litologického charakteru označujeme za **souvrství**. Soubor vrstev nacházejících se nad konkrétní vrstvou označujeme za nadloží, soubor vrstev pod touto vrstvou označujeme za podloží.

PLOŠNÁ STÁLOST VRSTEV

Mocnost vrstev může v ploše kolísat. V případě ztenčení se mluví o vykliňování a v případě zvětšení mocnosti o nasazování vrstvy. Vzniká čočka.

vrstvy plošně nestálé: **vyklínění** a **nasazení**, **vyhluchnutí**

rozmrštění

Mocnost vrstvy může být na větší vzdálenosti stálá = svrchní a spodní vrstevní plochy jsou paralelní.

Pokud se vrstevní plochy přibližují a mocnost se snižuje na 0 = vrstva vyklínuje.

Pokud je tomu naopak = vrstva nasazuje.

Pokud vrstva nasazuje a vzápětí vyklínuje jedná se o čočku.

Speciálním případem vyklínění je tzv. rozmrštění, kdy se vrstva rozdělí na jazykovité výběžky, které samostatně vyklíní.

Jiná sedimentární tělesa – **čočka**, **herma**.

PRIMÁRNÍ VNITŘNÍ ZNAKY SEDIMENTŮ

ZVRSTVENÍ - uspořádání sedimentárních částic uvnitř vrstvy

rovnoměrné zvrstvení, gradační z. laminované z. - laminace
paralelní, šikmá, křížová, korytovitá, klínovitá

JEVY NA VRSTEVNÍCH PLOCHÁCH

mechanoglyfy: čeřiny, erozní nerovnosti, vlečné nerovnosti, vtisky

diaglyfy: bahenní praskliny, stopy dešťových kapek

bioglyfy: exobioglyfy, endobioglyfy

SOUVRSTVÍ

Souvrství je mocný komplex složený ze dvou a více horninových druhů střídajících se v různých poměrech. Za souvrství je považováno i střídání několika vrstev stejného petrografického složení, ale s rozdílnou texturou či strukturou.

Souvrství vzniká v jednom prostředí ukládáním jednotlivých vrstev na sebe. Uplatňuje se zde zákon superpozice, tedy **starší vrstvy hornin leží pod mladšími** - normální stratigrafický sled.

Změní-li se v sedimentačním prostředí fyzikálně chemické podmínky (chemizmu, množství a druhu přineseného materiálu, směru proudění, teploty vody, atd.) projeví se tato změna v náhlé či pozvolné změně uloženého materiálu - střídání vrstev.

ZÁKONITOSTI VE VRSTEVNÍM SLEDU

Rytmičné opakování – opakování vrstev horninových druhů v režimu A-B-C, A-B-C, ... Soubor A-B-C označujeme za rytmus. Mocnost celého rytmu bývá plošně málo proměnlivá. Geneze rytmu je spojena buď s turbiditními proudy (kde na bázi je gradační zvrstvení slepence či hrubozrného pískovce, které přechází do jemného až prachovitého pískovce a nakonec do jílovce) nebo se změnou klimatu. Dvoj až trojčlenné rytmy klastických sedimentů se nazývají flyš.

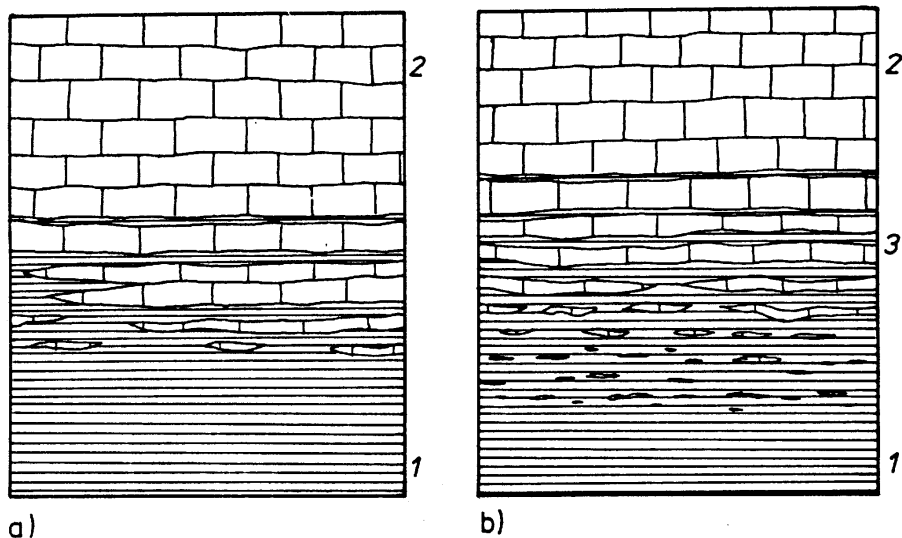
Cyklické opakování - opakování vrstev horninových druhů v režimu A-B-C-B-A. Většinou se skládá ze 4 a více horninových druhů, které vznikají za různých sedimentačních podmínek. Základní soubor vrstev označujeme za cyklotému. Mocnost cyklů je velmi proměnlivá. Geneze cyklického opakování vrstev je spojena s tektonickými pohyby.

VZÁJEMNÝ POMĚR SOUBORŮ VRSTEV

U sedimentů se dále vyčleňují **souvrství**, která představují soubor vrstev nějakým způsobem spolu souvisejících. Vztahy mohou být dány litologickým charakterem, shodný mi fyzikálně geografický mi podmínkami vzniku i určitým obdobím vzniku neboli tzv. **stratigrafickou pozicí**.

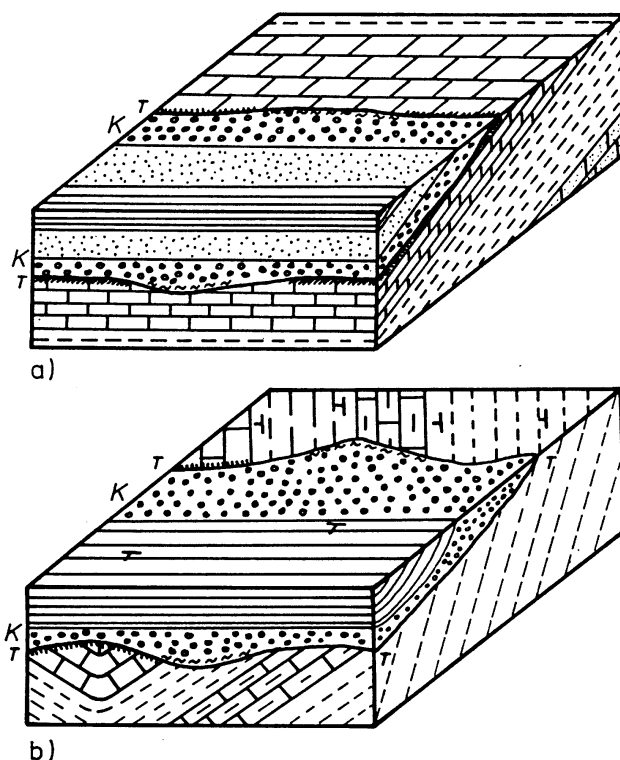
souvrství bývají od sebe oddělena buď tak, že vrstvy jednoho souvrství plynule přecházejí do druhého nebo je mezi nimi ostré rozhraní. Plynulý předěl se označuje jako uložení **konkordantní**. Pokud je mezi souvrstvími zjevná ostrá hranice, jde o **diskordantní** uložení. To vzniká v případě, že dojde k přerušení sedimentace. Soubory vrstev se stýkají vertikálně (**stratigrafický poměr**) a horizontálně (**faciální poměr**)

- **stratigrafický poměr - konkordance**



Konkordantní styk podložního jílovcového souboru 1 s nadložním souborem vápencovým 2, vpravo s přechodným vrstevním sledem 3
a) náhlý přechod, b) pozvolný přechod

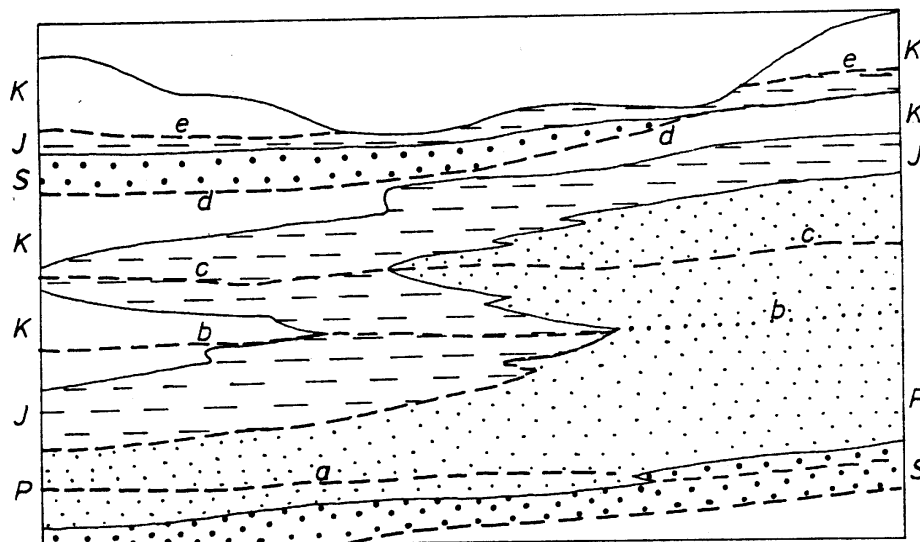
diskordance - stratigrafický hiát



Blokdiagramy skryté a zjevné diskordance
a) skrytá diskordance, b) zjevná diskordance
T – transgresní plocha (plocha diskordance),
K – bazální klastika

➤ **faciální poměr**

záměna facií: prstovitá, postupná,



Schematické znázornění změny facií v laterálním a vertikálním směru
S – slepence, P – pískovce, J – jílovce, K – karbonáty, a až e – čárkované linie ukazují stratigrafické (časové) hranice

6. GEOLOGICKÉ STRUKTURY

Geologické struktury jsou výsledkem deformačních procesů a jejím studiem se zabývá strukturní geologie. V širším slova smyslu studuje nejen struktury deformační (sekundární), které jsou výsledkem působení tektonických procesů, ale také celkovou architekturu – stavbu litosféry, včetně vzájemných prostorových a genetických vztahů prvotních a sekundárních struktur.

6.1. Napětí a přetváření v zemské kůře

Tektonické síly působící v litosféře (včetně zemské kůry) jsou vyvolány celkovou dynamikou vnitřních sfér Země (její celkovou energetickou bilancí, především tepelnou a gravitační energií). Jejím nejzřetelnějším vyjádřením je mobilita jednotlivých litosférických desek, tak jak je známa z geologické minulosti a jak ji lze dnes měřit metodami satelitní geodézie. Na rozdíl od *litostatického napětí* (vypočítá se obdobně jako hydrostatické napětí podle známé rovnice $\sigma = h \cdot \rho \cdot g$, kde h – hloubka, ρ – hustota a g – gravitační zrychlení), které je izotropní (všesměrné), vytváří tektonické síly anizotropní napěťové pole, kde platí nerovnice: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Charakter tohoto napětí nejlépe vyjadřuje *napěťový elipsoid*. Vymezit lze tlaková, tahová a smyková (střížná) napětí. Výsledkem působení tektonických napětí je přetvoření (angl. strain), které lze měřit a obdobně i toto prostorové přetvoření vyjádřit *elipsoidem přetvoření*. Vliv na konečné přetvoření (finite strain) však nemá jen velikost a charakter napěťového pole, ale především petrofyzikální – *reologické vlastnosti* samotné horniny. Ty navíc významně ovlivňují podmínky (především teplota, litostatický tlak a rychlost deformace – čas, tj. celkové p,T,t podmínky) za nichž k deformaci dochází.

Z tohoto pohledu se rozlišuje **deformace křehká** a **duktilní** (také často ne zcela správně označovaná jako plastická). Mezi těmito krajními případy je široké pole deformací duktilně-křehkých. Vzájemný vztah lze nejlépe vyjádřit prostřednictvím tzv. deformačních diagramů, vyjadřujících vzájemný vztah mezi přírůstkem napětí a přetvořením.

Zjednodušeně platí, že podmínky křehkého přetvoření platí ve svrchní kůře blízko zemského povrchu. Duktilní deformace je dominantní v hlubší kůře a plášti, kde úzce souvisí s podmínkami metamorfózy, případně s parciální anatexí (částečným natavením) hornin.

Typickým příkladem křehké, **nespojité deformace** jsou *pukliny* a křehké *zlomy*. Naopak *vrásy* a *flexury* odpovídají **spojitým deformacím** (duktilním, případně plastickým).

6.2. Spojité tektonické struktury – vrásy a flexury

Do této kategorie patří flexury a vrásy, které představují tvarově i geneticky velmi pestrá skupinu tektonických struktur.

Jako **flexury** se označují nejjednodušší spojitě vytvořené nahodilým, neopakujícím se, případně nepravidelně se opakujícím ohybem vrstev, metamorfních folií atd. Flexury bývají často spojeny se zlomy a kernými pohyby podél nich. Jsou reakcí nejčastěji plastických sedimentárních formací, případně jen dílčích vrstev na poklesy rigidních ker a bloku podloží. Na rozdíl od vrás, které jsou výsledkem tlakového namáhání, mohou takto vznikat flexury i v extenzním napěťovém režimu.

Vrása v nejjednodušší podobě je spojitá tektonická struktura, v níž jsou vrstvy, nebo jiná deskovitá geologická tělesa deformována do tvaru, jehož příčný řez je podobný sinusoidě. Na rozdíl od flexur jsou vrásky charakterizovány periodickým opakováním a vytvářením většinou regionálně rozsáhlých vrásových systémů.

U vrásky se rozlišuje **antiklinála** (část vyklenutá nahoru) a **synklinála** (část vyklenutá dolů). Část vrásky spojující antiklinálu a synklinálu se nazývá **rameno vrásky** nebo také vrásové křídlo. Horniny uvnitř antiklinály se označují jako **jádro antiklinály**, přičemž platí, že v jádře antiklinály jsou vrstvy starší a obdobně v jádře synklinály vrstvy mladší. Toto stratigrafické kritérium antiklinály a synklinály je zcela zásadní pro jejich klasifikaci. Pokud toto stáří není známo, jedná se o **antiformu**, resp. v opačném případě o **synformu**.

Důležitou součástí popisu vrásové struktury je její geometrizace. Ta vymezuje především **vrásovou osu**, která je totožná s linií maximálního zakřivení (tzv. zámkovou linií) antiklinály, resp. synklinály a dále **osní rovinu vrásky**. Podle pozice osní roviny se vrásky klasifikují jako přímé, šikmé, překocené, ležaté a ponořené. Podle velikosti úhlu sevřeného rameny vrás se vrásky dělí na rozevřené (120-180°), otevřené (70-120°), zavřené (30-70°), sevřené (5-30°), izoklinální (0-5°) a zaškrčené - hříbovité (záporná hodnota úhlu ramen a další specifické rysy).

Důležitým klasifikačním kritériem vrásové stavby je dělení vrás na **vrásky cylindrické** (válnové) a **vrásky konické** (kuželové, často označované jako brachyvrásky). Toto klasifikační kritérium je založeno na jejich celkové 3D prostorové geometrii. Jestliže se šířka vrás blíží jejich délce, označuje se antiklinální část jako kopule (dóm,), synklinální jako mísa. S existencí konických vrás souvisí vyznívání a případně znovu nasazování vrás ve směru vrásové osy, jejich kulisovité uspořádání - **vikarování**. Často se lze také setkat, především v intenzivněji deformovaných oblastech, se **superponovanými vrásami**. Jsou výsledkem opakované polyfázové deformace – vrásnění. Geometrické vztahy obou, případně vícenásobných vrásových systémů mohou být velmi různé – od koaxiálních až po příčné vrásky.

6.3. Nespojité tektonické struktury – zlomy a pukliny

Nespojité struktury jsou podmíněny vznikem nových plošných strukturních prvků (ruptur, fraktur, puklin, zlomů atp.) reprezentujících porušení souvislosti primárních geologických těles. Zpravidla se dělí na pukliny a zlomy. S jistými výhradami k nim

lze zařadit i kliváž, která má však geneticky blíže k duktilním, duktilně-křehkým deformacím. Zásadní rozdíl mezi puklinami a zlomy je v kinematice. Na zlomech dochází k přemístění sousedních ker, bloků atd., u puklin nikoliv.

Pukliny představují nejběžnější typ porušení mechanické soudržnosti hornin a horninového masivu. Nejčastěji se vyskytují v souborech, v nichž se zpravidla řadí do dvou a více **puklinových systémů** různé geometrie (pozice v prostoru – orientace a sklonu) a často také geneze. Každý systém pak představuje geneticky stejnocenné a v zásadě paralelní pukliny.

Podle orientace pukliny k rovině vrstevnatosti, případně podle metamorfní foliace (obecně starším foliačním systémům v horninovém masivu) se pukliny dělí na *kolmé*, *diagonální* a *paralelní (směrné)* s těmito primárními systémy. Významným kritériem pro hodnocení puklinového porušení je četnost (frekvence) jednotlivých puklinových systémů (tj. jejich počet na jednotku délky měřeno kolmo na daný systém). Obdobný význam má kritérium průběžnosti. *Průběžná puklina* se nazývá ta, která prochází přes více než jednu vrstvu. Také tvar puklin (rovné, nerovné, zvlněné atd.) je z praktického hlediska důležitý. Velmi významným kritériem praktické klasifikace puklin je kritérium otevřenosti – tj. vzdálenosti stěn pukliny. Výrazně otevřené bývají především tahové pukliny, které bývají často vyhojeny minerály jako jsou křemen, kalcit atp.

Z genetického hlediska je jedním z nejpodstatnějších kritérií klasifikace puklin na základě jejich vztahu k složce napětí, která byla příčinou jejich vzniku. Porušení od normálové složky napětí podmiňuje vznik tahových, resp. tlakových puklin. Rozhodující a v přírodním horninovém masívu podstatně častěji vystupující jsou **tahové pukliny**. Vzácnost výskytu **tlakových puklin** souvisí s rozdílnou pevností hornin v tahu a tlaku. Pevnost horniny v tlaku je překročena většinou až v podmínkách zvýšené duktility, kde však již funkci tlakových puklin přebírá většinou kliváž. Velmi rozšířené jsou v horninách párové systémy střižných (smykových) puklin. Vedle puklin tektonického původu existují také pukliny, jejichž příčinou vzniku je např. dilatace spojená s objemovými změnami horniny. Typickým příkladem je vznik puklin podmiňujících sloupcovitou odlučnost čediče vznikající v souvislosti s chladnutím magmatu.

Zlomy geneticky souvisí se vznikem fraktur ploch porušení, podél nichž dojde ke zřetelnému posunu obou zlomem oddělených ker. Charakter relativního přemístění je

současně základním klasifikačním kritériem zlomových struktur. Zlomy velmi často vytváří komplikované systémy, obvykle koncentrované do **zlomových zón**. Jejich doprovodným rysem je přítomnost drcených, často nesoudržných pásem hornin označovaných jako **kataklasity** (dislokační brekcie) a **mylonity** („dislokační jíly“).

Zlomová plocha vymezuje dvě dílčí tektonické kry, z nichž ta, která leží nad zlomovou plochou je označována jako **nadložní kra**. Kra pod zlomovou plochou je **krou podložní**. U svislých (radiálních) zlomů (s úklonem 90°) toto označení ztrácí smysl. Podle vztahu zlomů ke směru vrstev a metamorfním foliacím se zlomy klasifikují obdobně jako pukliny - zlomy příčné, kosé a směrné. Směrné zlomy mohou mít pozici totožnou s vrstevními plochami. V tomto případě se jedná o vrstevní, resp. obecně **intrafoliační zlomy**, přičemž k posunu dochází nejčastěji po vrstevních spárách mezi jednotlivými vrstvy.

Základním klasifikačním kritériem zlomových struktur je kritérium dynamických podmínek v době jejich vzniku a především kinematické kritérium – relativní přemístění obou dislokovaných ker. Analyzuje-li se přemístění zlomových ker, činí se tak pomocí vektorů přemístění a jeho složek. Jednou z možností, jak jeho parametry zjistit je analýza tektonických lineací na zlomové ploše (dislokační ohlasy, tektonické rýhování, tektonická zrcadla, vleky vrstev atd.).

S přihlédnutím k orientaci hlavních tektonických napětí v době vzniku zlomu, se dělí zlomy na tahové, tlakové a střižné. Kategorii tahových zlomů s jistým zjednodušením odpovídají **poklesy**. Vzhledem k tomu, že vznikají, je-li maximální napětí orientováno subvertikálně, označují se někdy jako gravitační zlomy. Jsou definovány poklesem nadložní kry vůči kře podložní a vektorem přemístění totožným se spádovou přímkou. Velmi často vytváří systémy protiklonných poklesů struktury, označované jako **tektonické příkopy**, případně poklesy v kombinaci s flexurním ohybem - asymetrické příkopy (polopříkopy). Typickými strukturami příkopového charakteru s podkorovým dosahem limitujících poklesových zlomů jsou **rifty**. Jejich protikladem, vytvořeným relativně vyšší pozicí podložních ker, jsou **hrástě**, resp. polohrástě.

Zlomovými strukturami, vytvořenými na rozdíl od poklesů v kompresních napěťových polích, jsou **přesmyky**. Jsou definovány výzdvihem nadložní kry relativně vůči podložní kře. V případě úklonu přesmykové plochy menší než 30°

bývají v české literatuře označovány jako **násuny**. Přesmyky vytvořené přetržením středního ramene vrásy jsou tzv. vrásové přesmyky.

Směrné posuny jsou zlomové struktury, u nichž dochází k posunům dílčích ker ve směru hlavní přímký subvertikální zlomové plochy. Často vytváří rozsáhlé, komplikované systémy párových zlomů značné směrné délky – tektonické zóny. Jejich vnitřní geometrie se vyznačuje kulisovitým uspořádáním dílčích zlomů v zóně.

Svým charakterem patří ke zlomovým strukturám **tektonické příkrovy**. Jako **příkrov** se označuje ploché dalekosáhlé (podle některých autorů minimálně 5 km horizontální amplitudy, většinou však řádu n.10 km) přesunutí nadložní kry - *alochtonu* přes kru podložní - *autochton*. V české literatuře je stále uplatňováno dělení příkrovů na kerné a vrásové. Velmi časté jsou příkrovy odlepení. Vyvíjejí se v nezvrásněných sledech, kde se vytváří plochy odlepení – mezivrstevního skluzu, lokalizované především v plastičtějších sedimentech (např. jílovitých a slinitých horninách), případně na rozhraní hornin (vrstev, sedimentárních formací) s rozdílnými reologickými vlastnostmi. Významnou úlohu v transportu tak rozsáhlých horninových mas, jakými příkrovy jsou, sehraávají tlaky fluid uvolňovaných v souvislosti s litifikací sedimentů ve větších hloubkách kůry.

V případě vrásových příkrovů se předpokládá jejich vznik přetržením středního ramene rozsáhlých ležatých vrás. Dojde-li k zablokování čela příkrovů, vyvíjí se často tzv. **čelní digitace** (také tzv. *duplexy*) a obecně **šupinová stavba** (stavba dílčích příkrovů). Typickým reprezentantem příkrovové stavby na našem státním území jsou Vnější flyšové Karpaty.

Významným strukturním prvkem z hlediska charakteru strukturní anizotropie horninového masivu je **kliváž** (z angl. cleavage), která je představována hromadným výskytem ploch oslabené soudržnosti až její úplné ztráty. Je typem struktury, která má rysy disjunktivní tektoniky a současně však vnitřně přetváří horninu. Tato skutečnost souvisí s její genetickou podmíněností metamorfózou (rekrytalizací). Nově vytvořené klivážové plochy (domény) omezují nově vzniklá tělesa v hornině, označovaná jako *litony* případně *mikrolitony*. Rozvoj kliváže s narůstající metamorfózou dosahuje případně až stadia penetrativní (horninu celkově prostupující) kliváže, která přechází v **metamorfnní břidličnatost**.

Zásadní význam tektonických struktur (zlomů, puklin, vrás a kliváže) pro inženýrskogeologickou a stavební praxi lze shrnout následovně:

- znehodnocují vlastnosti hornin
- zvyšují náročnost průzkumných prací a jejich rozsah
- významně ovlivňují stabilitu svahů
- velmi významně ovlivňují zákonitosti pohybu podzemních vod; na poruchová pásma jsou často vázány vývěry pramenů, včetně termálních vod
- tektonické struktury, především zlomy, zvyšují dynamické účinky zemětřesení
- v případě řady staveb, mj. především přehrad, poznatky o intenzitě porušení a prostorové distribuci zlomů a puklinových zón spolurozhodují o koncepci, pozici a typu přehrady
- znalost tektonického porušení horninového masivu, charakteru strukturních poměrů, umožňují racionální přístup k vyhledávání, průzkumu a těžbě stavebních nerostných surovin.

7. STRATIGRAFIE

Stratigrafii („stratigraphie“ - A. d'Orbigny, 1852) někdy též **stratigrafickou geologii** („stratigraphical geology“ - W Smith, 1817) chápeme jako geologickou vědu studující prostoročasové vztahy geologických těles. Zatímco prostorovou rozlehlost těchto těles můžeme zjistit poměrně snadno metodami měření trojrozměrného prostoru, je měření časového rozměru a jeho srovnávání u různých těles a procesů (korelace) problémem podstatně složitějším.

Čas ve stratigrafii (a tedy i v celé geologii) má status operačního fenoménu daného nezvratností geologických a biologických procesů probíhajících na naší planetě. Jeho průběh je charakterizován jednosměrnou šipkou běžící od počátku historie Země k současnosti a zachycen konkrétní posloupností všech jevů, forem, znaků a jejich změn v horninách. V tomto smyslu je také časem přírodním. Není tedy pouhou abstraktní mírou, ale je spojen s materiálními procesy a jejich proměnlivostí. Jeho ráz vyplývá z vlastností všech přírodních otevřených systémů, jimiž proudí energie a hmota, a které se vyvíjejí tvorbou nových struktur, aniž by sledovaly beze zbytku stejnou nebo jednu již prošlou cestu. Geologické a biologické procesy na naší planetě vytvářejí během jejího vývoje neustále odchylné struktury různého

velikostního řádu, jejichž posloupnost nám tedy udává směr času ve stratigrafii. Znaky hornin obsahují informaci o době zápisu do geologického záznamu a o procesech, které je formovaly. K nejzřetelnějším znakům patří např. petrografické složení a paleontologický obsah horniny, stupeň petrifikace, metamorfózy či tektonického postižení. Znaky téhož procesu se mohou zapsat v horninách velmi rozmanitě, s různou intenzitou a různým výsledkem.

Stratigrafie určuje jednak relativní stáří geologických těles a procesů (tzv. **relativní stratigrafie**) a jednak jejich skutečné stáří (tzv. **absolutní stratigrafie - geochronologie**).

7.1. RELATIVNÍ STRATIGRAFIE

Relativním stářím rozumíme vzájemnou pozici geologických těles v čase; zjišťujeme, zda geologické těleso je starší nebo mladší než jiná tělesa. Pro stanovení relativního stáří vrstev a dalších geologických těles byly propracovány dvě základní metody: **metoda litostratigrafická** a **metoda biostratigrafická**. Kromě těchto dvou metod se v posledních letech začínají uplatňovat **metoda chemostratigrafická** a **eventostratigrafická**.

LITOSTRATIGRAFICKÁ METODA

Litostratigafií rozumíme tu část stratigrafie, která studuje relativní stáří geologických těles na základě litologických znaků hornin a na základě vzájemné pozice těles v zemské kůře. Jejím základem je stratigrafický zákon, pro nějž se vžil název **zákon superpozice** (posloupnosti vrstev): *v normálním vrstevním sledu jsou vrstvy uloženy nahoře mladší než vrstvy uloženy pod nimi.*

Zákon formuloval dánský lékař a přírodovědec N. Stensen (1638-1686), který je považován za zakladatele stratigrafie. **Zákon platí pouze pro normální vrstevní sledy.** V překocených vrásových ramenech, případně v některých dalších tektonických strukturách je sled vrstev obrácený. Jednou z nejobtížnějších úloh je zjištění překocení vrstevního sledu a jeho odlišení od normálního sledu. Úloha bývá o to složitější, že v terénu jsou v důsledku zakrytí zvětralinami

obnaženy jen části tektonických struktur, jejich ohyby nelze většinou přímo pozorovat a jsme odkázáni na jejich rekonstrukci.

Stanovení směru posloupnosti v sedimentárních horninách

Pro určení stratigrafické posloupnosti v sedimentech můžeme použít tři druhy kritérií - **litologická, tektonická a paleontologická**.

Litologická kritéria se opírají především o existenci primární vertikální anizotropie ve vrstvách, vytvořené v důsledku rozdílných fyzikálních podmínek při vzniku spodní a svrchní části vrstvy. K nejdůležitějším patří zvrstvení. Gradační zvrstvení je uspořádání zrn ve vrstvě se staticky postřehnutelným úbytkem jejich velikostí od báze vrstvy ke svrchní vrstevní ploše. Šikmé nebo křížové zvrstvení ukazuje na směr posloupnosti tím, že jeho laminy se ke spodní vrstevní ploše asymptoticky sbíhají, zatímco nahoře bývají následujícím proudem seříznuty (obr. 4). Konvolutní zvrstvení má ohyby lamin uspořádány tak, že jeho antikliny bývají podstatně užší než synkliny. Úlomky (intraklasty) spodní vrstvy se mohou nacházet pouze ve vrstvě nadložní. Z litologických jevů umožňují řešení posloupnosti také různé druhy nerovností spodních vrstevních ploch (hieroglyfy).

Nerovnosti mechanického původu (mechanoglyfy) byly vytvořeny výmolnou činností na jílovitém dně bud' částicemi vlečenými proudem při dně (vlečné nerovnosti), nebo erozní činností celého proudu (proudové nerovnosti). Vzniklé deprese v jílovitém dně byly vyplněny písčitými sedimenty, usazenými většinou proudem, který deprese vyhloubil. Po diagenезi pak vznikly výplně nerovností, které se zachovávají na spodní vrstevní ploše psamitických poloh jako drobné elevace různých tvarů. Tohoto znaku využíváme při určení stratigrafické posloupnosti. K mechanoglyfům patří též čeřiny. Zejména tvar oscilačních čeřin, které jsou nahoře zašpičatělé, slouží jako ukazatel posloupnosti; naopak proudové čeřiny lze jako indikátory posloupnosti použít jen výjimečně. Vzápětí po uložení se na spodní vrstevní ploše psamitů a psefitů na styku s podložními pelity tvoří vtisky. Vznikají v důsledku nerovnoměrného zatlačení rychle usazených hruběji klastických poloh do podložních nezpevněných pelitů. Vytvářejí proto nepravidelné vybouliny na spodní vrstevní ploše některých psamitických nebo psefitických poloh. Pro určení normální a překocené polohy vrstev lze použít též

nerovnosti vrstevních ploch biologického původu - tzv. ichnofosilie (stopy po lezení, požerky apod.

Tektonická kritéria pro určení stratigrafické posloupnosti lze použít především v sedimentech, které podlehly intenzivnějšímu vrásnění. *Vlečné vrásky* vznikají v plastičtějších, nejčastěji pelitických horninách, uzavřených mezi horninami rigidními (převážně psamitickými), dvojicí sil vytvořenou při ohybovém skluzu. Vergence těchto vrásek směřuje vždy do vrcholu antiklinály. Umožňuje tak rekonstrukci vrásky a určení normálního nebo překoceného vrstevního sledu.

Paleontologické kritérium pro odlišení normálního a překoceného vrstevního sledu se opírá o druhý základní stratigrafický zákon - **zákon stejných zkamenělin** (viz. kapitola biostratigrafická metoda). Jedním ze znaků normálního vrstevního sledu mohou být nálezy zkamenělin rostlin v růstové pozici.

Stanovení směru posloupnosti u magmatických hornin

Rovněž v tělesech výlevných hornin, jako jsou lávové proudy nebo příkrovky, umožňují některé jevy rozlišení normálního a překoceného sledu. V pyroklastikách, která efuzíva často provázejí, se setkáváme s jevy gradačního zvrstvení tufů. Vzniká rozdužením částic vyvržených sopkou za letu vzduchem a uspořádáním pyroklastik od hrubozrnných sopečných aglomerátů přes písčité tufy, popelové tufy až po vápence usazené v době sopečného klidu. Povrch lávových proudů a příkrovů bývá vyznačen jevy, které mají původ ve styku lávy s atmosférou. Na povrchu se tvoří zvláštní formy lávy - *láva pahoe-hoe*, *aa-láva* (bloková), *pillow láva* (polštářová). Svrchní část proudu bývá rozpukaná a zející pukliny bývají vyplněné lávou nadložního tělesa nebo mladšími sedimenty.

Relativní stáří intruzivních geologických těles a tektonických poruch stanovujeme podle **pravidla intersekce**: *intruzivní těleso je mladší než horniny, které proráží, anebo pravidla kontaktní metamorfózy – kontaktně metamorfované horniny jsou starší než intruze*. Podobně zlomy jsou mladší než horniny, které porušují.

Z hlediska litostratigrafického je důležité rovněž sledovat *diskordantní* neboli *nesouhlasné uložení souborů vrstev* (diskordance). Jedná se o období přestávky v sedimentaci, které je označováno jako stratigrafický hiát. Po dobu stratigrafického

hiátu jsou podložní vrstevní soubory vystaveny erozi a denudaci. Plocha diskordance proto bývá nejčastěji nerovná. Rozlišujeme diskordanci skrytou a zjevnou.

Jako *skrytou diskordanci* označujeme případ diskordantního uložení, u něhož jsou vrstvy v podloží a v nadloží plochy diskordance uloženy paralelně. Během stratigrafického hiátu nedošlo k vrásnění podložního souboru vrstev, došlo pouze k výzdvihům a před sedimentací nadložního souboru vrstev k novému poklesu.

Zjevná (úhlová, angulární) diskordance představuje uložení, u kterého během stratigrafického hiátu byl podložní vrstevní sled zvrásněn a jeho povrch denudován. Po novém poklesu a transgresi se usadil nadložní soubor vrstev na zvrásněném a denudovaném podkladu. Význačným znakem úhlové diskordance je skutečnost, že nadložní sedimenty se stýkají s podložními vrstvami různého stáří.

BIOSTRATIGRAFICKÁ METODA

Biostratigrafická metoda **využívá paleontologického obsahu hornin** a všech znaků spojených s vývojem života na Zemi. Nezvratnost a neopakovatelnost biologické evoluce poskytuje vynikající nástroj pro stratifikaci profilů i pro širší korelace. Každá vývojová etapa, znak, dosažený stupeň morfologické rozrůzněnosti organismů, představuje vymezené období v historii Země, které je historicky jedinečné a které danou horninu z hlediska časové posloupnosti odliší a datuje.

K **zakladatelům biostratigrafie patří anglický inženýr W. Smith** (1769-1839), jenž rozpoznal, že ve vrstvách stejného stáří se nacházejí soubory obdobných zkamenělin, a že posloupnost zkamenělin ve vrstevních sledech od sebe vzdálených si je velmi podobná.

Jedním z principů biostratigrafie je ***princip nezvratnosti vývoje***, formulovaný L. Dollem. Z hlediska stratigrafie je důležité, že soubor zkamenělin v určité vrstvě odráží příslušnou etapu vývoje organického světa a je neopakovatelný. Tento evoluční princip je hlavní příčinou skutečnosti, že vrstvy různého stáří mají různý paleontologický obsah, zatímco vrstvy usazené ve stejné době mají obdobné složení fosilní fauny a flóry.

Biostratigrafie je založena na druhém základním stratigrafickém zákoně, jenž je znám jako ***zákon stejných zkamenělin***: *ve vrstvách stejného stáří, usazených v podobném prostředí, jsou obdobná společenstva zkamenělin.*

Ve stratigrafické hodnotě různých zkamenělin existují velké rozdíly. Stratigraficky nejvýznamnější označujeme jako **vůdčí zkameněliny**. Jsou to dobře rozlišitelné a poměrně snadno určitelné fosilní zbytky těch organismů, které měly velké rozšíření horizontální, geografické, pokud možno nezávislé na faciích, a velmi omezené rozšíření časové, vertikální. Přehled hlavních skupin vůdčích zkamenělin uvádí tabulka1. Opakem vůdčích zkamenělin jsou fosilní zbytky organismů, které se vyvíjely velmi zvolna a, které proto nelze úspěšně používat pro stratigrafické účely. Tyto zkameněliny označujeme jako *perzistentní*. Fosilie některých skupin organismů jsou vázány vždy jen na určité prostředí. Takové zkameněliny, které jsou cennými vodítky pro faciální výzkum, označujeme jako *zkameněliny faciální*.

V biostratigrafii existuje několik paleontologických metod podle způsobu paleontologické analýzy:

7.2. ABSOLUTNÍ STRATIGRAFIE

Metody číselného datování využívají nejrůznějších postupů (především stanovení rychlosti fyzikálních, chemických a biologických procesů zaznamenaných v horninách) ke zjištění **stáří hornin vyjádřeného číselně v rocích**. Známe-li rychlost sledovaného procesu, pak z průběhu jeho záznamu (např. počet uložených sezónních mikrorytmů v sedimentech, četnost štěpných stop v minerálech) vypočítáme délku trvání záznamu, popřípadě jeho stáří. Jejím principem je vyjádřit stáří hornin číselně v rocích. **Počátek číselného datování** je konvencionálně stanoven **rokem 1950**. Pro číselné datování událostí před r. 1950 se používají 3 kategorie jednotek: **Ka (kilo-annum) = 10^3** , **Ma (mega-annum) = 10^6** , **Ga (giga-annum) = 10^9 roků**. Uvedené zkratky se však nepoužívají k vyjádření doby trvání geologických dějů (délky sedimentace nebo průběhu orogenetických fází apod.), ale zejména se používají k datování hranic (např. hranice křída/paleogén je datována 65 Ma). Např. uvádíme, že nejspodnější stupeň paleogénu dan má spodní hranici 65 Ma a horní hranici 61 Ma a trval tedy 4 miliony let (nikoliv 4 Ma).

RADIOMETRICKÁ METODA

Nejznámější metodou s největším rozsahem dat je **radiometrická metoda**. Využívá jako časomíry **samovolného rozpadu radioaktivních prvků** v minerálech. Atomová jádra těchto prvků spontánně vystřelují částice alfa (nabitá heliová jádra) a beta (elektrony), uvolňují záření gama (elektromagnetické mění) a produkují dceřinné prvky. Tento proces je v čase konstantní, takže je možno pro výpočet použít známý „**poločas rozpadu**“, tj. dobu, za kterou se rozpadne polovina atomů daného prvku (tab. 1). Ze vzájemného poměru mateřského a dceřinného prvku lze pak vypočíst dobu, která uplynula od vzniku minerálu (nejčastěji se používá zirkon) obsahujícího mateřský radioaktivní prvek.

STRATIGRAFICKÉ STUPNICE

Stratigrafie používá tři druhy stratigrafických stupnic (chronostratigrafické, litostratigrafické a biostratigrafické). Každá z nich používá své jednotky.

CHRONOSTRATIGRAFICKÁ STUPNICE A JEDNOTKY

Základní, celosvětově platná stratigrafická stupnice, umožňující zařazovat poznatky o vývoji Země do standardního systému, je **standardní chronostratigrafická** (neboli časově stratigrafická) **stupnice** a její jednotky. Účelem vytvoření chronostratigrafických jednotek je rozdělení historie Země do objektivně zjištělých časových úseků, ve kterých se pak seřazují události v geologickém vývoji Země, umožňující časové porovnávání významných procesů v celosvětovém i regionálním měřítku. Protože chronostratigrafické jednotky jsou vymezené na základě intervalů geologického času, jejich **hranice reprezentují izochronní linie**.

Chronostratigrafická stupnice obsahuje jednotky, které mají jednak **význam časový** (**geochronologické jednotky**, tab.1), jednak **význam konkrétní** (**chronostratigrafické jednotky**). Uplatňuje se zde jakési dualistické pojetí, ve kterém první skupina používá ideální jednotky času, které by měly sloužit jako časomíra (etalon), druhá skupina se opírá o konkrétní horninová tělesa. Geochronologické jednotky jsou však v současnosti spíše odmítány a preferuje se užívání jednotek chronostratigrafických.

Konkrétní (chronostratigrafické) jednotky jsou **definovány s důrazem na paleontologický obsah**. S výjimkou chronozóny, kterou vymezuje výskyt jediného nejtypičtějšího fosilního druhu nebo komplex několika málo vůdčích druhů, mají uvedené jednotky celosvětovou platnost. V poslední době je tendence užívat jako nejnižší chronostratigrafickou jednotku podstupeň (např. v triasu).

Eonotém odráží **nejvýznamnější kroky historie Země** (např. fanerozoikum tj. období rozvinutého orgapického světa, které zahrnuje paleozoikum až kenozoikum).

Eratémy zahrnují **stovky miliónů let dlouhé etapy vývoje Země a organického světa**. Jejich hranice odpovídají zásadním změnám ve vývoji živočišstva a rostlinstva. Jejich názvy zpravidla odrážejí dosažený stupeň vývoje organismů (např. paleozoikum, mezozoikum, kenozoikum). Nomenklatura eratémů pochází z řeckých slov: archaikum od slova archeos - nejstarší, prote-rozoikum od slova proteros - prvotní, paleozoikum od slova paleos - starý, mezozoikum od slova mesos - střední, kenozoikum od slova kainos - nový. Druhá část slova pochází od řeckého slova zoon - živočich.

Útvary zaujímají velký časový interval (desítky miliónů let) a mají celosvětovou platnost. **Vymezují se na paleontologickém základě**. Jsou pro ně typické celé čeledi nebo rody fauny nebo rody a druhy flóry. Na jejich hranicích došlo ke změnám ve složení fauny a flóry, které jsou podmíněny změnami geografického prostředí na zemském povrchu, spojenými zpravidla s tektonickými pohyby a jinými vlivy (klimatickými apod.). Jejich **nomenklatura se odvozuje buď od geografických názvů** (kupř. devon od hrabství Devonshire v Anglii, jura od pohoří Jura ve Švýcarsku), nebo od **charakteristických hornin** (karbon, křída), případně od **stupně vývoje organického světa** (paleogén, neogén). Při zobrazování útvarů v oficiálních edicích geologických map se celosvětově používá pro každý útvar určitá barva a index, tvořený iniciálkami latinského názvu útvaru.

Oddělení se definují paleontologicky typickými podčeleděmi, rody nebo druhy nebo na základě mezinárodních konvencí. Jeho hranice jsou definovány spodní hranicí jeho nejstaršího stupně a horní hranicí nejmladšího stupně. Jeho znaky přesahují většinou již hranice oblastí a mají interregionální ráz. Názvy jsou dány pozicí uvnitř útvaru (např. spodní, střední, svrchní devon) nebo od místních názvů v typické nebo stratotypové oblasti (kupř. jura se člení na tři oddělení - lias, dogger, malm), případně podle stáří ve vrstevním sledu (např. paleogén se člení na paleocén,

eocén, oligocén). Existuje konvence, podle níž přísluší na geologických mapách oddělení určitý tón barvy útvaru a index s příslušným číslem (spodní karbon – C₁ , miocén – N₁ apod.j.

V dnešní etapě stratigrafického poznání má **stupeň** většinou **jen regionální platnost**, a proto korelace stupňů v celosvětovém měřítku skýtají těžkosti. Pro krátkost intervalu, který představuje, je stupeň zvláště cenný při detailnějších regionálních stratigrafických výzkumech. Definuje se opět na paleontologickém základě, zejména pomocí vůdčích rodů, podrodů a druhů. Nomenklatura stupňů se odvozuje od geografických názvů oblastí, kde byl stupeň poprvé definován nebo v nichž se nacházejí stratotypy

8. Působení exogenních procesů na Zemi

Zatímco základní geologické struktury vznikly endogenními procesy a působí v zemské kůře, vnější (*exogenní*) síly neustále na tyto struktury působí ve svrchních částech zemské kůry, vytvářejí a přeměňují zemský povrch. Neustálé změny zemského povrchu jsou způsobovány atmosférou, hydrosférou i biosférou.

Exogenní síly vycházejí hlavně ze sluneční energie, vyvolávají změny v ovzduší i vodstvu a umožňují život. Vnějšími *činiteli* se rozumí například změny teploty, činnost vody, mrazu, ledovců, větru, organismů. Tyto jsou pak příčinou procesů zvětrávání, svahových pohybů, modelace např. ledovci nebo větrem. Výsledkem se stávají geomorfologické strukturní *typy reliéfu*, kterými mohou být říční, krasové, větrné, ledovcové nebo antropogenní reliéfy.

Svahové pohyby, geologická činnost vody, ledovců a větru se řadí k nejvýznamnějším exogenním procesům, které se v našich podmínkách uplatňují.

8. 1. Zvětrávací procesy

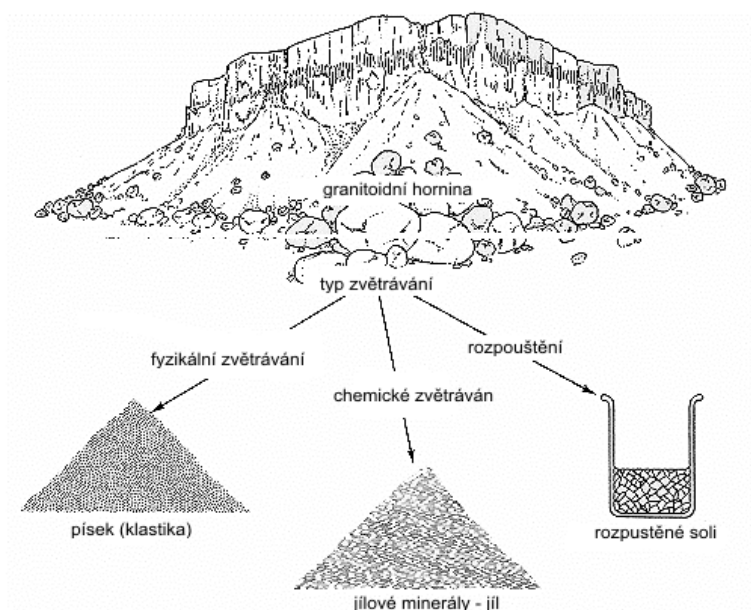
Zemská kůra je ze ~82 % složena z vyvřelých a metamorfovaných hornin. Pouze ~8 % jejího objemu tvoří sedimenty (viz obr. 3.8). Přesto však

usazeniny různého původu a vlastností tvoří tři čtvrtiny povrchu pevnin. Pouze zřídka se však na povrchu Země setkáváme s horninami v jejich původním fyzikálním a chemickém stavu. Ve většině případů ihned po obnažení hornin dochází v krajině ke změnám stavu hornin a vzniká tzv. **zvětralinová kůra**. Pochody, které rozrušují horniny a vytvářejí na nich zvětralinovou kůru, označujeme jako **zvětrávací procesy**. Tyto pochody rozrušují a mění horniny na povrchu zemské kůry na produkty zvětrávání, které jsou s fyzikálně chemickými podmínkami vládnoucími v krajině více v rovnováze, než byly původní horniny. Je třeba si uvědomit, že zejména vyvřelé a metamorfované horniny vznikaly v teplotních a tlakových podmínkách, které se výrazně odlišují od podmínek vládnoucích na povrchu. Zvětrávání je tak reakce hornin, který byly v rovnováze v zemské kůře, na povrchové podmínky na styku hornin s atmosférou, hydrosférou, kryosférou a biogeosférou (viz horninový cyklus). Zvětrávání ve značné míře závisí na podnebí. Intenzita a druh zvětrávacích pochodů se tedy podřizuje zákonitostem šířkové pásmovitosti a výškové stupňovitosti.

Rozlišujeme dva základní druhy zvětrávacích pochodů:

- a) fyzikální (mechanické) zvětrávací pochody,
- b) chemické zvětrávací pochody.

Modelový příklad zvětrávacích pochodů uplatňujících se při zvětrávání typická granitoidní horniny.



8.1.1 Fyzikální zvětrávání

Fyzikální zvětrávání je rozrušování hornin mechanickými a fyzikálními způsoby, zejména tepelnými změnami, odlehčením, růstem krystalů a jejich objemovými změnami, prouděním v atmosféře a hydrosféře a mechanickým působením rostlin a živočichů.

Horniny jsou špatnými vodiči tepla, a proto vzniká na plochách vystavených slunečnímu záření nebo naopak při ochlazení napětí. Toto napětí je důsledkem lineárních nebo objemových změn minerálů nebo vody v pórech nebo trhlinách horniny, k nimž dochází při zahřátí nebo ochlazení horniny. Napětí v hornině vede k odlučování tenkých slupek hornin nebo jednotlivých minerálních zrn. Při značném zahřátí nebo naopak při ochlazení hornina puká. Rozlišujeme dva typy pukání, a to:

- termické pukání, které je vyvoláno silným nahřátím horniny,
- mrazové pukání, které je vyvoláno silným ochlazením horniny.

Vlivem odlehčení dochází k odlučování horninových slupek zhruba rovnoběžných s povrchem horniny - fyzikálnímu zvětrávání vlivem odlehčení - tzv. exfoliaci. Pukliny mohou být rovné, většinou jsou však cibulovitě prohnuté. Proces označujeme názvem **exfoliace**.

Lze rozlišit dva typy exfoliace:

- mikroexfoliaci, tj. odlučování slupek o síle několika milimetrů a centimetrů a o plošném rozsahu do několika decimetrů čtverečních,
- makroexfoliaci, tj. odlučování slupek o síle několika decimetrů až do síly několika desítek metrů a o plošném rozsahu od několika metrů čtverečních do několika set metrů čtverečních.

K exfoliaci dochází především v masívních a málo rozpukaných horninách. V krystalických horninách exfoliační pukliny probíhají zpravidla bez ohledu na zrna horniny. Naproti tomu v sedimentech probíhají pukliny většinou mezi zrny horniny. Pukliny vyvolané odlehčením byly zjištěny až v hloubce několika desítek metrů pod povrchem terénu. Častěji však leží při povrchu. Exfoliace má velký vliv na tvary reliéfu krajiny tvořených masívními horninami (např. žulami), protože jí vznikají typické tvary (např. nízké nebo vysoké exfoliační klenby).

Objemové změny vlivem růstu krystalů vyvolávají tlaky v horninách, které vedou k jejich rozrušení. Rozlišujeme tři typy **fyzikálního zvětrávání vlivem růstu krystalů**:

- mrazové tříštění - **gelivace**, které je vyvoláno zvětšením objemu mrznoucí vody při vzniku ledových krystalů o ~ 9%. V trhlinách vznikající ledové krystaly se spojují v ledové klíny a žíly, které tříští horninu na bloky, úlomky a jednotlivá minerální zrna. Gelivace je schopná rozrušit i masivní horniny, protože při růstu ledových krystalů vzniká značný tlak.
- **solné tříštění**, které je vyvoláno růstem krystalů soli z roztoků a má podobný účinek v puklinách jako gelivace. Solné tříštění se však zpravidla vyskytuje v pórovitých horninách (např. v pískovcích, kde vede k oddělování jednotlivých minerálních zrn. Solné tříštění je příznačné pro suché oblasti (chladné i teplé) a pro pobřežní území;
- zvětrávání vlivem **objemových změn krystalů**; některé chemické změny v krystalech (jako např. hydratace, dehydratace, oxidace ap.) způsobují změny objemu krystalů, které vedou k mechanickému rozrušení horniny. Hydratace je proces vazby vody v minerálech, dehydratace je proces odštěpení vody. Hydratace vede zpravidla ke zvětšení objemu krystalů, zatímco dehydratace ke zmenšení objemu a vzniku kontrakčních trhlin.

Fyzikální zvětrávání vlivem **bobtnání** se uplatňuje v krajinách s velkou vlhkostí, kde může absorpce vody horninami vyvolat změny objemu hornin, které mohou vést k jejich rozrušení.

Fyzikální zvětrávání vlivem tlaků kořenů rostlin je proces kdy kořeny rostlin pronikají do trhlin a puklin, mechanicky je rozšiřují a tak rozvolňují horniny.

8.1.2 Chemické zvětrávání

Hlavní chemické reakce, které se vyskytují při chemickém zvětrávání, jsou:

- **hydrolýza,**
- **rozpouštění,**
- **vzájemná výměna kationtů,**
- **oxidace a redukce**

Při chemickém zvětrávání na sebe především působí jak silikáty a alumosilikáty, tak voda a četné kyseliny rozpuštěné ve vodě (H_2CO_3 , HNO_3 , H_3PO_4 , H_2SO_4 a různé organické kyseliny). Produkty chemického zvětrávání jsou jednak

jílové minerály, hydroxidy, karbonáty a slabě rozpustné soli, jednak oxidy a zásady a velmi rozpustné soli. Jílové minerály a další nerozpustné sloučeniny se hromadí ve zvětralinové kůře, zatímco více rozpustné zásady a soli jsou odnášeny z místa vzniku vodou, která prosakuje zvětralinami. Hlavním činitelem při chemických zvětrávacích pochodech je voda. Bez vody nemůže (s výjimkou oxidace) dojít k chemickému zvětrávání. Rychlost chemického zvětrávání je přímo úměrná maximální vodní kapacitě horniny. Maximální vodní kapacita horniny je hodnota vlhkosti při úplném zaplnění pórů horniny vodou. Význam vody pro chemické zvětrávání vyplývá z její schopnosti jako přírodního rozpouštědla. Tato schopnost vyplývá z její bipolární stavby a velké molekulární polarizace, v kyselých nebo zásaditých roztocích pak ze schopnosti iontů H^+ nebo OH^- tvořit komplexy s rozpuštěnými látkami. Dielektrická konstanta vody je mírou spojeného efektu jejího bipolárního a polarizačního charakteru a je vyšší než táž konstanta jakékoli jiné anorganické kapaliny.

Četné minerály - včetně živců a karbonátů - jsou solemi slabých kyselin a silných zásad. Při styku s vodou produkují kationty, ionty OH^- a jiné látky. Jsou tedy nejrozpuštěnější v kyselých podmínkách. Naopak rozpustnost oxidu křemičitého, který hydrolyzuje ve slabou kyselinu H_4SiO_4 , vzrůstá v zásaditých podmínkách.

Dešťová nebo tavná sněhová voda obsahuje minimum rozpuštěných látek, hlavně Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- a SO_4^{2-} a má vlivem obsahu kyseliny uhličité vzniklé rozpouštěním CO_2 obsaženého ve vzduchu pH asi 5,5. V oblastech se silným antropogenním znečištěním ovzduší může být kyselost dešťové a tavné sněhové vody značně vyšší (např. pH 2 atp.). Vápník Ca^{2+} a HCO_3^- jsou hlavními ionty ve většině povrchových a mělkých podpovrchových vod. U většiny přírodních vod se pH pohybuje mezi 6 a 8.

Vztah vody a nerostů může být různého druhu. Tři základní typy tohoto vztahu lze vyjádřit následujícími rovnicemi:

1. nerost + voda = roztok;

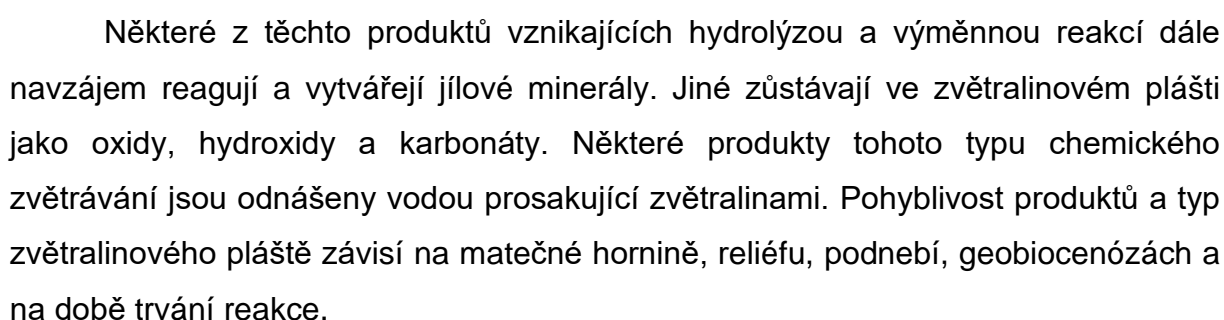
nerost se při tomto vztahu zcela rozpouští a nezanechává žádný zbytek (např. halit $NaCl$);

2. nerost (složení 1) + roztok (složení A) = nerost (složení 2) + roztok (složení B);

při této reakci dochází k výměně kationtů (zejména Na^+ , Ca^{2+} , K^+), výměnné reakce jsou reverzibilní a různé ionty se mohou vzájemně vyměňovat v závislosti na složení, výměnné kapacitě, druhu iontů a koncentraci roztoku obsahujícího výměnný iont.

do této skupiny náležejí oxidace a hydrolýza.

Při hydrolyze se ionty vody (H^+ a OH^-) stávají součástí strukturní mřížky nerostů. Pro úplné rozpouštění nerostů hydrolyzou však musí současně dojít k vzájemné výměně, při níž iont H^+ absorbovaný na povrchu krystalů proniká do jejich nitra a naopak jiný kationt z nitra krystalů se pohybuje k jejich povrchu a zabírá pozici kationtu, který byl nahrazen iontem H^+ . Hydrolyza a výměnná reakce probíhají až do úplného rozrušení nerostu podle výše uvedené rovnice 3. (např. živec + voda = jílový materiál + roztok). Např. u ortoklasu se strukturním vzorcem $K(AlSi_3O_8)$ lze uvést následující častý příklad hydrolyzy.



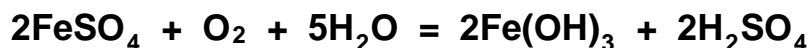
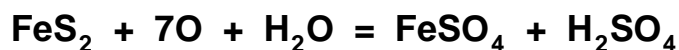
Výměna kationtů je reakce, při níž jsou kationty na povrchu nerostů nahrazeny jinými kationty z roztoků. Tato reakce je podobná hydrolyze s H^+ iontem nahrazujícím kation. Probíhá však odlišně, protože kationty v roztoku jsou jiné než H^+ (H_3O^+). Přítomnost iontu H^+ v roztoku je zčásti způsobena rozpouštěním atmosférického CO_2 vodou, zčásti vyluhováním CO_2 ze zvětralin a zčásti absorpcí CO_2 vzniklého biologickou činností v obězích uhlíku, dusíku a síry (viz dále). Tyto oběhy dodávají roztoku nejen kyselinu uhličitou, ale i kyselinu dusičnou, sírovou, fosforečnou a různé organické kyseliny. Tyto oběhy jsou rovněž odpovědné za složení jiných kationtů v roztoku než H^+ vlivem jejich absorpce rostlinami a jejich pozdějšího uvolnění do

roztoků vlivem rozkladu organické hmoty. Vliv výměny povrchových kationtů a jejich záměny za ionty H^+ na minerály je stejný jako u výše uvedené hydrolýzy. Intenzita záměny povrchových kationtů jinými kationty než ionty H^+ však závisí na typu těchto kationtů a na vlastních nerostech. Např. slída zvětrává pomalu, jestliže kationty v roztoku jsou bohaté na K^+ , protože kationty absorbované na povrchu jsou rovněž K^+ . Chemické složení roztoků na kontaktu s nerosty má vliv na druh a rychlost chemického zvětrávání. Existují proto rozdíly ve zvětrávání nerostů v závislosti jak na poloze ve zvětralinovém plášti, tak i na ostatních nerostech, které jej obklopují. Např. slída v hlubších polohách zvětralinového pláště déle odolává zvětrávání než slída na povrchu terénu, protože K^+ uvolněné na povrchu hydrolýzou nebo výměnou je vyplavováno do větší hloubky, kde obohacuje roztoky. Vlivem tohoto pochodu je nahrazování K^+ ve slídě ležící v hlubších polohách zvětralinového pláště omezeno nebo eliminováno, a proto slída nezvětrává. Podobně bylo zjištěno, že slídové minerály, které se vyskytují v žulách v kombinaci s ortoklasy, zvětrávají méně než slídy nacházející se v granodioritech a dioritech, kde se vyskytují spolu s plagioklasy.

Oxidace

Pochody okysličování hrají významnou úlohu u nerostů obsahujících Fe^{2+} , jako jsou olivíny, pyroxeny, amfibolity a biotit. Během oxidace, která způsobuje vzrůst kladného elektrického náboje ve struktuře krystalů, se olivíny, pyroxeny a amfiboly zcela rozkládají. Biotit zvětrává jen částečně.

Jako příklad oxidačního zvětrávání si uveďme tzv. kyzové zvětrávání zvětrávání sulfidů:



8.1.3 Zvětralinové pláště

Výsledkem zvětrávání je vznik **zvětralinových plášťů**, tj. komplexu v různém stupni rozrušených hornin následkem zvětrání na kontaktu zemské kůry s atmosférou, hydrosférou, kryosférou, pedosférou a biogeosférou. Zvětralinové pláště vznikají především v zóně provzdušnění, tj. v části půdního nebo horninového prostředí, ve kterém je jedna část pórů vyplněna vodou a druhá vzduchem. Pouze v podmínkách příznivých pro zvětrávání, jako jsou značně rozpukané horniny, zasahují kontakty hornin různého složení zvětralinového pláště do větší hloubky.

Zvětralinové pláště dělíme na:

- **eluvium**, tj. zvětraliny, které nebyly v průběhu zvětrávání přemístěny a uchovaly si alespoň zčásti strukturní znaky původních hornin
- zvětraliny, které v průběhu zvětrávání ztratily původní strukturní znaky matečných hornin následkem přemísťování (např. **deluvia**), rozpouštění, ap.

Dále dělíme zvětralinové pláště podle typu zvětrávání. Můžeme proto rozlišit

- zvětralinové pláště vzniklé fyzikálním (mechanickým) zvětráváním,
- zvětralinové pláště vzniklé chemickým zvětráváním.

Typy zvětralinových plášťů vzniklých fyzikálním (mechanickým) zvětráváním
zpravidla zpravidla klasifikujeme podle zrnitosti na:

a) **zvětraliny kamenité**, které jsou složeny různě velkými úlomky hornin. Tento typ zvětralinových plášťů vzniká především ve skalních horninách (křemencích, čedičích, amfibolitech ap.). Zvláštní typ tvoří **kamenná moře**, tj. území, u nichž je více než 50 % povrchu pokryto kamenitými zvětralinami. Nezřídka jsou kamenité zvětraliny pouze počátečním stadiem dalšího zvětrávání;

b) **zvětraliny střípkovitě kamenité**, které jsou tvořeny drobnými úlomky (střípky), mezi nimiž se nachází jemné částice (hlíny, jílu). Střípkovitě kamenité zvětraliny vznikají např. v jílovitých břidlicích, porcelanitech;

c) **zvětraliny písčitohlinité a hlinité**, které vznikají např. v opukách, vápencích ap.;

d) **zvětraliny písčitojílovité**, které vznikají např. v jílovitých pískovcích, lupcích, písčitých jílech;

e) **zvětraliny jílovité**, které vznikají zvětráváním jílu, slínů apod.

Typy zvětralinových plášťů vzniklých chemickým zvětráváním se vyznačují značným rozrušením hornin a značnou hloubkou. Na konci chemického

zvětrávání zůstávají ve zvětralinovém plášti nerosty odolné proti tomuto typu zvětrávání, jako jsou např. křemen, zirkon, turmalín, amfibol, apatit, magnetit, ilmenit a zlato. Ve zvětralinových pláštích vzniklých chemickým zvětráváním můžeme zpravidla rozlišit několik zón podle stupně rozrušení hornin. Nejčastěji můžeme rozlišit tyto zóny:

- a) půdu (někdy nahrazenou duricrustem - viz dále),
- b) zvětralinu bez znaků původní matečné horniny, v této zóně jsou minerály málo odolné vůči zvětrávání zpravidla zcela rozloženy, křemen je silně korodovaný,
- c) zvětralinu se zachovalou strukturou matečné horniny, v této zóně se obvykle z minerálů málo odolných vůči chemickému zvětrávání uchovávají jádra, křemen je slabě korodovaný,
- d) zvětralinu s odolnými jádry, která jsou zpravidla žokovitě zaoblená,
- e) zvětralinu s ostrohrannými jádry,
- f) navětralou matečnou horninu.

Kontakt mezi zvětralinami a matečnou horninou nazýváme **bazální zvětrávací plocha**. Tato plocha má značný geomorfologický význam, např. při vzniku etchplénu (viz dále). Poloha bazální zvětrávací plochy závisí na četných činitelích, jako jsou intenzita zvětrávání, délka zvětrávání, typ hornin a jejich strukturní vlastnosti (např. rozpukání), poloha hladiny podzemní vody, typ reliéfu, podnebí a jeho změny a další. V podmínkách příhodných pro chemické zvětrávání může bazální zvětrávací plocha ležet v hloubce až 1000-1500 m. Na našem území dosahují zbytky tropických zvětralinových plášťů vzniklých chemickým zvětráváním v druhohorách a třetihorách mocnosti až více než 100 m (J. Demek 1964). Na povrchu zvětralinových plášťů nezdědka nacházíme odolné kůry, které mají značný význam pro vývoj tropických krajín. V našich krajínách se setkáváme se zbytky druhohorních a třetihorních odolných kůr v podobě tzv. sluňáků.

Na těchto příznačných tvarech pak nacházíme drobné tvary zvětrávání a odnosu, jako jsou např. žlábkové **škrapy**, **voštiny**, tafone, **skalní mísy** a další. **Žlábkové škrapy** jsou rýhy, které probíhají ve směru sklonu skalních ploch a jsou oddělené hřebítky různého tvaru. Vznikají společným působením mechanického odnosu srážkové vody stékající po povrchu skalních ploch a chemického zvětrávání. Zřejmě jsou však vázány i na mikroskopické pukliny v hornině.

Tafone (množ. č. tafoni) je dutina ve skalní hornině, která vzniká na balvanech a skaliskách chráněných odolnější ochrannou kůrou. Vnitřní části balvanů a skalisek proto zvětrávají, zatímco na bocích přečnívají lemy odolnější kůry. Proto otvor na povrchu skaliska nebo balvanu je menší a dovnitř se dutina rozšiřuje. Tafoni vznikají především v hraničním pásmu mezi aridní oblastí a oblastí střídavě vlhkých tropů s některými suchými ročními obdobími, v němž převládá pohyb roztoků nasycených solemi z nitra balvanů a skalisek k jejich povrchu. Voštinami nazýváme více nebo méně hustou síť skalních prohlubní, oddělených od sebe zpravidla ostrými a úzkými mezistěnami. Skalní výklenky jsou pak vhloubené tvary na víceméně svislých až převislých skalních stěnách bez ochranné kůry, a to takové, u nichž převládá šířka nad hloubkou. Skalními dutinami pak označujeme takové vhloubené tvary na skalních stěnách, u nichž převládá hloubka nad šířkou. Skalní dutiny se na rozdíl od tafoni do nitra skály zužují. Jako **skalní mísy** označujeme vhloubené tvary na vodorovných nebo mírně skloněných skalních plochách bez ochranné kůry. Skalní mísy mají zpravidla víceméně oválný půdorys a často svislé až převislé stěny. Zpravidla u nich převládá šířka nad hloubkou. Vznikají spojenou činností chemického zvětrávání v teplém ročním období (např. změnami pH vody nadržené v míse vlivem činnosti organismů) a fyzikálního zvětrávání v chladném nebo suchém ročním období (u nás např. mrazového tříštění v zimě). Odtokovými járkami nazýváme žlábků, jimiž při dešti odtéká voda nahromaděná ve skalních mísách. Mohou být vázány i na mikroskopické pukliny. Kamenice jsou skalní mísy ve vápencích.

8.2 Půdotvorné procesy

Půdotvorné pochody vytvářejí ve svrchní části zvětralinového pláště složitý hybridní disperzní systém, který nazýváme **půda**. Vznik půdy je složitý a většinou dlouhotrvající pochod. V průběhu vývoje půdy je matečná hornina rozčleněna na **půdní horizonty**, které tvoří **půdní profil**. V povrchových horizontech se hromadí organická hmota, sloučeniny dusíku, sloučeniny fosforu a sloučeniny hliníku, hořčíku, vápníku, draslíku a sodíku. V četných případech dochází k odnosu křemičitanů, s

výjimkou různých forem SiO_2 . Pod vlivem půdotvorných činitelů probíhají v půdě různé pochody, jež je možné rozdělit na tři hlavní skupiny.

První skupinu tvoří pochody výměny hmoty a energie mezi půdou a jejím prostředím:

- mnohostranná výměna plynů, vláhy a pevných částí v subsystému atmosféra - půda - rostlinstvo (nadzemní orgány)
- dvoustranná výměna plynů a vodních roztoků v subsystému půda a nižší části zemské kůry,
- výměny krátkovlnné a dlouhovlnné radiace v subsystému Slunce - rostlinstvo - půda - atmosféra - kosmický prostor,
- mnohostranná výměna tepelné energie v subsystému atmosféra - rostlinstvo - půda - svrchní části zemské kůry,
- dvoustranná výměna koloidních roztoků, sloučenin dusíku, oxidu uhličitého a kyslíku v subsystému půda - vyšší rostlinstvo,
- pohyb vody a půdy prostřednictvím kořenů do rostlin,
- jednostranný pohyb organické hmoty, vytvořené vyššími rostlinami, schopnými akumulovat energii směrem do půdy.

Druhou skupinu tvoří pochody přeměny hmoty a energie, které probíhají jen v samotné půdě bez migrace látek. Náleží sem velký počet pochodů, zejména:

- humifikace, tj. soubor mikrobiálních, fermentativních a chemických pochodů, který vede k tvorbě a hromadění humusu v povrchových horizontech půdního profilu,
- syntéza a rozpad mikrobiálních asociací (rozvoj a odumírání mikrobiálních asociací),
- vznik a rozpad organicko-minerálních sloučenin, tj. pochody související s oběhem uhlíku (rozklad glycidů, ligninu ap.),
- většinou mikrobiální pochody související s oběhem dusíku - amonizace, nitrifikace, denitrifikace a procesy poutání vzdušného dusíku,
- rozklad a přeměna prvotních v druhotné minerály,
- pochody okysličování,
- pochody kondenzace vodních par,
- kryogenní jevy v půdách (vznik půdního ledu, mrazového vzdouvání, ap.).

Třetí skupinu tvoří pochody migrace hmoty a energie v půdě:

- pohyb půdního plynu pod vlivem měnícího se atmosférického tlaku a teploty,
- difúzní pohyb plynů a vodních par,
- pohyb půdních roztoků pod vlivem gravitace, kapilárních, osmotických a sorpčních sil,
- translokace, tj. ochuzení nebo obohacení půdních horizontů vymýváním rozpustných látek ve směru a proti směru působení gravitace, a to zejména
 - a) vyluhování, které znamená ochuzení povrchových horizontů o rozpustné soli draslíku a sodíku,
 - b) degradace, při níž dochází k úplnému vyluhování a též posunu uhličitanu vápenatého; se snížením obsahu CaCO_3 se v koloidním komplexu sorbované kationty Ca^{++} částečně nahrazují ionty
 - c) ilimerizace, tj. translokace koloidů bez podstatné destrukce, která probíhá při neutrální až slabě kyselé reakci půdy; intenzita přemísťování peptizovaných organických a minerálních koloidů je velká a projevuje se i v půdním profilu vznikem samostatného eluviálního (obohaceného) horizontu
 - d) podzolizace, tj. půdotvorný pochod, který vede k destrukci minerálů za silně kyselé reakce a k posunu sesquioxidů (především AC') ve formě komplexů nebo chelátů s nízkomolekulárními organickými látkami;
 - e) iluviování, tj. proces hromadění přemísťovaných látek v určité části půdního profilu; specifickým případem je zasolování půd, kdy dochází k hromadění lehce rozpustných solí vzlínáním nebo vzduťím hladiny podzemních vod;
 - f) oglejení, tj. pochod související s redukčními pochody v půdách s vysokou hladinou podzemní vody; dochází k přemísťování produktů rozkladu směrem nahoru i dolů, které se pak hromadí v podobě glejového horizontu.

Rychlost půdotvorných pochodů je různá a závisí na kombinaci bioklimatických, litologických a geomorfologických činitelů. Hlavní úlohu zde mají vztahy tepla a vláh, ráz geobiocenóz, litologické složení matečných hornin a stáří

zvětralin na nich, sklon svahů a s tím související migrace nebo akumulace produktů zvětrávání. Půda vzniká za podmínek, kdy půdotvorné pochody buď jsou v rovnováze, nebo mají převahu nad odnosem.

Výsledkem půdotvorných pochodů je **půdní typ**, který odráží soubor podmínek krajiny. Půdní typ je skupina půd, která se vyvíjí při shodných geobiocenózách v kvalitativně stejnorodých krajinných podmínkách a je charakterizována výrazným vnitřním projevem základních půdotvorných pochodů. Půdy patřící k určitému genetickému typu se v důsledku toho vyznačují stejným charakterem produkce, ukládání a přeměny organických látek, specifickým průběhem zvětrávacích pochodů a typem syntézy minerálních a organominerálních sloučenin, stejným rázem migrace a akumulace látek, stejnorodou strukturou půdního profilu a v zásadě stejnými možnostmi hospodářského využívání.

Mezi georeliéfem a půdami existuje úzká vazba. Na pevninách půdy na většině plochy prakticky tvoří povrch georeliéfu a celá řada geomorfologických pochodů probíhá ve zvětralinách skalních hornin a v půdě. Naopak vznik a vývoj půd je podstatně ovlivňován georeliéfem. Určité tvary georeliéfu jsou téměř vždy spojeny s určitým typem půd.

Určení základních půdních typů v krajině má proto značný význam pro stanovení vývoje georeliéfu (denudační chronologii). Vedle současných půd můžeme totiž najít i půdy subrecentní a půdy fosilní, které vznikly ve zcela jiných klimatických a geomorfologických podmínkách (viz dále v 13. kapitole věnované klimatogenetické geomorfologii). Zbytky starých půd jsou např. velmi důležité při stanovení stáří a vývoje zarovnaných povrchů. Pomocí fosilních pohřbených půd ve spraších datujeme říční terasy v jejich podloží. Půdy jsou rovněž indikátorem intenzity současných zvětrávacích a odnosových pochodů. Při nálezů plně vyvinuté půdy s výraznými půdními horizonty lze usoudit, že odnos probíhá pomaleji než půdotvorné pochody. Rozbor půd tak umožňuje stanovit fáze stability a instability ve vývoji georeliéfu.

8.1 Svahové pohyby hornin

Svahovými pohyby se označuje pohyb pevných hmot po svahu, a to bez ohledu na rychlost pohybu nebo zda k pohybu dochází za sucha či působením vody.

8.1.1 *Podmínky, faktory a příčiny vzniku svahových pohybů*

Ke svahovým pohybům dochází následkem porušení rovnováhy hmot na svahu, a to v okamžiku, kdy převažují účinky *aktivních sil* (gravitace, hydrodynamický tlak,...) *nad silami pasivními*, které se snaží pohyb zabránit (pevnost hornin, tření). Výsledkem těchto sil jsou *svahové deformace*.

Jedním ze základních předpokladů svahových pohybů jsou kromě umělých zásahů do přirozeného vývoje svahu přírodní podmínky, dané geologickými, klimatickými, hydrogeologickými a geomorfologickými poměry. Tyto podmínky mohou pohyb hmot po svahu podporovat nebo znemožňovat, a proto je lze označit jako příznivé nebo nepříznivé. Mezi *faktory* podmiňující svahové pohyby a deformace řadí změna sklonu a výšky svahu, změna obsahu vody, působení podzemní vody, činnost mrazu, zvětrávání hornin, změny vegetačního pokryvu, přitížení násypy, haldami, otřesy a vibrace. Přírodní faktory dále podrobněji člení na geologické, geomorfologické, hydrogeologické a klimatické poměry.

Vznik a reaktivaci svahových pohybů podmiňují *morfologické poměry* (změna sklonu a výšky svahu), *geologická stavba* (litologická a strukturní anizotropie), *fyzikální faktory* (klimatické poměry, teplota, srážky, expozice svahu, rychlé tání sněhu, vliv podzemní vody, zvětrávání, promrzání aj.) a *antropogenní faktory*.

□ ***Morfologické poměry***

Ke vzniku svahových pohybů může dojít vlivem změny výšky a sklonu svahu. Příčinou může být např. fluvialní eroze, díky níž je horninový materiál odnášen z paty svahu, nebo erozní prohlubování údolí, které vede ke zvětšení výšky svahu a k uvolnění bočního napětí ve svahu, vzniklými puklinami proniká do svahu voda a napomáhá jej rozrušovat.

□ ***Geologická stavba***

Svah se vyvíjí v určitých přírodních podmínkách, které jsou představovány souborem geologických, geomorfologických, hydrogeologických a klimatických poměrů. Tyto poměry jsou dále ovlivňovány geologicko-tektonickou stavbou, která se může stát určující podmínkou pro vznik sesuvu.

Příznivou geologicko-tektonickou strukturou v *povrchové zóně* pro podmínky Západních Karpat může být taková struktura, která se vytvořila zvětrávacími,

erozními a akumulačními procesy během kvartéru. Např. ukloněný nevětrálový podklad pokrytý suťovou akumulací předurčuje smykovou plochu.

V *podpovrchových zónách* jsou např., pro vznik svahové deformace příznivé, struktury tvořené rigidním komplexem (vápence, pískovce,...) spočívajícím na plastickém nepropustném podkladu (jílovce, slínovce), mnohonásobným střídáním vrstev pevnějších s méně odolnými horninami s rozdílnou propustností, struktury tektonicky porušené nebo oslabené systémy puklin a foliačních ploch. Predispozici k sesouvání mají také křídla vrás nebo násunové plochy příkrovů.

□ ***Klimatické poměry***

Krajinotvorné pochody (eroze půdy, sesuvy aj.) jsou urychlovány především *extrémními srážkami* během přívalových dešťů. Tíha zvodněné vrstvy vlivem infiltrující vody narůstá, dočasně je zvýšen také pórový tlak, který způsobuje snížení pevnosti ve smyku. Vliv anomálních srážek je nejmarkantnější na již existujících sesuvech.

Množství vody ze srážek, které se do horninového prostředí dostane, je dáno především propustností, dále teplotou vzduchu, táním sněhu a výparem (Kopecký, 2001). Nové hydrogeologické podmínky svahu se mohou vytvořit např. na jaře po výrazném oteplení a rychlém tání sněhové pokrývky.

□ ***Působení podzemní vody***

Sesuv může být aktivován např. u přehrad, přečerpávacích vodních elektráren, kanálů, na březích jezer, řek, podél mořského pobřeží při *náhlé změně hladiny vody*, která režim podzemních vod ovlivní.

Hladina podzemní vody bývá, především v zóně dosahu kořenů rostlin, ovlivněna kromě jiného *evapotranspirací* (výpar a spotřeba vody rostlinami). Během dne hladina klesá, zatímco během noci narůstá.

Při změnách rychlosti a tlaku proudící vody může v příhodných podmínkách (jemné písčité a prachovité frakce) docházet při překročení kritické rychlosti proudění k vyplavování částic zeminy – *sufózi*.

□ ***Zvětrávání***

Proces zvětrávání má povahu mechanického rozrušování i chemického rozkladu. Intenzita, hloubka a rychlost je ovlivněna srážkovými a teplotními poměry,

vegetačním pokryvem aj. Textura i struktura horniny je narušována, oslabené zóny masivu se vlivem zvětrávání rozvíjejí.

□ ***Vliv promrzání***

Voda zamrzlá v trhlinách zvětšuje svůj objem a po opětovném rozmrznutí snižuje soudržnost. V jílovitých a jílovito-písčitých zeminách se vytvářejí ledové vrstvičky. Během tání se objem vody zvětšuje a povrchová vrstva rozbíjí.

□ ***Vulkanické erupce***

Při vulkanických erupcích je vyvrhováno velké množství popela, který se ukládá na okolních svazích. Na nich se během následných intenzivních dešťů zrychluje eroze a mohou vznikat rozsáhlé bahenní (označované také jako lahary) a suťové proudy.

Příčinou vzniku bahenních proudů se stávají i rozžhavená pyroklastika postupně roztápějící led a sníh na vrcholcích vulkánů.

Sesuvy vzniklé vulkanickou činností lze rozdělit do dvou skupin. Kritériem se stává voda. První skupinou, ve které voda spolupůsobí, jsou bahenní proudy, druhou pak suťové proudy, k nimž dochází bez účasti vody.

□ ***Zemětřesení***

Při zemských otřesech se v horninovém prostředí dočasně mění napětí, porušující stabilitní poměry svahu v hlubokém i širokém okolí epicentra (Nemčok, 1974). Při zemětřesení se nejčastěji rozvíjejí skalní řícení, sesouvání, zemní a kamenité proudy. K narušování stability svahu napomáhají také při zemětřesení vzniklé trhliny a pukliny, do nichž proniká voda.

Na dně oceánů vznikají vlivem zemětřesení na ukloněném dně subakvatické skluzy nepevněných sedimentů, které mohou porušovat podmořská vedení kabelů.

□ ***Antropogenní faktory***

Nejčastější antropogenní příčinou vzniku gravitačních pohybů je změna geometrie svahu způsobená stavebním zářezem nebo výkopem jámy v patě svahu, a také přetížením horní části svahu násypem nebo stavební konstrukcí.

Nepříznivě působí také umělé vibrace (technická seizmicita) např. při zabudovávání pilot, otřesech v lomech, průjezdech těžké mechanizace.

Stabilitu svahu udržují mechanickým působením kořeny rostlin, které také spotřebovávají část vody. Odstranění vegetace může vést ke změně režimu vody v povrchových vrstvách a urychlení eroze, čímž se negativně ovlivní poměry svahu.

K sesuvům dochází i na okrajích poklesových kotlin v území s hlubinnou těžbou užitečných nerostů nebo na akumulacích vytěžených hmot.

8.1.2 Klasifikace svahových pohybů

Klasifikace svahových pohybů není jednoduchá ani jednoznačná díky rozmanitosti projevů různých typů a rychlostí pohybů. Nadto se ve většině případů jedná o proces komplexní.

Z nepřeberného množství autorů lze pro poměry České republiky jako nejvhodnější uvést klasifikaci sestavenou autory Nemčokem, Paškem a Rybářem (1974), kteří vymezují čtyři hlavní skupiny: *ploužení*, *sesouvání*, *stékání* a *řícení*. Kriterialem jsou mechanismus pohybu a rychlost pohybu.

□ Ploužení

Ploužením označují dlouhodobý a obvykle nezrychlující se pohyb, při kterém rychlost pohybu horninových hmot dosahuje hodnot řádově milimetry až centimetry za rok. Hranice mezi pevným podložím a pohybujícími se hmotami bývá nezřetelná. Výsledkem se stávají většinou málo výrazná gravitační rozvolnění, roztrhání horských masivů, ohýbání vrstev. Výraznější jsou blokové poruchy. Při nich se rigidní komplexy ploužením rozlámou a pohybují po měkkém podloží. Tyto formy se označují jako bloková pole.

Obecně se ploužení rozděluje na povrchové a hlubinné. V případě *povrchového ploužení* se uplatňuje vliv sezónních změn teploty a vlhkosti. Horninové hmoty se proto pohybují nerovnoměrně a tyto pohyby se projevují slézáním svahových hlín a sutí, hákováním vrstev.

Výsledkem *hlubinného ploužení* jsou již zmíněná rozvolnění a roztrhání horských masivů, blokové poruchy atd.

Rozvolňování a roztrhání horských masivů je projevem uvolnění napětí po erozi části svahu říční erozí nebo ledovcem. Během takového procesu vznikají pukliny a otevírají se tahové trhliny. K poruchám dochází také ve vysokých pohořích na strmých svazích v krystalinických jádrech.

Hlubinné ohýbání vrstev v kontraktantní zóně s ostře ohraničenou smykovou plochou se rozvíjí v plastických metamorfovaných horninách (svory, fylity, pararuly). Na hřebenech vzniklé poklesy (stupně) mohou být až několik desítek metrů vysoké, ve střední části svahu dochází ke zvlnění.

Oblasti, které jsou tvořeny pevnými horninami na měkkém plastickém podloží, jsou v úsecích geotektonické stavby náchylné ke vzniku *blokových poruch*. Pevné horniny se podél trhlin a puklin oddělují, zabořují a pohybují po plastických podložních horninách. Výslednými poruchami mohou být *blokové posuny*, *bloková pole* nebo *rozpádlinová pole*.

□ **Sesouvání**

Sesouváním se rozumí krátkodobý rychlý pohyb. Horninové hmoty se pohybují rychlostí řádově asi v metrech za den podél jedné nebo více smykových ploch. Podle tvaru smykové plochy lze sesuvy rozdělit na *rotační* s válcovou smykovou plochou, k nimž dochází nejčastěji v homogenních jílovitých horninách, *planární* s předurčenou smykovou plochu rovinného tvaru danou rozhraním mezi podložím a pokryvnými útvary, tektonickými plochami nebo mezivrstevními plochami. Složenou smykovou plochou se vyznačují sesuvy *rotačně – planární*, *translační* sesuvy se rozvíjejí na horizontálně vytvořené smykové ploše.

Sesuvy lze dělit také podle plošného tvaru. *Plošné* sesuvy jsou typické tím, že jejich délka a šířka je přibližně stejná, rozměr ani hloubka nejsou příliš velké. Dochází k nim na plochých svazích. Délka *proudových* sesuvů několikanásobně přesahuje šířku. Mohou dosahovat délek až několika kilometrů. Naproti tomu u *frontálních* sesuvů šířka převyšuje délku. Objevují se u nárazových břehů řek vlivem boční eroze.

Dalším kritériem rozdělení sesuvů je aktivita. Pro *aktivní* sesuvy je charakteristický intenzivně rozčleněný povrch se stopami čerstvých pohybů. *Potenciální* uklidněné sesuvy mají nerovný povrch, čerstvé tvary chybí. K jejich reaktivaci může dojít například vlivem eroze nebo srážek. Povrch *stabilizovaných* sesuvů je většinou zarovnaný. Jejich identifikace bývá složitá. Reaktivace může být zapříčiněna např. antropogenními zásahy (podřezání paty svahu aj.).

□ **Stékání**

Při stékání se horninový materiál většinou ve viskózním stavu pohybuje rychlostí řádově v metrech za hodinu až kilometry za hodinu. Jedná se tedy o jev rychlý a krátkodobý. Stékající hmoty bývají od podloží ostře odděleny.

V místech soustředěného toku povrchové nebo podzemní vody vznikají *proudy zemní*. Na strmých svazích vysokých pohoří se naopak rozvíjejí *proudy kamenité* (v Alpách označovány jako mury), při nichž přívalové vody strhávají do údolí produkty zvětrávání, které se hromadí ve žlabech. V údolí pak lze spatřit typický nánosový kužel.

□ **Řízení**

Řízením se označuje náhlý krátkodobý pohyb, během kterého alespoň část pohybu probíhá volným pádem. Dochází k němu na strmých svazích.

Při *odvalovém řízení* nejprve materiál padá volným pádem. Následně se hromadí u paty svahu, odkud může pohyb pokračovat formou skalního proudu do údolí. Trasa skalního proudu mnohonásobně převyšuje dráhu fáze volného pádu.

Planární řízení začíná usmýknutím části skalní stěny po planární ploše až na okraj strmého svahu, odkud následuje volný pád.

8.2 Geologická činnost povrchových vod

Voda představuje jeden z nejdůležitějších geologických činitelů, a to bez ohledu na to, zda se vyskytuje ve stavu plynném, kapalném nebo pevném. Zatímco vodní páry ovlivňují své okolí jen nepatrně a led vyniká účinky mechanickými, voda ve stavu kapalném působí značně mechanicky i chemicky.

Mechanické účinky lze sledovat jak u vod tekoucích, tak i u vodních nádrží (jezera, moře). *Chemická činnost* vody urychluje zvětrávání hornin, rozpouštění a rozklad hornin.

Kromě přetváření zemského povrchu voda spolupůsobí také při vzniku sedimentárních hornin.

8.2.1 Geologická činnost atmosférických srážek

Mechanický účinek lze pozorovat po dešti. Ron dešťové vody hloubí na půdách na svazích rýhy, brázdy, žlábký a stružky. Dopadající dešťové kapky při běžných i extrémních srážkách nebo při prudkém tání sněhu způsobují na svazích erozi:

- *plošnou* – rozrušování a odnos jemných částic z povrchu půdy na celé ploše svahu,
- *stružkovou* – vytvářejí se rýhy (stružky), do nichž se dešťová voda soustřeďuje,
- *výmlovou* – existující stružky se nadále prohlubují. Tento jev je výrazný převážně v písčitých zeminách a při průtrži mračen.

Eroze způsobená dešťovou vodou a s tím spojený velký úbytek půdy může způsobovat velké škody, a to převážně v oblastech, které jsou zemědělsky využívány.

Příčinou *chemického rozkladu* hornin je chemický účinek dešťové vody. Může docházet např. k rozpouštění, hydrataci, oxidaci nebo hydrolyze. Chemickému působení dešťové vody se přičítá *koróze vápenců*, při které srážková voda rozpouští povrch vápenců a vznikají tzv. škrapy.

8.2.2 Geologická činnost tekoucí vody

Na tvorbě reliéfu na kontinentech se největší měrou podílí voda tekoucí ve vodních tocích.

Jedním říčním tokem odtéká povrchová voda z území, které se nazývá *povodí*. Jedná se o základní územní geomorfologickou jednotku oběhu vody v přírodě. Hřbetnice nad údolím toku vymezuje tzv. *geografické povodí*, v němž povrchová voda stéká do vodního toku. V případě *hydrogeologického povodí* je toto území rozšířeno o zvodněné vrstvy vycházející na povrch, protože vodní tok dotuje také voda podzemní. Hydrogeologické povodí může zasahovat i do geografického povodí jiného toku.

Mechanický vliv vody, stékající ve směru největšího spádu, závisí na jejím pohybu. Vlivem gravitace nabývá kinetickou energii, jejíž část je spotřebována na práci, zahrnující přenos materiálu, erozi a akumulaci.

Podle velikosti přenášených částic a rychlosti proudění lze rozlišit *rychlost transportační*, při které je vodní tok schopen unášet pevné částice ve formě roztoku, suspenze, vlečením po dně nebo zamrznuté v ledu. *Sedimentační rychlost* je nižší než transportační a nesený materiál se může usazovat. Pokud voda a unášený pevný materiál prohlubuje a rozšiřuje koryto toku, rychlost proudění je vyšší než transportační a lze tak hovořit o *rychlosti erozní*.

Unášené úlomky hornin narážejí o sebe navzájem, na dno i břehy koryta a zaoblují se tak přirozeně podle jejich odolnosti. K zaoblení pískovců a vápenců dochází přibližně do 1 – 5 km, přičemž objem se zmenší na polovinu po 100 – 300 km transportu. Křemence a krystalické horniny jsou zaobleny do 10 – 20 km.

Množství neseného materiálu je značné. Například Labe odnáší ročně z české pánve přes 900.000 t pevných částic. Primát má však řeka Chuang-che v Číně, která z pevniny do moře transportuje ročně 472.000.000 m³.

Mechanické působení tekoucí vody a nesených pevných částic na dno a břehy koryta toku se označuje jako *říční eroze* a mívá obvykle dvojí povahu. Hloubkovou (též svislou či vertikální) a boční (též postranní nebo laterální nebo horizontální).

Vertikální eroze postupuje do hloubky, dává vznik údolím, v nichž současné vodní toky tečou. Tato činnost je kromě nosné síly proudu a množství neseného materiálu dána výškovým rozdílem mezi pramenem a spodní erozní bází (ústím), rozhodující je také geologická povaha podloží. *Hlavní erozní bází* se rozumí hladina oceánu, *místní*, území nad ním, které představuje každý bod na podélném profilu řeky, *dočasnou bází* jsou odolné horniny v říčním korytě a *antropogenní* mohou být např. přehrady.

V pramenním území může docházet k tzv. *pirátství řeky* (někdy též načepování). Tento jev je výsledkem erozní činnosti jednoho toku. Silnější tok se snaží co nejvíce prohloubit své koryto a prodloužit je zpětnou erozí směrem do pohoří. Proniká do sběrné oblasti toku slabšího a nakonec ho může úplně svést. Místo pirátství se nachází tam, kde se tok náhle ohýbá – tzv. náčepný loket. Příklady pirátství lze spatřit také na českých řekách. Např. nejhořejší úsek Vltavy tekla původně do Dunaje, Chrudimka do Doubravy, Sázava do Oslavy, Odry v Moravské bráně do Bečvy.

Jak již bylo zmíněno, odolné horniny vytvářejí v říčním korytě dočasnou erozní bází. Na některých místech tak mohou vzniknout *vodopády*.

K *boční erozi* dochází v zákrutech řek. Nárazový břeh je rozrušován, přemísťován, údolí se postupně rozšiřuje a na dolních tocích se vytvářejí *meandry*. Vymílaný nárazový břeh bývá erodován, zatímco rychlost vody u nánosového břehu je nepatrná a unášený materiál se zde ukládá. Zvýší-li se rychlost proudění v korytě (např. během povodní), může se meandrová šíje protrhnout, řeka si zkrátí tok o délku jednoho meandru a vznikne tzv. mrtvé rameno), které je nejčastěji vyplněno písky nebo prachovitými sedimenty s vysokým obsahem organické hmoty.

Materiál nesený např. horskými potoky vytékajícími do širšího údolí se vlivem náhlého snížení rychlosti při vtoku ukládá jako *náplavový kužel*.

8.2.3 Říční reliéf

Vodní toky vytvářejí říční reliéf převážně ve formě říčních údolí, jejichž vývojové stádium je charakterizováno podélným a příčným profilem.

Příčný profil údolí formují procesy, působící již od pramene až po ústí toku. Intenzita procesů se po celé délce toku mění, což způsobuje, že údolí mívají v jednotlivých úsecích rozdílný charakter. Z tohoto hlediska se na toku vymezují úseky horní, střední a dolní.

Na *horním toku* bývá značný spád, proudění dosahuje vysoké rychlosti. Unášený materiál je ještě více méně ostrohranný a silně prohlubuje koryto – převažuje vertikální eroze. Průřez údolím má tvar písmene V, údolní niva není vyvinuta.

Úlomky na *středním toku* jsou již zaobleny, spád je mírnější, nosná síla proudu se zmenšuje, proto se část unášeného materiálu může začít usazovat za vzniku typické aluviální nivy. Kromě vertikální eroze se začíná projevovat i boční eroze a svahové procesy. Dochází k prohlubování dna a k přemísťování koryta meandrováním. Pokračuje-li meandrování také ve skalním podloží, vznikají tzv. zaklesnuté meandry, které lze spatřit např. na středním toku Váhu.

Pro *dolní tok* jsou typická široká údolí s plochými, konvexními svahy a velmi mírný spád. Voda unáší pouze nejjemnější suspendovaný materiál a sedimentace tak může dosáhnout značné míry. Vyrůstá boční eroze, takže řeka intenzivně meandruje a hloubí si koryto ve vlastních náplavech, což způsobuje zvyšování koryta. Např. řeka Pád v Itálii zvýšila na dolním toku své koryto od 15. století o 5,5 m. Aby se voda v obydlených oblastech udržela ve svém řečišti, budují se ochranné

hráze, které se však během vysokých vodních stavů mohou protrhnout a způsobit rozsáhlé záplavy.

Podélný profil modeluje především erozní činnost řek. Ty si hledají cestu tím směrem, kde jim horniny kladou nejmenší odpor, např. ve směru zlomů, vrstevnatosti nebo břidličnatosti, synklinál, antiklinál. Pokud si toky hloubí svá koryta napříč zmíněnými geologickými strukturami, lze rozlišit údolí příčná a podélná).

Nejrozšířenějším typem *podélných údolí* , která probíhají ve směru geologických struktur, jsou *synklinální* údolí, zařezána do jádra synklinály, *antiklinální*, která probíhají jádrem antiklinály, *monoklinální*, sledující směr uložení vrstev, *zlomová*, využívající rozrušených a oslabených hornin poruchových pásem, a *údolí poklesových kotlin*.

Příčná údolí, která příčně protínají geologické struktury, se dělí na antecedentní a epigenetická. V *antecedentním* údolí se řeka hloubkovou erozí zařezala do zvedajícího se úseku, erozní rychlost byla větší než rychlost výzdvihu. Pokud si řeka začne vytvářet koryto v měkkých pokryvných útvarech a nezmění svůj směr ani v okamžiku, kdy narazí na pevné skalní podloží, lze hovořit o tzv. *epigenetickém údolí*.

Fosilními formami reliéfu se označují starší říční formy, vzniklé za podmínek odlišných od dnešních a v současnosti jsou různě rozrušené. Nejrozšířenějším fosilním tvarem jsou *říční terasy* . Každá je dokladem zbytku údolního dna z určitého stadia prohlubování, vytváří morfologicky výrazné stupně souměrné nebo nesouměrné ke stranám údolí a zpravidla ještě obsahují říční sedimenty (šterky, písky, písčito-jílovité vložky). Má-li vodní tok několik terasových stupňů, které mohou ležet až několik desítek metrů nad současným tokem, pak nejstarší terasou je terasa nejvyšší, zatímco nejspodnější je nejmladší.

Terasy lze rozdělit na erozní a akumulační. *Erozní* jsou pokryty tenkou vrstvou nánosů (mohou však chybět úplně). Vznikly erozí řeky ve vlastních nánosech. Naproti tomu *akumulační* vznikají na erozních terasách, které jsou překryty nánosy z dalšího akumulačního cyklu řeky. Akumulační terasy se navíc rozlišují na *složené*, které vznikají nánosem přímo na erodovaném skalním podkladu, a *vložené*), jejichž podkladem pro říční nánosy je zarovnaný povrch nánosů starších. Složené terasy jsou v našich podmínkách rozšířené, jejich vznik bývá spojován se střídáním glaciálů a interglaciálů.

8.3 Geologická činnost moře

Zemský povrch je více než ze dvou třetin pokryt mořskou vodou. Její geologická činnost patří k jednomu z nejvýznamnějších.

Mechanické rušivé účinky se projevují zejména při přílivu a odlivu, příboji a mořských proudech. Tyto pohyby mořské vody rušivě působí na pobřeží i na dno. Např. během příboje jsou vodou unášeny úlomky hornin, které narážejí na skalnatý břeh. Během bouře může příboj unášet i několikátunové balvany.

Moře, které nahlodává skalnatý břeh, zanechává přibližně ve výši odlivu obroušenou skalní terasu. Tento jev se označuje jako *abraze*. Plošně se při ní rozrušuje a přetváří pobřeží. Proces přetváření je ovlivněn především sklonem dna. Energie vln obvykle vyznívá v oblastech s dlouhým plochým dnem, zatímco na strmých dnech se vlnění mění v příboj. Právě v těchto oblastech se vytvářejí strmé pobřežní sruby – *klify*, které během další abraze ustupují až do mírně skloněné plošiny – *abrazní terasy*. Pokud se abraze pobřeží ožíví (např. transgresí moře, neotektonickými pohyby, atd.), formují se *abrazní stupně* (více abrazních teras nad sebou). Díky rozdílné odolnosti hornin mořského pobřeží lze pozorovat zálivy (v méně odolných horninách) nebo výběžky (v odolných horninách).

Nelze opomenout ani svahové pohyby na mořském dně jako mechanickou rušivou činnost. Při svahových pohybech se jemné bahno rozvíří a pak znovu sedimentuje. Částečně zpevněné sedimenty sjíždějí jako celek a mohou se při pohybu zvltnit. Tvrdší zpevněné horniny bývají roztříštěny.

Akumulační činností se tvoří v pásnu příbojového vlnění pláž. Pod pobřežními sruby je to pláž úpatní, na písčitých pobřežích volná. Se vzdáleností k pobřeží se ukládá stále jemnější materiál.

Chemickou tvořivou činností moře vznikají solná ložiska. Mimo těchto ložisek je chemická činnost spojována hlavně s působením organismů a diagenezí sedimentů.

8.4 Geologická činnost jezer

Zatímco u povrchových toků převažuje rušivá činnost vody, u jezer převládá tvořivá za vzniku mechanických, organogenních a chemických sedimentů. Přesto,

stejně jako na mořském pobřeží, působí rušivě na břehy jezer příboj – *vlnová abraze*, která se stává hlavním modelačním činitelem. Její síla je závislá na velikosti jezera a síle větru. Např. na velkých severoamerických jezerech se tvoří 5 – 6 m vysoké vlny, zatímco na malých jezerech vlny dosahují výšky maximálně jen několik decimetrů. Vodou unášený materiál vyhlodává do skalnatých břehů jezer zářez – tzv. *pobřežní čáru*. Na břehu jezera se v závislosti na sklonu svahu a geologickém prostředí mohou vytvářet sruby a pláže, jako na pobřeží moří. Kolísání hladiny a hlavně náhlé změny hladiny v nádržích výrazně ovlivňují stabilitu břehů, mohou vznikat i sesuvy.

8.5 Geologická činnost podzemní vody

Kromě toho, že horninové prostředí umožňuje proudění podzemní vody, voda sama toto prostředí přetváří, a to mechanicky a chemicky.

Nejpatrnějším projevem *mechanické eroze* se stává *sufóze* – vyplavování jemných částic. Touto činností vznikají v horninovém prostředí dutiny, jejichž přítomnost na povrchu mohou indikovat trychtýřovité deprese – tzv. *sufózní kotle*.

Zvláštním způsobem denudačního rozrušování je *krasovění*. Při tomto procesu se uplatňuje *chemická eroze* v prostředí, které je budováno horninami rozpustnými ve vodě (vápence, dolomity, sádrovce, soli a horniny, obsahující jmenované nerosty jako podstatné součásti). Nejznámější a nejrozšířenější jsou v našich podmínkách vápencové krasy. Oxid uhličitý obsažený ve vzduchu je pohlcován srážkovou vodou a vzniká tak slabá kyselina uhličitá, která dokáže rozpouštět vápenec a měnit jej na hydrogenuhličitan vápenatý ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$).

Krasové formy, které ve vápencích vznikají, lze rozdělit na povrchové a podzemní.

Povrchové neboli primární formy byly vytvořeny rozpouštěním převážně dešťovou vodou a jsou viditelné na povrchu území. Řadí se sem *škrapy*, rýhy a prohlubně, které vznikají na holém skalním vápencovém povrchu nepravidelným rozpouštěním. Mají různou velikost i tvar. Povrch území je jimi rozdělen. Tzv. *žlábkové škrapy* jsou většinou rovnoběžné nebo sbíhavé, mají různou hloubku a tvoří se na skloněných skalách erozí dešťové vody spolu s rozpouštěním.

Dalším povrchovým tvarem jsou *závrty*. Jedná se o nálevkovitou nebo oble mísovitou prohlubeň. Jejich průměr může být 0,25, ale i 1500 m a může dosahovat hloubek 0,25 až 400 m. Závrty s několikakilometrovými rozměry se označují jako *polje*. Kromě obecného okrouhlého tvaru závrťů jsou známy také podlouhlé, nesouměrné, paprscitě rozvětvené aj.

Pod závrty se mohou jeskynní stropy začít propadat za vzniku tzv. *říťivé propasti*. Tímto způsobem se vytvořily i moravské propasti Macocha v Moravském krasu a Macůška v krasu Hranickém.

Závrťové *komíny* začínají na povrchu jako nálevkovité závrty. Jejich průběh nebývá rovný, rozšiřují jej výklenky a odbočky. Obvykle ústí do vodorovných nebo šikmých chodeb nebo do jeskyní.

Nejtypičtější a nejčastější krasovou údolní formou jsou spolu s poloslepými *údolí slepá*, nacházející se na okrajích krasových oblastí. Jejich tvar je obdobný jako u běžných údolí, avšak náhle končí vysokou příkrou stěnou. Tok, který slepým údolím protéká, se na úpatí stěny zvané slepá stěna propadá a dále pokračuje podzemními prostory. Údolí již za slepou stěnou na povrchu nepokračuje.

Závěrová stěna *poloslepých údolí* bývá nízká, původní údolí za ní ve vyšší poloze pokračuje dále. Je však suché, protože tok se již pod slepou stěnou propadl do podzemí.

Údolí s četnými ponory a závrty mohou vsáknout veškerou povrchovou vodu. Tato údolí se označují jako *suchá*. Voda jimi protéká jen za vydatných dešťových srážek nebo při tání.

Podzemní formy se vytvářejí podél puklin, trhlín, kudy je umožněno proudění podzemní vody, která prostory rozšiřuje a přetváří a dává vzniknout dutinám a jeskyním.

Krasové *jeskyně*) mohou být *zlomové*, sledující zlomy v krasové hornině a mající téměř rovný průběh, nebo *puklinové*, které jsou tvořeny sítí chodeb zákonitě orientovaných podle puklinových směrů a směrů průtoků hlavních proudů jeskynních toků. Výplní jeskyní se stávají rozličné formy vysráženého CaCO_3 s následným mnohočetným krystalickým růstem – *krápníky*. Podle způsobu vylučování krápníkového vápence je lze rozdělit na dvě skupiny. Krápníky *stalaktitové* skupiny vznikají při vylučování vápence z visících kapek nebo kapek bočně vyroněných. Do

této skupiny náleží například záclony, třásně, brčka, štíty a bubny, kulové stalaktity, nepravidelné výrůstky ze stěn.

Vylučuje-li se vápenec z vody tekoucí, skápnuté nebo vzlínající ze dna, náleží takto vzniklé krápníky do skupiny *stalagmitové*. Krápníky této skupiny narůstají především do šířky, jejich povrch je nepravidelný a ovlivňuje roztékání příp. rozstříkávání spadlé vody. Rostoucí stalagmit může dosáhnout až do výše ze stropu rostoucího stalaktitu, jejich srůstem pak vznikne tvar označovaný jako *stalagnát*.

Také při působení ledu, speciálně ledu ledovcového, lze pozorovat téměř všechny krasové jevy známé z oblastí vápencových (např. škrapy, závrtky, ponory, jeskyně, ledové krápníky). Ledové jeskyně mohou vzniknout i z jeskyní krasových nakupením ledu a ledových krápníků při poklesu teploty pod bod mrazu. Jeskynní led se tvoří z vody skapávající, stojaté i z jeskynních toků. Jinovatka vzniká srážením vodních par v místě, kde se teplejší vzduch setkává s chladnějším (např. při ústí komínů). Skapávající voda formuje ledové krápníky (stalaktity i stalagmity).

8.6 Geologická činnost ledu a ledovců

V současné době je více než 16 mil. km² zemského povrchu pokryto ledovci, z čehož až 95% zaujímají kontinentální ledovce Grónska a Antarktidy. Pokud by roztály, zvýšila by se hladina světového oceánu až o 60 m.

Za tzv. *sněžnou čarou*, nadmořskou výškou, kde je trvalá sněhová pokrývka, dochází k postupnému zpevňování sněhu. Sněhové vločky se tlakem mění v jednotlivá krystalická zrna ledu – vzniká *firn*. Objem se přitom zmenšuje, takže např. 8 m mocná vrstva čerstvého sněhu se dokáže proměnit ve vrstvu firnu o mocnosti 1 m. Dalším zpevňováním se krystaly ledu spojí ledovým tmelem, který nakonec překrystalizuje, až vznikne dokonale krystalická kompaktní hmota – *ledovcový led*. Jeho hustota dosahuje hodnoty 0,9 g.cm⁻³.

Vysokohorské, jinak také údolní ledovce nebo ledovce alpského typu, vznikají z firnu ve vyšších pohořích. Sníh se hromadí ve sběrné oblasti, která se označuje jako kar a mívá amfiteatrální tvar. Odtud se začíná ledovec pohybovat směrem do údolí ve formě *splazu* a končí *ledovcovým čelem*.

Ve sběrné oblasti nad sněžnou čarou se neustále hromadí sníh a tvoří se firn a led. Při postupu splazu pod sněžnou čáru se začíná přírůstek rovnat tání a splaz

putuje do údolí tak daleko, jak dlouho dokáže odolávat tání. Jestliže terén chrání ledovec před účinky slunečního záření, může splaz sestoupit až do oblasti lesního porostu.

Délka ledovcového splazu se mění podle klimatických změn. Ledovec tak může postupovat nebo ustupovat.

Kontinentální ledovce bývají označovány také jako ledovce grónského typu. Pokrývají souvisle rozsáhlé části pevnin v polárních oblastech – Antarktidě a Grónsku. Jejich mocnost v centrálních částech dosahuje 3400 až 4000 m a představují zbytek rozsáhlého ledovcového pokryvu z pleistocénu. Tehdy zasahoval ledovec až do Střední Evropy a Ameriky.

V určité vzdálenosti od okraje ledovce se mohou vyskytovat výčnělky skalního podloží (nunatak), dále jsou vyvinuty pukliny, vlnité zprohýbání povrchu ledovce a ještě dále od okraje již vliv nerovností podkladu mizí.

Podhorské ledovce vznikají spojením údolních ledovců na okraji pohoří, takže jsou značně rozlehlé. Např. Malaspinský ledovec na Aljašce má rozlohu téměř 5000 km².

Přechodné (fjeldové, plošné nebo ledovce norského typu) se formují nad sněžnou čarou v plochých pohořích. Plošiny jsou pokryty ledovcem podobně jako v případě kontinentálního ledovce. Do okolního údolí vystupují poměrně krátké splazy odpovídající alpskému typu. Typ přechodných ledovců se vyskytuje ve skandinávských zemích. Např. norský ledovec Jostedalsbrä zaujímá rozlohu 940 km².

Pohyb ledovce se řídí množstvím akumulovaného ledu a sněhu. Jakmile v karu dosáhne mocnost akumulace kritické hodnoty, ledovec se začne vlivem gravitační síly pohybovat ve směru sklonu svahu. Samotný pohyb pak může probíhat dvěma způsoby. Prvním je vnitřní tečení a klouzání báze ledovce po skalním podkladu. Druhý způsob probíhá uvnitř ledovce mikropohyby podél plošek mezi krystaly ledu. Přítomnost rozpouštějící se vody umožňuje pohyb ledovce po jeho.

Pod pohybující se ledovcovou pokrývkou probíhá *rušivá glaciální eroze*, která je však odhalena až poté, co ledovec ustoupí. Okolní prostředí je erozí nejsilněji postiženo v případě vysokohorských ledovců. Suť, která je uzavřena vespod ledovce, rozrývá skalní podklad, prohlubuje a rozšiřuje údolí, skalní výčnělky jsou obrušovány. Velikost *exarace* (rozorávání, rýhování skalního podloží) závisí na hmotnosti ledovce

a petrografickém charakteru uzavřené suti i podloží. Odolné horniny jsou ohlazovány (*deterze*), skalní výstupky olamovány (*detrakce*). Výsledkem činnosti jsou tvary jako např. oblíky, přeměna roklovitého údolí tvaru V na žlabovité údolí tvaru U (*trogy*), *fjordy* (stará glaciální údolí zatopená mořem. V horních částech ledovcového údolí se vytvářejí kotlovité deprese označované jako *kary*. Po ústupu zadních stěn proti sobě založených karů zůstávají *karlingy* – výrazné skalní štíty (např. Matterhorn). Pokud bylo hlavní ledovcové údolí hloubeno rychleji než boční, jsou tato dvě údolí oddělena strmým stupněm, na němž mohou vznikat vodopády. Těmto údolím se říká *visutá*.

S rušivou činností ledovce úzce souvisí i činnost tvořivá – *glaciální sedimentace* a *transport*. *Morény* představují veškerý materiál, který ledovce přemísťují a ukládají. Jejich typickým znakem je nepravidelné uložení a nevytříděnost. Jestliže je morénový materiál nezpevněný, označuje se jako *till*, je-li zpevněný, jedná se o *tillit*.

V případě vysokohorských ledovců bývá ve spodních částech uzavřen materiál podloží uvolněný exarací z údolního dna (*základní* neboli *spodní* moréna) nebo z boků (*boční* moréna. Nejmladší materiál spodní morény se hromadí do tzv. drumlinů po roztání ledovce. Mají eliptický, čočkovitý nebo vejčitý tvar. Po splnutí dvou ledovcových splazů vytvoří spojené boční morény morénu *vnitřní*. Pravá *střední* moréna se táhne od skalnatých ostrovů (*nunataků*), nepravá vzniká spojením bočních. Údolí napříč uzavírá *čelní* moréna veškerý materiál uvolněný táním ledovce na dolním konci splazu. Pokud nejsou proraženy erozí ledovcových potoků, mohou zahradit údolí a umožnit vznik hrazených glaciálních jezer (např. Štrbské pleso, jezero Garda v Itálii).

Pozůstatkem kontinentálního zalednění se mohou stát *eratické* (bludné) *balvany*, cizorodý materiál na plošně nevelkém území.

8.7 Geologická činnost větru

Modelace reliéfu větrem může probíhat *nepřímo*, např. hladina moří, jezer a nádrží je rozvlněna větrem a vlny následně způsobují erozi pobřeží. *Přímé* působení větru má převážně charakter mechanický. Nejvýrazněji se projevuje na kontinentech, v oblastech bez vegetačního pokryvu, který snižuje přízemní rychlost větru a svým kořenovým systémem zpevňuje povrchové vrstvy.

Eolická eroze mívá dvě podoby – deflaci a korazi. *Deflace* souvisí s rozpadem hornin a silně působí především v aridních oblastech. Vítr podle své síly třídí

produkty rozpadu hornin, odnáší sypkou a zvětralou půdu, jemný prach, písek i menší úlomky hornin, zatímco hrubší frakce zůstává na místě. Ke tvarům, které deflací vznikají, se řadí *viklany* nebo *kamenná pouštní dlažba*.

Při *korazi* rušivě působí drobný a tvrdý materiál (převážně písek) poháněný větrem proti všem překážkám. Částice, na překážky narážející, vyvíjejí obrusnou (korazní) činnost, která je závislá na síle větru, množství unášeného materiálu a na úhlu dopadajícího větru. Korazí vznikají např. *hrance*, valouny s větrem vybroušenými rovnými hranami, *římsy*, *skalní hříby* aj.

Transport sedimentů větrem může probíhat několika způsoby a řídí se velikostí přenášených částic a rychlostí větru. Prachové částice ne větší než 0,06 mm se *vznášením* mohou přemisťovat do vzdálenosti 100 až 1500 km. Např. prachovité částice ze Saharské pouště lze nalézt na sněhové pokrývce pohoří Sierra Nevada ve Španělsku. Hrubší písčité materiál se pohybuje *saltací* (písčítá zrna do velikosti 0,5 mm) a *vlečením* (větší frakce).

Jakmile klesne rychlost větru, transportované částice se začnou usazovat a lze pak hovořit o *eolické tvořivé* činnosti. Nejrozšířenějším eolickým sedimentem jsou spraše a váte pískey.

Spraše jsou horniny nezvrstvené, sypké, velmi jemné, prostoupeny jsou tenkými kapilárami a trhlinami. Obsahují 10 – 25% rovnoměrně rozptýleného CaCO_3 . Za sucha lze spraše označit za pevný sediment, který je schopen udržet kolmé stěny. Po nasycení vodou však dochází k narušení struktury tvořené karbonátovými můstky a kolapsu – *prosedání spraší*.

Váte pískey jsou charakteristické větší opracovaností a vytříděností (ve srovnání s říčními pískey).

K akumulacním formám navátých písků se řadí např. *návěje*. Vytvářejí se za nízkými překážkami při poklesu rychlosti větru. Pokud se množství písku dále zvětšuje, začíná se tento ukládat i před překážkou. Takto vznikají *duny*, setrvávající na místě. Tzv. stěhovavým dunám se říká *přesypy*, u nichž je písek z návětrné strany duny odnesen na závětrnou.

Základními tvary dun či přesypů jsou barchany, příčné, podélné a parabolické přesypy, pyramidální duny aj.

Barchany jsou izolované srpovité útvary. Pohybují se pomalu po větru výběžky napřed. *Podélné přesypy* mají delší osu ve směru větru. Jsou to dlouhé hřebety písku,

mezi kterými zůstává obnažená skála. Vyskytují se v oblastech se dvěma převládajícími směry větru. Na pobřežích jsou hojné *příčné přesypy* s delší osou kolmou ke směru větru. Mohou se formovat také při spojení vedle sebe ležících barchanů. Rozrušením barchanů nebo příčných přesypů, zpevněných v koncové části vegetací, vznikají *parabolické přesypy*, obloukovitě ohnuté proti směru větru. Nejmhutnějším tvarem jsou *pyramidální duny*, které mohou být vysoké až 300 m. Objevují se v oblastech s různými směry větrů.

Použitá literatura

FLECHTER, C. Physical Geology: The Science of Earth. Willey, 2014.

GRYGAR, R. JELÍNEK, J. [online] Geomorfologie.

<http://geologie.vsb.cz/geomorfologie/default.htm>

KUKAL Z.: Základy sedimentologie. 1986, Academia, Praha. 1-466.

KUMPERA, O. Všeobecná geologie - učební texty pro studenty hornických oborů.

Ostrava: ES VŠB Ostrava, 1987, 265 s.

KUMPERA, O., J. FOLDYNA a V. ZORKOVSKÝ. Všeobecná geologie. Praha:

SNTL/Alfa, 1988, 521 s.

JELÍNEK J. Nauka o Zemi [online] <http://geologie.vsb.cz/jelinek/nauka.htm>

MARSCHALKO M. et al. Geologie [online] <http://geologie.vsb.cz/geologie/default.htm>

SKUPIEN P., MĚCHOVÁ L. [online] Základy stratigrafie a paleontologie

<http://geologie.vsb.cz/paleontologie/Default.htm>

TARBUCK, E. J., F. K. LUTGENS a D. G. TASA. Earth: An Introduction to Physical Geology. Pears, 2016.



Toto dílo podléhá licenci Creative Commons Uveďte původ-Zachovejte licenci 4.0 Mezinárodní License.