

Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach
Prírodovedecká fakulta
ÚSTAV GEOGRAFIE

Katarína BÓNOVÁ

**ZÁKLADY GEOLÓGIE
PRE GEOGRAFOV**

Košice 2017

Publikácia vyšla s finančnou podporou projektu VEGA 1/0963/17.

ZÁKLADY GEOLÓGIE PRE GEOGRAFOV

Vysokoškolské učebné texty

© 2017 Katarína Bónová

Ústav geografie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach

Vedecký redaktor:

doc. Mgr. Michal Gallay, PhD.

Ústav geografie, Prírodovedecká fakulta

Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach

Recenzenti:

doc. RNDr. Jozef Hók, CSc.

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta

Univerzita Komenského v Bratislave

Mgr. Štefan Ferenc, PhD.

Katedra geografie a geológie, Fakulta prírodných vied

Univerzita Mateja Bela v Banskej Bystrici

Všetky práva vyhradené. Toto dielo ani žiadnu jeho časť nemožno reprodukovat', ukladať do informačných systémov alebo inak rozširovať bez súhlasu majiteľov práv.

Za odbornú a jazykovú stránku tohto vysokoškolského učebného textu zodpovedá autor. Rukopis neprešiel redakčnou ani jazykovou úpravou.

Vysokoškolský učebný text pre Prírodovedeckú fakultu UPJŠ v Košiciach.

ISBN 978-80-8152-541-4

Obsah

Úvod.....	7
1. Prečo geológia?.....	8
1.1. Význam geologických poznatkov pre geografiu.....	9
2. Planéta Zem a jej pozícia vo vesmíre.....	10
2.1. Vznik Zeme.....	10
3. Základné charakteristiky Zeme.....	12
3.1. Tvar Zeme.....	12
3.2. Fyzikálne vlastnosti Zeme.....	13
3.2.1. Gravitácia, gravitačné pole Zeme.....	13
3.2.2. Tlak a hustota.....	13
3.2.3. Magnetické a elektrické pole Zeme.....	14
3.2.4. Zemské teplo, teplota v Zemi, zemský tepelný tok.....	15
4. Vnútrotná stavba Zeme.....	15
4.1. Zemské jadro.....	17
4.2. Zemský plášť.....	17
4.3. Zemská kôra.....	17
5. Geologický cyklus a vznik pohorí.....	19
5.1. Pevnínovotvorné (epeirogenetické) pohyby.....	19
5.2. Horotvorné (orogenetické) pohyby.....	20
6. Globálna tektonika – tektonika litosferických dosiek.....	20
7. Minerály zemskej kôry – hornínovotvorné minerály a ich vlastnosti.....	25
7.1. Definícia minerálu a rozdelenie minerálov.....	25
7.2. Vlastnosti minerálov.....	26
7.3. Klasifikácia minerálov – Mineralogický systém.....	29
7.3.1. Prvky.....	29
7.3.2. Sulfidy a sulfosoli.....	30
7.3.3. Halogenidy.....	30
7.3.4. Oxidy a hydroxidy.....	30
7.3.5. Karbonáty	30
7.3.6. Boráty.....	31
7.3.7. Sulfáty (sírany).....	31
7.3.8. Fosfáty, arzenáty, vanadáty.....	31
7.3.9. Silikáty.....	32
7.3.10. Organické substancie (organoidy).....	32
8. Magmatizmus.....	33
8.1. Tavenie, vznik a typy magmy.....	33
8.2. Intrúzie magmy a štruktúrne formy telies magmatických hornín.....	35
8.3. Vulkanizmus.....	37
8.3.1. Produkty vulkanickej činnosti.....	38
8.3.2. Sprievodné javy vulkanizmu.....	39
9. Magmatické horniny.....	40
9.1. Minerálne zloženie.....	40
9.2. Chemické zloženie.....	42
9.3. Petrografické charakteristiky.....	42
9.3.1. Štruktúry magmatických hornín.....	42
9.3.2. Textúry magmatických hornín.....	43

9.3.3.	Odľučnosť magmatických hornín.....	44
9.4.	Klasifikácia magmatických hornín.....	44
9.4.1.	Hlbinné magmatické horniny.....	45
9.4.2.	Žilné magmatické horniny.....	46
9.4.3.	Výlevné magmatické horniny.....	46
9.5.	Použitie magmatických hornín.....	48
10.	Sedimentogenéza – sedimentárne horniny.....	48
10.1.	Vznik sedimentárnych hornín.....	49
10.1.1.	Zvetrávanie.....	49
10.1.2.	Transport sedimentárneho materiálu.....	50
10.1.3.	Sedimentácia.....	51
10.1.4.	Diagenéza (litifikácia).....	51
10.2.	Charakteristiky sedimentárnych hornín.....	52
10.2.1.	Farba.....	52
10.2.2.	Minerálne zloženie.....	52
10.2.3.	Štruktúry sedimentárnych hornín.....	52
10.2.4.	Textúry sedimentárnych hornín.....	53
10.3.	Klasifikácia sedimentárnych hornín.....	53
10.3.1.	Klastické sedimentárne horniny.....	53
10.3.2.	Neklastické – chemicko-biochemické a organogénne sedimentárne horniny....	57
10.4.	Použitie sedimentárnych hornín.....	61
10.5.	Tvary telies sedimentárnych hornín.....	61
10.5.1.	Primárne (vnútorné) znaky sedimentov.....	63
10.5.2.	Nerovnosti na vrstvových plochách (textúrne znaky na povrchu vrstiev).....	64
10.5.3.	Fácie.....	65
11.	Metamorfóza – metamorfované horniny.....	66
11.1.	Hlavné činitele metamorfózy.....	66
11.2.	Typy metamorfózy.....	67
11.3.	Metamorfne fácie.....	69
11.4.	Charakteristiky metamorfovaných hornín.....	69
11.4.1.	Minerálne zloženie.....	69
11.4.2.	Štruktúry metamorfovaných hornín.....	70
11.4.3.	Textúry metamorfovaných hornín.....	70
11.4.4.	Klasifikácia metamorfovaných hornín.....	71
11.5.	Použitie metamorfovaných hornín.....	75
12.	Čas v geológii.....	76
12.1.	Základné stratigrafické zákony a princípy.....	76
12.2.	Paleontologické základy stratigrafie.....	78
12.2.1.	Vznik fosílií, fosilizácia.....	78
12.2.2.	Typy fosílií.....	79
12.2.3.	Pseudofosílie (nepravé fosílie).....	80
12.2.4.	Indexové fosílie.....	80
12.3.	Litologické kritériá pre určenie normálneho a prevráteného vrstvomého sledu.....	80
12.4.	Diskordancie.....	81
12.5.	Geochronológia – určovanie časovej postupnosti.....	82
12.5.1.	Určovanie numerického veku – chronometria.....	82
12.5.2.	Určovanie relatívneho veku.....	84

12.5.3. Stratigrafické stupnice a jednotky.....	84
13. Tektonická geológia.....	85
13.1. Geologické štruktúry.....	86
13.1.1. Spojité tektonické štruktúry.....	86
13.1.2. Nespojité tektonické štruktúry.....	89
14. Zemetrasenie.....	93
14.1. Určovanie lokalizácie zemetrasení.....	94
14.2. Prejavy zemetrasenia na zemskom povrchu.....	94
14.3. Seizmické zóny a regionálne rozšírenie zemetrasení.....	95
15. Stručný prehľad regionálnej geológie Západných Karpát.....	96
15.1. Slovensko v kontexte geológie Európy.....	96
15.2. Tektonický vývoj Západných Karpát.....	97
15.3. Tektonické členenie Západných Karpát.....	98
15.4. Charakteristika tektonických jednotiek Západných Karpát.....	99
15.4.1. Vonkajšia skupina príkrovov	99
15.4.2. Spodná skupina príkrovov.....	101
15.4.3. Stredná skupina príkrovov.....	102
15.4.4. Vrchná skupina príkrovov.....	103
15.5. Naložené panvové a vulkanické celky.....	105
15.6. Kvartérne sedimenty.....	107
16. Ložiská nerastných surovín.....	108
16.1. Faktory ovplyvňujúce kvalitu ložiska a jeho ťažiteľnosť.....	108
16.2. Členenie ložísk nerastných surovín.....	109
16.2.1. Endogénne ložiská.....	109
16.2.2. Exogénne ložiská.....	111
16.2.3. Prechodné ložiská.....	111
16.3. Výskyt ložísk nerastných surovín na Slovensku.....	112
16.3.1. Rudné suroviny.....	112
16.3.2. Nerudné suroviny.....	113
16.3.3. Geotermálna energia.....	114
16.4. Vplyv ťažby nerastných surovín na životné prostredie.....	115
Príloha A: Medzinárodná chronostratigrafická tabuľka.....	117
Príloha B: Prehľad rozčlenenia fanerozoika.....	118
Literatúra.....	119

Úvod

Náuka o Zemi – geológia nehovorí len o sivých kameňoch, ťažkom kladive, pestrofarebnej mape a množstve „nepotrebných“ a v praxi „nevyužitelných“ faktov týkajúcich sa vývoja našej planéty.

Je to síce pomerne mladá vedná disciplína a nepozná ešte všetky odpovede na mnohé zvedavé otázky, ale inšpiruje k úvahám o príčinách procesov, akými sú erózia a zvetrávanie prebiehajúce na zemskom povrchu, ktoré vedú k deštrukcii pohorí. Geológia poskytuje vysvetlenia týkajúce sa vzniku pohorí, ich zloženia a stavby, prípadne využitia materiálu, ktorý elevované časti zemského povrchu (horstvá), prípadne depresie (sedimentačné bazény) poskytujú. Laboratóriom geológa je samotná Zem, jej útroby, ktoré odjakživa človeku poskytovali útočisko pred nepriazňou počasia (jaskyne), poskytovali materiál slúžiaci na výrobu nástrojov, zbraní, šperkov i stavieb (minerály, horniny).

Človek už ako malé dieťa prichádza do kontaktu s rozmanitými geologickými materiálmi – pieskom, kamienkami, skúma ich hmatom, neraz ochutná. Často ich spoznáva skôr ako živú prírodu.

Poznať „neživú prírodu“, pochopiť princípy jej fungovania, uvažovať o potenciáloch a benefitoch, ktoré poskytuje obyvateľom planéty Zem a pochopiť súvislosti so živou prírodou, s ohľadom na minulosť prostredníctvom geológie a jej príbuzných disciplín, má v živote vzdelaného človeka svoj nezastupiteľný význam.

Predložený učebný text je určený predovšetkým študentom prvého ročníka geografie. Predstavuje výber tém z problematiky všeobecnej geológie, mineralógie a petrografie. Pozornosť je venovaná najmä endogénnym geologickým procesom, ktoré úzko súvisia s reliéfovými exogénnymi geologickými procesmi detailnejšie komentovanými v geomorfológii. Len správne pochopenie endogénnych procesov umožní lepšie chápať javy prejavujúce sa na zemskom povrchu. Do textu je tiež zahrnutá kapitola stručne sumarizujúca základné poznatky o vývoji a stavbe Západných Karpát, ktoré sú detailnejšie komentované v rámci predmetu Fyzická geografia Slovenska vo vyššom ročníku.

Za starostlivé prečítanie rukopisu, cenné rady a konštruktívne pripomienky ďakujem recenzentom doc. RNDr. Jozefovi Hókovi, CSc. z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a Mgr. Štefanovi Ferencovi, PhD. z Fakulty prírodných vied Univerzity Mateja Bela v Banskej Bystrici.

autorka

1. PREČO GEOLÓGIA?

Záujem o veci súvisiace s poznávaním Zeme možno datovať od obdobia, kedy prví hominidi (Etiópia, Keňa) takmer pred 3 miliónmi rokov začali využívať kamene na výrobu nástrojov. Pochopili, že nie je kameň ako kameň a vyhľadávali materiál čo najvhodnejší pre uvedené účely (pazúrik, silicity, kremeň). Túžba po ozdobovaní, umeleckom prejave (minerálne farbivá) ako aj potreba výroby zbraní pre lov, obranné aj útočné aktivity, či výroba keramiky podmienila vyhľadávanie a získavanie nerastných surovín, podľa ktorých dostali niektoré historické obdobia svoje pomenovanie (doba kamenná, bronzová, železná a pod.). Významný zvrat vo vyhľadávaní a ťažbe nerastných surovín v novodobých dejinách spôsobila **priemyselná revolúcia** (uhlie, rudy). Neskôr **vedecko-technická revolúcia**, ktorá so sebou priniesla požiadavku vyhľadávať a získavať ušľachtilejšie palivá, farebné a drahé kovy, vzácne zeminy. V súčasnosti sa stretávame s potrebou rozumne využívať uvedené neobnoviteľné zdroje, zvažovať vplyv ťažby nerastných surovín na životné prostredie, vyhľadávať alternatívne zdroje energie, hľadať možnosti bezpečného a životné prostredie neohrozujúceho skládkovania odpadov, likvidácie CO₂, recyklácie surovín. Geológia tak postupne prechádza od pôvodného využívania poznatkov o Zemi k hľadaniu riešení environmentálnych problémov.

Geológia je prírodná veda zaoberajúca sa vznikom, vývojom, stavbou a látkovým zložením Zeme a terestrických planét. Študuje endogénne a exogénne procesy, ktoré vedú k vzniku rôznych geologických telies. Ako jedna z vied o Zemi sa zaoberá neživým systémom, ktorý patrí k prvoradým faktorom určujúcim podmienky existencie biosféry a tým aj životného prostredia človeka.

Z hľadiska **významu** geológia:

- najlepšie pozná zákonitosti vývoja a stavby Zeme,
- najlepšie pozná horninový substrát, od zloženia a vlastností ktorého závisí vývoj pôd, zároveň horninové zloženie najvýraznejšie vplýva na distribúciu a kvalitu podzemných vôd (vyhľadávanie, využívanie, ochrana),
- vie predvídať mnohé katastrofy, prírodné hrozby a riziká (vulkanizmus, zemetrasenie, tsunami, zosuvy, povodne),
- poskytuje podklady pre projektovanie všetkých druhov stavieb (tunely, mosty, vodné nádrže až po jadrové elektrárne), má nezastupiteľný význam v územnom plánovaní,
- poskytuje informácie potrebné pre ochranu a racionálne využívanie životného prostredia.

Cieľom predkladaných učebných textov je pochopiť základné geologické princípy – ako Zem „funguje“, oboznámiť sa so základnou geologickou terminológiou, poznávať minerály predstavujúce hlavné komponenty hornín ako aj samotné horniny, pochopiť význam ich štúdií. V neposlednom rade uvažovať o tom, ako „pracujú“ geologické procesy – pochopiť geologickú minulosť a týmto základe pochopiť, ako možno predvídať geologickú budúcnosť Zeme. Geologické procesy nie sú jednotvárne, sú rôznorodé, viedli a vedú k vzniku unikátnych a neopakovateľných javov, ktorých poznanie si vyžaduje širokospektrálny systémový prístup. Preto geológia úzko spolupracuje s ostatnými vednými disciplínami (chémia, biológia, fyzika a pod.) a má aj vlastné vedné odbory resp. disciplíny.

Medzi základné geologické disciplíny patria:

- **petrografia (a petrológia)** – zaoberá sa štúdiom hornín, ich vznikom, charakterom, premenami a klasifikáciou,
- **mineralógia** – skúma fyzikálne a chemické vlastnosti minerálov, ich vznik a vývoj, klasifikuje minerály na základe ich spoločných chemických a štruktúrnych vlastností,
- **štruktúrna geológia** – študuje rozlišovanie štruktúr, analyzuje ich a rekonštruje históriu pohybov, skúma tvary geologických telies,
- **tektonická geológia** – študuje priestorové a časové vzťahy geologickej stavby zemskej kôry, ako aj deformácie, ktoré v nej vznikajú,
- **historická geológia** – študuje sled geologických javov v minulosti, rekonštruje vývoj Zeme od jej vzniku až po súčasnosť,
- **regionálna geológia** – zaoberá sa geologickou stavbou určitého územia, vychádza z geologického mapovania a poskytuje komplexný pohľad na vývoj a stavbu konkrétneho územia,
- **inžinierska geológia** – skúma prírodné a antropogénne javy v najvrchnejšej časti zemskej kôry s cieľom racionálneho využitia územia a jeho ochrany, rieši problémy súvisiace so zakladaním stavieb, komunikácií, vodných diel, študuje mechanické vlastnosti hornín,
- **hydrogeológia** – zaoberá sa skúmaním pôvodu a vzniku podzemných vôd, formami ich výskytu, rozšírením, pohybom, režimom, zdrojmi a prírodnými podmienkami ich využiteľnosti a regulácie,
- **ložisková geológia** – zaoberá sa vznikom, rozsahom a distribúciou ložísk rudných i nerudných nerastných surovín,
- **environmentálna geológia** – aplikuje geologický výskum na problémy ochrany a tvorby životného prostredia,
- **geochémia** – skúma obsah, distribúciu a migračné procesy chemických prvkov a ich izotopov v zemskom telese, ako aj ich interakcie s atmosférou, hydrosférou a biosférou,
- **geofyzika** – aplikuje poznatky fyzikálnych procesov na vznik a vývoj Zeme, skúma fyzikálne vlastnosti, fyzikálne procesy na povrchu, vnútri a v najbližšom okolí zemského telesa.

1.1 Význam geologických poznatkov pre geografiu

Význam geológie nespočíva iba v ekonomickej oblasti pri vyhľadávaní nerastných surovín, overovaní ich zdrojov v jednotlivých štátoch, berúc do úvahy fakt, že suroviny, resp. energetické zdroje ako aj zásoby podzemných vôd sú základom pre život obyvateľstva a priemysel. Suroviny potrebujeme pre všetky odvetvia priemyslu, výstavbu i výživu. Na rozdiel od produktov živočíšnej a rastlinnej výroby nemožno nerastné suroviny (až na zopár výnimiek) obnovovať.

Zemská kôra, predovšetkým jej látkové a s tým súvisiace horninové zloženie, úložné pomery hornín, ich tektonická porušenosť (priebeh významných zlomových línií), významne ovplyvňujú odolnosť hornín voči zvetrávaniu, následný vznik pôd, formovanie reliéfu,

distribúciu vodných tokov a hustotu riečnej siete na zemskom povrchu. Horniny priamo i nepriamo ovplyvňujú biosferickú zložku krajinnej sféry. Závisí od nich množstvo skeletu v pôde, zrnitosť pôdy, pôdny druh, pôdny typ, úrodnosť, čím už v minulosti ovplyvnili ľudskú spoločnosť a osídľovanie krajiny. Význam má nielen predkvartérne podložie, ale aj kvartérne uloženiny – riečne sedimenty nív a riečnych terás, eolické sedimenty, na ktorých vznikali úrodné pôdy.

Pri krajinnno-ekologických hodnoteniach krajiny (ÚSES – územný systém ekologickej stability predstavujúci súbor prirodzených i pozmenených, ale prírode blízkych ekosystémov, ktoré udržujú prírodnú rovnováhu) je nutné vyhodnotiť analytické podklady o stave zložiek a prvkov krajiny, ku ktorým patrí zhodnotenie geologicko-substrátového komponentu (kvartérne pokryvné útvary, ale aj staršie horniny vystupujúce na povrch).

2. PLANÉTA ZEM A JEJ POZÍCIA VO VESMÍRE

Zem je súčasťou slnečnej sústavy tvorenej centrálnou hviezdou – Slnkom, 8 planétami, desiatkami mesiacov, ktorých počet stále nie je konečný, množstvom asteroidov, množstvom rojov meteoroidov, kométami, medziplanetárnym plynom a prachom a umelými telesami vypustenými zo Zeme. Všetky planéty sa pohybujú okolo Slnka v jednom smere. V tom istom smere aj rotujú, okrem Venuše a Uránu. V rámci našej slnečnej sústavy rozlišujeme **terestrické** planéty – ide o malé planéty s vysokou hustotou a s pevnou kôrou na povrchu (Merkúr, Venuša, Zem a Mars) a **obrie** – veľké planéty s malou hustotou, ktorých zloženie nepoznáme, ale predpokladáme, že sú tvorené predovšetkým H a He, prípadne zmesou C, O, N, H (Jupiter, Saturn, Urán a Neptún). Pluto je považované za tzv. trpasličiu planétu z dôvodu jeho malých rozmerov, netypickou dráhou obehu a množstvom kozmických telies v jeho blízkosti, ktoré nie je schopné svojou gravitačnou silou pritiahnuť.

Slnečná sústava jej len malou časťou hviezdnej sústavy – galaxie. Doposiaľ známy vesmír je zložený zo skupín galaxií rôzneho tvaru a medzihviezdneho plynu a prachu.

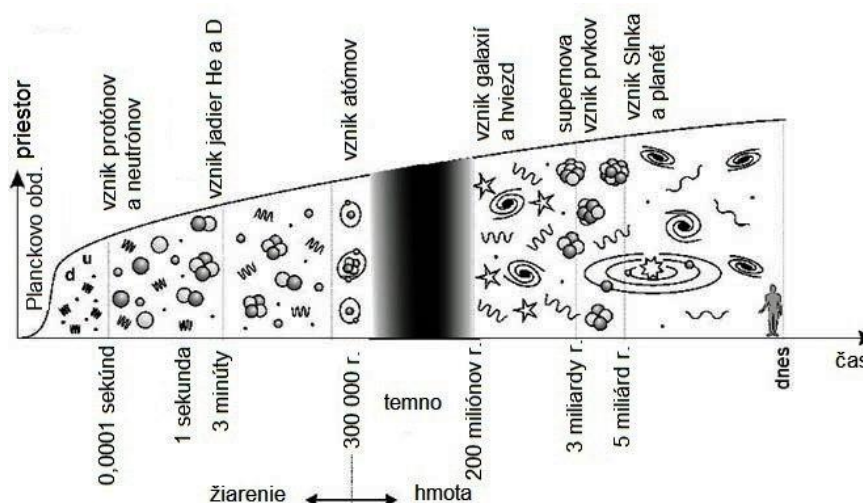
2.1 Vznik Zeme

Súčasnú predstavu o vzniku vesmíru sa spájajú s veľkým treskom (tzv. **Big Bang**), ktorý sa odohral pred približne 13 miliardami rokov. Na začiatku mal vesmír spoločné centrum tvorené hustým a veľmi horúcim telesom. To explodovalo, nastala rýchla syntéza jadrových častíc a vesmír expandoval. V počiatočných štádiách rozpínania vznikali galaxie a v nich hviezdy. Po uplynutí 2/3 vesmírnej histórie sa sformovala naša slnečná sústava. Na počiatku existovali prvky: H, He, Li, Be, B. Prostredníctvom vývoja a zániku hviezd vznikali zložitejšie atómy: C, O, Si, Mg, N. Následkom kozmických vetrov a explózií boli tieto prvky vrhané do vesmíru, kde sa znovu spájali a vznikali nové hviezdy (obr. 1). Atómy súčasného sveta (aj ľudského tela) sú tak súčasťou recyklácie prebiehajúcej vo vesmíre.

Počiatok Zeme súvisí (podobne ako počiatok ostatných planét) s procesom **akrécie**, t. j. procesom gravitačného spájania kozmických častíc a kondenzáciou. Plynný vodík a prach, ktoré sa vplyvom gravitácie navzájom priťahovali, vytvorili rýchle rotujúci disk, z ktorého sa

sformovala slnečná hmlovina. V jej centre sa vytvorilo Slnko. Planéty sa tvorili na ploche podobnej lietajúcemu tanieru nazývanému akrečný disk. Zem vznikla zrážkou a nahromadením ohromného množstva kamenných telies (rozmerov od zrnka prachu po malé planéty), ktoré skrížili obežnú dráhu disku.

Terestrické planéty sa vytvorili v teplých vnútorných oblastiach slnečnej hmloviny. Vo vnútri hmlovinového disku bolo horúco, okraje boli chladné. Na okrajoch vodná para (najbežnejší plyn vesmíru) kondenzovala do snehu. Keďže sa Zem sformovala vo vnútornej horúcej časti, neobsahovala vodu, uhlík ani dusík, pretože tieto látky nedokážu v takýchto podmienkach tvoriť pevné skupenstvá. Preto predpokladáme, že uvedené látky boli na Zem prinesené v neskoršom štádiu vývoja kométami a asteroidmi obsahujúcimi napr. serpentín



Obr. 1. Časový sled udalostí vedúcich k vzniku Vesmíru až po súčasnosť (www_1, upravené).

(hydratovaný minerál, po jeho zohriatí sa uvoľní voda). Vplyvom gravitácie Zem priťahovala viac úlomkov, ktoré zväčšovali jej objem, čím sa jej orbitálna dráha stala úplne čistá, avšak nahromadená energia pochádzajúca z **nespočetných zrážok** ju rozpálila do červena. Ďalším zdrojom energie pre planétu bol **rozpad rádioaktívnych látok** a tzv. **gravitačná diferenciácia** látok s rozdielnou objemovou hmotnosťou, kedy sa ťažšie látky zhromažďovali v strede planéty, ľahšie sa posúvali smerom k povrchu. Sformovalo sa **zemské jadro, zemský plášť** a **zemská kôra**. Výsledkom diferenciácie je i **atmosféra** a **hydrosféra**.

V miestach, kde tavenie dosiahlo zemský povrch, došlo k vulkanickej činnosti a výlevu bázickej lávy. Následkom toho sa vnútro Zeme odplyňovalo. Tieto plyny vytvorili **druhotnú atmosféru** tvorenú H_2O , NH_3 , CH_4 , ktorá nahradila **prvotnú atmosféru** (H, He). Atmosféra mala redukčný charakter – neobsahovala kyslík.

Cirkulácia plynov výrazne ochladila zemský povrch vyžiarovaním tepla do kozmu. Vodné pary začali kondenzovať a v podobe dažďov padať na zemský povrch. Začala sa tvorba prvých vodných nádrží a usadzovanie. Prvotné horniny boli rozrušené meteorickým bombardovaním, zvetrávaním a počiatkovou tektonickou aktivitou. Teplo a tlak začali vytvárať horniny ľahšie ako dno oceánu, ktoré nakoniec vystúpili na povrch a vytvorili sa kontinenty.

Vek Zeme bol odhadnutý pomocou rádiometrických meraní vykonaných na najstaršom mineráli (zirkón) nájdenom na Zemi na **4,5 mld. rokov** (hornina pochádzajúca zo

západnej Austrálie). **Dnešnú úroveň kyslíka v atmosfére** dosiahla Zem približne pred 570 mil. rokov. Od tejto doby bol zemský povrch chránený pred kozmickým žiarením ozónom.

3. ZÁKLADNÉ CHARAKTERISTIKY ZEME

3.1 Tvar Zeme

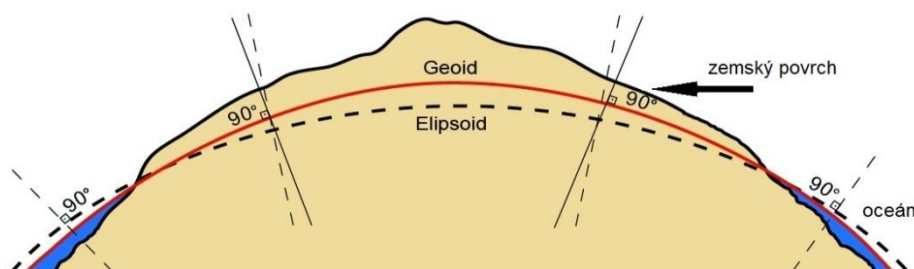
Planéta Zem bola počas svojho vývoja vystavená dynamickým zmenám. Jej povrch má nepravidelný tvar. Striedajú sa vysoké pohoria (Mont Everest 8 848 m), hlbokomorské priekopy (najhlbšie miesto Challenger Deep 10 994 m). Staršia predstava o Zemi ako o telese, ktorého tvar možno nahradiť guľou s $r = 6\,371$ km, bola postupne modifikovaná presnými astronomicko-geodetickými meraniami na **referenčný elipsoid** s parametrami:

a	6378,16 km
b	6376,755 km
povrch	$510 \times 10^6 \text{ km}^2$
objem	$10\,830 \times 10^{12} \text{ km}^3$

Jednoduchšie sa povrch Zeme vyjadruje **sféroidom**. Je to plocha predstavujúca zdanlivo povrch Zeme, v ktorej sú všetky nerovnosti vyrovnané. Takto zobrazená Zem má rovnakú hmotnosť ako v skutočnosti.

Tvar Zeme najpresnejšie vystihuje **geoid**. Je definovaný ako priestorový priebeh plochy, ktorá je vždy kolmá na smer olovnice. Geoid možno stotožniť s hladinou morí v pokojovom stave prepojenou aj pod kontinentmi (obr. 2).

Tvar Zeme nie je stály. Jedným z dôvodov zmien jej tvaru je **pohyb horninových častíc** na zemskom povrchu, ktoré sa v dôsledku tiaže premiestňujú do údolí a do morských a jazerných panví. Ďalším dôvodom sú **horizontálne** a **vertikálne pohyby** zemskej kôry zahŕňajúce magmatickú činnosť a tektonické pohyby. Špeciálnym pohybom, ktorý mení periodicky tvar Zeme, sú **slapové javy**. Ako slapové javy označujeme periodické pohyby látok najvrchnejších zemských obalov, vyvolaných gravitačným pôsobením Mesiaca a Slnka (prílív a odliv). Sú to tzv. **morské slapy**. Okrem nich rozoznávame **slapy atmosféry** a **slapy zemskej kôry**. Maximálny rozkmit zemskej kôry vyvolaný príťažlivosťou Mesiaca je $\pm 0,3$ m.



Obr. 2. Vzťah medzi elipsoidom a geoidom (www_2, upravené).

3.2 Fyzikálne vlastnosti Zeme

K základným fyzikálnym vlastnostiam zemského telesa patrí gravitácia, hustota, tlak, teplota, elektrické a magnetické vlastnosti.

3.2.1 Gravitácia, gravitačné pole Zeme

Gravitácia je univerzálna vlastnosť všetkých hmotných objektov vzájomne sa priťahovať gravitačnou silou. Nositeľom gravitácie je **gravitačné pole**, ktoré udeľuje v danom mieste všetkým telesám rovnaké gravitačné zrýchlenie. Teoretické základy gravitácie položil I. Newton (gravitačný zákon), detailnejšie teóriu rozpracoval A. Einstein (teória relativity).

Gravitácia Zeme je daná súčtom **zemského gravitačného poľa** a **poľa odstredivých síl** vznikajúcich vplyvom rotácie Zeme. Hodnota gravitačného zrýchlenia je vplyvom odstredivej sily najväčšia na pólach ($9,832 \text{ m/s}^2$) a najmenšia na rovníku ($9,781 \text{ m/s}^2$). Hodnota gravitačného zrýchlenia až k vrchnej hranici jadra narastá a potom postupne klesá až na nulu v strede Zeme.

Gravitačné pole Zeme, ako aj jeho miestne a časové odchýlky, skúma **gravimetria** (odvetvie geofyziky). Gravimetrické merania na rozsiahlych územiach majú význam pre určovanie tvaru (geoidu) a rozmerov Zeme, merania v menších oblastiach sa využívajú najmä pri zisťovaní anomálií v geologických štruktúrach. Anomálie gravitačného poľa sa vyskytujú napr. v blízkosti väčšieho zoskupenia mas s väčšou (rudy) alebo menšou hustotou (soli) a využívajú sa pri vyhľadávaní nerastných surovín.

Gravitácia na uplatňuje pri rozmiestňovaní hmôt v zemskom telese (magmatizmus), pri pohyboch zemskej kôry (tvorba príkrovov) a pri premiestňovaní produktov zvetrávania na zemskom povrchu zapríčinenom exogénnymi procesmi.

3.2.2 Tlak a hustota

Tlak a hustota reprezentujú dôležité fyzikálne veličiny, ktoré výrazne ovplyvňujú najmä endogénne geologické procesy.

Tlak je vyvolaný predovšetkým hmotnosťou nadložného stĺpca hornín a je podmienený gravitačným zrýchlením. Vnútrozemský tlak sa zvyšuje s hĺbkou a podľa výpočtov stúpa v jadre až na $4 \cdot 10^5 \text{ MPa}$.

Z geologického hľadiska rozoznávame **geostatický**, **všesmerný** a **orientovaný** tlak.

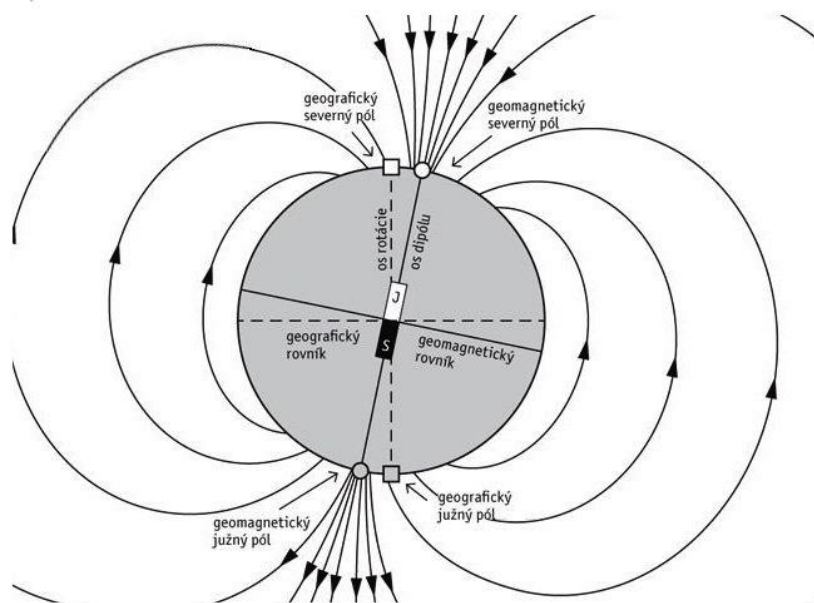
Geostatický tlak je tlak spôsobený hmotnosťou nadložných hornín. Smerom do hĺbky sa mení na všesmerný. Všesmerný tlak ovplyvňuje deformáciu hornín a metamorfózu v hlbších častiach zemskej kôry. Orientovaný tlak vzniká v dôsledku pohybu látok v zemskom plášti. Vplývajú naň objemové zmeny hornín pri metamorfóze a tavení. Spôsobuje najmä tektonické deformácie v zemskej kôre.

Tlak výrazne ovplyvňuje **hustotu**. S narastajúcim tlakom nadložných hmôt sa hustota výrazne zvyšuje. Stredná hustota zemskej kôry je $2\,700 - 2\,800 \text{ kg.m}^{-3}$. Predpokladá sa, že hustota v zemskom jadre sa pohybuje v intervale $8\,000 - 12\,000 \text{ kg.m}^{-3}$. Na základe geofyzikálnych meraní sa zistilo, že hustota v zemskom telese nenarastá rovnomerne. V

určitých miestach – na plochách diskontinuít – sa rýchlosť šírenia seizmických vĺn mení skokovo, to znamená, že zemské teleso nie je homogénne, ale je zložené z viacerých geosfér.

3.2.3 Magnetické a elektrické pole Zeme

Magnetické pole Zeme je prítomné všade, v zemskom vnútri, hydrosfére aj atmosfére. Je všeobecne známe, že sa Zem správa ako stály dvojpólový magnet, ktorého os je odklonená asi o $11,5^\circ$ od osi zemskej rotácie a nazýva sa **geomagnetická os**. Miesta, v ktorých je smer magnetických siločiar kolmý k zemskému povrchu, sa označujú ako **geomagnetické póly**. Geomagnetické pole má **kladný južný a záporný severný pól** (obr. 3). Skladá sa zo



Obr. 3. Geomagnetické pole Zeme – v súčasnosti smerujú jeho siločiarly od juhu na sever (www_3).

základného permanentného poľa (vznikajúceho relatívnym pohybom vonkajšieho zemského jadra okolo vnútorného kovového jadierka) a **premenného poľa** vyvolaného atmosférickými vplyvmi (napr. magnetické búrky). Zistilo sa, že pozícia pólů sa neustále mení. Poloha geomagnetického pólu je závislá od nehomogénnej stavby zemskej kôry.

Paleomagnetizmus je založený na magnetických vlastnostiach hornín obsahujúcich feromagnetické minerály (magnetit, hematit, goethit). Tie si udržia magnetizmus vo forme **remanentnej magnetizácie**, ktorá sa zachová len do určitej teploty. Kritickou hodnotou je teplota okolo 700°C (tzv. *Curieho teplota*). Pri vyšších teplotách sa magnetické vlastnosti hornín strácajú. Z remanentnej magnetizácie môžeme zistiť smer a intenzitu geomagnetického poľa, ktoré pôsobilo na horniny v čase ich vzniku. Hornina je schopná pri vhodných podmienkach udržať v priebehu niekoľkých tisíc až miliónov rokov smer a veľkosť primárnej magnetizácie.

V priebehu kryštalizácie magmy a počas chladnutia horniny pri teplote okolo 500°C získava hornina takú magnetickú orientáciu, akú malo v tej dobe magnetické pole Zeme. Podobne u sedimentárnych hornín – ich minerálne komponenty sa usadzujú podľa orientácie aktuálneho zemského magnetického poľa. Keďže magnetické póly menia svoju polaritu,

môže dôjsť k zmene zmyslu orientácie geomagnetického póla. Zmena polarit magnetického póla Zeme v rôznych etapách geologického vývoja sa využíva napríklad pri dokazovaní pohybu litosferických dosiek.

Existencia geomagnetického póla úzko súvisí s **geoelektrickým pólom Zeme**, ktoré sa prejavuje elektrickou vodivosťou minerálov (rýdze kovy, galenit, pyrit), t.j. schopnosťou týchto minerálov viesť elektrický prúd.

3.2.4 Zemské teplo, teplota v Zemi, zemský tepelný tok

Smerom do zemského vnútra teplota rôzne rýchlo narastá. Mierou tohto narastania je **geotermický stupeň**, ktorý je definovaný počtom metrov, o ktoré treba zostúpiť, aby sa teplota zvýšila o 1°C. Vzostup teploty dosahuje priemerne 2 – 3 °C na 100 m hĺbky a závisí na tepelnom toku pochádzajúcom zo zemského vnútra, ako aj na tepelnej vodivosti hornín. **Tepelný tok** udáva množstvo tepla, ktoré prechádza jednotkou plochy zemského povrchu za jednotku času. Veľkosť tepelného toku závisí predovšetkým od množstva tepla uvoľňovaného zo zemského plášťa, prípadne z jadra. Toto teplo vzniká najmä z rádioaktívneho rozpadu látok (napr. U, Th, K). Jadrá niektorých prvkov sa menia na jadrá iných prvkov, pričom sa uvoľňuje teplo. Takmer každá hornina produkuje malé množstvá rádiogénneho tepla. Zdrojom tepla zemského vnútra môže byť tiež zvyškové teplo pochádzajúce z obdobia formovania Zeme. V hĺbke pod 800 km ochladzovanie zemského telesa stále pokračuje. Zvýšený tepelný tok pozorujeme najmä v oblastiach s vulkanickou aktivitou. Hodnota tepelného toku môže byť tiež indikátorom tektonickej aktivity, alebo fyzikálno-chemických procesov, akými sú napr. magmatizmus, stláčanie hornín váhou nadložených komplexov a pod. V rámci zemského telesa sa pohybuje teplota na rozhraní kôra/plášť v intervale 500 – 1 000 °C, na rozhraní plášťa a jadra v intervale 3 400 až 4 000 °C. Odhaduje sa, že kovové jadro Zeme dosahuje teplotu okolo 5 000 °C.

Prenos tepla v zemskom telese sa deje:

- **vedením** cez pevné telesá (horniny), teplo stúpa veľmi pomaly, väčšina tepla sa takto dostáva k povrchu,
- **prúdením** – deje sa v kvapalinách a plynach, kde je rozloženie tepla veľmi nerovnomerné; uplatňuje sa vo vrchnom plášti, vonkajšom jadre, pri výstupe magmy alebo horúcich vôd pozdĺž hlbokých zlomov,
- **žiarením** – každé teleso teplejšie ako jeho okolie vyžaruje energiu, ktorej intenzita závisí od rozdielu teplôt (Slnko – Zem); uplatňuje sa najmä vo veľkých hĺbkach (100 – 120 km), kde pôsobia vysoké teploty a tlak.

4. VNÚTORNÁ STAVBA ZEME

Informácie o vnútornej stavbe zemského telesa pochádzajú z priamych a nepriamych pozorovaní.

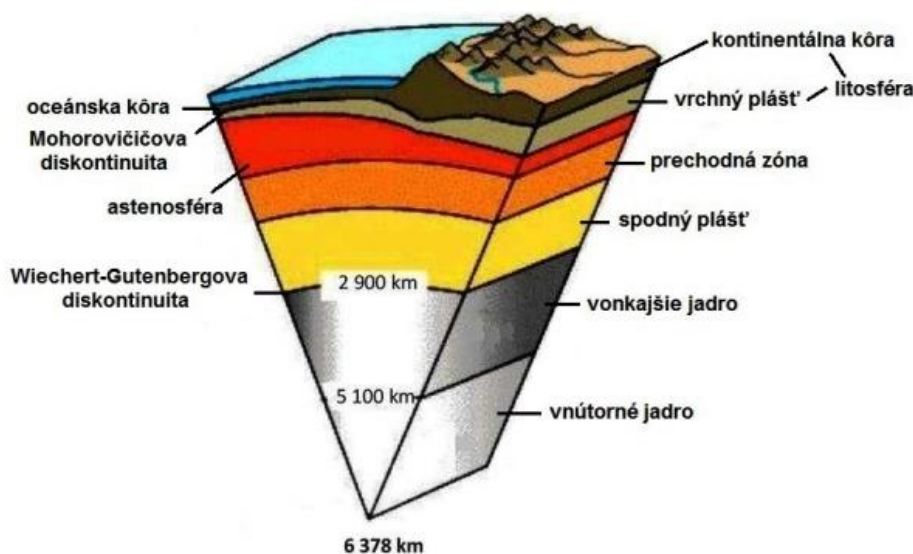
O zložení a stavbe Zeme existuje niekoľko priamych dôkazov, akými sú **horniny (minerály) pochádzajúce z banskej činnosti** (bane a vrty v hĺbke do 12,5 km na polostrove

Kola, predstavujú však necelé 2 ‰ zemského polomeru); prípadne zloženie Zeme možno priamo študovať z hornín vnesených na povrch najčastejšie vulkanickou činnosťou. Ide o tzv. **xenolity** – úlomky hornín uzavreté v magmatických horninách. Xenolity bazických a ultrabazických hornín poskytujú unikátne informácie o zložení zemského plášťa, ktorý je priamymi metódami pozorovania nedostupný.

Pri výskume počiatočného zloženia Zeme možno využiť **meteority**. Podľa prevládajúceho obsahu minerálov a na základe textúrnych a štruktúrnych znakov rozlišujeme **nediferencované** a **diferencované meteority**. K nediferencovaným meteoritom patria chondrity, ktoré majú primitívne zloženie, skladajú sa z guľôčkových útvarov – chondrúl tvorených olivínom a pyroxénom. Sú najpočetnejšie, neprešli žiadnou premenou (majú primárne zastúpenie prvkov z počiatočných fáz vývoja slnečnej sústavy). K nediferencovaným meteoritom patria aj uhlíkaté chondrity obsahujúce uhlík abiogénneho pôvodu a vodu (viazanú na hydratované silikáty v serpentinite). Diferencované meteority sú reprezentované achondritmi (kamenné meteority) bez chondrúl, pochádzajúcimi z dopadov kozmických telies na povrch Marsu a Mesiaca, a železnými meteoritmi. Predpokladá sa, že meteority vznikli rozpadom niekoľkých menších planét.

Súčasný **model vnútornej stavby zemského telesa** (obr. 4) vychádza predovšetkým z nepriamych pozorovaní – detailného štúdia šírenia seizmických vln.

V rámci seizmických vln rozlišujeme **P vlny** (pozdĺžne), ktoré sú najrýchlejšie a šíria sa tuhými (pevnými) aj kvapalnými látkami, **S vlny** (priečne), ktoré sa šíria pevnými látkami a nešíria sa kvapalinami a **L vlny** (povrchové), ktoré sa uplatňujú najmä pri zemetraseniach a sú najničivejšie, pretože sú relatívne pomalé a zotrvávajú na mieste dlhšiu dobu. Rýchlosť a smer seizmickej vlny sa mení v závislosti od vlastností prostredia, ktorým sa vlna šíri. Seizmické vlny sa riadia zákonmi optiky – odrážajú sa a lámu. Na základe štúdia seizmickej reflexie (odraz) a refrakcie (lom), boli identifikované zreteľné rozhrania medzi jednotlivými geosférami zemského telesa – **plochy diskontinuity**, ktoré oddeľujú tri kvalitatívne odlišné zóny – **zemské jadro**, **zemský plášť** a **zemskú kôru**. Doteraz bolo zistených 10 diskontinuit, najznámejšie z nich sú:



Obr. 4. Výsek vnútornej stavby Zeme s vyznačením jednotlivých geosfér a hlavných diskontinuit. Mierka nezodpovedá skutočnosti (www_4, upravené).

- **Mohorovičičova (Moho) diskontinuita** oddeľujúca zemskú kôru od zemského plášťa, prebiehajúca v hĺbke 20 – 80 km (priemerne 30 – 35 km pod kontinentmi a 5 – 10 km pod oceánmi),
- **Wiechertova-Gutenbergova diskontinuita** oddeľujúca zemský plášť od zemského jadra. Prebieha v hĺbke 2 900 km.

4.1 Zemské jadro

Ide o najhustejšiu časť zemského telesa umiestnenú v jeho strede (6 378 – 2 900 km). Predstavuje 16 % objemu Zeme, ale až 32 % jej hmotnosti. Z hľadiska látkového zloženia je tvorené hlavne Fe a Ni, Cr, ďalej S, Si, O, H alebo C. V jadre je obrovský tlak, ktorý umožňuje existenciu stlačených a silne deformovaných silikátov, ktoré vykazujú vlastnosti kovov. **Vnútrotné jadro (jadierko)**, ktoré je na základe šírenia P aj S seizmických vln v pevnom stave, má veľkú hustotu. Keďže **vonkajším jadrom** neprechádzajú S vlny, predpokladá sa jeho tekuté skupenstvo. Hranica medzi vonkajším a vnútorným jadrom je v hĺbke 5 150 km. Kovový charakter jadra podmieňuje vysokú elektrickú vodivosť. Hmota tekutého vonkajšieho jadra sa v dôsledku rotácie Zeme pohybuje okolo kovového jadierka. Usporiadáný pohyb vodivej kvapaliny spôsobuje vznik elektrického prúdu, ktorý generuje elektrické pole a následne pole magnetické. Udržiavanie prúdenia si vyžaduje energiu, ktorej pôvod je pravdepodobne z väčšej časti gravitačný. Zdrojmi energie by mohlo byť teplo uvoľnené rozpadom rádioaktívnych prvkov.

4.2 Zemský plášť

Zemský plášť je hrubý obal zemského jadra. Tvorí 80 % hmoty Zeme. Na základe rýchlosti šírenia seizmických vln členíme zemský plášť na **spodný** v hĺbke 2 900 až 670 – 700 km a **vrchný plášť** v hĺbke 700 až 410 km (vrchná časť siaha až do hĺbky 100 km) a má výrazný vplyv na vznik a vývoj zemskej kôry – je zdrojom jej látok. Horninu tvoriacu vrchný plášť označujeme ako **pyrolit** (bazalty, peridotity, eklogit). Na chemickom zložení plášťa sa podieľajú hlavne oxidy Mg, Fe, Si, menej Al, Ca a Na. Pod oceánmi pyrolit vystupuje v blízkosti Moho diskontinuity, kde dochádza k vytavovaniu bazaltov. Pod kontinentmi je vrchný plášť ochudobnený o látky, ktoré vstúpili do granitovej vrstvy kontinentálnej kôry. Vrchnú časť vrchného plášťa, v ktorej sú horniny v plastickom stave (od 100 – 120 do 350 km), nazývame **astenosféra**. Astenosféra je časť vrchného plášťa, v ktorej sa horniny v dôsledku vysokej teploty stávajú plastickými, ľahšie sa deformujú.

4.3 Zemská kôra

Zemská kôra je najvrchnejšia a najtenšia časť zemského telesa. Jej hrúbka sa pohybuje v intervale 5 až 150 km. Od zemského plášťa je oddelená Moho diskontinuitou, ktorá prebieha na rozhraní bazických hornín kôry a ultrabázických hornín plášťa. Je tvorená **oceánskou kôrou** (5 – 10 km hrúbka) vystupujúcou na dne oceánov a **kontinentálnou kôrou** (20 – 150 km hrúbka) situovanou v oblasti kontinentov.



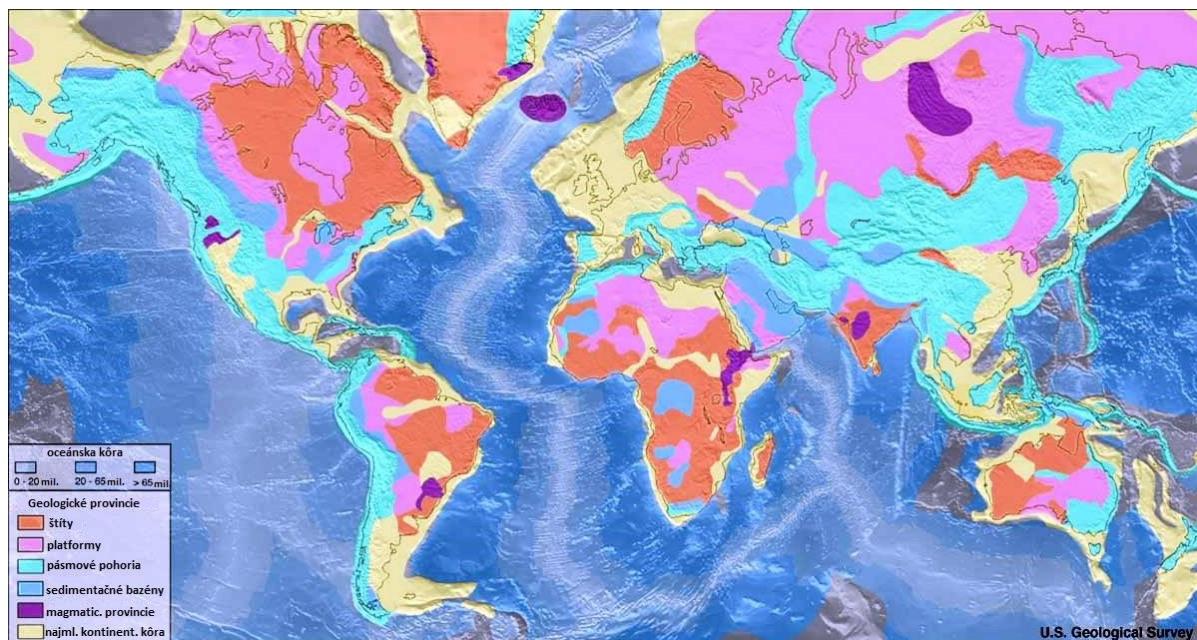
Obr. 5. Schematický prierez stavbou zemskej kôry znázorňujúci prítomnosť granitovej vrstvy v kontinentálnej kôre, ktorá je od bazaltovej vrstvy oddelená Conradovou diskontinuitou (www_5, upravené).

Oceánska kôra je budovaná od vrchu nadol **sedimentami**

(vápence, rádiolarity, červené íly), **bazaltami** (tholeitické bazalty, odlišujú sa od kontinentálnych bazaltov nízkym obsahom draslíka), **gabrami** a **peridotitmi**. Niektoré časti oceánskej kôry, predovšetkým v oblastiach stredooceánskych chrbtov, sú považované za prieniky materiálu zemského plášťa. Oceánska kôra neobsahuje granitoidné horniny (horniny bohaté na kremeň, obr. 5).

Kontinentálnu kôru tvoria od vrchu nadol **sedimenty** (500 až 10 000 m hrubá vrstva), **granitová vrstva** (granitoidy a metamorfované horniny) a **bazaltová vrstva**. Granitová a bazaltová vrstva sú od seba oddelené tzv. **Conradovou diskontinuitou**. V rámci kontinentálnej kôry rozlišujeme (obr. 6):

- **štítové oblasti** – staré odkryté jadrá kontinentov, tektonicky málo aktívne, tvorené silne metamorfovanými horninami, prístupné priamemu pozorovaniu,
- **platformy** – majú kryštallické podložie, ktoré je prekryté nezvrásnenými mladšími sedimentmi,
- **pásmové pohoria** – so zložitou stavbou, kde sa prejavuje intenzívna tektonická aktivita (horizontálne aj vertikálne pohyby).



Obr. 6. Stavba zemskej kôry farebne odlíšená podľa veku (www_6, upravené).

Osobitným typom kôry je **prechodný**, v ktorom je oceánska kôra premieňaná na kontinentálny typ (napr. Japonské ostrovy).

Geochemický charakter zemskej kôry je výsledkom diferenciácie plášt'a, tavenia a jeho odpľňovania (vulkanická činnosť). Z hľadiska látkového zloženia zemskú kôru tvorí prakticky iba osem prvkov. Spomedzi týchto prvkov je najhojnejší kyslík, ktorý sa podieľa na stavbe kyslíkatých zlúčenín, hlavne silikátov, oxidov a uhličitanov. Takmer všetky minerály, ktoré označujeme ako horninotvorné, spadajú do tejto kategórie. Ďalšími prvkami sú Si, Al, Fe, Ca, Na, K a Mg. Vrchnú časť zemského telesa, v ktorej sú horniny pevné, nazývame **litosféra**. Je hrubá asi 100 až 150 km. Horniny v nej sú pevné, krehké a ťažko sa deformujú. Litosféru tvorí zemská kôra a najvrchnejšia časť zemského plášt'a.

5. GEOLOGICKÝ CYKLUS A VZNIK POHORÍ

Zemská kôra sa neustále mení a vyvíja. Okrem krátkodobých javov, akými sú zemetrasenie, vulkanická činnosť, ju ovplyvňujú aj dlhodobé procesy, ktorých výsledkom je vznik pásmových pohorí a zmeny v rozsahu kontinentov a oceánov. Pohyby zemskej kôry môžu byť:

- pevninotvorné (epeirogenetické),
- horotvorné (orogenetické).

5.1 Pevninotvorné (epeirogenetické) pohyby

Nálezy morských sedimentov, ktoré sú ďaleko od dnešných morí, poukazujú na to, že úroveň morskej hladiny a tým aj rozsah pevnín sa počas geologického vývoja menili. Pohyby, ktoré vyvolali uvedené zmeny, pokračujú aj v súčasnosti. Konkrétny príklad existencie takýchto pohybov priniesli merania Škandinávského polostrova. Podľa nich táto oblasť postupne vystupuje nad úroveň okolitej morskej hladiny približne 4 až 11 mm za rok. Tento jav sa vysvetľuje ako **izostatické vyrovnávanie**. Súvisí s glaciálnym obdobím počas kvartéru, kedy bol Škandinávsky polostrov pokrytý hrubým kontinentálnym ľadovcom. Hrúbka ľadovcového pokryvu spôsobila, že blok polostrova poklesol. Po roztopení ľadovca koncom posledného glaciálu sa tento blok odľahčil a nastal jeho izostatický výzdvih, ktorý trvá doteraz.

Vysvetlenie izostatických pohybov nie je jednoznačné. Okrem izostatických činiteľov na ne výrazne vplýva vulkanická činnosť v príbrežných oblastiach (napr. Neapol v Taliansku). Tu sú uvedené pohyby zjavné na antických stavbách, ktoré boli najprv potopené pod hladinu Stredozemného mora (stopy po vftavých lastúrnikoch) a opäťovne vynorené.

Podľa ostatných výskumov hladina svetového oceánu značne kolísala. K výrazným poklesom hladiny (viac ako 120 m) došlo pri vzniku mohutných kvartérnych ľadovcov. Po ich roztopení sa hladina svetového oceánu zvýšila na súčasnú úroveň. Uvedený typ zmien úrovne hladiny svetového oceánu sa označuje pojmom **glacioeustatické pohyby**.

Stopy dočasných morských záplav, tzv. morské **transgresie**, ktoré vznikli pri pevninotvorných alebo eustatických pohyboch, sa prejavujú na zemskom povrchu rovnako. Bázu transgresných sledov vrstiev tvoria hrubé uloženiny (bazálne zlepenca a pieskovce). S postupom transgresie do vnútrozemia sa more prehľbuje, klesá intenzita prúdenia vody a usadzujú sa jemné piesky, prach a íly. Keď dôjde k opačnému procesu – postupnému ústupu

mora z pevniny, k tzv. morskej **regresii**, sled hornín je opačný. Pri regresii dochádza k postupnému zmenšovaniu rozsahu mora, čo sa prejaví v sedimentárnom zázname hrubnutím uloženín smerom do nadložia. Pojmom **ingresia** sa označuje krátkodobá náhla transgresia. Obvykle k nej dochádza pri pretrhnutí úzkej šije morom, kedy more zaleje rozsiahlu depresiu. Takýmto spôsobom došlo k vytvoreniu súčasného Stredozemného mora, po pretrhnutí Gibraltárskej šije pred 6 miliónmi rokov. Vo fosílnom zázname sa ingresia prejavuje absenciou bazálnych hruboklastických sedimentov.

5.2 Horotvorné (orogenetické) pohyby

Okraje štítov a platforiem sú obyčajne lemované pásmovými pohoriami, ktoré dosahujú niekoľko tisíc kilometrové dĺžky (Alpy a Karpaty lemujúce severoeurópsku platformu; Ural lemujúci východoeurópsku platformu). Pásmové pohoria sa tvoria pohybmi zemskej kôry, pri ktorých sa horniny deformovali, vrásnili a zaberajú tak menší priestor ako v čase pred ich deformáciou. Dosahujú značné hrúbky. Vznik pásmových pohorí sa interpretoval všeobecne akceptovanou **teóriou geosynklinál**, ktorá však uspokojivo nevysvetľovala všetky dynamické procesy v litosfére (neustály pohyb zemskej kôry). Výskumy orientované na oceánske dno, globálne seizmické výskumy ako aj globálna registrácia ohnísk zemetrasení priniesli nové geologické poznatky, ktoré postupne pomohli prepracovať pôvodnú a vytvoriť novú vedeckú teóriu o pohyboch v litosfére – **teóriu tektoniky litosferických dosiek**.

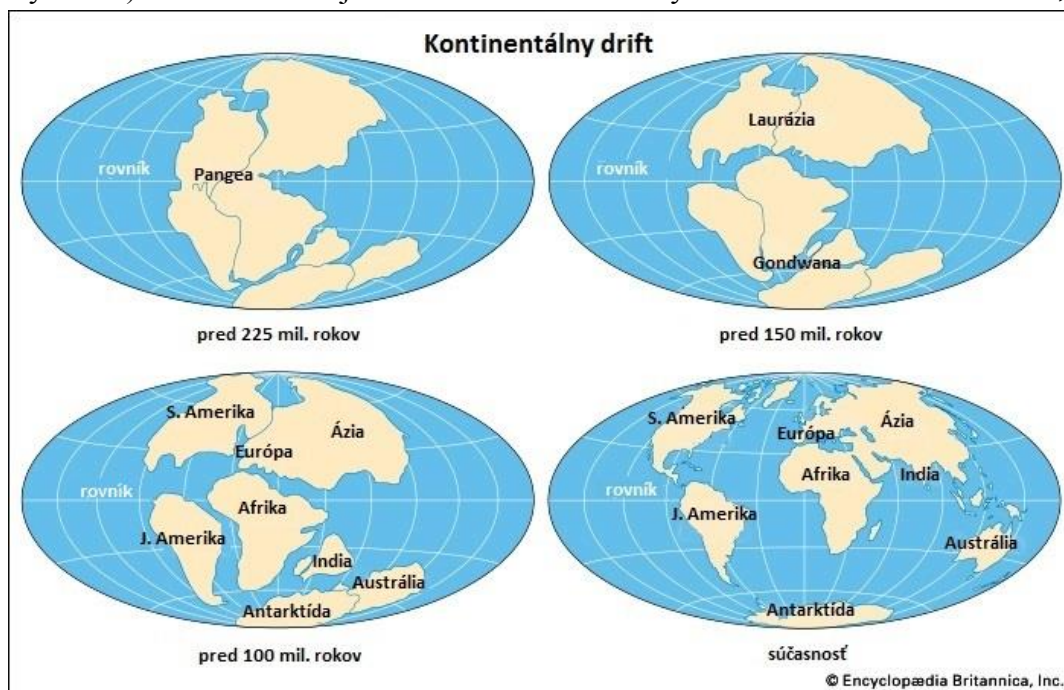
6. GLOBÁLNA TEKTONIKA – TEKTONIKA LITOSFERICKÝCH DOSIEK

Už v 19. storočí vedci upozorňovali na zhodu v priebehu pobreží Afriky a Južnej Ameriky, prípadne Európy, Severnej Ameriky a Grónska. Neskoršie geologické výskumy ukázali, že u kontinentov sa zhoduje nielen tvar pobrežia, ale aj ich geologická stavba. Príkladom sú sedimenty paleozoického veku, ktoré sa vyskytujú v Južnej Amerike, Južnej Afrike, na Madagaskare, v Austrálii a Antarktíde. V celej uvedenej oblasti boli nájdené skameneliny rovnakých suchozemských rastlín a živočíchov. Pre niektoré veľké suchozemské jaštery nebolo možné, aby sa presúvali cez more. Všetky uvedené fakty svedčia o tom, že súčasné kontinenty boli v minulosti jedným veľkým kontinentom, ktorý sa v priebehu paleozoika a mezozoika rozdelil. Podobne bolo potrebné vysvetliť prítomnosť starých koralových útesov v polárnych oblastiach, ktorých vznik môže prebiehať len vo veľmi teplej vode tropických morí.

Uvedené nejasnosti sa snažil vysvetliť geofyzik a meteorológ A. L. Wegener (1880 – 1930), ktorý v roku 1912 vyslovil hypotézu o pohybe kontinentov – **kontinentálnom drifte**. A. Wegener predpokladal, že dnešné kontinenty vznikli rozpadom jedného prakontinentu nazývanom **Pangea**, ktorý sa v priebehu paleozoika začal rozpadáť na severnú **Lauráziu** a južnú **Gondwanu**. Počas mezozoika sa z Laurázie a Gondwany izolovali jednotlivé kontinenty a veľké ostrovy, ktoré sa od seba výrazne vzdialili (obr. 7). Podľa jeho predstavy

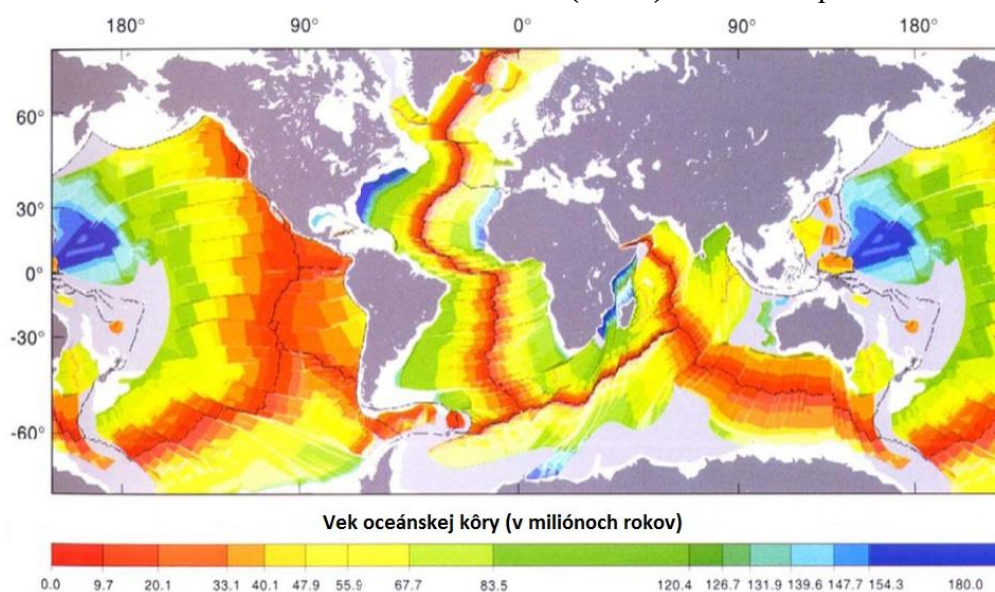
sa ľahšia granitová kontinentálna kôra pohybovala po hustejšej a ťažšej bazaltovej oceánskej kôre.

Otáznu ostával mechanizmus vlastného pohybu, ktorý kontinenty separoval. Problém vyriešil detailný výskum oceánskeho dna, podľa ktorého majú najstaršie horniny 180 miliónov rokov (jura), kým najstaršie horniny kontinentov existovali už v predkambriu (4 miliardy rokov). Oceánske dno je zložené okrem nadložných sedimentov len z bazaltov,



Obr. 7. Rozpad prakontinentu Pangea na jednotlivé kontinenty v časovom horizonte od neskorého triasu až po súčasnosť tzv. kontinentálny drift (www_7, upravené).

ktorých vek navzájom korešponduje. Ide teda o mladú geologickú štruktúru. Dnom svetového oceánu prebieha viac ako 60 000 km dlhé sopečné pohorie, nazývané **stredooceánsky chrbát**, v centre ktorého sa nachádza riftové údolie (obr. 8). Ním sa na povrch dostáva

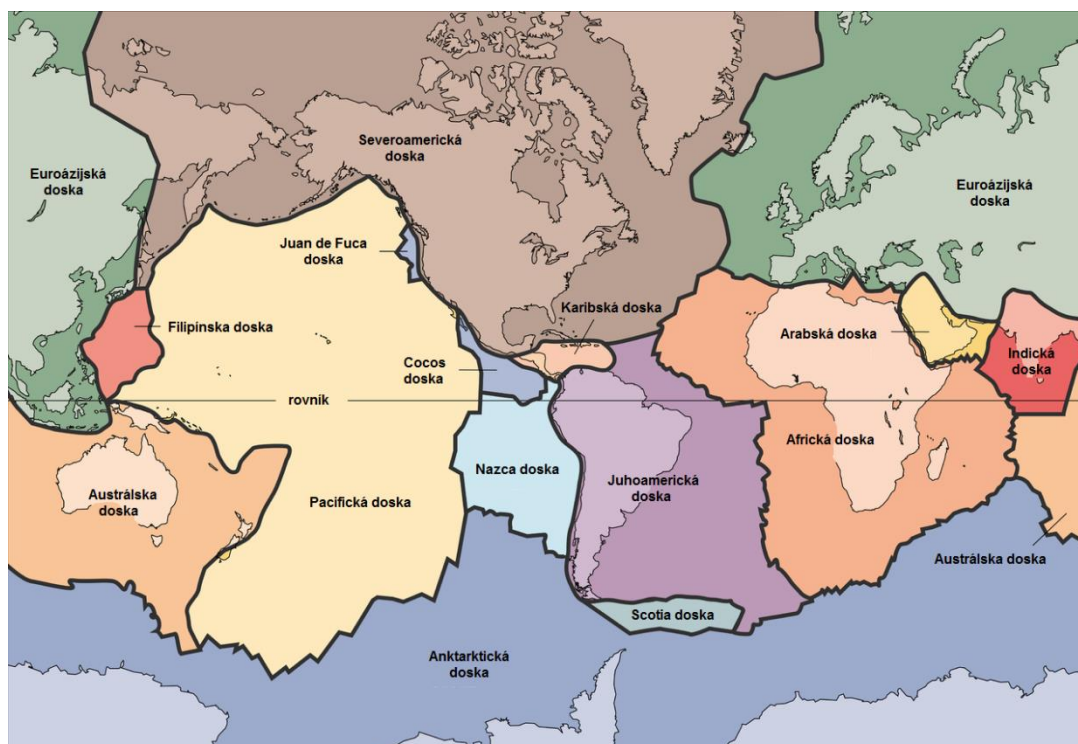


Obr. 8. Svetový riftový systém. Červenou sú zobrazené najmladšie horniny na stredooceánskych chrbtoch, modrou najstaršie horniny (www_8, upravené).

bazaltová láva a tvorí sa nové oceánske dno. Teória kontinentálneho driftu sa opiera o horizontálny pohyb pevnín po plastickej astenosfére.

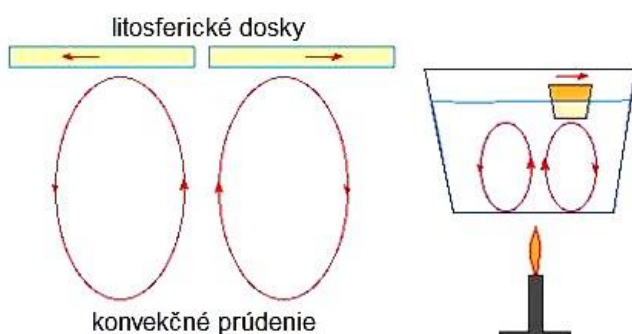
Druhým východiskom pre teóriu tektoniky litosferických dosiek je **hypotéza o rozpínaní oceánskeho dna**. Hypotéza o rozpínaní oceánskeho dna predpokladá, že oceánske dno sa pozdĺž hlbinných zlomov v osovej časti oceánskych chrbtov rozpína. Pozdĺž zlomov dochádza k výstupu bazaltovej magmy, ktorá vyplňa priestor vzniknutý rozostupovaním blokov zemskej kôry.

Základom teórie je rozdelenie litosféry na 7 veľkých (euroázijská, indoaustrálska, africká, pacifická, juhoamerická, severoamerická a antarktická) a 15 menších litosferických



Obr. 9. Rozdelenie zemskej kôry na jednotlivé litosferické dosky (www_9, upravené).

dosiek (napr. filipínska, arabská, karibská, Cocos, Nazca, obr. 9). **Litosferické dosky** predstavujú základné stavebné jednotky najvrchnejšej časti našej planéty. Správajú sa ako rigídne telesá a pohybujú sa po plastickej astenosfére v dôsledku **termálneho konvekčného prúdenia** v zemskom plášti. **Základným energetickým zdrojom** tektonického pohybu je zemské teplo, v menšej miere teplo pochádzajúce z rádioaktívneho rozpadu prvkov. Tepelná konvekcia spolu s pohybom vrchnoplášťového materiálu vytvára sériu termálnych **konvekčných buniek** (obr. 10).



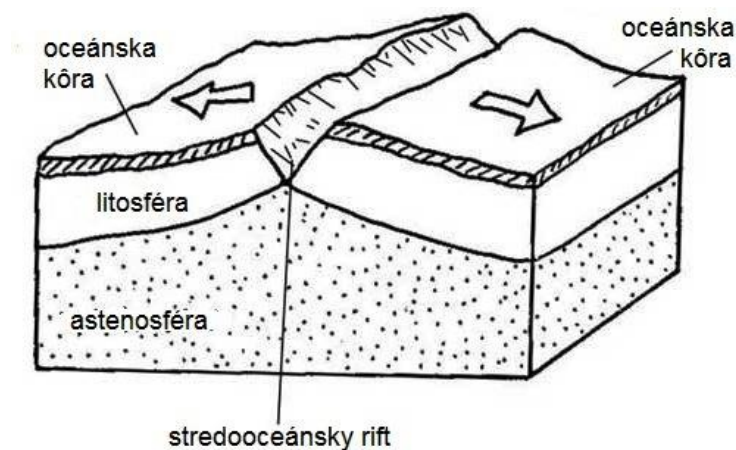
Obr. 10. Princíp konvekčného prúdenia. Ohriate hmoty v dôsledku nižšej hustoty stúpajú hore, naopak, chladný materiál s vyššou hustotou klesá dole, kde sa v dôsledku zvýšeného zemského tepla ohrieva (www_10, upravené).

Vystupujúci horúci plášťový materiál spôsobuje vydúvanie a praskanie nadložnej litosféry tzv. **rifting**. Pri riftingu vzniká séria väčších alebo menších fragmentov litosferických dosiek. Tak, ako sa jednotlivé segmenty litosféry od seba vzdiaľujú (**drifting**), do riftových zón vnikajú roztavené horniny horúcej astenosféry. Na týchto miestach sa tvorí **nová oceánska kôra** vytvárajúca najdlhšie pásmové pohoria – **stredoocéánske chrbty** budované tholeitickými bazaltami. **Kontinentálne bloky** sú tvorené ľahšími horninami, preto sa voľne vznášajú na ťažších horninách spodnej litosféry.

Rozhrania dosiek môžu byť divergentné, konvergentné alebo transformné. Keďže je Zem približne guľatá a plocha jej povrchu sa výrazne nemení, na jednej strane dochádza k tvorbe novej litosféry vzdľaňovaním litosferických dosiek – **divergentný pohyb**, na druhej strane musí dochádzať k opačnému procesu, k zániku litosféry pri **konvergentnom pohybe**.

Rýchlosť pohybu litosferických dosiek je premenlivá. Aby pohyb dosiek na Zemi mohol nerušene prebiehať, divergentné a konvergentné pohyby sú kompenzované transformnými pohybmi, pri ktorých nedochádza k tvorbe ani zániku litosféry. Ide o pohyb litosferických dosiek v horizontálnom smere, pričom sa vytvárajú **transformné zlomy**.

Pri **divergentnom pohybe** sa dosky od seba vzdiaľujú, dochádza k rozpínaniu oceánskeho dna (obr. 11). V riftoch dochádza k výstupu roztavených magmatických hornín.



Obr. 11. Divergentné rozhranie litosferických dosiek (www_11, upravené).

Rifty ležia v strede stredoocéánskych chrbtov, ktoré sú v priečnom smere rozlámané transformnými zlomami, prípadne v prostredí kontinentálnych litosferických dosiek, ktoré sa rozpadajú na menšie segmenty (Východoafrický rift, Rýnsky rift).

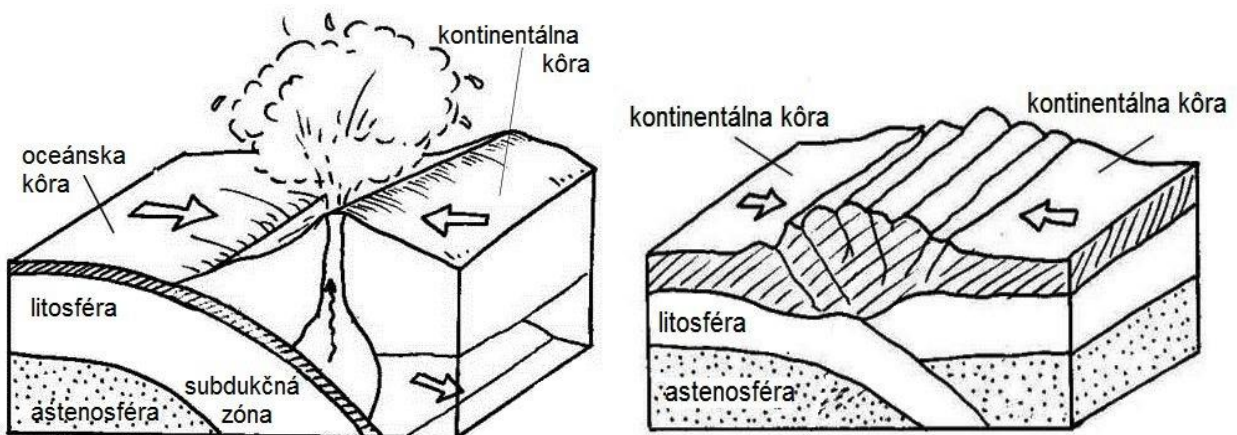
Pri **konvergentnom pohybe** sa dosky pohybujú proti sebe, tento proces je spojený so stláčaním zemskej kôry (obr. 12). Dochádza tu ku kolízii, pri ktorej sa jedna doska najčastejšie tvorená oceánskou kôrou podsúva pod druhú, tvorenú obyčajne kontinentálnou kôrou – **subdukcia**. Na oceánskom dne sa miesta subdukcií prejavujú prítomnosťou **hlbokomorských priekop**. V prípade nasúvania litosferickej dosky s oceánskou kôrou na litosferickú dosku kontinentálneho zloženia hovoríme o **obdukcii**.

Okraje litosferických dosiek sú zónami intenzívnych zemetrasení a intenzívnej vulkanickej činnosti.

Rozoznávame nasledujúce typy konvergentných okrajov:

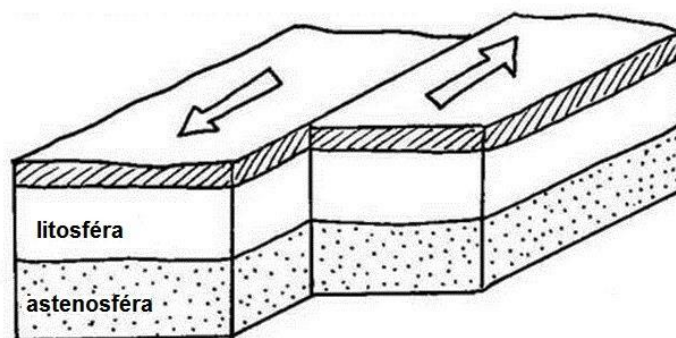
- **oceán – kontinent** (pacifická vs. americká litosferická doska),

- **oceán – oceán** (Japonské ostrovy, Aleuty),
- **kontinent – kontinent** (indická vs. euroázijská litosferická doska, Alpy, Karpaty).



Obr. 12. Konvergentné rozhranie litosferických dosiek – jednoduchá subdukcia (vľavo), kontinentálna kolízia (vpravo) (www_11, upravené).

Pri transformnom vzťahu litosferických dosiek sa dosky pohybujú vedľa seba v horizontálnom smere (laterálny posun, obr. 13). V tomto prípade sa netvorí nová kôra, preto ho nesprevádza vulkanická činnosť. Nestabilita územia sa však prejavuje intenzívnymi zemetraseniami.



Obr. 13. Transformné rozhranie litosferických dosiek (www_11, upravené).

Globálna tektonika podporuje nemennosť veľkosti našej planéty. Tvorba novej zemskej kôry na divergentných litosférických rozhraniach je na opačnom okraji litosférických platní kompenzovaná zánikom zemskej kôry zatavením do plášťa v procese subdukcie. Nová zemská kôra sa po vzniku včleňuje do príslušnej oceánskej litosferickej dosky a spolu s ňou migruje od stredu oceánu k jeho okrajom.

Predstava o tektonike litosferických dosiek je doteraz najúplnejším pohľadom na vznik a vývoj litosféry. Vysvetľuje nielen rozšírenie vulkanickej činnosti, zemetrasenia a pásmových pohorí, ale i rozmiestnenie nerastných surovín, rozloženie kontinentov a oceánov v priestore a čase a tiež vývoj podmienok životného prostredia na Zemi a s ním spojený vývoj organizmov.

7. MINERÁLY ZEMSKÉJ KÔRY – HORNINOTVORNÉ MINERÁLY A ICH VLASTNOSTI

Zemská kôra sa formovala v priebehu geologického vývoja Zeme procesmi, ktoré viedli k rôznej distribúcii chemických prvkov. Najvýraznejšie zastúpenie v zemskej kôre majú ľahké litofilné prvky (Si, Al, Na, Ca, K, Mg, O), prípadne Fe, ktoré sa podieľajú na zložení minerálov a hornín.

Výsledkom geologických procesov sú geologické telesá rôzneho tvaru, zloženia, veľkosti a pôvodu. Geologické telesá sú tvorené horninami, ktorých základnými stavebnými zložkami sú minerály.

7.1 Definícia minerálu a rozdelenie minerálov

Minerály sú rovnorodé kryštalické anorganické prírodniny, prvky alebo zlúčeniny, ktoré majú vo všetkých svojich častiach rovnaké zloženie, vnútornú stavbu a vlastnosti. Ich zloženie možno vyjadriť chemickým vzorcom.

Pojem *kryštalické* znamená, že stavebné zložky minerálov (atómy, molekuly, ióny) majú pevné postavenie udržiavané chemickými väzbami v pravidelnej kryštálovej štruktúre.

Vo všeobecnosti musia minerály spĺňať nasledovné požiadavky:

- **musia to byť tuhé kryštalické látky** (H_2O vo forme ľadu v ľadovci je minerál, ale voda nie je),
- **musia byť prírodného pôvodu** (syntetické produkty z laboratórií, technogénne minerály vznikajúce napr. pri hutníckych procesoch, resp. minerály vznikajúce na horiacich uhoľných haldách nie sú výsledkom rýdzo prírodných procesov a striktná definícia minerálu ich vylučuje, sú však predmetom štúdia mineralógie),
- **musia byť anorganické** (existujú však aj organické substancie vznikajúce anorganickou cestou – napr. hatchetit a evenkit na ložisku Dubník pri Červenici vznikli preteplením podložných sedimentov obsahujúcich uhl'ovodíky vplyvom vulkanickej aktivity. Tie sa uvoľnili a po vhodných systémoch migrovali do vulkanického prostredia),
- **ich chemické zloženie sa musí dať vyjadriť chemickým vzorcom.**

Prírodné tuhé (amorfné) látky, ktoré si zachovávajú svoj tvar bez kryštalického usporiadania sa nazývajú **mineraloidy** (napr. nestály opál, ktorý často rekryštalizuje; metamiktné minerály, ktorých kryštalická štruktúra je zničená žiarením rádioaktívnych prvkov). Do skupiny mineraloidov patrí aj tekutá ortuť.

Z hľadiska úlohy, ktorú majú minerály v štruktúre a v zložení horniny, ich rozdeľujeme do niekoľkých skupín. Slúžia pre účely:

- klasifikácie hornín a ich systematiku – **klasifikátory**,
- riešenia genézy hornín – **kvalifikátory**,
- praktického využitia hornín.

Rôznorodosť minerálov na Zemi svedčí o variabilite podmienok, pri ktorých vznikajú. O tom, aké minerály sa vytvoria, rozhodujú geologické procesy, chemické zloženie, tlak a teplota prostredia a v neposlednom rade čas. Z hľadiska klasifikácie sa minerály podieľajúce

na stavbe hornín označujú ako **horninotvorné minerály**. Z celkového počtu známych minerálov je ich asi 300. V rámci horninotvorných minerálov rozlišujeme:

- **primárne (prvotné)** minerály, ktoré vznikajú priamo kryštalizáciou z magmy tzv. **magmatogénne**; ďalej **metamorfogénne** minerály, vznikajúce v procese metamorfózy, ide však o novovytvorené minerály a **sedimentogénne** minerály vznikajúce najčastejšie chemogénnym procesom (napr. kryštalizáciou z nasýtených roztokov),
- **sekundárne (druhotné)** minerály vznikajú premenou primárnych minerálov účinkom hydrotermálnych roztokov, v procese zvetrávania a pod.

Z hľadiska percentuálneho zastúpenia minerálov v horninách rozlišujeme:

- **hlavné (podstatné)** minerály, ktoré tvoria hlavný komponent horniny a vo väčšine prípadov ich možno určiť makroskopicky. Pomocou nich sa určuje typ horniny. Nachádzajú sa v množstve od 10 – 100 %; napr. kremeň, živce, biotit,
- **vedľajšie (nepodstatné)** minerály, ktoré nevyplývajú na zaradenie horniny do systému, spravidla nimi vyjadrujeme prívlastok k názvu horniny (napr. biotitický granit); nachádzajú sa v množstve do 10 %,
- **akcesorické minerály** sa vyskytujú v množstve pod 1 hmot. % a patria k chemicky najstálejším komponentom horniny. Z hľadiska terminológie nemajú význam. Patrí sem napríklad zirkón, apatit, xenotím, rutil. Akcesórie sú petrologicky veľmi významné, pretože obsahujú vysoké koncentrácie stopových prípadne vzácnych prvkov a niektoré môžu byť použité na určenie veku horniny.

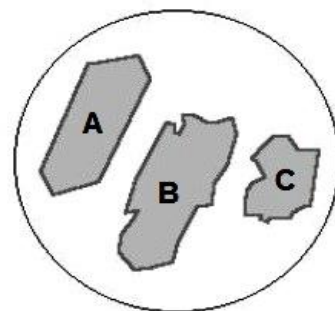
7.2 Vlastnosti minerálov

Všetky minerály vyskytujúce sa v horninách majú svoje špecifické vlastnosti, na základe ktorých ich vieme bližšie identifikovať. Vlastnosti minerálov možno rozdeliť do nasledovných kategórií:

- **morfológické** (zmeny v zložení magmy sa môžu prejaviť v rozdielnom tvare kryštálov minerálov, napr. zirkón),
- **fyzikálne** (tvar, farba, štiepatelnosť, tvrdosť, lesk, lom, magnetizmus, rádioaktivita),
- **chemické** (rozpusťnosť, napr. kamenná soľ je ľahko rozpustná vo vode),
- **technické** (leštiteľnosť).

Obmedzenie minerálov závisí od spôsobu a stupňa kryštalizácie a môže byť dôležitým diagnostickým znakom (obr. 14). Na základe obmedzenia minerály delíme na:

- **idiomorfne (automorfne)**, ktoré sú dokonale obmedzené kryštálovými plochami,
- **hypidiomorfne (hypautomorfne)**, ktoré sú čiastočne obmedzené kryštálovými plochami,
- **allotriomorfne (xenomorfne)** bez obmedzenia kryštálovými plochami.



Obr. 14. Schéma obmedzenia minerálov podľa stupňa kryštalizácie: A – idiomorfne, B – hypidiomorfne, C – allotriomorfne.

Ďalším diagnostickým znakom minerálov je ich **tvar – habitus**. Tvar minerálu môže vypovedať o kryštalografickej sústave. Minerály bývajú vláknité, šupinkaté, stĺpcovité, izometrické, ihlicovité, tabuľkovité, sférolitické, kostrovité alebo prizmatické v závislosti od dominantného kryštalografického smeru.

Každý minerál má viac-menej stále chemické zloženie a charakteristickú kryštalovú štruktúru. Prítomnosť prímiesí v mineráloch môže spôsobiť variabilitu v ich zložení a zároveň čiastočne ovplyvniť ich fyzikálne vlastnosti (farba, luminiscencia). V niektorých skupinách minerálov s rovnakou štruktúrou sú typickým príkladom variabilnosti chemizmu **izomorfne rady** s miešateľnosťou dvoch alebo troch okrajových minerálnych zložiek (plagioklasy, olivíny). Niektoré stavebné častice sa však môžu spájať do štruktúry viacerými spôsobmi. Takéto minerály – chemicky identické, ale štruktúrne odlišné nazývame **polymorfózy**. Sú to samostatné minerály. Pri zvýšenom tlaku a zvyčajne aj teplote sa vytvárajú modifikácie s vyššou hustotou. Stabilnou modifikáciou SiO_2 je kremeň, jeho vysokoteplotnou modifikáciou je tridymit alebo cristobalit, vysokotlakovými modifikáciami sú stišovit a coesit. Iným príkladom je diamant a grafit. V podmienkach vrchného plášťa, t. j. v hĺbkach viac ako 150 km, sa tvorí diamant (kubická sústava, $\rho = 3,52 \text{ g/cm}^3$), na druhej strane bližšie k zemskému povrchu kryštalizuje grafit (hexagonálna sústava, $\rho = 2,3 \text{ g/cm}^3$). V oboch prípadoch ide o chemicky identický uhlík. Vznik modifikácie je spôsobený konkrétnymi teplotno-tlakovými podmienkami v mieste vzniku minerálu a možno ju využiť pri ich stanovení ako **geologický termobarometer**.

Poznávacím kritériom minerálov v horninách je ich **farba**. Minerály môžu byť:

- **felzické** – sú to minerály svetlých farieb, v ktorých prevláda Al a Si,
- **mafické** – majú výrazné sfarbenie, sú tmavé až čierne a z chemického hľadiska ide o zlúčeniny Mg a Fe.

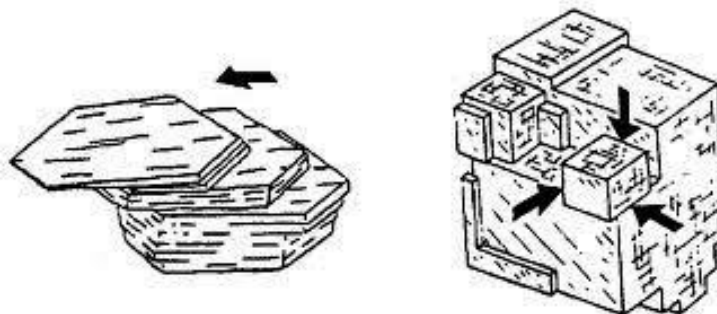
Svetlé minerály zastúpené najmä kremeňom a živcami sú charakteristické pre kontinentálnu kôru, naopak tmavé minerály, akými sú pyroxén, amfibol, sľudy, olivín, sú typické pre oceánsku zemskú kôru. Minerály s vlastnou farbou označujeme ako **farebné (idiochromatické)**, na druhej strane **sfarbené (alochromatické) minerály** sú minerály s farbou dodávanou najčastejšie prímiesami alebo nedokonalosťami v kryštalickej mriežke. Typickým príkladom sú odrody kremeňa – číry, bezfarebný krištál, žltý citrín, ružový ruženín, fialový ametyst, hnedá záhneda a čierny morión. Vlastnú farbu minerálu možno zistiť pomocou farby **vrypu** – prášku, ktorý dostaneme oterom minerálu o neglazovanú porcelánovú doštičku. Ak je farba vrypu totožná s farbou minerálu, ide o farebný minerál, ak je odlišná, hovoríme o sfarbenom mineráli. Samostatnú kategóriu predstavujú **pseudochromatické** minerály, u ktorých je farba spôsobená optickými efektami, zafarbuje chemický prvok nie je súčasťou kryštalovej mriežky minerálu. Pri určovaní farby minerálov je nutné pozorovať nezvetraný, čerstvý povrch.

Priehľadnosť je optická vlastnosť súvisiaca so schopnosťou minerálu prepúšťať svetlo. Minerály môžu byť priehľadné, priesvitné a nepriehľadné (opakné), v závislosti od množstva prepusteného svetla. Ak cez priehľadný minerál pozeráme na predmet, vidíme ho jasne, vieme ho identifikovať (kalcit). Pohľadom cez priesvitný minerál vidíme len obrysy predmetu (halit), opakný resp. opakový minerál neprepúšťa svetlo ani cez tenké hrany (magnetit).

Lesk závisí od intenzity odrazeného svetla od povrchu minerálu. Môže byť kovový a nekovový. Nekovový lesk minerálov porovnávame s leskom známych látok (mastný, matný, sklený, diamantový, hodvábný, perleťový).

Dôležitým poznávacím znakom je **štiepatelnosť** minerálov, ktorá je závislá na povahe kryštálovej mriežky minerálov. Ide o schopnosť minerálov rozpadat' sa podľa rovných plôch, rovnobežných s niektorými vonkajšími kryštálovými plochami (obr. 15). Rozlišujeme štiepatelnosť:

- **veľmi dokonalú** (sľudy, chlorit),
- **dokonalú** (amfiboly),
- **dobrú** (pyroxény),
- **nedokonalú** (olivín),
- **zlú** (granát).



Obr. 15. Príklady veľmi dokonalej štiepatelnosti: sľuda (vľavo), kamenná soľ (vpravo) (www_12).

Nie všetky minerály sú štiepatelné (kremeň) a pomerne málo z nich má štiepatelnosť, ktorú možno použiť ako jednoznačné diagnostické kritérium.

Tvrdosť je odpor povrchu minerálu voči prenikaniu cudzorodého telesa, resp. charakterizuje stupeň odolnosti minerálu voči poškrabaniu. Tvrším minerálom sa dá rýpať do menej tvrdého tak, aby nedošlo k jeho polámaniu. Tak bola zostavená **Mohsova stupnica tvrdosti** (pomenovaná podľa svojho zostaviteľa – rakúskeho mineralóga F. Mohsa v r. 1812) udávajúca relatívnu tvrdosť: 1/ talk (mastenec), 2/ sadrovec (kamenná soľ), 3/ kalcit, 4/ fluorit, 5/ apatit, 6/ ortoklas, 7/ kremeň, 8/ topás, 9/ korund, 10/ diamant. Minerály sú zoradené podľa stúpajúcej tvrdosti. Nevýhodou stupnice je jej nelinearita, používa sa k približnému odhadu tvrdosti.

V mineráloch, ktoré obsahujú urán alebo tórium, neustále prebiehajú štiepne reakcie, počas ktorých sa rádioaktívne izotopy týchto prvkov menia na rôzne dcérske izotopy a tiež vyžarujú energiu – vytvárajú **rádioaktivitu**. Vznik a vyžarovanie častíc s vysokou energiou ako sú častice alfa a spätne odrazené jadrá, častice beta alebo žiarenie gama vyvoláva závažné zmeny v kryštálovej štruktúre. Preto sú štruktúry minerálov s U alebo Th zvyčajne čiastočne alebo úplne zničené. Rádioaktivita minerálov s vysokou koncentráciou U alebo Th sa dá ľahko merať, preto je ich diagnostickým znakom. Využíva sa napríklad pri vyhľadávaní ložísk rádioaktívnych rúd alebo pri rádiometrickom datovaní minerálov (Kap. 12.5.1).

Minerály sú vhodnými indikátormi prostredia. Sú kľúčom k poznaniu podmienok, za ktorých vznikali horniny. Napríklad hornina s obsahom glaukonitu (zelený ílový minerál vznikajúci najčastejšie v morskom prostredí) je morského pôvodu. Minerálna asociácia (spoločne sa nachádzajúca skupina minerálov v hornine) môže indikovať fyzikálno-chemické podmienky geologického procesu, pri ktorom konkrétna hornina vznikala.

7.3 Klasifikácia minerálov – Mineralogický systém

Systematická klasifikácia minerálov vychádza predovšetkým z ich chemického zloženia – pre zaradenie sú určujúce rovnaké aniónové skupiny, avšak u silikátov je použité aj štruktúrne kritérium – spôsob spájania hlavných celkov štruktúry. Uvedené rozdelenie minerálov je dané tým, že minerály, ktoré majú rovnaký anión, alebo v nich prevláda rovnaký anión, sú si podobné vlastnosťami, na rozdiel od minerálov s rovnakými kationmi. Minerály s rovnakými aniónmi sa zvyknú vyskytovať spoločne.

Minerály delíme do **tried**, **oddelení** a do **skupín** s rovnakým typom vzorca či štruktúry, nazvaných podľa najbežnejšieho minerálu. Základné delenie minerálov vychádza z klasifikácie podľa Nickel-Strunz Classification (Primary Groups 10th edition, 2016).

Triedy:

1. **Prvky**
2. **Sulfidy a sulfosoli**
3. **Halogenidy**
4. **Oxidy (jednoduché, zložené) a hydroxidy**
5. **Karbonáty a nitráty**
6. **Boráty**
7. **Sulfáty**
8. **Fosfáty, arzenáty, vanadáty**
9. **Silikáty**
10. **Organické substancie (soli organických kyselín, hydrokarbón, ostatné organické minerály)**

V nasledujúcom texte uvádzame niektorých zástupcov tried mineralogického systému. Detailnejšie sú charakterizované najčastejšie sa vyskytujúce horninotvorné minerály, ku ktorým patria najmä silikáty, karbonáty a oxidy.

7.3.1 Prvky

S výnimkou atmosferických plynov, v prírode nachádzame asi len 20 rýdzich prvkov. Celkovo je v zemskej kôre známych asi 92 prvkov. Niektoré z nich, napr. zlato, grafit, diamant, síra patria medzi veľmi dôležité nerastné suroviny. Prvky majú obyčajne výrazný lesk, nízku tvrdosť (okrem diamantu) a spravidla bývajú krehké (najmä nekovové a polokovové prvky). Niektoré fyzikálne vlastnosti, najmä u rýdzich kovov, ich výrazne odlišujú od ostatných tried mineralogického systému – najvyššia hustota, výborná elektrická a tepelná vodivosť, kovový lesk. U týchto prvkov prevládajú atómové štruktúry s najhustejším usporiadaním atómov. Mnohé prvky spolu vytvárajú tuhé roztoky (napr. elektrum tvorené zmesou Au a Ag).

Prvky rozdeľujeme na:

- **kovové prvky a ich zliatiny** (meď, striebro, zlato, železo, platina),
- **polokovy a ich zliatiny** (arzen, bizmut, stibarzen – SbAs zliatina),
- **nekovy** (síra, diamant, grafit).

7.3.2 Sulfidy a sulfosoli

Sulfidy predstavujú dôležitú triedu minerálov, do ktorej patrí väčšina úžitkových rudných minerálov. Ide prevažne o opakné minerály s charakteristickou farbou a vrypom. Sú to zlúčeniny kovov a síry. Sulfidový anión môže nahrádzať arzén (napr. NiAs – nikelín). Sulfosoli predstavujú skupinu neoxidovaných minerálov síry, ktoré sú štruktúrne odlišné od sulfidov.

Systém členenia (zjednodušený):

- **jednoduché sulfidy** (galenit, sfalerit, cinabarit, antimonit, pyrit, chalkopyrit),
- **zložené sulfidy** (arzenopyrit, kobaltín),
- **sulfosoli** (stefanit, tetraedrit, proustit),
- **selenidy** (berzelianit) a **teluridy** (tetradymit, nagyagit).

7.3.3 Halogenidy

Halogenidy sú zlúčeniny halogénových prvkov aniónov Cl^- , F^- , I^- , vzácnejšie Br^- s alkalickými kovmi. Najbežnejšími minerálmi sú halit (NaCl), fluorit (CaF_2), karnalit ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) a sylvin (KCl). **Halit** je pomerne bežný minerál vznikajúci vyzrážaním z vody. Je rozpustený vo vodách slaných prameňov, slaných jazier a v svetových oceánoch. Ložiská sa vytvorili postupným odparovaním a vyschnutím uzavretých zálivov slanej vody.

7.3.4 Oxidy a hydroxidy

V oxidoch je kyslík priamo viazaný na kov – **jednoduché oxidy** (napr. korund Al_2O_3), alebo sa kyslík viaže na viacero prvkov súčasne – **zložené oxidy** (napr. spinel MgAl_2O_4). Hydroxidy obsahujú hydroxylovú skupinu – OH^- na mieste O^{2-} .

Najbežnejším **oxidom** kontinentálnej kôry je **kremeň** (SiO_2). Je základným minerálom metamorfovaných i magmatických hornín a niektorých sedimentov. Slúži ako okrasný alebo šperkový kameň, vyrába sa z neho sklo, žiaruvzdorné tehly, je súčasťou mnohých vedeckých prístrojov (leštia sa z neho šošovky a prizmy do optických zariadení). K bežne vyskytujúcim sa oxidom možno zaradiť magnetit (Fe_3O_4), chromit (FeCr_2O_4), hematit (Fe_2O_3), ilmenit (FeTiO_3), rutil (TiO_2), kasiterit (SnO_2), pyroluzit (MnO_2) a k **hydroxidom** napríklad brucit $\text{Mg}(\text{OH})_2$ a manganit $\text{MnO}(\text{OH})$.

7.3.5 Karbonáty

Po silikátoch sú karbonáty najbežnejšie kyslíkaté zlúčeniny v prírode. Predstavujú soli kyseliny uhličitej. Sú súčasťou sedimentárnych, metamorfovaných aj magmatických hornín. V sedimentárnych horninách je najčastejšie zastúpený **kalcit** (CaCO_3), tvorí základ mohutných súborov vápencov, slieňov a mramorov. Využíva sa na výrobu cementu, vápna a malty, prípadne papiera a podobne. Polymorfnú modifikáciu kalcitu reprezentuje **aragonit**. Je metastabilný v bežných atmosferických podmienkach a býva zriedkavejší. Podľa experimentov vzniká z teplejších vôd, kým kalcit z chladnejších. Perleťová vrstvička v mnohých schránkach živočíchov aj samotné perly sú tvorené aragonitom. Dôležitým

minerálom zo skupiny karbonátov je **dolomit** $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ tvoriaci hlavný komponent rovnomennej sedimentárnej horniny, ako aj jej metamorfných ekvivalentov. Kalcit od dolomitu možno odlíšiť jeho prudkou reakciou so zriedenou HCl . K významnejšie zastúpeným karbonátom patria tiež **magnezit** (MgCO_3), **siderit** (FeCO_3), **rodochrozit** (MnCO_3) a **smithsonit** (ZnCO_3).

7.3.6 Boráty

K borátom radíme napr. **bórax** $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, ktorý je najhojnejším minerálom tejto triedy. Vzniká pri odparovaní soľaniek v bezodtokových jazerách. Predstavuje najdôležitejšiu priemyselnú surovinu bóru. Používa sa pri výrobe izolačných materiálov zo sklenej vaty, textílií, pridáva sa do mydiel, saponátov a dezinfekčných prostriedkov.

7.3.7 Sulfáty (sírany)

Základnou stavebnou jednotkou sulfátov resp. síranov je anión tvorený sírou obklopenou štyrmi kyslíkmi $(\text{SO}_4)^{2-}$, pričom väzby medzi nimi sú kovalentné a veľmi silné. Najbežnejším síranom je **barit** (BaSO_4) s dokonalou štiepatelnosťou a nezvyčajne vysokou hustotou na minerál s nekovovým vzhľadom. Ide o hojný minerál vo všetkých geologických prostrediach, doprevádza hydrotermálne žily, z ktorých sa ťažia rudy striebra, olova, medi, mangánu, nachádza sa tiež v žilách vo vápencoch, v pieskovcoch, v ktorých môže vytvárať tmel. Používa sa pri vrtných prácach, je hlavným zdrojom bária na výrobu chemikálií s týmto prvkom, používa sa ako plnidlo do papiera, kozmetických prípravkov, do omietok a ako súčasť báriových pást pre rádiologické vyšetrenie. Zo skupiny sulfátov je bežný **anhydrit** (CaSO_4) a jeho hydratovaná modifikácia **sadrovec** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Genéza výskytu anhydritu a sadrovca je zhodná, anhydrit je však zriedkavejší. Pomletý anhydrit sa pridáva do pôd ako kypriaci prach, niekde býva používaný ako zdroj síry na výrobu kyseliny sírovej. Sadrovec sa využíva na výrobu sadry (v zdravotníctve, na výrobu sadrokartónu na bytové priečky a pod.).

7.3.8 Fosfáty, arzenáty, vanadáty

Väčšinu z týchto troch tried minerálov tvoria fosforečnany. Prevažujú medzi nimi vzácne až veľmi vzácne minerály. Za hojný sa dá považovať iba **apatit** $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Ide o rozšírený akcesorický minerál vo všetkých typoch hornín. Ojedinele je akumulovaný do veľkých ložísk alebo žilných telies. Minerály skupiny apatitu tvoria základ kostí a zubov. Apatit sa používa ako prísada do hnojív, pekne sfarbené kryštály apatitu sa brúsia ako šperky. **Monazit** $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y}, \text{Th})\text{PO}_4$ je pomerne zriedkavý minerál, vyskytuje sa ako akcesória v granitoch, rulách a ako ťažký minerál sa hromadí v pieskoch, ktoré vznikli zvetrávaním týchto hornín. Monazit je najdôležitejším zdrojom oxidu toričitého, ktorý sa používa na výrobu žiarivých pančušiek do plynových a petrolejových lúč.

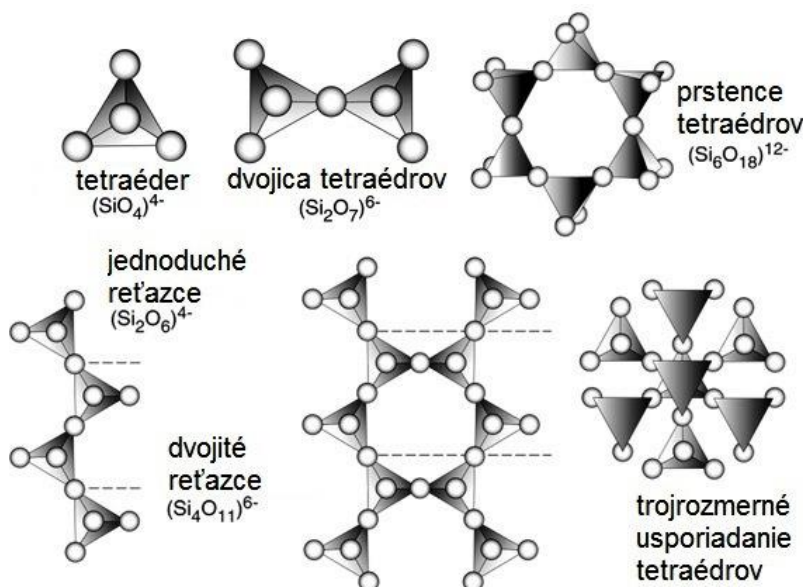
7.3.9 Silikáty

Veľký význam silikátov spočíva v tom, že sa podieľajú viac ako v 80 % na stavbe zemskej kôry. Vyskytujú sa v magmatických, sedimentárnych i metamorfovaných horninách. Základnou stavebnou jednotkou je **tetraéder (štvorsten)**, v ktorom sa atóm Si nachádza v jeho strede a ktorého vrcholy sú obsadené 4 kyslíkmi $[\text{SiO}_4]^{4-}$.

Tetraédre sú buď izolované alebo sa viažu so spoločne zdieľaným kyslíkom do reťazcov, kruhov, môžu mať plošné alebo priestorové usporiadanie. Od usporiadania tetraédrov závisí vzorec komplexného aniónu, ako aj vzhľad a fyzikálne vlastnosti silikátov. Anióny sa spájajú s kationmi (Al, Fe, Na, Ca, K, Mg).

Podľa zoskupenia tetraédrov (obr. 16) sa silikáty delia do **6 skupín**:

- **nesosilikáty** – izolované tetraédre (granát, olivín, staurolit),
- **sorosilikáty** – tvoria dvojice tetraédrov (epidot),
- **cyklosilikáty** – tvoria prstence tetraédrov (beryl, turmalín),
- **inosilikáty** – tvoria jednoduché reťazce (pyroxény) alebo dvojité reťazce tetraédrov (amfiboly),
- **fylosilikáty** – silikáty s vrstvovou stavbou tetraédrov (sľudy, talk (mastenec), chlority, ílové minerály, napr. kaolinit a illit),
- **tekto-silikáty** – kostrové silikáty s trojrozmerným priestorovým usporiadaním tetraédrov (K-živce, plagioklasy, zeolity).



Obr. 16. Schéma tetraédrov viazaných do štruktúry rôznym spôsobom, podľa ktorého sú silikáty klasifikované (www_13, upravené).

7.3.10 Organické substancie (organoidy)

Pozícia v mineralogickom systéme tejto skupiny minerálov je stále intenzívne diskutovaná, keďže ide o skupinu s organickými komponentami, ktoré striktná definícia minerálu vylučuje. Príkladom organických zlúčenín je **whewellit** ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Ide o minerál často sprevádzajúci ložiská uhlia.

8. MAGMATIZMUS

Všetky geologické procesy vedúce ku vzniku magmatických telies v litosfére označujeme termínom magmatizmus. Zahŕňajú vznik **magmy**, jej výstup z miesta jej vzniku do vrchných častí zemskej kôry, prípadne až na zemský povrch.

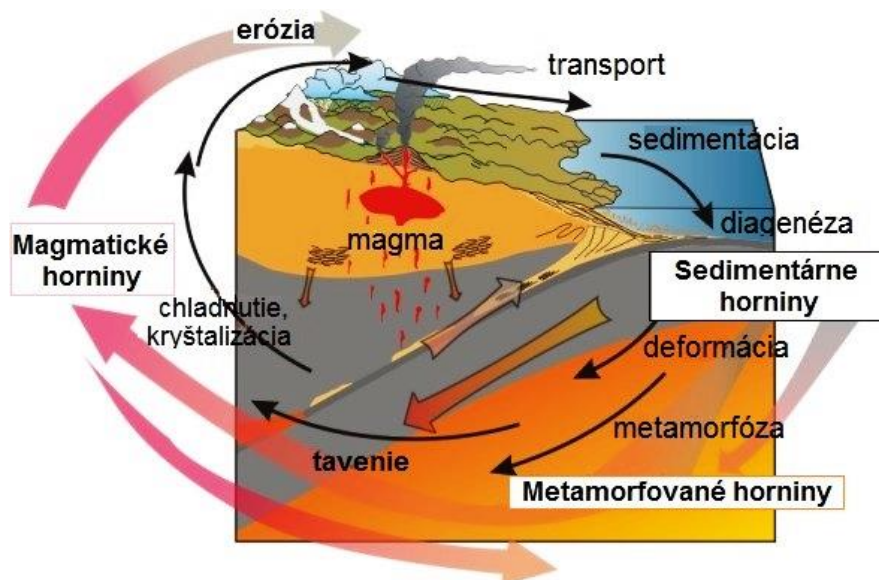
Podľa miesta stuhnutia magmatickej taveniny rozlišujeme dva základné typy magmatickej činnosti:

- **intruzívny (hlbinný) magmatizmus – plutonizmus**, ktorý je spätý s prenikaním magmy do horninového prostredia, pričom k jej stuhnutiu dochádza vo veľkých hĺbkach. Telesá magmatických hornín sú na povrchu odkryté až po výzdvihu a erózii,
- **efuzívny (výlevný) magmatizmus – vulkanizmus**, pri ktorom sa magma v podobe lávy dostáva na zemský povrch, kde jej stuhnutím vznikajú telesá vulkanických hornín.

Magmatizmus zahŕňa:

- parciálne alebo úplné roztavenie pevných hornín a vznik magmy,
- výstup magmy do vyšších častí vrchného plášťa a zemskej kôry (intrúzie),
- diferenciáciu magmy procesmi frakčnej kryštalizácie,
- asimiláciu okolitých hornín a následnú kontamináciu magmy týmito horninami,
- chladnutie a kryštalizáciu magmy, ktoré vedú k vzniku magmatických hornín.

Magmatizmus v počiatočných štádiách spojený s tavením hornín a vznikom magmy je prvým krokom ku vzniku magmatických hornín, ktoré reprezentujú prvotnú fázu tzv. **horninového** resp. **horninotvorného cyklu** (obr. 17).



Obr. 17. Horninotvorný cyklus (www_14, upravené).

8.1 Tavenie, vznik a typy magmy

Keďže sú horniny zmesou rôznych minerálov, k ich taveniu nedochádza pri rovnakej teplote, tavia sa postupne. Hovoríme o tzv. **parciálnom tavení**, pri ktorom sa taví tá časť minerálov, pre ktoré bola dosiahnutá kritická teplota. Napríklad teplota tavenia α -kremeňa je 573°C. Po jej dosiahnutí sa v hornine začína kremeň taviť a meniť sa na taveninu. Takáto

tavenina má odlišné chemické zloženie ako neroztavené minerálne rezíduum. Pri ďalšom zvyšovaní teploty sa v tomto zvyšku postupne taví jeden minerál po druhom, pričom vzniknutá tavenina má neustále odlišné zloženie. Ak hornina dosiahne teplotu tavenia najodolnejšieho minerálu (minerálu s najvyššou teplotou tavenia), dochádza k jej **úplnému roztaveniu** a vytvorí sa magma.

Magma je mnohozložkový systém, ktorý je tvorený:

- **kvapalnou fázou** – najčastejšie silikátovou, zriedkavo karbonátovou alebo rudnou taveninou,
- **plynnou fázou** – tvorenou vodnou parou, CO_2 , HCl , HF , H_2S , N , He , SO_2 , SO_3 , H_3BO_3 . Časť tejto fázy je obsiahnutá v kvapalnej fáze. Významne ovplyvňuje pohyblivosť magmy, teplotu tavenia hornín, ako aj typ vulkanickej aktivity,
- **tuhou fázou** – reprezentovanou neroztaveným zvyškom horniny (rezíduum), ako aj novovytvorenými kryštálmi minerálov s vyššou teplotou tavenia ako je teplota taveniny.

Pre vznik magmy sú potrebné **zdroje tepla**. Súvisia s tepelným tokom vznikajúcim vďaka rádioaktívnemu rozpadu látok, gravitačnej diferenciácii hmôt v zemskom telese, ako aj teplom pochádzajúcim z trenia pri tektonických pohyboch. Na teplotu tavenia vplýva niekoľko faktorov, akými sú napríklad **tlak** (narastajúci tlak s hĺbkou posúva tavenie hornín k vyšším teplotám), **voda (fluidá, vodná para)** obsiahnutá v horninách, ktorá prispieva k výraznému zníženiu teploty tavenia, ako aj **minerálne zloženie** materských (taviacich sa) hornín.

Mnohozložkový charakter magmy sa prejavuje pestrou škálou magmatických hornín, ktoré sú generálne tvorené 6 základnými minerálmi: **kremeňom, živcami, sľudami, amfibolmi, pyroxénmi a olivínom**. **Teplota magmy** kolíše v intervale od 1 040 do 1 200 °C (údaj pochádzajúci z pyrometra) u bazaltových láv, kyslejšie magmy sú chladnejšie (okolo 800 °C). **Pohyblivosť magmy** sa vyjadruje **viskozitou**. Ide o vnútornú vlastnosť látok prejavujúcu sa vnútorným trením, ktoré vyvoláva odpor voči jej tečeniu. Čím je láva viskóznejšia, tým je menej pohyblivá. Viskozita závisí od obsahu SiO_2 , rozpustených plynov a teploty. Najpomalšie a najviskóznejšie sú magmy ryolitového zloženia (70 % SiO_2). Vysoká viskozita zabraňuje úniku plynov, tie sa akumulujú, upchávajú prírodný kanál, čoho následkom sú silné explózie.

Najväčšie množstvo magmy sa tvorí vo vrchnej časti vrchného plášťa resp. na báze spodnej kôry. Predpokladá sa, že časť magmy sa tvorí na hranici medzi zemským plášťom a jadrom (hot spots).

Podľa prevládajúcich typov magmatických hornín predpokladáme existenciu troch základných typov magiem:

- **bázická** (bazaltová, mafická),
- **intermediárna** (andezitová, neutrálna),
- **kyslá** (ryolitová, granitová, felzická).

Zdrojom bazaltovej magmy sú horniny vrchného plášťa. Ide o bezvodú, alebo na vodu veľmi chudobnú magmu vznikajúcu suchým parciálnym tavením hornín vrchného plášťa. Vzhľadom na jej vysokú teplotu a nízku viskozitu vystupuje k zemskému povrchu veľmi rýchlo. Je tvorená olivínom, pyroxénmi, plagioklasmi prípadne granátom. Stuhnutím bázickej

magmy vznikajú bazalty (na zemskom povrchu) a gabrá (pod povrchom). Intermediárna magma produkuje andezity alebo diority a jej vznik je komplikovanejší. Predpokladá sa, že má pôvod v diferenciácii a kontaminácii primárnej bazaltovej magmy, v úplnom roztavení časti zemskej kôry alebo vzniká vytavovaním z hmoty vrchného plášťa. Kyslá magma vzniká výlučne v kontinentálnej kôre parciálnym tavením za prítomnosti vody. Na jej vzniku sa môžu podieľať bazaltové magmy vystupujúce z veľkých hĺbok spôsobujúce parciálne tavenie nadložných hornín kontinentálnej kôry. Vysoká viskozita kyslej magmy spôsobuje jej pomalý výstup.

8.2 Intrúzie magmy a štruktúrne formy telies magmatických hornín

Proces výstupu magmy zo zemského plášťa do kôry nazývame **intrúziou magmy***. Magma obyčajne nevznikala v miestach, v ktorých ju nachádzame dnes. Dôkazom toho je fakt, že magmatické horniny sa svojím zložením značne odlišujú od okolitých hornín, do ktorých vnikli. V ich okolí často nachádzame dôkazy o pôsobení medzi magmou a okolitou horninou (plášťom), kde sa vytvárajú **intruzívne kontakty**:

- okolitá hornina je **násilne rozlámaná** vnikajúcou magmou, ktorá intrudovala do takto vytvorených trhlín,
- okolité horniny sú pôsobením tepla **premenené**,
- okolité horniny vytvárajú **xenolity** v magmatických horninách.

Magma si vytvára priestor pre svoje umiestňovanie v zemskej kôre tak, že:

- vklínením odtláča a nadvihuje nadložné horniny, čím sa tvoria pukliny, ktoré postupne vyplňa,
- pri svojom výstupe odlamuje veľké bloky okolitej horniny, ktoré do nej poklesávajú,
- alebo sa pohybuje postupným tavením okolitých (nadložných) hornín.

Jednotlivé intrúzie sú pomenované a klasifikované obyčajne podľa veľkosti telesa (malé – veľké), geometrického tvaru intrúzie, hĺbky vzniku (abysálne telesá, plytkointruzívne telesá) a geometrického vzťahu k okolitým horninám.

Podľa vzťahu k okolitým horninám rozlišujeme (obr. 18):

- **konkordantné intruzívne telesá**, ktoré sú súhlasne uložené, prestupujú plášť (okolité horniny) paralelne s jeho vrstvosťou resp. bridličnosťou,
- **diskordantné intruzívne telesá** – tieto telesá pri ich vzniku prerážajú okolité horniny priečne a sú nesúhlasne uložené s vrstvosťou resp. bridličnosťou.

Ku konkordantným intruzívnym telesám radíme:

- **ložné (nepravé) žily** resp. **silly**, ktoré vznikajú prienikom magmy pozdĺž vrstvových špár,
- **lakolity**, ktoré predstavujú bochníkovité telesá vzniknuté dómovitým vyklenutím plášťa tlakom intrúzie málo pohyblivej kyslej magmy.

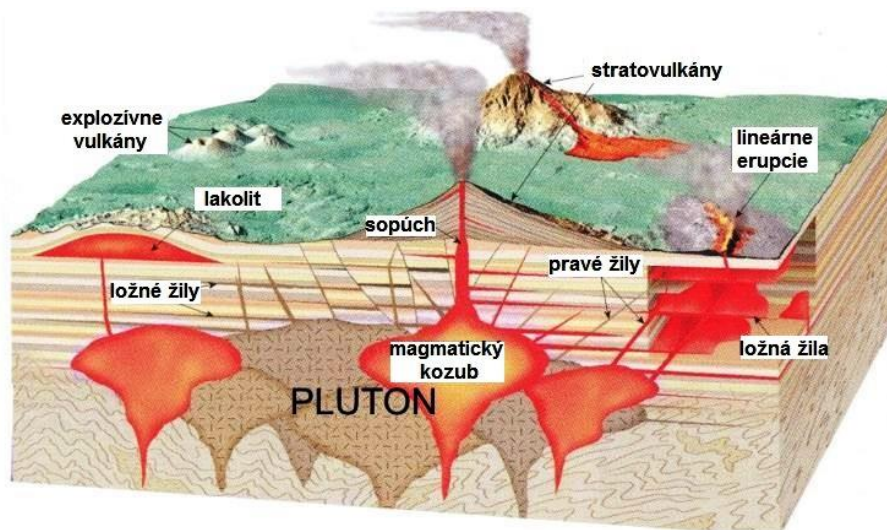
K diskordantným telesám patria:

- **pravé žily** resp. **dajky** – majú doskovitý tvar, sú obyčajne strmo až vertikálne uklonené, prenikajú horninami najrôznejšími smermi podmienenými tektonickými poruchami,

* Pojem intrúzia okrem procesu vniknutia magmy označuje aj teleso magmatickej horniny.

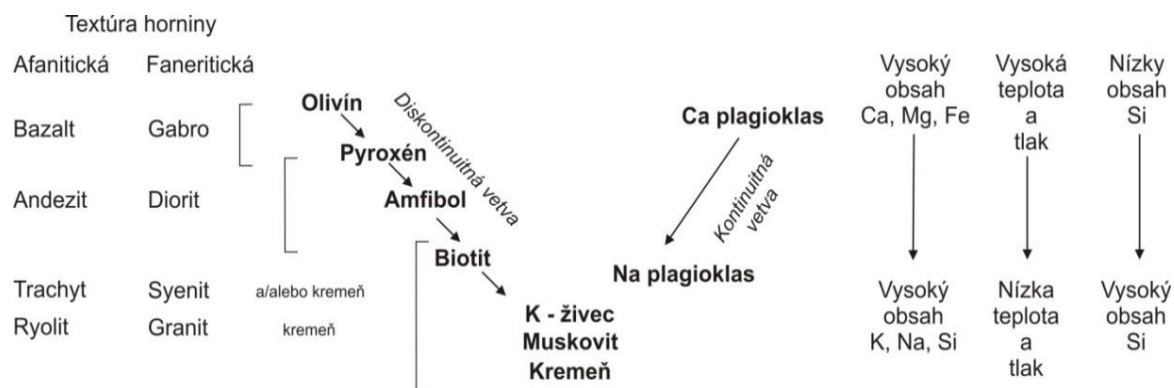
- **pne** predstavujúce malé intruzívne telesá, ktoré majú na povrchu kruhovitý až eliptický prierez a zaberajú plochu max. do 100 km²,
- **vulkanické neky** – sú to telesá magmatických hornín, ktoré vznikli vykryštalizovaním magmy v jej prírodnom kanáli.

Všetky telesá intruzívnych hornín bez ohľadu na ich tvar a veľkosť označujeme ako **plutóny**. Najväčšie telesá magmatických hornín nazývame **batolity**. Ich podložie spravidla nebýva známe a sú tvorené predovšetkým granitmi.



Obr. 18. Blokdiagram znázorňujúci intruzívne a extruzívne telesá magmatických hornín (www_15, upravené).

Pri výstupe magmy do vyšších častí zemskej kôry dochádza k jej **diferenciácii procesmi frakčnej kryštalizácie**. Magma postupne chladne, kryštalizuje za vzniku nových kryštálov minerálov. Kryštalizácia minerálov ju ochudobňuje o chemické prvky, ktoré vstupujú do novovznikajúcich minerálov. Týmto spôsobom sa zloženie taveniny neustále mení, magma sa diferencuje. Čiže z pôvodne homogénnej zmesi sa oddeľujú rôzne zložky, na začiatku najmä horčík, železo a vápnik pri kryštalizácii olivínu, pyroxénov a Ca-plagioklasov. V tom istom čase bude tavenina značne obohatená o prvky, ktoré vstupujú do minerálov v neskorších štádiách kryštalizácie (napr. sodík, draslík a kremík). Na tomto základe je postavená **Bowenova reakčná teória**, podľa ktorej kryštalizácia magmy prebieha v dvoch vetvách – kontinuitnej a diskontinuitnej súčasne (obr. 19). Dnes už pôvodná verzia Bowenovej schémy úplne neplatí, súčasné teórie o diferenciácii magmy však stále vychádzajú z jej princípov.



Obr. 19. Bowenova schéma kryštalizácie magmy.

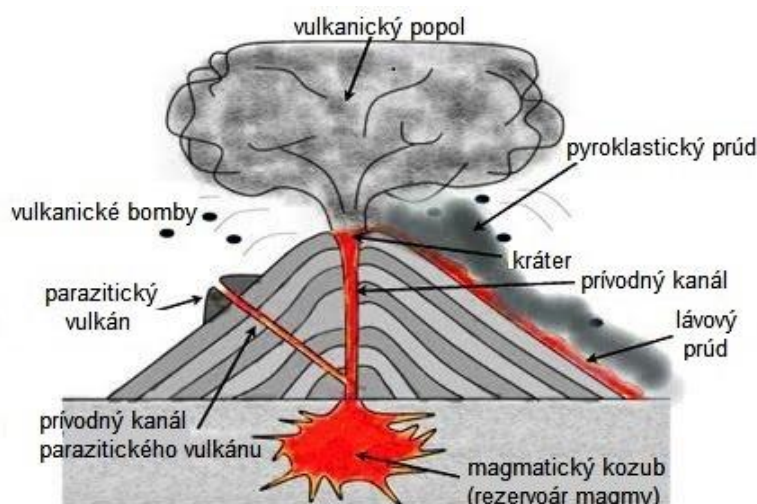
Chemické zloženie taveniny sa môže meniť v procese magmatickej **asimilácie**, kedy môže dôjsť k tvorbe magmy prechodného zloženia medzi pôvodnou magmou a okolitými horninami, čím dochádza k jej následnej **kontaminácii**. Inými slovami, pri výstupe a kliesnení si cesty smerom k povrchu môže magma strhávať okolité horniny, ktoré sa stávajú súčasťou magmatickej komory. Vytvára **xenolity** okolitých hornín s vyššími teplotami tavenia, ako je teplota magmatickej taveniny. V prípade, ak majú okolité horniny zloženie odpovedajúce nižším teplotám tavenia ako samotná magma, roztavia sa v nej a následne menia jej chemické zloženie – kontaminujú ju.

8.3 Vulkanizmus

S výstupom magmy na zemský povrch je spojená vulkanická činnosť – **vulkanizmus**. Keď magma dosiahne zemský povrch, označuje sa termínom **láva**. Pri vulkanickej činnosti dochádza k **výlevom (efúziám)** alebo k sopečným **výbuchom (explóziám)**. Pri efúziách sa tekutá láva zo sopky pokojne vylieva a vytvára lávové prúdy, pri explóziách je vyvrhovaná do atmosféry, vytvárajúc pyroklastický materiál. Viskózne lávy spravidla upchávajú prírodný kanál a v magmatickom kozube dochádza k zvyšovaniu tlaku plynov a následnej erupcii.

Vulkanizmus vytvára lineárne výlevy alebo centrálné erupcie. **Lineárne výlevy** sa prejavujú pozdĺž puklín v riftových údoliach v podobe bazaltových láv. Tvoria os oceánskych chrbtov. Sú menej známe ako sopky na zemskom povrchu, pretože sú menej prístupné. Sú však hlavným článkom v mechanizme vývoja novej zemskej (oceánskej) kôry. **Centrálné erupcie** sú najčastejšie prejavy vulkanickej činnosti. Vulkány môžu byť samostatné, alebo tvoria reťazce.

Vulkán (sopka) je morfológicky výrazná pozitívna forma reliéfu, ktorá vznikla akumuláciou horninového materiálu vulkanického pôvodu. Je tvorený vulkanickým kužeľom, kráterom a sopúchom (prírodným kanálom lávy, spájajúcim kráter s magmatickou komorou, obr. 20). Dnes sa na našej planéte nachádza okolo 600 aktívnych vulkánov.



Obr. 20. Prierez stratovulkánom (www_16, upravené).

K centrálnym vulkanickým formám patria:

- **štítové vulkány** – sopky s mierne vypuklým tvarom, tvorené bazaltovou lávou, ktorých krátery sú často vyplnené lávovými jazerami (Mauna Loa, Havajské ostrovy). Takéto

sopky existujú v súvislosti s horúcimi škvrnami (hot spots), ktoré predstavujú bodové termické anomálie. Litosferická doska sa premiestňuje nad takýmto fixným tepelným zdrojom, vytvárajúc sopečný reťazec, v ktorom je aktívny len jeden koniec,

- **stratovulkány** – zložité vulkány tvorené striedaním lávových prúdov a pyroklastického (vyvrhovaného) materiálu so strmými svahmi pri vrchole (Vezuv, Etna, Kľučevskaja),
- **nasypané vulkanické kužele** reprezentujú menšie vulkány tvorené pyroklastickým materiálom so strmými svahmi (Fužisan, Japonsko),
- **lávové kopy, vulkanické dómy, lávové ihly** tvoria obyčajne vertikálne lávové stĺpy, ktoré sa vytvárajú kopulovitým nahromadením kyslých, silne preplynených lát (Mont Pelée, Karibské more),
- **maary** predstavujú najjednoduchší typ sopiek; vulkanický kužeľ tvorí nízky val, bývajú zaliate vodou vytvárajúc menšie jazerá (oblasť Eifel v Nemecku, Cerová vrchovina),
- **guyoty** sú staré vulkány oceánskeho dna, ktoré majú zrezané vrcholy zarovnané eróziou pri morskej hladine a sú pokryté sedimentmi (centrálna časť Tichého oceánu),
- **tabuľové sopky islandského typu** reprezentujú vulkanické erupcie pod ľadovcami,
- **kaldery** – rozsiahle kotlovité priehlbiny vznikajúce vo vrcholových častiach sopečného kužeľa po vyčerpaní magmatického rezervoára a prepadnutí centrálnej časti vulkánu.

8.3.1 Produkty vulkanickej činnosti

Produktami vulkanickej činnosti sú láva, pyroklastiká a vulkanické plyny.

Láva obsahuje plyny, vodu a materiál, ktorý strháva zo sebou pri výstupe na zemský povrch. Na zemský povrch sa vylieva vo forme lávových prúdov. V závislosti od chemického zloženia taveniny, teploty a množstva prchavých látok, majú lávové prúdy rôzne vlastnosti a pohyblivosť. So zvyšujúcim sa množstvom SiO_2 (narastajúcou aciditou) v láve dochádza k nárastu viskozity a tým k znižovaniu schopnosti lávy tiecť. Vytvárajú sa rôzne povrchové štruktúry lávových prúdov:

- **pahoehoe láva** – vlnité bazaltové lávy s paralelným spôsobom ukladania, pričom sa tvorí vrásčitá povrazová kôra,
- **aa láva** – má drsný povrch s obsahom ostrohranných ihličkovitých úlomkov vulkanických hornín, ide o silne preplynenú lávu, pichľavú na dotyk,
- **block (bloková) láva** – obsahuje navzájom veľké bloky kyslej stmelenej lávy,
- **pillow (vankúšová) láva** – vznikajúca pri kontakte lávových prúdov s vodou, pričom hornina vo vnútri podušiek má kryštalickú štruktúru,
- **hyaloklastitová láva** – vzniká vo vodnom prostredí, trieštenie okrajových častí lávového prúdu spôsobí vznik ostrohranných úlomkov tzv. hyaloklastov.

Chemické zloženie lát sa mení v závislosti od obsahu oxidu kremičitého (SiO_2) nasledovne:

- **kyslé (ryolitové) lávy** sú viskózne, tuhé a vytvárajú telesá strmších tvarov, sú pomalé, ich teplota varíruje v intervale od 800 do 1 000 °C, obsahujú veľké množstvo plynov a pár, ktoré pre vysokú viskozitu ťažšie unikajú, preto spôsobujú mohutné sopečné explózie; sú charakteristické pre kontinentálnu kôru,

- **neutrálne (andezitové) lávy** – produkujú najbežnejšie sa vyskytujúce andezity v oblasti konvergentných okrajov litosferických dosiek (subdukčné zóny), ich prevládajúcou formou sú stratovulkány,

- **bázické (bazaltové) lávy** majú malú viskozitu, obsahujú menej plynov a pár a pohybujú sa rýchlejšie, ich teplota varíruje v intervale od 1 000 do 1 200 °C, tvoria najčastejšie štítové vulkány,

- **ultrabázické lávy** sa vyznačujú veľkou tekutosťou.

Pyroklastiká sú produktom explozívnej činnosti. Útržky lávy spolu s pevnými (vykryštalizovanými) časťami hornín a plynmi sú vymršťované do vzduchu. Rozlišujú sa podľa spôsobu transportu materiálu pred jeho uložením nasledovne:

- **napadané pyroklastiká** vznikajúce pri vyvrhnutí materiálu do atmosféry, ktoré sú po dopade vytriedené podľa veľkosti na **vulkanický popol**, **vulkanický piesok** (1-2 mm), **lapily** (zaoblené pórovité útržky lávy od niekoľkých mm až cm), **vulkanické kamene a bomby** (vznikajú rotačným pohybom vyvrhutej lávy), **vulkanické bloky a balvany** (dosahujú veľkosť do 1 m),

- **pyroklastické prúdy** predstavujú zmes plynov, lávy a pevných častí, ktorá sa vo forme prúdov pohybuje veľkou rýchlosťou po svahoch vulkánov,

- **redeponované pyroklastiká** reprezentujú materiál premiestnený exogénnymi geologickými procesmi.

Z pyroklastických produktov vulkanizmu vznikajú **tufy** a **tufity**. Tufity na rozdiel od tufov obsahujú premenlivé množstvo nevulkanického (sedimentárneho) materiálu, respektíve okrem pyroklastického materiálu obsahujú aj epiklastický materiál (prepracovaný alteráciou alebo transportom). Tufy a tufity tvoria spojovací článok medzi vulkanickými a sedimentárnymi horninami.

Hlavnou zložkou **vulkanických plynov** sú vodné pary (70 – 90 %), CO₂, SO₂, N, H, CO a S. Ich zdrojom je plyn uväznený v starších horninách, prípadne pochádzajú z recyklácie podzemnej a morskej vody, ako aj z veľkých hĺbok zemského telesa.

8.3.2 Sprievodné javy vulkanizmu

K sprievodným javom vulkanizmu patria synvulkanické a postvulkanické procesy reprezentované plynými exhaláciami, vývermi horúcich prameňov a gejzírmí. Plyné exhalácie môžu predchádzať samotnú erupciu, môžu ju sprevádzať, alebo určitý čas po vulkanických prejavoch môžu poukazovať na ich doznievanie. Plyné exhalácie delíme podľa zloženia a teploty na fumaroly, solfatáry a mofety.

Fumaroly obsahujú prehriate vodné pary, chloridy, fluoridy, HCl, SO₂ a pod. a ich teplota sa pohybuje v intervale od 200 do 1 200 °C. Sú viazané na krátery a ich blízke okolie. Sprevádzajú vulkanickú aktivitu.

Solfatáry sú postvulkanické, obsahujú vodné pary a plyny s prímiesou sírovodíka, SO₂ a CO₂ s teplotou od 100 do 200 °C. V ich blízkosti sa vytvárajú povlaky síry. Predstavujú významný zdroj geotermálnej energie (Island, Taliansko). Solfatáry bývajú rozšírené v širšom okolí vulkánov.

Mofety sú najchladnejšie exhalácie s teplotou pod 100 °C, obyčajne 20 – 30 °C. Produkujú výrony suchého CO₂, ktorý býva zhromažďovaný v údoliach. V neovulkanických oblastiach nasycuje podzemné vody za vzniku kyseliek. Ide o typický postvulkanický jav.

Osobitným prejavom sú **bahenné sopky**, ktoré vznikajú rozpadom hornín za prítomnosti horúcich plynov a vodných pár. Sú známe napríklad z Islandu, Yellowstonského národného parku (USA).

Horúce pramene sú najbežnejším a najrozšírenejším geotermickým prejavom. Ich teplota kolíše od 20 do 100 °C. Väčšina horúcich prameňov sa vyskytuje v sopečných regiónoch alebo v regiónoch s množstvom hlbinných zlomov. Infiltrované vody sa v útrobach Zeme zohrievajú a vystupujú na povrch po zlomových systémoch. **Gejzíry** predstavujú periodické horúce pramene, u ktorých dochádza k vystrekovaniu vody s parou a CO₂ až do výšky niekoľkých desiatok metrov. V Yellowstonskom národnom parku ich je aktívnych okolo dvesto. Ide o najväčšiu koncentráciu gejzírov na planéte.

Výsledným produktom magmatickej (intruzívnej aj vulkanickej) činnosti sú magmatické horniny.

9. MAGMATICKÉ HORNINY

Magmatické horniny vznikajú tuhnutím, kryštalizáciou a diferenciáciou magmy alebo lávy v zemskej kôre prípadne na zemskom povrchu, ako bolo opísané vyššie. Napriek obmedzenému počtu typov magiem, existuje množstvo magmatických hornín poukazujúcich na možnosť kryštalizácie jedného typu magmy do viacerých odlišných variet hornín.

Proces tuhnutia a kryštalizácie silikátovej taveniny ovplyvňuje množstvo faktorov (chemické zloženie, teplota, tlak, hĺbka tuhnutia, obsah prchavých komponentov). Rýchlosť a podmienky kryštalizácie ako aj zloženie magmy určujú výsledné zloženie a vzhľad magmatickej horniny.

Podľa miesta kryštalizácie (utuhnutia) magmy rozlišujeme horniny:

- **intruzívne** (plutonické, hlbinné),
- **extruzívne** (vulkanické, výlevné).

Detailnejšie členenie magmatických hornín vychádza z hĺbky ich vzniku, podľa ktorej delíme horniny na:

- **hlbinné** (abysálne) – vznikli pomalým tuhnutím magmy vo veľkých hĺbkach,
- **žilné** (hypoabysálne) – vznikli v puklinách v menšej hĺbke, bližšie k zemskému povrchu,
- **výlevné** – kryštalizujúce na zemskom povrchu.

9.1 Minerálne zloženie

Minerálnym zložením hornín rozumieme všetky minerály v horninách obsiahnuté. Rozlišujú sa podľa farby na svetlé (felzické) a tmavé (mafické). K **svetlým** minerálom patria:

- živce (draselné a sodno-vápenaté),

- kremeň,
- foidy (zástupcovia živcov).

K najbežnejším **tmavým** minerálom radíme:

- sľudy (biotit, muskovit),
- pyroxény (augit, diopsid),
- amfiboly (Mg-hornblend, edenit, pargasit),
- olivín (fayalit, forsterit),
- akcesorické minerály (zirkón, titanit, magnetit, apatit, xenotím ai.).

Živce patria k najrozšírenejším horninotvorným silikátovým minerálom budujúcim zemskú kôru. V magmatických horninách, kde tvoria až 50 – 60 obj. %, patria ku klasifikátorom. Živce sú rozdelené na základe chemických kritérií, pričom okrajovými členmi izomorfného radu **plagioklasov – sodno-vápenatých živcov** sú albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) a anortit ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), ktoré sa miešajú v rôznom pomere v závislosti od teplotno-tlakových podmienok, chemického zloženia taveniny a pod. Tvoria izomorfný rad albit - oligoklas - andezín - labradorit - bytownit - anortit. Prvé dva plagioklasy sú kyslé, druhé dva neutrálne a posledné dva sú bázičné. Z toho vyplýva aj ich prítomnosť v jednotlivých typoch hornín: albit a oligoklas sa vyskytujú v kyslých horninách (granit, ryolit), andezín a labradorit sú bežné v neutrálnych horninách (diorit, andezit) a bytownit a anortit môžu byť súčasťou bázičných hornín (gabro, bazalt). **Draselné živce** (K-živce) majú rovnaké chemické zloženie (KAlSi_3O_8). Sú zastúpené vysokoteplotným **sanidínom** charakteristickým pre vulkanické horniny (ryolity, trachyty, recentné lávy). Ten sa pri pomalom ochladzovaní v hlbinných horninách mení na ružový ortoklas. Ortoklas je bežný v kyslých magmatických horninách, akými sú granity a ich žilné ekvivalenty (pegmatit). Pri nižších teplotách kryštalizuje namiesto ortoklasu sivý mikroklín spravidla prítomný v žilných horninách, ale aj v granitoch. Všetky živce sa vyznačujú dokonalou štiepaťnosťou v dvoch smeroch na seba približne kolmých. V procese metamorfózy resp. počas diagenézy (stmelovania sypkého sedimentu) sa menia na ílové minerály (kaolinit, illit, montmorillonit a pod.).

Kremeň (SiO_2) patrí k najrozšírenejším minerálom. V horninách je ľahko identifikovateľný podľa typického skleného lesku, tvaru kryštálov a neprítomnosti štiepaťnosti. Je tvrdý, vďaka čomu je odolný voči zvetrávaniu. Je hlavným minerálom granitov, granodioritov, kremenných dioritov a ich žilných ekvivalentov. Okrem magmatických hornín, je bežný v metamorfovaných aj sedimentárnych horninách, dostáva sa do rozsypov. Kremeň sprevádza rôzne typy mineralizácií. Vytvára niekoľko variet v závislosti od geologického prostredia vzniku a sfarbenia nečistotami: krištáľ, citrín, ruženín, záhneda, ametyst (hrubokryštalické odrody), chalcedón, achát, karneol, ónyx (vláknité odrody), jaspis (zrnité odrody).

Foidy (zástupcovia živcov) sú bezvodé silikáty chemicky príbuzné živcom. Hlavný rozdiel v porovnaní so živcami je v obsahu SiO_2 . Vznikajú kryštalizáciou z magmy, ktorá má nedostatok SiO_2 a nadbytok alkálií (Na a K). Patrí sem napríklad leucit, nefelín, sodalit.

Sľudy sú v horninách najvýraznejšie zastúpené tmavou sľudou – **biotitom** a svetlou sľudou – **muskovitom**. Typickým znakom muskovitu je jeho dokonalá štiepaťnosť a perleťový lesk. Je to častý minerál kyslých magmatických hornín (granity). Dokonalú

štiepateľnosť má aj biotit. V porovnaní s muskovitom je však málo odolný voči zvetrávaniu. Vyskytuje sa vo všetkých typoch magmatických hornín – od kyslých až po bázické, kde predstavuje horninotvorný minerál.

Pyroxény sú bezvodé silikáty Fe, Mg a Ca. Najčastejšie sa vyskytujú v bázických horninách (peridotit, gabro, pyroxenit). Majú dobrú štiepateľnosť, tmavú (sivastú, hnedú, zelenú, olivovozelenú až čiernu) farbu.

Amfiboly sú, na rozdiel od pyroxénov, vodnaté silikáty Ca, K, Mg, Fe a Na. V magmatických ale aj metamorfovaných horninách sa najčastejšie vyskytuje hornblend. Typickou vlastnosťou amfibolov je ich tmavé zafarbenie (amfibol môže byť hnedý, zelený, čierny, v metamorfovaných horninách aj modrý) a dokonalá štiepateľnosť.

Olivín je častou primárnou zložkou hornín kryštalizujúcich z magmami bohatých na Mg a Fe a zároveň chudobných na SiO_2 . Inými slovami, býva súčasťou bázických až ultrabázických tmavých magmatických hornín (bazalty, gabrá, dunity, peridotity). Najčastejšie je zastúpený tuhým roztokom medzi forsteritom (Mg_2SiO_4) a fayalitom (Fe_2SiO_4). Olivín je jedným z prvých minerálov, ktoré kryštalizujú z chladnúcej magmy. Je nestály a často podlieha premenám, ľahko zvetráva na serpentínové minerály (antigorit). Býva olivovozelený s vyvinutou nedokonalou štiepateľnosťou. Olivín je známy aj z kamenných a železo-kamenných meteoritov.

9.2 Chemické zloženie

V magmatických horninách môžeme nájsť takmer všetky dnes známe chemické prvky, podstatnú časť hornín tvorí najmä 9 z nich – O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, H.

Chemické zloženie hornín sa vyjadruje percentuálnym podielom jednotlivých oxidov (napr. Na_2O , MgO , CaO , FeO). Podiel týchto oxidov sa výrazne mení v závislosti od typu magmatickej horniny. V magme je však vždy prítomný **SiO_2** , podľa obsahu ktorého magmatické horniny delíme na:

- **kyslé** – s obsahom SiO_2 väčším ako 63 % (granit, pegmatit),
- **intermediárne (neutrálne)** – obsah SiO_2 sa pohybuje v rozmedzí 52 až 63 % (diorit, andezit),
- **bázické** – s obsahom SiO_2 od 44 do 52 % (gastro, bazalt),
- **ultrabázické** – s obsahom SiO_2 menším ako 44 % (peridotit).

9.3 Petrografické charakteristiky

Petrografickými charakteristikami rozumieme **štruktúru**, **textúru** a **odlučnosť hornín**. Najmä štruktúra a textúra sú nápomocné pri identifikácii genetického typu horniny.

9.3.1 Štruktúry magmatických hornín

Štruktúra predstavuje súbor charakteristických znakov horniny. Je závislá na **stupni kryštalizácie** – pomere kryštalických častí a množstva vulkanického skla, na **relatívnej a absolútnej veľkosti minerálnych častíc** a na ich **forme** – kryštalografickom tvare, čiže

obmedzení kryštálu vlastnými kryštálovými plochami. Najlepšie je rozlíšiteľná mikroskopickými metódami, ale aj pri makroskopických vzorkách hornín možno odlišovať:

- **holokryštalickú (faneritickú)** štruktúru – úplne vykryštalizovanú, typickú pre horniny hlbinné, alebo žilné. Ide o štruktúru, v ktorej je celá hornina tvorená vykryštalizovanými minerálmi spravidla makroskopicky dobre odlišiteľnými (napr. granit, diorit, pegmatit). Horniny s touto štruktúrou kryštalizovali pomaly vo väčších hĺbkach,

- **hemikryštalickú (afanitickú)** štruktúru majú výlevné horniny (andezit, ryolit), u ktorých časť minerálov býva plne vykryštalizovaná a odlišiteľná makroskopicky, zvyšok hmoty stuhol rýchlo na zemskom povrchu v podobe skla (makroskopicky odlišujeme tzv. základnú hmotu, čiže matrix),

- **sklovitú (hyalinnú)** štruktúru majú výlevné horniny (napr. vulkanické sklá), ktoré vznikali rýchlym ochladením lávy; vzácnejšie plytko uložené subvulkanické intruzívne telesá vnikajúce do chladnejších častí kôry,

- **pyroklastickú (fragmentálnu)** štruktúru majú vulkanické horniny vznikajúce najmä pri explozívnej činnosti, ktoré obsahujú dezintegrované úlomky skla, hornín a/alebo minerálov.

Štruktúru horniny možno rozlíšiť podľa relatívnej veľkosti minerálnych častíc na **rovnomerne zrnitú** s približne rovnakou veľkosťou jednotlivých minerálov a **nerovnomerne zrnitú** tzv. **porfyrickú**, ktorá svedčí o prerušovanom procese vzniku horniny. Takýto proces obyčajne začína hlboko a končí tesne pod zemským povrchom prípadne na ňom. Porfyrické výrastlice sú tvorené najčastejšie živcom, kremeňom, pyroxénmi, amfibolmi prípadne olivínom.

9.3.2 Textúry magmatických hornín

Textúra predstavuje priestorové usporiadanie minerálnych zŕn a iných komponentov (napr. skamenelín) v hornine a dá sa vnímať makroskopicky. Vplyv na textúru má usporiadanie a rozmiestnenie minerálov v hornine, ktoré je dané špecifickými podmienkami kryštalizácie, ako aj vonkajšie vplyvy. Textúra závisí od spôsobu vyplnenia priestoru hmotou horniny vplyvom procesov, ktoré v tavenine prebiehajú až do tuhnutia a kryštalizácie, ako aj od odlučnosti vznikajúcej počas chladnutia taveniny. Účasť na výslednej textúre horniny majú aj procesy prebiehajúce po skončení kryštalizácie. U magmatických hornín sa najčastešie stretávame s textúrou:

- **kompaktnou** alebo **masívnou**, ktorú majú horniny s rovnomerným rozložením minerálov,

- **všesmernou (všesmerne zrnitou)**, u ktorej sú minerály rozložené vo všetkých smeroch. Takéto horniny (najčastejšie hlbinné) vznikli počas pokojnej kryštalizácie bez bočných tlakov,

- **prúdovitou (fluidálnou)**, charakteristickou pre výlevné horniny (napr. ryolity). Takáto textúra vzniká pri tečení lávy počas jej tuhnutia. Niektoré minerály tak vykazujú usporiadanie v smere prúdenia,

- **pórovitou**, takúto textúru majú výlevné horniny, pri kryštalizácii ktorých dochádzalo k úniku plynov prípadne pár (napr. bazalt, pemza),

- **mandľovcovou**, vznikajúcou po vyplnení pórov a dutín sekundárnymi minerálmi pochádzajúcimi najčastejšie z hydrotermálnych roztokov (kalcit, chlorit, achát).

9.3.3 Odlučnosť magmatických hornín

K petrografickým charakteristikám patrí **odlučnosť** hornín, úzko spätá s puklinovitosťou. Súdržnosť magmatických hornín býva často porušená systémami puklín, ktorými sú horniny prestúpené.

Pukliny mohli vznikáť už počas chladnutia a kryštalizácie magmy, prípadne pôsobením tektonických napätí. Okrajové časti telies magmatických hornín chladnú rýchlejšie, následkom čoho v hornine vzniká napätie, ktoré sa vyrovnáva vznikom odlučných puklín. Ide o primárne geologické štruktúry.

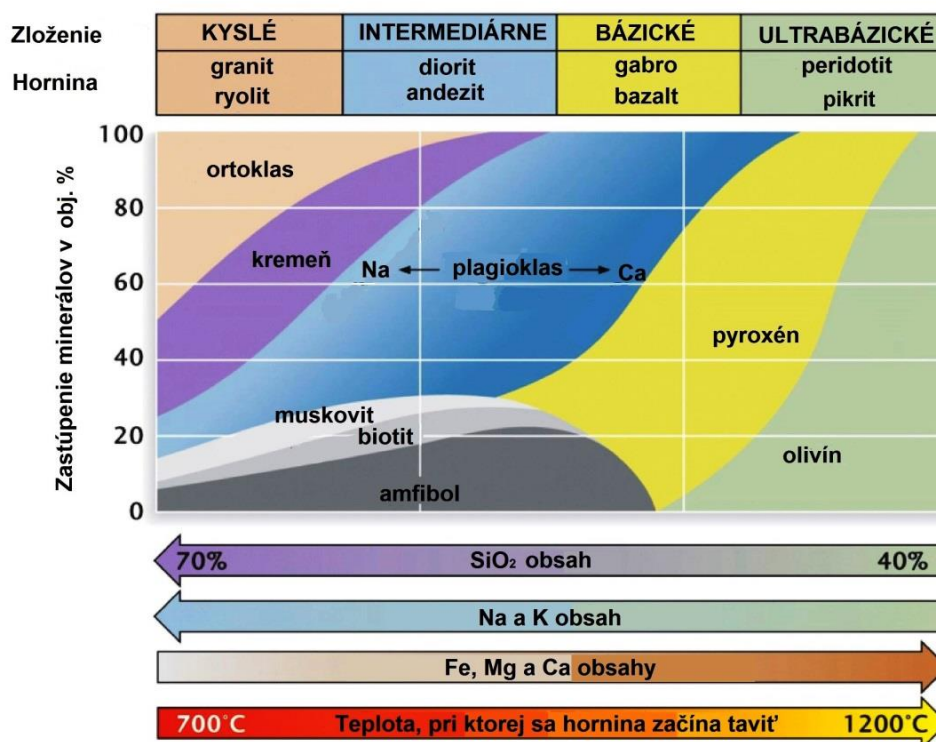
Doskovitá odlučnosť vzniká pri tuhnutí lávových prúdov. Povrch lávy tuhne rýchlejšie, čím sa na jeho povrchu vytvorí pevná kôra. Chladnúca hornina praská pozdĺž puklín, ktoré sú rovnobežné s povrchom. Podľa hrúbky dosiek môže byť doskovitá odlučnosť lupenitá, tenkodoskovitá, hrubodoskovitá a lavicovitá. Pozorovať ju možno u výlevných (bazalty) aj u hlbinných hornín (napr. granity, syenity).

Kvádrovitá, hranolovitá a stĺpcovitá odlučnosť je výsledkom kombinácie puklín kolmých na povrch telesa s rovnobežnými s povrchom. Pre hlbinné telesá (batolity) je typická kvádrovitá odlučnosť. Stĺpcovitá odlučnosť, charakteristická najmä pre bazalty, sa formovala rozpukávaním na štvor-, päť- a šesťboké stĺpy počas tuhnutia orientované kolmo na povrch telesa. Stĺpcová odlučnosť môže prechádzať do **vejárovitej**, podmienenej orientáciou jednotlivých stĺpov na klenutý povrch bazaltového telesa. Typickým príkladom takejto odlučnosti je kamenný vodopád v prírodnej rezervácii Šomoška v Cerovej vrchovine.

Pri rovnomernom zmršťovaní vo všetkých smeroch okolo určitých centier vzniká **guľovitá** (sférická) odlučnosť. Vykytuje sa najmä u hlbinných hornín (granity, diority). Pre vulkanické sklá je typická drobno guľovitá tzv. **perlitická** odlučnosť (perlit).

9.4 Klasifikácia magmatických hornín

Pri klasifikácii magmatických hornín sa vychádza najmä z modálneho zloženia, ktoré sa určuje planimetrickou analýzou. Modálna klasifikácia je vytvorená zvlášť pre plutonické a vulkanické horniny. Ďalší spôsob klasifikácie využíva chemické zloženie magmatickej horniny. Tento spôsob sa využíva pri vulkanických horninách, pri ktorých by sa minerálne zloženie určovalo veľmi ťažko. Pre niektoré magmatické horniny sa používa klasifikácia zohľadňujúca štruktúrne a textúrne vzťahy. V nasledujúcom texte sú uvedené základné (najčastejšie sa vyskytujúce) magmatické horniny.



Obr. 21. Rozdelenie magmatických hornín podľa obsahu SiO₂ a zastúpenia hlavných minerálov (www_18, upravené).

9.4.1 Hlbinné magmatické horniny

Hlbinné magmatické horniny kryštalizovali vo veľkých hĺbkach zemskej kôry, minerály mali dostatok času, aby úplne vykryštalizovali, preto je pre horniny tejto skupiny charakteristická holokryštalická štruktúra a masívna, spravidla všesmerne zrnitá textúra. Do skupiny hlbinných hornín patria **granitoidy**. Pojem zahŕňa horniny zloženia granit až kremenný diorit. Obsah kremeňa a celkového množstva svetlých minerálov je väčší ako 10 % (obr. 21). Ide o horniny charakteristické pre kontinentálnu zemskú kôru.

Granit je kyslá magmatická hornina, v ktorej hlavnými minerálmi sú kremeň, živce, biotit a muskovit. Zo živcov prevládajú K-živce (ortoklas, mikroklin) nad kyslými plagioklasmi. Najbežnejšími akcesorickými minerálmi sú pyrit, magnetit, apatit, zirkón, monazit, xenotím, titanit, v niektorých granitoch aj turmalín. V **granodioritoch**, na rozdiel od granitov, prevládajú kyslé až neutrálne plagioklasy nad K-živcami, obsah kremeňa je nižší. **Kremenný diorit** neobsahuje K-živce, zo svetlých minerálov sú prítomné iba neutrálne plagioklasy a kremeň. Okrem biotitu sa môže vyskytovať aj amfibol. Akcesórie sú podobné ako u predošlých horninových typov. Granitoidy prevládajú v jadrových pohoriach Západných Karpát (napr. Považský Inovec, Trábeč, Malá Fatra, Tatry, Nízke Tatry).

Syenit patrí do skupiny hornín bez kremeňa (obsah SiO₂ je do 10 %). Jeho hlavnou súčasťou sú svetlé draselné živce, ktoré prevládajú nad kyslými plagioklasmi, z tmavých minerálov je bežný biotit a alkalické amfiboly a pyroxény. Akcesoricky sa vyskytujú kremeň, magnetit, granát, titanit a apatit. V Západných Karpatoch sa syenit nenachádza.

Diorit patrí k neutrálnym magmatickým horninám. Je zložený zo svetlých plagioklasov (andezín), amfibolu, biotitu, pyroxénu. Medzi akcesóriami sa môže vyskytovať

draselný živec, apatit a magnetit. Farba dioritu je obyčajne sivozelená. Vyskytuje sa v Malých Karpatoch, Nízkych Tatrách, Štiavnických vrchoch v okolí Hodruše.

Zástupcom bázických magmatických hornín je **gabro**, ktoré obsahuje bázické plagioklasy (labradorit, bytownit, anortit), pyroxén, amfibol a olivín. Akcesoricky sa najčastejšie vyskytuje magnetit. Synonymom pre strednozrnné gabro je **dolerit** alebo **diabáz** zložený z plagioklasu, pyroxénu a opakových minerálov. Horniná má čieranosivú farbu, často s nádychom do zelena. Podľa zastúpenia tmavých minerálov rozlišujeme pyroxenické, amfibolické a olivinické gabro. Gabrá často podliehajú premenám, ku ktorým dochádza vo finálnom štádiu vývoja horniny. Najcitlivejšie na premenu sú pyroxény, ktoré podliehajú tzv. uralitizácii (menia sa na amfiboly). Ak sú v hornine hlavnými minerálmi pyroxén a bázické plagioklasy, hornina sa nazýva **norit**. Medzi gabroidné horniny zaraďujeme tiež **anortozit**, ktorý je výhradne tvorený bázickými plagioklasmi. V Západných Karpatoch sa gabro vyskytuje sporadicky, známe je teleso pri Dobšinej.

Peridotit patrí do skupiny ultrabázických hlbinných magmatických hornín. Chýbajú v ňom obvykle svetlé minerály, čím sa odlišuje od gabra. Hlavným minerálom je olivín. Hornina má tmavú farbu. Ak je hornina tvorená olivínom a akcesorickým chromitom, nazýva sa **dunit**. V Západných Karpatoch sa vyskytuje len druhotne zmenený peridotit (serpentinit) – ultrabázické telesá vo Volovských vrchoch. K ultrabázickým horninám patria tiež **pyroxenit** (tmavá hornina tvorená viac než z 90 % pyroxénmi) a **hornblendit** (tvorený prevažne hornblendom).

9.4.2 Žilné magmatické horniny

Žilné horniny vytvárajú telesá menších rozmerov. K ich tuhnutiu dochádza vo vrchných častiach zemskej kôry. Minerálne zloženie žilných ekvivalentov odpovedá ich materským hlbinným horninám.

Do skupiny granitu patria pegmatity a aplity. V **pegmatitoch** sú často prítomné minerály mimoriadne veľkých rozmerov. Pegmatity vznikali zo zvyškových roztokov magiem, ktoré cirkulujú po puklinách v už utuhnutých hornín a spôsobujú v nich početné zmeny (zväčšovanie kryštálov, chemické zmeny a pod). **Aplity** sú jemnozrnné, ich farba je veľmi svetlá. Pegmatity sa vyskytujú napríklad v Malých Karpatoch, často so vzácnymi minerálmi, akými sú beryl, topás, drahokamové odrody turmalínu.

Do skupiny ultrabázických hornín patria **kimberlity**. Sú to tmavé horniny, zložené predovšetkým z olivínu, v menšom množstve z pyroxénu, prípadne pyropu (Mg-granátu). Sú nositeľmi diamantov. V Západných Karpatoch sa nevyskytujú.

9.4.3 Výlevné magmatické horniny

Výlevné magmatické horniny prenikli na povrch ako láva, ktorá utuhla v podobe rozmanitých tvarov (príkrovy, lávové prúdy, sopečné kužele a pod.). Niekdy môžu pokrývať plochu veľkú niekoľko tisíc km². Majú obyčajne jemnozrnnú až celistvú štruktúru s obsahom **vulkanického skla**, keďže k ich uhuhtutiu došlo na zemskom povrchu v atmosferických podmienkach a bolo veľmi rýchle. Vulkanické sklo nie je minerál, vzniká z taveniny, ktorá stratila teplo tak rýchlo, že molekuly nemali čas vytvoriť usporiadanie typické pre minerály.

Sklo nemagmatického pôvodu ojedinele vzniká pri frikčných procesoch na zlomových plochách (**pseudotachylit**), počas impaktov veľkých meteoritov, pri zásahu blesku alebo počas podzemného horenia uhlia.

Ryolit je výlevným ekvivalentom hornín skupiny granitoidov. Podľa veku rozlišujeme paleoryolity (proterozoikum – krieda) a neovulkanické ryolity a dacity (neogén).

Ryolit má identické minerálne zloženie ako granit (obr. 21). Obsahuje kremeň a biotit, nad kyslými plagioklasmi prevládajú K-živce (sanidín). Má porfyrickú štruktúru s výrastlicami tvorenými podstatnými minerálmi horniny. Textúra u ryolitov môže byť všesmerná, pórovitá i prúdová. Charakteristická pre ryolity je ich ružová, červenkastá až fialová farba. **Paleoryolit** je charakteristický vyšším stupňom premeny. Vo výrastliciach je bežný kremeň, draselný živec a plagioklas. V rámci Západných Karpát sa ryolit vyskytuje v Štiavnických vrchoch, Kremnických vrchoch aj v Slanských vrchoch, paleoryolity sú známe napríklad z údolia Teplice v Slovenskom rudohorí.

Termín **ryodacit** sa používa pre horniny, ktoré sú prechodné medzi ryolitom a dacitom. Ryodacity sú známe napríklad z pohoria Vihorlat (údolie Beňatinskej vody).

Ekvivalentom kremenného dioritu je **dacit**. Zo živcov obsahuje plagioklas (andezín), v rámci výrastlíc sa vyskytuje kremeň, biotit, amfibol a pyroxén. Býva svetlo- až tmavosivý, niekedy zelený. Vyskytuje sa v okolí Banskej Štiavnice.

Vulkanické sklá (magmatické horniny s obsahom vulkanického skla viac ako 80 %) svojím zložením odpovedajú ryolitom. Podľa obsahu vody sa delia na:

- vulkanické sklá a malým obsahom vody (do 0,5 %): **obsidián, pemza,**
- vulkanické sklá s vysokým obsahom vody (do 10 %): **smolok, perlit.**

Známe sú výskyty v okolí Hliníka n. Hronom, Merníka (smolok), perlit sa dlhodobo ťažil v Lehôtke pod Brehmi a vo Viničkách. K menej bežným formám vulkanického skla patria Péléine vlasy a slzy (známe z Hawajských ostrovov).

Trachyt patrí k výlevným horninám skupiny syenitu. Jeho zloženie býva premenlivé od alkalických typov až po normálne trachyty. Štruktúru môže mať trachytickú – živce sú lištovito usporiadané, alebo porfyrickú. Hornina je sivá, sivobiela (prípadne žltkastá), na omak drsná. Trachyt sa v Západných Karpatoch vyskytuje pomerne vzácne, južne od Novej Bane (Brehy).

Andezit je výlevný ekvivalent dioritu, je zložený z plagioklasov (andezín, +/- oligoklas), amfibolu, pyroxénu a biotitu. Jeho farebnosť sa pohybuje od svetlosivej po čiernu, môže byť i nazelenalý, v závislosti od množstva a charakteru tmavých minerálov, veľkosti výrastlíc, štruktúry základnej hmoty a pod. Je to najrozšírenejšia vulkanická hornina. Jej priaznivé vlastnosti môže zhoršovať hydrotermálna premena plagioklasov na zmes albitu a sericitu, epidotu, chloritu, kaolinitu a kalcitu. Andezit sa v Západných Karpatoch vyskytuje vo všetkých neovulkanických pohoriach (Cerová vrchovina, Štiavnické vrchy, Kremnické vrchy, Slanské vrchy, Vihorlat).

Skupina bazaltu zahŕňa bazalt a olivinický bazalt. Obe horniny sú výlevným ekvivalentom hornín skupiny gabra.

Bazalt je bazická hornina zložená z bazického plagioklasu a pyroxénu. V **olivinickom bazalte** je navyše olivín. V hornine sa môže vyskytovať magnetit a ilmenit, vo výplni dutiniek a pórov sú časté zeolity. Textúra bazaltov je všesmerná, fluidálna alebo mikromandľovcovitá.

Niektoré olivinické bazalty majú výraznú stĺpcovitú odlučnosť (Šomoška). Bazalty sú známe z Cerovej vrchoviny, Putikovho vršku pri Novej Bani.

Melafýr je starší (v súčasnosti nepoužívaný) termín pre označenie paleovulkanitu (mladopaleozoického – permského veku) gabrového typu a môže mať dvojaký charakter. Afanitické typy majú makroskopicky celistvú textúru, minerály nemožno makroskopicky odlíšiť, alebo môžu mať pórovitú prípadne mandľovcovitú textúru, pričom výplň mandlí tvoria rôzne odrody kremeňa (chalcedón, achát) a kalcit. Afanitické melafýry sú hnedočervené až hnedofialové, prípadne tmavosivé. Mladoproterozoické bázické vulkanity sa nazývajú **spility**. V Západných Karpatoch sa melafýr vyskytuje v Malých Karpatoch (Sološnica, Lošonec), Nízkych Tatrách – Malužinej, Liptovskej Tepličke, Čiernom Váhu, Kozích chrbtoch (Vikartovce, Spišská Teplica).

Fonolit je výlevný ekvivalent syenitu. Obsahuje alkalické živce (sanidín), nefelín, prípadne iné foidy, niekedy pyroxén alebo amfibol. Má svetlosivozelenú alebo sivú farbu a celistvú štruktúru. V Západných Karpatoch sa nevyskytuje.

9.5 Použitie magmatických hornín

Granitoidy majú rozsiahle technické použitie ako stavebný kameň, obkladové dosky aj ako materiál vhodný na sochy a monumenty. V budúcnosti sa počíta s ich využitím ako bezodpadového zdroja mnohých prvkov. Napríklad z 1 km³ granitu môžeme získať 135 miliónov ton železa, 130 000 ton medi a 5 000 ton rádioaktívnych prvkov. S granitmi sú späté ložiská cínu, wolfrámu, zlata, olova a podobne. Pegmatity sú zase cenným zdrojom pre keramický, sklársky, elektrotechnický i chemický priemysel. Sú zdrojom polodrahokamov i drahokamov. Diorit – pevná a tvrdá hornina – je vhodná ako kameň na výstavbu dopravných komunikácií (medzi železničné pražce, diaľnice). Gabro sa spravidla využíva ako dekoračný kameň (obkladové dosky, náhrobky).

Ryolity sa spravidla ťažia kvôli výrobe drveného kameniva, vulkanické sklá sú často využívané na výrobu ľahčených stavebných hmôt (expandit), pemza sa používa na brúsenie a leštenie napr. dreva a vápencov. Obsidián bol zase často využívaný v dobe kamennej na výrobu nástrojov. Andezity sú najbežnejšou surovinou na Slovensku využívanou predovšetkým v stavebnej praxi. Bazalty sa ťažia najmä na výrobu drveného kameniva pre diaľnice a železnice. V minulosti sa používali pri dláždení komunikácií (chodníkov), avšak kvôli ich nepriaznivým vlastnostiam (otĺkanie, klzkosť) sa na tento účel prestali využívať. Významné využitie majú bazalty pri stavbe hrádzi proti abrazívnej činnosti mora (Holandsko). Niektoré bazalty sú vhodné na výrobu tavených hornín (izolačný materiál).

10. SEDIMENTOGENÉZA – SEDIMENTÁRNE HORNINY

Sedimentárne horniny sú plošne najvýznamnejšie zastúpenou skupinou hornín na zemskom povrchu a na morskom dne (tvoria až 2/3 zemského povrchu). Avšak z celkového objemu hornín v litosfére zaberajú iba malý podiel (5 %). Ich vznik je spojený so súborom geologických procesov, ktoré prebiehajú na zemskom povrchu: rozrušovanie **mechanickým**,

chemickým i biochemickým zvetrávaním a eróziou magmatických, metamorfovaných aj sedimentárnych hornín, **transport, sedimentácia, diagenéza (litifikácia)** spoločne označovanými termínom **sedimentogenéza**.

10.1 Vznik sedimentárnych hornín

10.1.1 Zvetrávanie

Počas zvetrávania, ktorému horniny zemskej kôry podliehajú, dochádza ku zmenám zloženia, stavu a vlastností hornín na zemskom povrchu pôsobením atmosféry, hydrosféry, biosféry aj antropogénnych činiteľov. Zvetrávanie môže mať povahu mechanického rozpadu alebo chemického rozkladu horniny (obr. 22).

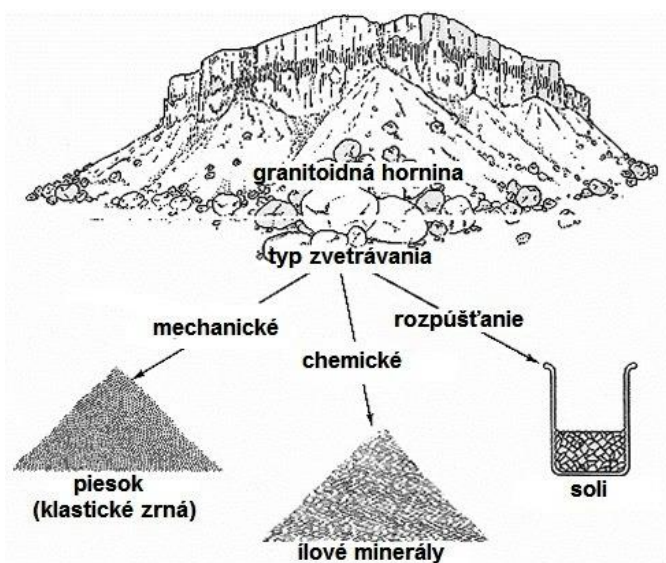
Mechanické zvetrávanie spôsobuje **rozpad** (dezintegráciu) horniny na rôzne veľké úlomky bez chemickej zmeny pôvodného materiálu. Rozrušenie hornín je spôsobené zmenou pôvodnej napätosti, vplyvom zmeny teploty, účinkami mrazu, kryštalizáciou solí v roztokoch, činnosťou organizmov, vegetácie a pod.

Teplotné vplyvy sa uplatňujú predovšetkým v oblastiach so značnými rozdielmi medzi dennými a nočnými teplotami (v púštnych alebo horských oblastiach).

Voda v skupenstve ľadu dokáže v bežných atmosferických podmienkach zväčšiť svoj objem až o 9 %. V takejto podobe môže v úzkych trhlinách roztrhať masív do rozvoľnených blokov. K tomuto sa najmä v horských oblastiach pripája účinok denných rozdielov teplôt okolo bodu mrazu. Následne vznikajú kamenité sute.

Vegetácia degraduje horninový masív pomocou koreňov, ktoré pôsobia tlakom na svoje okolie, rozširujú pukliny a uvoľňujú balvany. Taktiež sa uplatňuje chemické zvetrávanie pomocou humínových a iných biogénnych produktov. Organizmy, ktoré žijú na povrchu hornín alebo vo vnútri zvetraných hornín, uľahčujú procesy mechanického zvetrávania, alebo priamo rozrušujú pevnú horninu (napr. vŕtavé organizmy žijúce v plytkých moriach).

Pri **chemickom zvetrávaní** dochádza k **rozkladu** (dekompozícii) horniny. Jej látkové zloženie sa mení. Pri chemickom zvetrávaní pôsobí najmä voda ako sprostredkovateľ reakcií a látky, ktoré sú v nej rozpustené – oxid uhličitý, kyslík a pod. Hĺbkový dosah chemického zvetrávania je daný možnosťou cirkulácie vody v horninovom prostredí.



Obr. 22. Produkty zvetrávania vznikajúce pri mechanickom a chemickom zvetrávaní materskej horniny (www_19, upravené).

Jedným zo spôsobov chemického zvetrávania je **oxidácia**. Postihuje hlavne nestabilné minerály, z ktorých vznikajú sekundárne minerály (napr. z chalkopyritu vzniká oxidáciou malachit a azurit, pyrit často oxiduje na limonit,

ktorý dodáva zvetraným horninám hrdzavohnedú farbu). Opakom oxidácie je **redukcia**, odoberanie kyslíka z kyslíkatých zlúčenín. K redukcii dochádza najmä v sedimentárnych horninách v dosahu podzemnej vody (bez prístupu atmosferického kyslíka). Výsledkom je zmena červenohnedo sfarbených zlúčenín obsahujúcich trojmocné železo (Fe^{3+}) na modré, zelenomodré až zelené zlúčeniny s obsahom dvojmocného železa (Fe^{2+}).

Počas **hydrolýzy** sa vplyvom disociačnej schopnosti vody zložené chemické zlúčeniny štiepia. Hydrolýza dokáže meniť i prakticky nerozpustné silikátové minerály najmä v teplom a vlhkom prostredí. Najbežnejším príkladom hydrolýzy je rozklad živcov na ílové minerály (napr. kaolinit).

Najčastejším a najjednoduchším procesom zvetrávania je **rozpúšťanie** (krasovatenie), ktoré prebieha pomocou vody obohatenej o oxid uhličitý v karbonátoch (vápencoch, dolomitoch) aj evaporitoch. Opačným procesom je **karbonatizácia**, v ktorej vznikajú nové uhličitany (karbonáty). Atmosferický CO_2 sa viaže prostredníctvom zrážkovej vody s CaO , ktorý vzniká zvetrávaním minerálov bohatých na Ca. Z roztoku kryštalizuje novotvorený CaCO_3 .

Hydratácia je príjem vody v mineráloch a horninách. Dochádza k nej pri zvetrávaní bezvodých minerálov. Typickým príkladom je hydratácia anhydritu CaSO_4 za vzniku sadrovca $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Oba typy zvetrávania pôsobia súčasne, ale v rôznom pomere. V suchých a chladných oblastiach (púšte, vysokohorské oblasti, tundry) prevláda mechanické zvetrávanie, v miernych, tropických a subtropických oblastiach sa najviac uplatňuje chemické prípadne biochemické zvetrávanie (za spoluúčasti organizmov). Hĺbka, do ktorej zvetrávanie zasahuje, nazývame **zónou zvetrávania** a kolíše od niekoľkých metrov do niekoľko desiatok metrov (na ložiskách nerastných surovín aj viac), v závislosti od zloženia materskej horniny, jej priepustnosti, pórovitosti, tektonickom porušení, klímy a času, v ktorom jednotlivé činitele pôsobia.

Ak zostanú produkty zvetrávania na mieste vzniku, vytvorí sa **zvetralinový plášť** (elúvium). Je tvorený materiálom, ktorý môže pochádzať z rôznych zdrojov, napríklad:

- **terigénny materiál** pochádza z pevniny (napr. úlomky odolných hornín, sekundárne (ílové) minerály, koloidné a disperzné látky (zlúčeniny Si a Al, pravé roztoky)),
- **organogénny materiál** je reprezentovaný produktami živočíšneho alebo rastlinného pôvodu (kostry, schránky anorganického zloženia alebo organické látky zo živočíchov a rastlín, z ktorých sa zložitými procesmi vytvára uhlie, ropa a pod.),
- **vulkanogénny materiál** vyvrhnutý sopkami, alebo materiál vyzrážaný z horúcich vôd postvulkanickej činnosti v okolí horúcich prameňov (napr. gejzirit),
- **extraterestrický materiál** predstavujúci kozmický prach.

10.1.2 Transport sedimentárneho materiálu

Produkty zvetrávania môžu byť transportované do sedimentačného priestoru gravitačne suchou cestou (rútenie skál, zosuvy), mokrou cestou (bahnotoky, sklzy) alebo priamym prúdením fluíd (vodou, vzduchom, ľadom).

Prenos úlomkovitého materiálu sa deje **trakciou** (vlečenie, šmýkanie, prevaľovanie, saltácia), pričom materiál sa transportuje po dne, alebo pri vysokej turbulencii – v **suspenzii**. Pri tomto spôsobe sú častice nesené vo vnútri fluida. V dôsledku transportu dochádza k **triedeniu materiálu** podľa **odolnosti** a **veľkosti**. Množstvo nestabilných častíc sa v smere dráhy transportu výrazne znižuje. Na prenesenie väčších úlomkov je potrebná väčšia unášacia sila (voda > vzduch).

Prúdiaca **voda** odnáša produkty zvetrávania a tam, kde unášacia schopnosť vody klesá, materiál opäť sedimentuje. Transport vodou prebieha aj vo vodných nádržiach, jazerách a moriach.

Eolický transport je závislý na atmosferickom prúdení a rýchlosti vetra. Na veľké vzdialenosti môžu byť prenášané jemné častice uvoľnené veternou eróziou tzv. defláciou. Väčšie častice sa pohybujú trakciou.

V oblastiach s ľadovcami sa uplatňuje **glaciálny transport**. Charakteristickou črtou materiálu, ktorý bol týmto spôsobom transportovaný, je nevytriedenosť a rôznorodosť. Materiál, ktorý sa pohybuje veľmi pomaly, je obrusovaný a zároveň sám obrusuje svoje podložie. Vznikajú striácie a obliaky bývajú poškrábané.

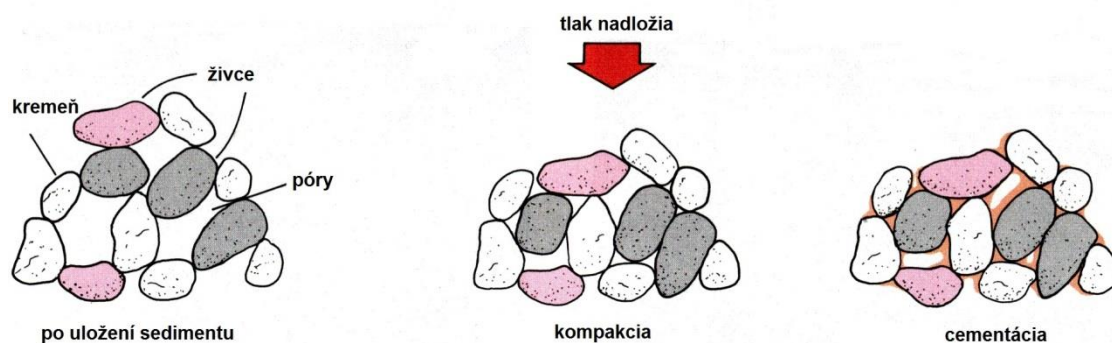
Pyroklastický vulkanický materiál je transportovaný **vulkanickým transportom**, pričom vzdialenosť prenosu materiálu je daná intenzitou vulkanickej erupcie.

10.1.3 Sedimentácia

Počas sedimentácie sa klastický, chemogénny alebo biogénny materiál ukladá a vznikajú sedimenty. Môže prebiehať vo forme usadzovania úlomkov, vyzrážania solí z presýteného roztoku ako aj akumuláciou schránok horninotvorných organizmov. Oblasti, v ktorých dochádza k sedimentácii, nazývame **sedimentačné panvy** alebo **sedimentačné bazény**.

10.1.4 Diagenéza (litifikácia)

Diagenéza je súbor procesov, ktoré spevňujú uložené sedimenty za vzniku pevnej sedimentárnej horniny. Zahŕňa **kryštalizáciu**, **rekryštalizáciu**, **kompakciu** resp. **zhutnenie**, a **stmelenie**, čiže **cementáciu**. Diagenéza prebieha pri normálnych teplotách a tlakoch na povrchu sedimentu aj po jeho prekrytí inými sedimentami. Počas litifikácie sa menia



Obr. 23. Proces vzniku sedimentárnej horniny zo sedimentu (McGeary a Plummer, 1992, upravené).

nespevnené horniny na spevnené pôsobením procesov, z ktorých najdôležitejší je proces tvorby **cementu** (obr. 23). Cement je chemogénna zložka, druhotne vyzrážaná v prázdnych priestoroch, ktoré v štruktúre ostali po kompakcii sedimentu. Chemické zloženie cementu je priamo závislé od klimatických podmienok a sedimentačného prostredia. S nárastom podielu cementu vzrastá pevnosť horniny a klesá jej pórovitosť. Podľa minerálneho zloženia rozlišujeme napríklad kremitý, kalcitový, dolomitový, sideritový cement a pod.

10.2 Charakteristiky sedimentárnych hornín

10.2.1 Farba sedimentárnych hornín

Farba sedimentárnych hornín môže poskytnúť unikátnu informáciu o litológii, depozičnom prostredí alebo diagenéze. Keďže jej hodnotenie býva subjektívne, je potrebné na tento účel používať **Munsellovu škálu**, ktorá presne definuje farbu horniny. Farbu sedimentárnej horniny významne ovplyvňujú najmä dva faktory – oxidácia a redukcia (opísané vyššie). Farbu je potrebné vyhodnocovať na čerstvom lome (nezvetranej časti horniny).

10.2.2 Minerálne zloženie

V každej sedimentárnej hornine je súbor zložiek odpovedajúci podmienkam jej vzniku. Mechanickým zvetrávaním materskej horniny sa vytvorili **úlomkovité (klastické) komponenty**, chemickými zmenami pôvodného materiálu vznikli **chemogénne minerály**. Sedimenty môžu tiež obsahovať **organogénne zložky**, napríklad schránky živočíchov alebo zvyšky rastlín. Základné zložky môžu byť tvorené stabilnými horninotvornými minerálmi, ktoré počas zvetrávania materskej horniny prechádzajú do sedimentov (napr. kremeň, slúda, živce), stabilnými sekundárnymi minerálmi, ktorých vznik je spojený s chemickými premenami počas zvetrávania (napr. ílové minerály) a roztokmi minerálnych solí, minerálmi chemogénneho pôvodu, ktoré mohli vzniknúť vyzrážaním z roztokov alebo pomalým vylučovaním a kryštalizáciou počas diagenézy (napr. kalcit, aragonit, opál, hematit, limonit, sadrovec, halit a pod.).

10.2.3 Štruktúry sedimentárnych hornín

Môžeme ich rozdeliť na **primárne** a **sekundárne**. Primárne štruktúry vznikli v priebehu sedimentácie, kým sekundárne sa vytvorili až po uložení sedimentu. Rozdeľujeme ich podľa niekoľkých kritérií, pričom dôležitú úlohu zohráva genetické hľadisko, tzn. klastický alebo neklastický pôvod horniny. U **klastických hornín** (tvorených predovšetkým klastickým – úlomkovitým materiálom) sledujeme veľkosť klastov a priestorov medzi nimi, ktoré sú obyčajne vyplnené jemnozrnnejším klastickým sedimentom a cementom chemogénneho pôvodu. Pokiaľ sú priestory medzi klastami prázdne, hovoríme o **otvorenej štruktúre**, ak sa jednotlivé klasty navzájom dotýkajú, vzniká štruktúra charakteristická **podpornou štruktúrou zrn**. Ak v hornine prevláda primárna základná hmota, pričom sa zrná navzájom nedotýkajú, hovoríme o **podpornej štruktúre matrixu**. Uvedená klasifikácia platí najmä pre hrubozrnné klastické sedimenty, akými sú zlepenice resp. konglomeráty. Generálne rozlišujeme štruktúry klastických sedimentov na základe veľkosti (prípadne opracovania)

úlomkov. Úlomky v prípade **brekciovitých** štruktúr nie sú opracované, kým obliaky v horninách s **konglomerátovou** štruktúrou opracované sú. **Psamitická, aleuritická a pelitická** štruktúra sú charakterizované na báze veľkosti úlomkov.

K základným štruktúram neklastických – karbonátových hornín patrí **detritická** štruktúra, ktorá je tvorená úlomkami karbonátov. Ak navyše takáto hornina obsahuje úlomky organizmov, hovoríme o **organodetritickej** štruktúre. Ak zvyšky organizmov nenesú stopy opracovania, vzniká **organogénna** štruktúra. Karbonáty tvorené karbonátovým tmelom (s veľkosťou častíc do 0,01 mm) tvoria **kalovú** štruktúru, horniny s **pelitomorfnou** štruktúrou sú tvorené celistvou karbonátovou hmotou a nemajú mikroskopicky rozlíšiteľné zrná. **Regeneračná** štruktúra je charakteristická prítomnosťou zrn, ktoré obrastajú obrubou toho istého minerálneho zloženia. Štruktúra sedimentu, u ktorej tmel koroduje klastické zrná, sa nazýva **korózna**.

10.2.4 Textúry sedimentárnych hornín

K základným textúrnym znakom sedimentárnych hornín patrí usporiadanie ich stavebných jednotiek do vrstiev – vrstvitosť a zvrstvenie, ktoré sú detailnejšie komentované v kapitole 10.5.1.

10.3 Klasifikácia sedimentárnych hornín

Existuje niekoľko spôsobov klasifikácie sedimentárnych hornín, ale najčastejšie sa rozlišujú dve hlavné veľké skupiny – **klastické (úlomkovité)** a **neklastické (cementačné) sedimenty**. U klastických sedimentov prevládajú úlomky, u cementačných sú v prevahe tmelotvorné stavebné súčasti, ktoré sa pri pomerne malých tlakoch a v pomerne krátkom časovom období dokážu spojiť a vytvoriť spevnený agregát.

Okrem vyššie spomínaných sa tiež vymedzuje skupina **pyroklastických hornín**, ktoré vznikajú explozívnou sopečnou činnosťou a ich rozmiestenie na súši alebo vo vodnom prostredí je priamo spojené so sopečnou činnosťou (detailnejšie komentované v Kap. 8.3.1). Pyroklastický materiál vyvrhnutý zo sopečného komína sa tiež označuje všeobecným názvom **tefra**.

10.3.1 Klastické sedimentárne horniny

Klastické sedimentárne horniny vznikli mechanickým zvetrávaním už existujúcich hornín a nahromadením ich úlomkov. Môžu byť **nespevnené** a **spevnené** a detailnejšie sa rozdeľujú podľa veľkosti zrna.

Psefity

Psefitické horniny obsahujú ľahko odlíšiteľné úlomky hornín, rozmery ich častíc (úlomkov) sú väčšie ako 2 mm. Ak sú ich zrná neopracované, nespevnený zástupca tejto skupiny sa označuje ako **kamenitá suť**, spevnený je označovaný pojmom **brekcia**. Úlomky spevnených **zlepencov (konglomerátov)** a nespevnených **štrkov** sú výrazne opracované, tvoria obliaky, pričom stupeň opracovania je závislý od dĺžky transportu a odolnosti horniny.

V rámci skupiny zlepcov sa rozlišujú tzv. **ortozlepence** a **parazlepence**. Ortozlepence vznikajú transportom vo vysoko turbulentných vodných prúdoch a z veľkej časti majú podpornú štruktúru zrn. Prevažuje v nich piesčitá matrix s nízkym podielom ílového materiálu. Na druhej strane parazlepence obsahujú menej ako 10 % obliakového materiálu, majú podpornú štruktúru matrixu s dominantným zastúpením ílovitého materiálu. Nie sú výsledkom sedimentácie v normálnych vodných prúdoch.

Psefity možno klasifikovať aj podľa mineralogického zloženia klastov. **Monomiktné** psefity sú tvorené úlomkami jedného typu minerálu alebo horniny, **oligomiktné** sedimenty obsahujú dve skupiny blízkych klastov (napr. kremeň a silicity) a v **polymiktných** sedimentoch sú prítomné aspoň tri a viac typov klastov.

Psamity

Psamity (spevnené aj nespevnené) obsahujú viac ako 50 % pieskových zrn, ktorých veľkosť sa pohybuje v intervale 0,063 až 2 mm. Sú tvorené predovšetkým kremeňom, živcami, úlomkami stabilných a nestabilných minerálov a tiež aleuritickými, pelitickými i psefitickými klastami. Piesky a pieskovce tvoria približne štvrtinu všetkých sedimentov. Sú významné z ekonomického hľadiska (abrazíva, suroviny pre sklársky, železiarsky, stavebný priemysel a pod.) a zároveň sú dôležitými rezervoármi vody, ropy a zemného plynu. Pieskovce môžu poskytnúť unikátne informácie o geologickom vývoji zemskej kôry.

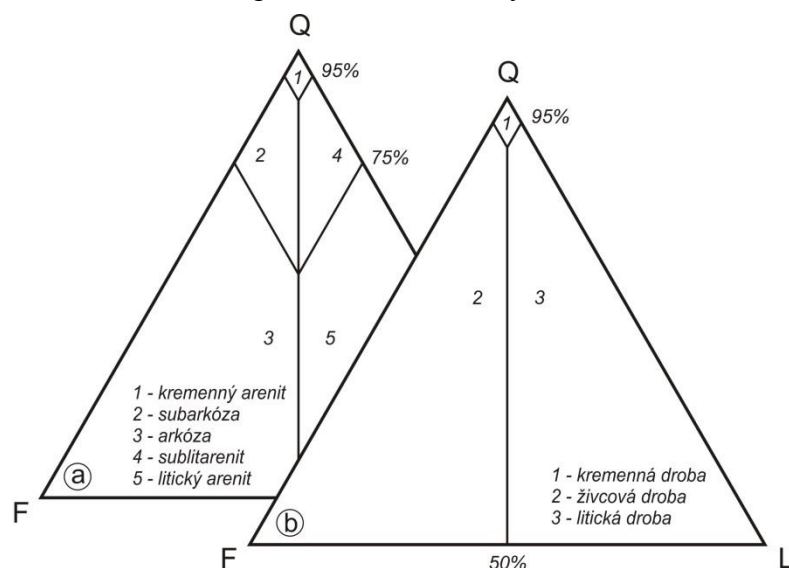
Piesky sú nespevneným zástupcom skupiny psamitov. Obsahujú hlavne zrná kremeňa, živcov, sľudy, v akcesorickom množstve ťažké minerály (napr. zirkón, apatit, turmalín, rutil at.) a ílové minerály. Podľa zloženia sú odvodené názvy pieskov aj ich spevnených ekvivalentov (napr. glaukonitický, kremenný, arkózový piesok). Podľa veľkosti klastov sa rozlišujú piesky **jemnozrnné** (veľkosť častíc do 0,063 mm), **stredoizrnné** (0,25 – 0,063 mm) a **hruboizrnné** (2 – 0,25 mm).

Piesky môžeme klasifikovať aj podľa miesta ich vzniku. **Eluviálne** piesky neprekonali žiadny transport. Spočívajú na zvetralinovom plášti materskej horniny. **Morské** piesky môžu byť zrnitostne vytriedené (plážové piesky) alebo nevytriedené s vyšším obsahom ílu. V stavebníctve sa často využívajú **jazerné** piesky, ktoré majú v porovnaní s riečnymi väčší podiel prachovitej a ílovitej prímеси. V korytách a terasách riek sa vyskytujú **riečne** piesky. Pre tento typ pieskov je charakteristický väčší podiel nestabilných zložiek, slabé vytriedenie a šikmé zvrstvenie v smere toku. Podobné rysy majú **glacifluviálne** piesky. **Eolické** piesky sú dobre vytriedené, zrná sú zaoblené a obsahujú značné množstvo kremeňa.

Hlavnou zložkou **pieskovca** (alebo **arenitu**) sú zrná piesku. Pieskovce obsahujú do 10 % psefitických a do 20 % ílovitých častíc, prachovito-ílovitú prímесь (matrix) a tmel resp. cement. Farbu pieskovca ovplyvňujú prímеси. V prípade, ak pieskovec obsahuje viac ako 90 % zrn kremeňa, hornina sa označuje pojmom **kremenec**. Býva svetlých farieb. U **arkóz** prevládajú úlomky kyslých magmatických hornín a rúl nad úlomkami ostatných hornín. Ich hlavnou zložkou sú klastické živce spolu s ďalšími úlomkami nestabilných hornín (25 %), psamitov (10 %) a prachovcov (do 20 %). Arkózy vznikajú sedimentáciou v morských a jazerných panvách. Sú obyčajne ružovkasté (prítomnosť ružového ortoklasu) alebo sivé. Spravidla nevytvárajú hrubé súvrstvia, nie sú príliš vytriedené a ich zrná sú málo opracované. **Droby** sú zložené okrem minerálnych zrn tiež úlomkami ílovitých bridlíc. Aleuritický materiál je v množstve menšom ako 20 %, psefitov je do 10 %, živcov a úlomkov

nestabilných hornín je viac ako 10 %. Ílovitá základná hmota tvorí 20 – 75 % horniny. Farba je daná zložením tmelu, vo všeobecnosti je droba tmavá, modrosivá, sivá až tmavosivá.

Klasifikácie pieskovcov vychádzajú zo zastúpenia jednotlivých komponentov v hornine. Zaradenie pieskovca k príslušnej skupine si vyžaduje mikroskopické určenie modálneho zloženia. Najčastejšie sa používajú ternárne diagramy s vrcholmi QFL, t. j. Q – kremeň, F – živce a L – litické úlomky, resp. úlomky hornín (obr. 24). Ďalším kritériom je obsah základnej hmoty (matrixu). Ak je jej obsah v hornine nižší ako 15 %, pre klasifikáciu pieskovcov použijeme klasifikačný diagram určený pre arenity (obr. 24a), ak je množstvo matrixu vyššie ako 15 %, psamity klasifikujeme podľa diagramu určeného pre droby (obr. 24b). Objem ostatných komponentov horniny – kremeň, živce a úlomky hornín prepočítavame na 100 %. Úlomky granitov a rúl radíme k živcom (F), keďže je väčšina živcov derivovaná práve zvetrávaním týchto hornín.



Obr. 24. Q-F-L klasifikácia pieskovcov obsahujúcich (a) menej ako 15 % matrixu a (b) viac ako 15 % matrixu (Pettijohn et al., 1972); Q – kremeň, F – živce, L – litické úlomky (úlomky hornín).

Aleurity

Podstatnou zložkou aleuritov sú klastické zrná, ktorých rozmery varírujú v rozmedzí od 0,063 až do 0,004 mm. Ak sú nespevnené, hovoríme o sprašiach, spevnené sa nazývajú prachovce.

Spraše sú nespevnené, ale súdržné sedimenty, ktorých pôvod je eolický. Ich hlavnou zložkou je kremeň (30 – 80 %), v menšom množstve živce (4 – 25 %) a sľudy (2 – 12 %), prípadne akcesorické minerály (zirkón, amfibol, turmalín, granát, epidot a pod.). Z ílových minerálov sú zastúpené najmä illit, montmorillonit alebo kaolinit. Spraše sú charakteristické 3 – 30 % obsahom karbonátov (kalcit, aragonit, dolomit a pod.). Obyčajne sú svetlých farieb, žltosivé, sivohnedé a sú nevrstevnaté. Štruktúrne je to veľmi dobre vytriedený prach, zložený z angulárnych zrn. Spraš často obsahuje schránky suchozemských ulitníkov a vápnité konkrécie tzv. cicváry.

Na miestach, kde spraše vytvárajú hrubý pokryv, sa reliéf vyznačuje hlbokými rokľami a zvislými stenami, občas sú viditeľné pseudokrasové javy (napr. závrtý, jaskyne, ponory). Keďže sú spraše pórovité zeminy s nestálou väzbou medzi zrnkami a ich vlastnosti sú dané pórovitosťou, obsahom uhličitánov a nestálosťou väzieb medzi ich časticami, dochádza často k fenoménu, ktorý sa nazýva presadavosť spraší. Spraše dokážu náhle zmenšiť svoj objem vplyvom prevlhčenia (prípadne antropogénnou činnosťou), vápnitý tmel sa

rozpustí a nastáva kolaps ich štruktúry. K presadaniu spraší môže dôjsť u stavieb, ktoré boli na nich založené a došlo k porušeniu vodovodných alebo kanalizačných sietí. Typické sú v sprašiach pedogénne horizonty – pochované pôdy, ktoré sú významným stratifikačným markerom v kvartérnej geológii. Všeobecne sú rozlišované dva typy spraší – spraše akumulované v chladných, periglaciálnych podmienkach, vznikajúce vyvieváním z glaciálnych náplavov a spraše horúcich arídnych oblastí. Prvý typ je najrozšírenejší a je známy aj z územia Slovenska (napr. z oblasti Podunajskej nížiny, Záhorskej nížiny a tiež dolín zasahujúcich hlboko do pohorí).

Spevným aleuritickým sedimentom sú **prachovce**. Vznikli spevnením prachových častíc najmä morských a jazerných sedimentov. Obsahujú zrná kremeňa, živcov, sľud, ílových minerálov a akcesorických ťažkých minerálov. Sú tenko vrstevnaté, v tenkých vrstvičkách sa striedajú polohy s väčším podielom kremeňa s polohami tvorenými sľudou alebo organickou hmotou. Keďže sa klastické sľudy a ílové minerály majú tendenciu prednostne usporiadať paralelne s plochami vrstvomitosti, vzniká u týchto hornín špeciálny typ odlučnosti – štiepatelnosť. Častým textúrnym znakom je laminácia a prípadne šikmé zvrstvenie. Farba prachovcov býva sivá až tmavosivá.

Pelity

Pelity sú tvorené časticami, ktorých veľkosť nepresahuje 0,004 mm. Nespevnené sa nazývajú **íly**, spevnené **ílovce**. Íly s prímiesou prachových zŕn v rozsahu 1/3 až 2/3 prachovej prímеси zodpovedajú **kalom**, **kalovcom** alebo bahnám.

Íly sú tvorené ílovými minerálmi, v menšom množstve býva prítomný kremeň, sľudy, chlority a živce. Z karbonátov je bežnou prímiesou kalcit, prípadne diagenetický dolomit a siderit. Z rudných minerálov najmä pyrit a Fe-oxidy. Ich farba je závislá od prímеси, môže byť sivobiela, modrastá, biela, čierna, zelená a červená. Charakteristickou črtou ílov je ich plasticita a tvárnosť, ktorá sa prejavuje najmä pri styku s vodou. Íly sú schopné absorbovať veľké množstvo vody. Naopak, za sucha nemajú lesk, sú rozpadavé, na dotyk masné a zmršťujú sa.

Podľa pôvodu sa íly rozdeľujú na **reziduálne**, vznikajúce zvetrávaním hornín *in situ* a **transportované**. Podľa spôsobu transportu môžu byť **aluviálne**, **jazerné** (vyznačujúce sa dobrou vytriedenosťou, jemnozrnosťou) a **morské** (spravidla dobre vytriedené, jemnozrnné a pravidelne vrstevnaté). Aluviálne íly sú akumulované v riečnych nivách, ako sedimenty opustených ramien a medziramenných jazier.

Názvoslovie ílov a ílovcov sa riadi prevládajúcim ílovým minerálom (kaolinitové, montmorillonitové, illitové, smektitové pelity a pod.). Kaolinitové íly sú produktom zvetrávania hornín bohatých na živec (granit, rula, arkóza) a v prípade, ak sú zbavené kremeňa, je možné z nich získavať kaolín. Montmorillonitové íly vznikajú pri zvetrávaní bázičných hornín.

Spevnené íly, ílovce majú spravidla tmavú až čiernu farbu, sú laminované, pričom plochy odlučnosti sú paralelné s pôvodnou sedimentárnou vrstvomitosťou. **Čierne bridlice** sa vyznačujú vyšším obsahom organického uhlíka, v rozmedzí 3 – 10 %. Pri stúpajúcom obsahu organickej hmoty prechádzajú do **bituminóznych bridlíc**, ktoré sú významné z hľadiska ropotvornosti.

Sliene predstavujú prechodný element medzi pelitickými a chemogénnymi sedimentami. Vznikli morskou sedimentáciou a obsahujú 25 až 75 % ílu a 25 až 75 % vápenatej zložky. Ich spevnením vzniká hornina nazývaná **slienovec**.

10.3.2 Neklastické – chemicko-biochemické a organogénne sedimentárne horniny

Chemicko-biochemické a organogénne horniny vznikli vylučovaním látok z vodných roztokov, prípadne zo zlúčenín v priebehu zvetrávania, alebo z roztokov cirkulujúcich vo veľkých hĺbkach.

Podľa chemického zloženia sa horniny tejto skupiny rozdeľujú na **karbonáty, silicity, evapority, ferolity a manganolity, fosfority, ality a kaustobiolity**.

Karbonáty

Biologické a biochemické procesy sú pri vzniku karbonátov dominantné, avšak aj neorganické vyzrážanie CaCO_3 z morskej vody nie je zanedbateľné. Karbonáty sa vyskytujú všade na svete a pochádzajú z formácií všetkých geologických dôb. Sú dôležité z ekonomického hľadiska (stavebné, cementárske suroviny; chemický, papierenský priemysel a pod.). Vznikajú v kontinentálnom, plytkomorskom i hlbokomorskom prostredí.

Z hľadiska minerálneho zloženia, ktoré značne závisí od sedimentačného prostredia a podmienkach vzniku, môžu byť karbonáty tvorené kalcitom, aragonitom, dolomitom, magnezitom, sideritom, môžu tiež obsahovať nekarbonátové komponenty, akými sú kremeň, ílové minerály, pyrit, hematit, minerály evaporitovej skupiny a pod.

Najbežnejšie vyskytujúce sa karbonátové horniny sú vápenec a dolomit.

Hornina, ktorá obsahuje viac ako 50 % uhličitanu vápenatého (CaCO_3), sa nazýva **vápenec**. Uhličitan vápenatý je jej hlavnou zložkou (buď vo forme kalcitu alebo aragonitu). Okrem nich vápenec môže obsahovať dolomit prípadne iné nekarbonátové zložky (íly, kremeň, autigénne živce a pod.) Ak je hornina tvorená viacerými zložkami (karbonatickými i nekarbonatickými), jej názov sa riadi percentuálnym podielom jednotlivých zložiek.

Vápence môžeme generálne rozdeliť podľa genézy na **detritické, organogénne a chemogénne**. Detritické vápence sú tvorené karbonátovými úlomkami. Ak obsahujú úlomky častí organizmov, označujú sa termínom **organodetritické**.

Základom organogénnych vápencov sú najmä schránky lastúr, zvyškov koralov, schránok dierkavcov, ramenonožcov, hlavonožcov, machoviek, prípadne kostrové zvyšky organizmov, rastlinných stielok a pod. Názvy organogénnych vápencov sú obyčajne odvodené od názvu organizmu, z ktorého schránok (zvyškov) vznikli (napr. numulitové, krinoidové, amonitové vápence ai.).

Chemogénne vápence vznikajú chemickým vyzrážaním uhličitanu vápenatého zo studených alebo horúcich minerálnych vôd a prameňov. Najznámejším chemogénnym vápencom je **travertín** (často označovaný ako **sladkovodný vápenec**). Je to hornina vznikajúca najčastejšie zo studených prameňov, ktorá prešla procesom travertinizácie z pôvodného **penovca**. Ide o silne pórovitú, vrstevnatú horninu s častým obsahom inkrustácií (odtlačky fosilizovaných listov, tráv, úlomkov drier, ulít, zvyškov a odtlačkov uhynutých živočíchov). Do skupiny chemogénnych vápencov patrí aj **jazerná krieda**, nespevnený

karbonátový sediment, ktorý sa vytvára na dne stojatých vôd vyzrážaním uhličitanu vápenatého na rastlinách. Často obsahuje ílovú zložku, ktorej obsah býva variabilný, prípadne prímies organickej hmoty.

Dolomity sa vytvárajú neďaleko morského pobrežia. Sú tvorené z viac ako 50 % minerálom dolomitom, často s prímiesou ílových minerálov a iných komponentov (napr. bituménov). Nespevnený býva veľmi vzácny a označuje sa termínom **dolomitové bahno**. Dolomity majú sivú až tmavosivú farbu, zrnitú štruktúru a spravidla kompaktnú textúru. Od vápencov ich možno odlíšiť zriedenou kyselinou chlorovodíkovou (3 až 5 % HCl). Vápence s touto kyselinou silne reagujú (reakcia sa prejavuje intenzívnym šumením), pričom sa uvoľňuje CO₂, dolomity nereagujú.

Silicity

Silicity sú kremité horniny, ktoré vznikajú chemickým, biochemickým a diagenetickým vyzrážaním z rôznych modifikácií oxidu kremičitého – z opálu, chalcedónu alebo jemnozrnného kremeňa. Sú to veľmi tvrdé, odolné horniny.

Silicity sú delené podľa niekoľkých hľadísk. Jedným z nich je obsah horninotvorných organizmov. Ak hornina obsahuje radiolárie, nazýva sa **radiolarit**, ak sú horninotvornými organizmami ihlice kremitých húb, hovoríme o **spongolite**, **diatomit** je tvorený odumretými schránkami rozsievok.

Podľa minerálneho zloženia sa silicity rozdeľujú do dvoch skupín, opálové a kremenné. Podľa štruktúry na skeletové silicity, obsahujúce organické zložky, zrnité bez organizmov a silicity tvorené agregátnymi telieskami, u ktorých sa názov odvodzuje podľa charakteru teliesok (napr. oolitový, intraklastový, hľuznatý silicit a pod.).

Svetová literatúra uvádza aj genetické delenie, pri ktorom sa vymedzuje skupina chemogénnych silicitov (napr. kremité sintre, gejrity), biogénnych, diagenetických a kryptogénnych (s nejasným pôvodom, napr. bulžník) silicitov. V závislosti od textúry, farby a pôvodu sa silicity označujú rôznymi názvami.

Gejzirit je svetlá hornina s výrazne pórovitou textúrou. Jej výskyt je viazaný na výrony horúcich podzemných vôd spojených s postvulkanickou činnosťou. **Limnokvarcit** má sivú až sivomodrú farbu a môže obsahovať rastlinné zvyšky. **Jaspilit** je vrstevnatý, páskovaný. V pásikoch sa striedajú polohy železitého rohovca (jaspis) a hematitu. **Jaspis** predstavuje pestrofarebný silicit, v ktorom sa kombinuje chalcedón a kryptokryštalický kremeň. Býva sfarbený prímiesami železa do červena, hrdzava alebo žltá. Veľmi tenko vrstevnatý čierny **lydit** paleozického veku sa používa pre šperkárské účely. Tmavú farbu mu dodáva jemne rozptýlený uhoľný pigment. **Rohovec** je najbežnejší termín používaný pre označenie kremitej horniny. Špeciálne druhy rohovcov, ktoré vytvárajú konkrécie bizarných tvarov často s bielou patinou na povrchu, sa označujú ako **pazúriky**, resp. **flinty**.

Evapority

Evapority sú predovšetkým chemogénne sedimenty vznikajúce vyzrážaním z vyparovanej a zahustenej vody. Evaporitové sedimenty vznikali v nepravidelných množstvách takmer počas celej histórie Zeme, najhojnejšie sú však zastúpené v perme. Sú typickými sedimentárnymi horninami oblastí so suchými klimatickými podmienkami. V Západných Karpatoch sa vyskytujú v Slovenskom rudohorí v oblasti Novoveskej Huty,

Spišskej Novej Vsi, Markušovciach, alebo v oblasti Východoslovenskej nížiny (Solivar, Zbudza). Evapority vznikajú kryštalizáciou minerálnych látok z presýtených roztokov. Ich charakteristickým znakom je rozpustnosť, plasticita a hyroskopické vlastnosti. Najdôležitejšími evaporitovými minerálmi sú halit, sadrovec a anhydrit. Podľa stupňa presýtenia roztoku kryštalizujú evapority v rade **anhydrit – sadrovec – halit – horečnatovápénaté soli**.

Anhydrit je hornina tvorená minerálom anhydritom, býva celistvý a jemne kryštalický. Sadrovec (tvorený minerálom sadrovcom) môže byť jemne až hrubo kryštalický. Anhydrit je tvrdší a hydratáciou sa mení na sadrovec. Obidve horniny majú bielu, sivú, ružovkastú alebo modrastú farbu. Vzácnjšou odrodou sadrovca je biely, veľmi jemnozrnný **alabaster**.

Halit (kamenná soľ) má zrnitú štruktúru, hrubo kryštalickú masívnu textúru. Prípadné páskovanie horniny je spôsobené striedaním vrstvičiek čistého halitu s polohami obsahujúcimi prímеси napr. anhydritu alebo ílovitého materiálu.

Horečnato-draselné soli (napr. karnalit, sylvín) sa vylúhovali z najkoncentrovanejších roztokov pri úplnom vyschnutí vodnej panvy v arídnej klíme bez sezónnych zrážok.

Ferolity a manganolity

Železité sedimenty (**ferolity**) a manganolity sú definované predovšetkým na základe ich chemického zloženia. Medzi železité sú zaraďované tie sedimenty, v ktorých obsah železa je vyšší ako 15 %. Železité sedimenty sú bežne asociované so železnými rudami. Väčšina sedimentárnych železných rúd vznikala v morskom prostredí, pričom v prekambriu vznikali typické páskované železité formácie (tzv. BIF), zložené zo striedajúcich sa prúžkov železitých minerálov a silicitu. V súčasnosti nevznikajú ekvivalenty takýchto rúd. Recentne vznikajú v jazerách miernych a studených oblastí **jazerné železné rudy**, prípadne na dne oceánov a morí sa formujú **ferromangánové konkrécie**. Zdrojom železa a mangánu pre vznik uvedených sedimentov sú kontinentálne zvetrávanie a najmä synsedimentárny vulkanizmus. Ferromangánové konkrécie sú známe z dna Atlantického, Tichého aj Indického oceánu a ich ekonomický význam je predmetom intenzívneho výskumu. **Manganolity** je súborný názov pre sedimenty tvorené minerálmi s obsahom mangánu (pyroluzit, psilomelán, manganit, rodochrozit). Vznikajú v moriach, kam sú prinášané spolu so železom, ale v dôsledku rozdielov v rozpustnosti sa mangán od železa oddelil. Manganolity sú v Západných Karpatoch zastúpené v oblasti Kišoviec a Šváboviec v blízkosti Popradu.

Fosfority

Neklastické sedimenty s obsahom viac ako 19,5 % P_2O_5 sú definované ako fosfority. Väčšie koncentrácie sú obsiahnuté v kostiach stavovcov. V morskom prostredí je fosfor základnou živinou, takže jeho množstvo priamo ovplyvňuje organickú produktivitu. Apatit je hlavný minerál podieľajúci sa na stavbe fosforitov. Hľuzy fosforitov sa vyskytujú v miestach pomalej sedimentácie, na kontinentálnych šelfoch a svahoch, pričom dosahujú veľkosti od niekoľkých centimetrov do metra (vzácnjšie viac). K fosforitom patrí guáno reprezentujúce exkrementy vtákov a netopierov v jaskyniach, ktoré môžu za vhodných podmienok vytvárať ekonomicky významné ložiská fosfátov. Guáno sa vyskytuje najmä pozdĺž tichooceánskeho

pobrežia Južnej Ameriky (Čile). Na Slovensku sa netopierie guáno vyskytuje v jaskyni Domica pri Rožňave.

Ality

Typickým reprezentantom alitov je **bauxit**. Ide o horninu tvoriacu zvetralinový plášť hornín s vysokým obsahom hliníka, ktorá vzniká najmä v oblastiach vlhkej tropickej až subtropickej klímy. Takmer všetok produkovaný hliník pochádza z bauxitu. Bauxit je tvorený tromi základnými minerálmi – böhmitom, gibbsitom a diasporom. Na Slovensku sa vyskytuje v ekonomicky nevýznamných množstvách pri Mojťine ako súčasť kriedovo-paleogénnych krasových výplní, prípadne v Slovenskom krase v oblasti Ardova.

Uhlíkaté sedimenty (kaustobiolity)

K sedimentárnym horninám patria **kaustobiolity**, horľavé sedimenty organického pôvodu, ktoré sú tvorené zlúčeninami uhlíka. K skupine patria **recentné** uhlíkaté sedimenty – humus, rašelina a sapropel, ako aj **fosílné** uhlíkaté sedimenty – rašelina, lignit, uhlie (hnedé, čierne, antracit, grafit – rozdelené podľa stupňa preuhľňatenia), ďalej ropa a asfalt, horľavé bridlice a živice. Podstatná časť organickej hmoty, ktorá vzniká rozkladom tiel rastlín a živočíchov, sa v prítomnosti kyslíka rozkladá a preto sa v sedimentoch zachováva iba v zanedbateľnom množstve. Najlepšie sa zachováva v redukčnom prostredí, v podmienkach stagnujúcich bazénov (jazerá, močiare, rašeliniská).

Sedimenty bohaté na organický uhlík rozdeľujeme do dvoch skupín:

- **uhľový rad** vznikajúci *in situ*,
- **živičný (uhl'ovodíkový) rad**, pri ktorom je organická hmota premigrovaná.

Pre organickú hmotu distribuovanú v sedimentárnym horninách sa používa niekoľko termínov, napr. **bitumen** – tekuté aj pevné uhl'ovodíky, ktoré sú rozpustné v organických rozpúšťadlách, **kerogén** – organická hmota obyčajne nerozpustná v organických rozpúšťadlách, vzniká z bituménov a humínových látok počas formovania kaustobiolitov a predpokladá sa, že z neho vzniká prevažná časť ložísk ropy (a zemného plynu), **asfalt** – bitumen derivovaný z ropy, **ropa** – surový olej tvorený uhl'ovodíkmi a plynom (najmä metánom).

Čierne uhlie – antracit je známe z oblasti ostravsko-karvinskeho revíru na Morave, v Západných Karpatoch sa vyskytuje vzácné v karbónskych sedimentoch Zemplínskych vrchov (oblasť Veľkej Tárne). **Hnedé uhlie a lignit** sa na Slovensku vyskytujú hojnejšie. Hnedé uhlie najmä v terciérnych bazénoch Hornonitrianskej kotliny (Handlová, Nováky), lignit je známy z Trenčianskej, Ilavskej, Moldavskej a Rožňavskej kotliny a zo Záhorskej nížiny. Výskyty **ropy** sú známe z Korne (Kysuce), alebo Mikovej (na východnom Slovensku).

Antropogénne sedimenty

Antropogénne sedimentárne horniny vznikajú ľudskou činnosťou. Ide o telesá tuhých odpadov, pochádzajúcich z podzemnej (haldy, výsypky, odvaly) alebo povrchovej ťažby (skrývky), energetického, hutníckeho a chemického priemyslu (skládky popola), poľnohospodárstva (odpad organického pôvodu), stavebníctva alebo mestských a verejných zariadení (skládky tuhého komunálneho odpadu a pod.).

10.4 Použitie sedimentárnych hornín

Význam hrubozrnejších klastických hornín (štrky) spočíva v ich využívaní v stavebnej praxi (materiál do betónu), piesky tiež slúžia najmä ako stavebný materiál, avšak ak majú vhodné vlastnosti, využívajú sa ako zlievárenské, sklárske suroviny, prípadne na filtráciu vo vodárenstve. Spraše môžu slúžiť na výrobu tehál. Na sprašiach sa vytvárajú úrodné pôdy (černozeme). Íly a ílovce majú široké použitie v papierenstve, keramickom priemysle (úžitkový aj elektrotechnický porcelán), v gumárenskom priemysle, v chemickom, kozmetickom aj farmaceutickom priemysle (smektit). Napríklad montmorillonitové íly možno využiť pri čistení vín, olejov, na zmäkčovanie tvrdej vody, ako plnidlo do farieb, mydiel, zubných pást, liečiv. Kaolinitové íly sa používajú na výrobu žiaruvzdorných hmôt. Vápence majú veľmi široké použitie predovšetkým v stavebníctve na výrobu vápna, cementu, ako obkladový kameň, na výrobu ozdobnej dlažby. Používajú sa ako prísada pri výrobe ocele, v chemickom priemysle pri výrobe celulózy, sódy, umelých hnojív, ako plnidlo pri výrobe farieb, papiera a podobne. Dolomit sa využíva v hutníctve, stavebníctve (špeciálne cementy), v sklárstve, na výrobu kovového horčika aj ako minerálne hnojivo. Travertín je vhodný na výrobu leštených obkladových dosiek aj ako dekoračný materiál (sochy). Silicity (najmä limnokvarcit) sú cennou surovinou na výrobu zliatiny železa a kremíka tzv. ferosilicium, na výrobu kovového kremíka, žiaruvzdorných hmôt a podobne. Rohovce (pazúrik) sa v kamennej dobe využívali na výrobu nástrojov. Evapority majú široké použitie, napr. sadrovec sa využíva na výrobu sadry, kamenná soľ sa používa najmä v potravinárstve, pri výrobe zimných posypových hmôt, v kúpeľníctve, chemickom priemysle na výrobu kyselín spolu s horečnatými soľami. Tie majú využitie pri výrobe hnojív. Ferolity sú v súčasnej dobe najdôležitejším zdrojom železa. Manganolity sa využívajú v chemickom priemysle, keramickom a sklárskom priemysle ako farbivo. Fosfority sú nepostrádateľné v chemickom priemysle pri výrobe fosforečných hnojív, na výrobu fosforu a jeho zlúčenín. Časť fosforitov sa melie na múčku ako hnojivo, obsahuje však veľké množstvo škodlivín (kadmium a rádioaktívne prvky), ktoré mimoriadne negatívne vplyvajú na životné prostredie aj na zdravie človeka. Ality sú dôležitou surovinou hliníka, ktorý sa používa na výrobu žiaruvzdorných materiálov a na výrobu syntetického korundu (abrazívny materiál).

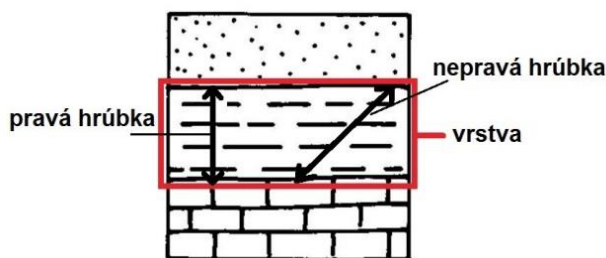
10.5 Tvary telies sedimentárnych hornín

Základným znakom sedimentárnych hornín je ich vrstvositosť. Hornina sa člení na doskovité telesá označované ako **vrstvy**. Ide o najjednoduchšie telesá sedimentárnych hornín s rovnakým petrografickým zložením (napr. vrstva pieskovca) vznikajúce pri nemienciach sa fyzikálno-chemických podmienkach sedimentácie (obr. 25). Vrstvy sú rozlíšené na základe ich zloženia, rozmerov, tvaru a orientácie. Vrstva je obmedzená vrstvomými plochami, medzi ktorými sa vytvárajú vrstvomé špáry. Vrstvomé plochy predstavujú plochy diskontinuity, obvykle na nich dochádza k vzniku odlučnosti a zároveň sa na nich menia vlastnosti horninového masívu. Vrchná (nadložná) vrstvomá plocha sa nazýva **strop vrstvy**, spodná (podložná) sa označuje ako **počva**.

Dôležitou charakteristikou vrstvy je jej **hrúbka** – vzdialenosť medzi spodnou a vrchnou vrstvomou plochou. Na tomto základe sa vrstvy klasifikujú (tab. 1).

Vo vrstvách rozlišujeme:

- **pravú hrúbku** – kolmá vzdialenosť medzi vrstvovými plochami,
- **nepravú hrúbku** – meranú v inom smere.



Obr. 25. Schematické znázornenie vrstvy s vyznačením jej pravej a nepravej hrúbky.

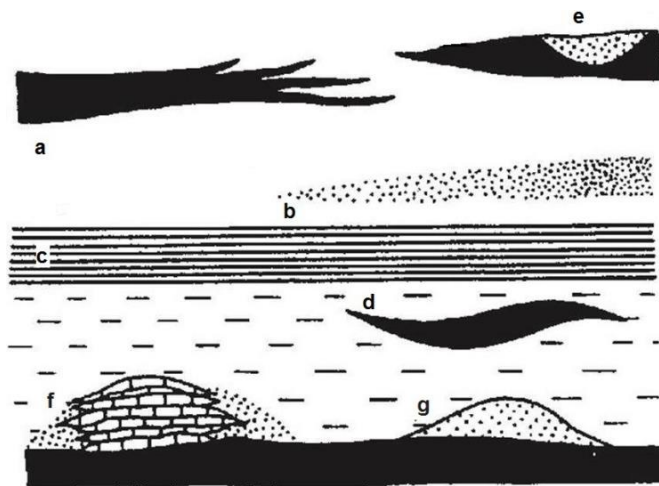
Vrstvu uhlia označujeme ako **sloj**, vrstvu rudných minerálov ako **ložisko**. Polohu neúžitkového materiálu v sloji (ložisku) označujeme pojmom **preplástok**.

Tab. 1. Klasifikácia vrstiev podľa hrúbky (Boggs, 2009)

hrúbka	slovné označenie vrstvy
nad 100 cm	veľmi hrubá vrstva
30 – 100 cm	hrubá vrstva
10 – 30 cm	stredná vrstva
3 – 10 cm	tenká vrstva
1 – 3 cm	veľmi tenká vrstva
pod 1 cm	lamína

Hrúbka vrstvy môže byť v celej svojej rozlohe rovnaká, alebo sa môže postupne zmenšovať. Hovoríme, že vrstva **vykliňuje**. Na druhej strane sa hrúbka vrstvy môže zvyšovať, hovoríme o tzv. **nasadení** vrstvy. Vrstva sa tiež môže do strany ukončiť **rozmrštením** (prstovitou zámenou, obr. 26), opakom je **amalgamácia**, čiže splnutie dvoch alebo viacerých vrstiev do jednej.

Plošný rozmer vrstiev môže kolísať. **Plošná stálosť vrstiev** je kvalita, ktorú vzťahujeme k veľkosti územia, v ktorom vrstvu sledujeme. Je funkciou zmeny fyzikálno-chemických podmienok sedimentácie v určitom priestore. Rozsah vrstiev je daný predovšetkým rozlohou sedimentačného priestoru, tvarom dna, prúdovým režimom a podobne. **Plošne stále vrstvy** majú v danej ploche stálu hrúbku a rovnaké petrografické zloženie, kým **plošne nestále vrstvy** sú sedimentárne telesá neprevidelného tvaru (šošovky a hermy). V prípade **šošovky** prevažuje rozloha nad hrúbkou, **hermy** sú nepravidelne obmedzené s horizontálnym rozmerom neprevyšujúcim hrúbku (obr. 26). V rámci nepravidelných telies sedimentárnych hornín rozlišujeme ďalej **korytovité hermy** (výplne výmoľov a korýt), **valovité hermy** (majú konvexný tvar), **biohermy** predstavujúce telesá vytvorené akumuláciou horninotvorných vápnitých kostier v mori, akými sú koraly, riasy, mäkkýše atď., **biostrómy**, ktoré sa vytvárali sedimentáciou organizmov, ale nadobudli tvar a pozíciu vrstvy a **neptunické dajky**, ktoré predstavujú pôvodne otvorené pukliny



v spevnených horninách dna panvy a sú vyplnené „natlačeným“ nespevneným mladším sedimentom.

Obr. 26. Tvary telies sedimentárnych hornín: a – rozmrštenie vrstvy, b – nasadzujúca vrstva, c – vrstva plošne stála, d – šošovka, e – korytovitá herma, f – bioherma s osypom organogénneho detritu, g – valovitá herma.

Vrstvy, aj rôzneho zloženia, sa ukladajú postupne na seba a tvoria tak **vrstvový sled – sukcesiu**. Rozlišujú sa v ňom nadložné (v normálnej pozícii

mladšie) vrstvy a podložné (staršie) vrstvy. Ak sa vo vrstvovom slede opakujú vrstvy približne rovnakého petrografického zloženia, takýto sled nazývame **súvrstvie**. V prípade, že sa opakujú vrstvy rôzneho petrografického zloženia, používame termín **sekvencia**.

10.5.1 Primárne (vnútorné) znaky sedimentov

Všetky sedimentárne horniny vystupujú na zemskom povrchu vo vrstvách. K primárnym vnútorným znakom sedimentov patria vrstvosť a zvrstvenie. **Vrstvosť** je tendencia hornín členiť sa na vrstvy. Odráža dĺžku etáp nerušeného ukladania sedimentárneho materiálu. Hrúbka vrstvy v nemiach sa podmienkach je priamo úmerná trvaniu sedimentácie. **Zvrstvenie** je spôsob ukladania sedimentárnych častíc (zŕn, obliakov) vo vrstve. Ich usporiadanie je podmienené procesmi, ktoré sprevádzali sedimentáciu. Zvrstvenie je odrazom variabilnej dynamiky sedimentačného prostredia. Môže byť:

- **nepravidelné** (sedimentárne častice rôznej veľkosti sú rozmiestnené nepravidelne. Je charakteristické pre riečne toky, ktoré sú často postihnuté povodňami),
- **pravidelné** (sedimentárne častice sú rozmiestnené rovnomerne a všesmerne),
- **gradačné** (sedimentárny materiál sa zjemňuje smerom k stropu vrstvy – normálna gradácia, alebo opačne, materiál smerom k stropu vrstvy hrubne – inverzná gradácia),
- **lamínové** (typické pre ílovce a prachovce, charakterizuje kľudné sedimentačné prostredie),
- **čerínové** (vzniká z postupne sa prekrývajúcich čerín, v morskem i riečnom prostredí z prúdov unášajúcich nadbytok piesku),
- **šikmé** (najbežnejšie zvrstvenie, ktoré indikuje rôzne sedimentačné prostredia),
- **krížové** (vrstvičky sedimentu sa postupne ukladajú v záveternej strane prúdu a majú sigmoidálny tvar. Po ich usadení dochádza k prerušeniu sedimentácie spojenému s eróziou najvrchnejšej časti vrstvy, čím sa zakrivenie zvrstvenia amputuje),
- **konvolútne** (ide o deformačné zvrstvenie, ktoré sa môže vyvinúť počas alebo po depozícii sedimentu).

Gradácia sedimentárneho materiálu sa objavuje v každej vrstve. Bouma (1962) opísal ideálny sedimentačný cyklus, ktorý pozostáva z piatich jasne odlišiteľných častí. Kompletná sedimentárna sekvencia postupuje od masívnej bazálnej časti s gradačným zvrstvením,

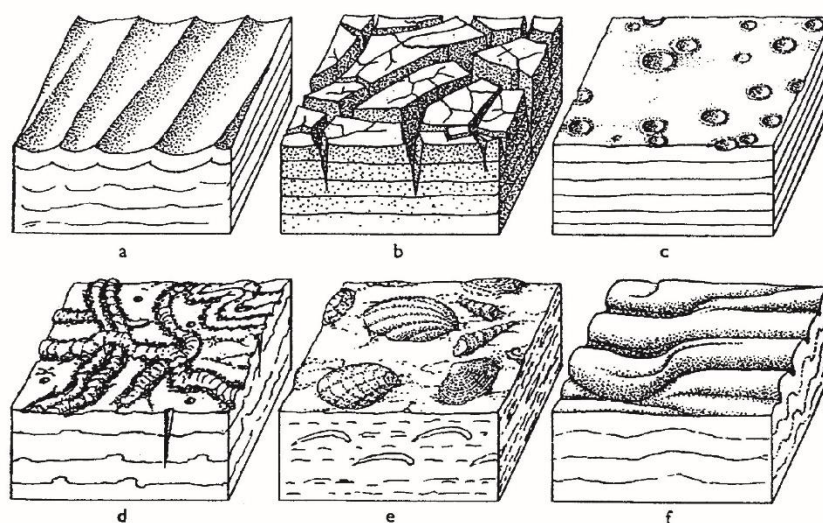
pokračuje spodnou jednotkou s horizontálnou lamináciou, strednou jednotkou s konvolútnou, šikmou čerinovou lamináciou (zvrstvením), vrchnou jednotkou s horizontálnou lamináciou a zavŕšením idealizovanej sekvencie je pelagický horizont (íl). Takáto sekvencia sa označuje ako **Boumova schéma** a je charakteristická pre turbiditnú sedimentáciu. Je použiteľná len pre jemnozrnné až strednozrnné piesčité sedimenty. Sekvencia nemusí byť vyvinutá úplne. Nad ňu sa obyčajne nasadzuje ďalší cyklus s hrubými klastikami.

10.5.2 Nerovnosti na vrstvových plochách (textúrne znaky na povrchu vrstiev)

Bežnou súčasťou vrstevných plôch sú tzv. **hieroglyfy**, ktoré sú nápomocné pri identifikácii normálneho alebo prevráteného vrstevného sledu. Hieroglyfy vznikajú počas usadzovania, pričom príčinou ich vzniku sú rôzne mechanické vplyvy alebo činnosť organizmov pred, počas alebo po sedimentácii. Hieroglyfy sa môžu vytvárať aj počas diagenézy (obr. 27).

Rozdeľujú sa na:

- **mechanoglyfy**, medzi ktoré patria **eolické** alebo **vodné čeriny** (čeriny vlnenia, prúdové čeriny), prípadne **erózne** a **vlečné nerovnosti** vznikajúce eróziou dna vodným prúdom, alebo vlečením prípadne kotúľaním rôznych častíc po dne, stopy po saltácii,
- **diaglyfy**, ktoré sa tvorili počas diagenézy. Patria k nim napríklad bahenné trhliny, stopy po dažďových kvapkách a stopy po unikaní plynov,
- **bioglyfy (ichnofosílie)**, ktoré reprezentujú stopy po činnosti organizmov. Rozdeľujeme ich na **exobioglyfy** resp. **bioturbácie** (šľapaje, stopy po vlečení chvosta) vznikajúce po činnosti organizmov vedúcej často k premiešaniu sedimentu, **endobioglyfy** resp. **bioerózne štruktúry** (nory, brlohy, stopy po prežívaní sedimentu a pod.), **biostratifikačné štruktúry** (napr. stromatolity) a **exkrementy** (koprolity).



Obr. 27. Textúrne znaky na povrchu vrstiev: a – čeriny, b – bahenné trhliny, c – stopy po dažďových kvapkách, d – ichnofosílie, e – schránky mäkkýšov, f – nerovnosti spôsobené zhrnutím bahna (Pauk a Bouček, 1973).

Väčšina doteraz opísaných textúr sa formuje v čase sedimentácie resp. diagenézy sedimentov a preto ich považujeme za primárne textúry (okrem konvolútneho zvrstvenia). Časť textúr, ktoré postdatujú depozíciu sedimentov, považujeme za sekundárne. Sekundárne vytvorené javy majú najmä chemický pôvod – precipitácia rôznych minerálnych substancií v póroch a dutinách konsolidovaných sedimentárnych hornín. Patria sem napríklad **konkrécie**, tvorené najčastejšie kalcitom, dolomitom, sideritom, pyritom, sadrovcom a podobne. Vznikajú precipitáciou minerálu okolo centra (napr. zrnko piesku) a dosahujú rozmery od 1 cm po 3 m. Osobitnou kategóriou sú **noduly**. Sú to spravidla malé, nepravidelne zaoblené telesá s bradavičnatým povrchom tvorené najmä rohovcami, fosforitmi a podobne.

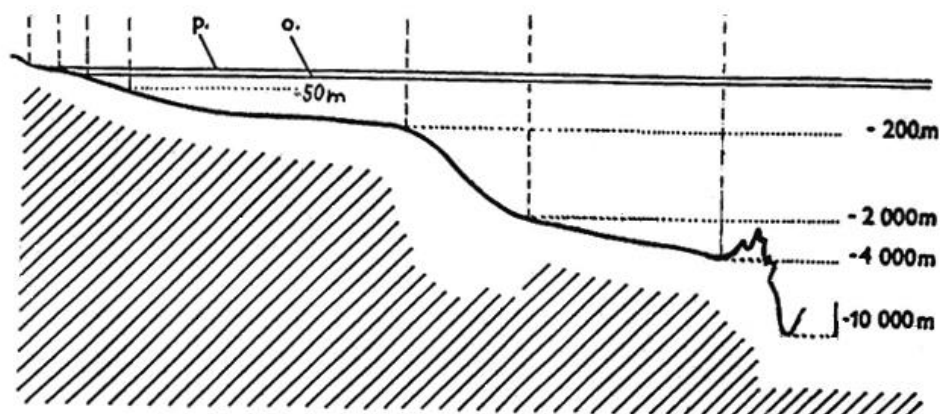
10.5.3 Fácie

Zo štúdia súčasných depozičných prostredí a ich sedimentov vyplynuli modely sumarizujúce ich vlastnosti ako aj vzťahy medzi jednotlivými fáciami. Súbor všetkých znakov horniny, ktoré vyplývajú z geografickej povahy miesta vzniku a z tektonických i biologických podmienok usadzovania, sa nazýva **fácia**. Napríklad fácia rífových vápencov v sebe zahŕňa informáciu o prostredí svojho vzniku: plytké, teplé, tropické až subtropické prostredie s čistou prekysličenou vodou bez terigénneho prínosu materiálu. Na druhej strane fácia čiernych bridlíc poukazuje na prostredie nevetraného dna so stagnujúcou vodou, sírovodíkovým zamorením a redukčnými podmienkami.

Podľa **geografického prostredia** rozlišujeme fácie:

- **kontinentálne (terigénne)**, pre ktoré je typické chýbanie fosílií; patria sem:
 - **suchozemské fácie** (eolické, reziduálne, vulkanické, glaciálne),
 - **subakvatické fácie** (dažďové, riečne, deltové, limnické, riečno-l'adovcové),
- **morské (marinné)** sa rozdeľujú v závislosti od hĺbky mora a morfológie dna na:
 - **plytkomorské** (supralitorál, eulitorál, sublitorál, hlbšie neritikum),
 - **hlbokomorské** (batyál, abysál, hádal),
- **prechodné** (hypersalinné, brakické, anoxické).

Suchozemské fácie sú reprezentované napríklad sprašami, lateritmi, bauxitmi, tufmi prípadne tillom (morénové sedimenty). K subakvatickým fáciám patria napríklad svahové sedimenty, piesky riečnych terás, jazerná krieda a podobne. V priaznivých podmienkach môžu kontinentálne fácie obsahovať fosílny zvyšky rastlín alebo živočíchov. K plytkomorským fáciám patrí supralitorál – oblasť nad dosahom prílivu, občas zaplavovaná pri búrkach. Pre uvedenú fáciu je charakteristické zmiešanie suchozemských a morských organizmov. Eulitorál je oblasť medzi čiarou pri prílive a odlive tvorená pieskami, štrkami, oolitickými vápencami. Sublitorál siaha do hĺbky 50 metrov. Je to hĺbka, po ktorú môžu žiť riasy. Typickými horninami sú riasové vápence, krinoidové vápence a pod. Hlbšie neritikum je zóna siahajúca od 50 do 200 metrov, pre ktorú sú charakteristické ílové sedimenty. Hlbkomorské fácie reprezentuje batyál (pevninský svah), abysál tvorený fáciami hlbkomorských plošín a hádal (oceánske priekopy, obr. 28).



Obr. 28. Oblasti morského prostredia podľa hĺbky a morfológie dna: 1. supralitorál, 2. eulitorál, 3. sublitorál, 4. hlbšie neritikum, 5. batyál, 6. abysál, 7. hádal, p. – príliv, o. – odliv.

Obsah **terigénneho materiálu** klasifikuje fácie na:

- **hemipelagické** s podstatnou prímiesou terigénneho materiálu (modré, červené, zelené bahno),
- **eupelagické** neobsahujúce terigénny materiál, vznikajúce v značných hĺbkach (rádioláριοvý a diatómový hlien, červený íl, rádiolarity).

Prechodné fácie zastupujú **hypersalinné** fácie, vznikajúce v arídnej klíme, pričom sa tvoria evapority. **Brakické** fácie sú typické vysladzovaním morskej vody a **anoxické** fácie vznikajú v prostredí bez výmeny vody. Produktom je čierne bahno so zapáchajúcim sírovodíkom.

Fácie možno vyčleňovať aj na základe **litologického zloženia** napr. vápencové, pieskovcové, ílovcové fácie a pod., ako aj na báze **paleontologického obsahu** na numulitové, krinoidové atď.

Štúdium facií umožňuje sledovať zmeny zemskej kôry na veľké vzdialenosti, s ktorými súvisia zmeny v abiotickej i biotickej zložke prírody.

11. METAMORFÓZA – METAMORFOVANÉ HORNINY

Metamorfóza predstavuje premenu hornín vplyvom vnútorných (endogénnych) procesov, ktoré vyvolávajú zmeny fyzikálno-chemických podmienok v zemskej kôre a vo vrchnom plášti. K metamorfóze nepatrí zvetrávanie a diagenéza, pri ktorých tiež dochádza k mineralogicko-chemickým a mechanickým zmenám hornín, avšak bez teplotnej rekryštalizácie. Metamorfované horniny vznikli premenou sedimentárnych, magmatických aj skôr metamorfovaných hornín. Počas metamorfózy došlo k štruktúrnym, textúrnym i minerálnym zmenám pôvodných hornín vplyvom nových teplotných a tlakových podmienok, prípadne vplyvom chemicky aktívnych roztokov a plynov.

11.1 Hlavné činitele metamorfózy

Hlavnými činiteľmi metamorfózy sú teda **teplota, tlak** a **chemicky aktívne látky**. Zdrojom tepla v zemskej kôre je energia pochádzajúca z rádioaktívneho rozpadu, teplo

migrujúce hlbinnými roztokmi z jadra Zeme, teplo z magmatických procesov a podobne. Jedným z faktorov ovplyvňujúcich tepelný tok na povrchu je **vek kôry**. Mladá kôra od obdobia svojho magmatického a metamorfného vzniku bude stále chladnúť a bude mať vyšší geotermálny gradient (pozri Kap. 3.2.4) ako kôra stará. Ďalším faktorom je **extenzia** (rozťahovanie) kôry.

Teplota ovplyvňuje vznik minerálov a stupeň rekryštalizácie horniny, urýchľuje chemické reakcie. Prvé metamorfné reakcie začínajú prebiehať pri teplote okolo 150 °C, sú veľmi pomalé. Vzniká skupina metamorfných zeolitových minerálov. K typickým metamorfným premenám dochádza, v závislosti na chemickom zložení a tlaku, približne v intervaloch 300 až 400 °C a 700 až 900 °C.

Tlak v zemskej kôre býva všesmerný (litostatický) alebo orientovaný (stres). Kým litostatický tlak je vyvolaný tlakom nadložných hornín a s hĺbkou narastá, orientovaný tlak vyvolávajú tektonické procesy. Účinky orientovaného tlaku s hĺbkou klesajú a v hĺbkach okolo 10 kilometrov sa neprejavujú. Stres zvyšuje rozpustnosť minerálov, formuje textúrne a štruktúrne znaky horniny. Stres je teda sila, ktorá pôsobí na určitý objem horniny. Reakciou horniny na vzniknuté napätie je jej deformácia.

Významný vplyv pri procese metamorfózy má **chemická aktivita plynov a fluíd** reprezentovaných predovšetkým **vodou** a **oxidom uhličitým**. **Voda** pochádza z procesov diferenciácie hmoty plášťa, z chladnúcich magmatických roztokov alebo z minerálov, ktoré obsahujú hydroxylovú skupinu uvoľňujúcu sa ich dehydratáciou. Môže ísť tiež o reliktnú vodu, ktorá sa uvoľňuje zo sedimentov, prípadne meteorickú, cirkulujúcu po hlboko založených geologických štruktúrach. **Oxid uhličitý** sa do horninového prostredia dostáva pri dekarbonatizácii minerálov. Ostatné chemicky aktívne látky (H, Cl, N, P, K, Na a pod.) môžu vystupovať spolu s plynými a vodnými zlúčeninami z magmatických roztokov, môžu sa mobilizovať z hornín tvoriacich litosféru. Aktívne roztoky môžu prenášať teplo, vyvolávajú vysoký pórový tlak plynov, čím znižujú rozpustnosť minerálov.

Okrem uvedených faktorov na vývoj metamorfovanej horniny výrazne vplýva **protolit**, čiže pôvodná hornina pred metamorfózy, jej chemické zloženie a stavba a **deformačno-mechanické podmienky** (veľkosť a rýchlosť deformácie).

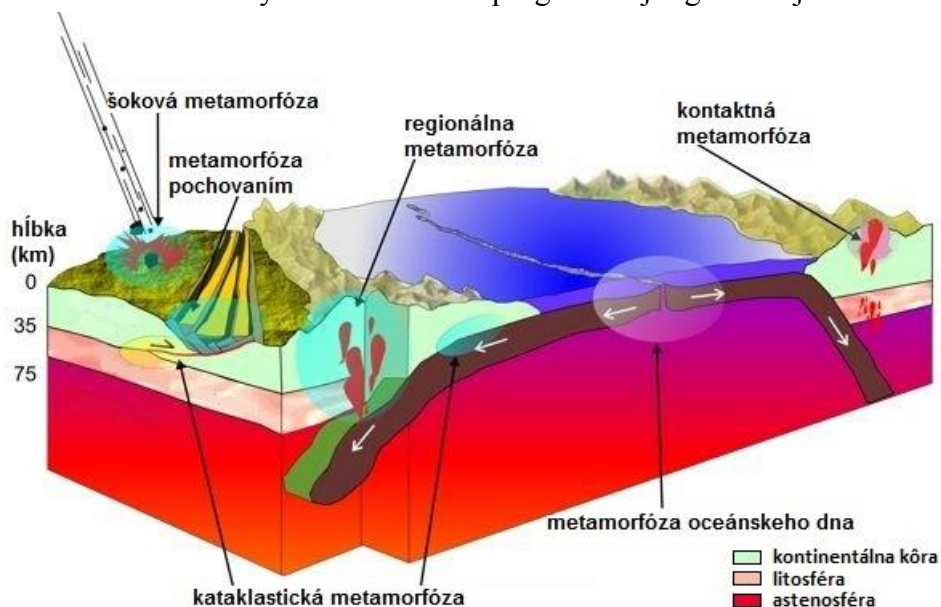
11.2 Typy metamorfózy

S geologickými prostrediami sú viazané najmä rôzne typy metamorfózy. **Regionálna metamorfóza** postihuje veľké územia (regióny), je spájaná s orogenetickými pohybmi v zemskej kôre, ktoré sú sprevádzané intrúziami magmatických hornín. Regionálna metamorfóza býva členená do troch hlavných typov (obr. 29):

- **orogénna metamorfóza** – najbežnejšia, prítomná vo všetkých pásmových pohoriach sveta, ktoré sú spájané s konvergentnými hranicami litosferických dosiek,
- **metamorfóza oceánskeho dna** – dochádza k nej na stredooceánskych chrbátoch, čiže na divergentných rozhraniach litosferických dosiek. Teplota hornín v priebehu pohybu od stredooceánskeho chrbta postupne klesá a pôvodné magmatické horniny sú tak v priebehu chladnutia deformované a metamorfované za pomoci cirkulujúcich fluíd. Počas tohto procesu sú z pôvodných magmatitov (bazalty a gabrá) tvorené metamorfované horniny (zelené bridlice, amfibolity, metagabrá),

- **metamorfóza pochovaním** – sa vyskytuje v sedimentačných panvách ako výsledok pochovania hornín vplyvom váhy nadložných sedimentov a teplotného toku. Vyskytuje sa vnútri kontinentálnych litosferických dosiek a pravdepodobne aj v oceánskych sedimentárnych panvách.

Regionálna metamorfóza môže byť **progresívna**, jej typickým prejavom je postupný prechod od slabo k viac metamorfovaným horninám. Pri progresívnej regionálnej metamorfóze sa



Obr. 29. Typy metamorfózy podľa geotektonického prostredia (www_20, upravené).

uplatňuje teplota, tlak (litostatický i orientovaný) aj aktívne roztoky. Pri **retrográdnej** regionálnej metamorfóze sa už raz metamorfované horniny dostávajú znovu do nových metamorfných podmienok prebiehajúcich pri nižších teplotách a tlakoch. Retrográdna metamorfóza mení vysokoteplotné minerály za nízokoteplotné a výsledný produkt sa nazýva **diaforit**. V podmienkach najvyššieho stupňa metamorfózy dochádza k migmatitizácii a k procesom anatexie (čiastočné tavenie). V dôsledku anatexie sa oddeľuje tekutá frakcia od horniny, migmatitizáciou vznikajú ultrametamorfované horniny – **migmatity**.

Kontaktná metamorfóza vzniká v blízkosti intruzívnych telies ako dôsledok tepelného pôsobenia kryštalizujúcej magmy a magmatických fluíd na staršie horniny v bezprostrednom okolí magmatickej intrúzie. K metamorfóze dochádza za pomerne nízkych tlakov. Intenzita premeny a šírka kontaktnej zóny závisí na teplote a veľkosti intrúzie, na chemickom zložení a čase kontaktného pôsobenia intrúzie, na charaktere styku intruzívneho telesa s okolitou horninou. Na kontakte intrúzie s okolitou horninou je zóna premeny najvyššia, smerom k periférii intenzita premeny klesá. Okrem premeny okolitých hornín dochádza k metamorfóze v samotnej intrúzii, v jej okrajových častiach.

Špecifickým typom kontaktnej metamorfózy je **kaustická metamorfóza**. Vzniká krátkodobým pôsobením vysokých teplôt napríklad pri výlevoch lávy na povrch na styku s okolitými horninami alebo pri podzemných požiaroch (horenie uhoľných slojov). Produktom takejto metamorfózy sú napríklad **porcelanity**.

Šokovú metamorfózu vyvolávajú náhle zmeny v horninách, ktoré sú spôsobené zmenou tlakových a teplotných podmienok. Dochádza k nej napríklad pri zemetrasení, nárazoch meteoritov a podobne.

Ku **kataklastickej metamorfóze** dochádza v úzkych zlomových pásmach. Je spôsobená krátkym a prudkým účinkom orientovaného tlaku (stresu). Ak sa procesu nezúčastní vyššia teplota, minerály sa nemenia a hornina sa iba mechanicky rozdrví (katakláza). Teplota v hornine môže byť zvýšená trením minerálnych častíc, čím môžu vznikáť nové nízkoteplotné minerály (sericit, chlorit ai.).

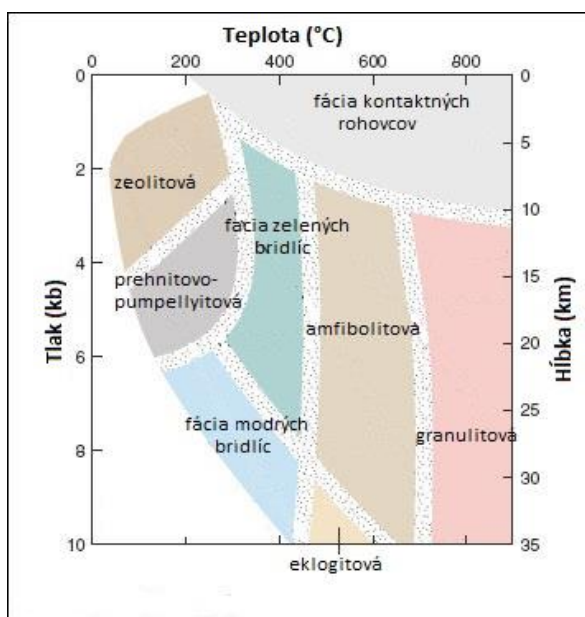
Pri **metasomatickej metamorfóze** (metasomatóza) sa rozpúšťajú pôvodné a vznikajú nové minerály. Prebieha značná látková prestavba horniny vplyvom výmeny látok s prostredím mimo horniny.

11.3 Metamorfne fácie

Metamorfne fácie sa používajú na vyjadrenie metamorfných podmienok. Metamorfnú fáciu môžeme definovať ako **kombinovaný účinok teploty a tlaku počas metamorfnej rekryštalizácie**. Názvy jednotlivých metamorfných facií sú odvodené od typických metamorfovaných hornín. Pre zistenie metamorfných podmienok a stanovenie konkrétnej fácie využívame tzv. **indexové (diagnostické) minerály**.

Rozlišujeme osem základných facií metamorfovaných hornín (v zátvorke sú uvedené niektoré indexové minerály jednotlivých facií, obr. 30):

- **zeolitová fácia** (minerálna asociácia zeolitových minerálov),
- **prehnitovo-pumpellyitová fácia a lawsonitovo-albitová fácia** (prehnit, pumpellyit, albit, chlorit ai.),
- **fácia zelených bridlíc** (albit, aktinolit, chlorit, epidot, sericit ai.),
- **amfibolitová fácia** (hornblend, plagioklas, granát),
- **granulitová fácia** (pyroxén, granát, plagioklas, ortoklas),
- **fácia modrých bridlíc** (glaukofán – modrý amfíbol, ktorý dodáva bridliciám modrú farbu),
- **eklogitová fácia** (omfacit – pyroxén, granát – pyrop),
- **fácia kontaktných rohovcov** (charakteristická pre kontaktnú metamorfózu).



Obr. 30. PT diagram s vyznačením metamorfných facií (www_21, upravené).

11.4 Charakteristiky metamorfovaných hornín

11.4.1 Minerálne zloženie

Minerály metamorfovaných hornín sa rozlišujú podobne ako minerály magmatických hornín, t. j. svetlé a tmavé, skupina hlavných, vedľajších a akcesorických. Pôvodné minerály sa v závislosti na charaktere a intenzite metamorfózy môžu

premieňať, napríklad pri zvyšujúcej sa teplote môže dôjsť k ich dehydratácii alebo dekarbonatizácii.

Najrozšírenejšími minerálmi metamorfovaných hornín sú, podobne ako u magmatických hornín, silikáty. Medzi silikáty metamorfovaných hornín patrí **staurolit**, **sillimanit**, **andaluzit**, **kyanit**, **wollastonit**, **serpentín**, **talk (mastenec)**, **granáty** (almandín, pyrop, grossulár) a **sericit**. Bežne sa vyskytujú živce, muskovit, biotit a kremeň.

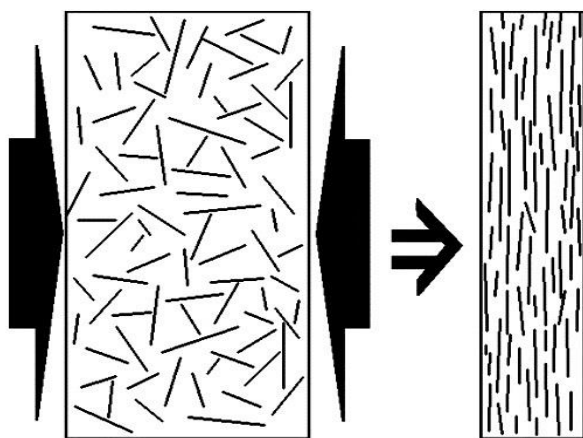
11.4.2 Štruktúry metamorfovaných hornín

Metamorfované horniny majú charakteristickú štruktúru, odlišnú od ostatných typov hornín. Takáto štruktúra býva spätá s metamorfnou kryštalizáciou, ktorú označujeme ako **blastéza**, preto generálne štruktúry metamorfovaných hornín označujeme pojmom **kryštaloblastické**.

Podľa relatívnej veľkosti minerálov rozlišujeme homoblastické a heteroblastické štruktúry. Horniny s homoblastickou štruktúrou obsahujú približne rovnako veľké minerály. Podrobnejšie členenie homoblastických štruktúr sa riadi tvarom a vzájomným usporiadaním minerálov. Horniny s **granoblastickou** štruktúrou majú takmer izometrické zrná. Takáto štruktúra je charakteristická napríklad pre ruly, kvarcity, mramory. **Lepidoblastická** štruktúra sa prejavuje striedaním polôh bohatých na sľudy s polohami obohatenými o svetlé minerály. Je príznačná pre fylity, svory a pararuly. **Nematoblastická** štruktúra je charakteristická prítomnosťou ihličkovitých alebo vláknitých minerálov. Vyskytuje sa napríklad u amfibolitov. **Heteroblastické (porfyroblastické)** štruktúry sú príznačné rôznou veľkosťou kryštaloblastov v hornine. Porfyroblasty sú obdobou porfýrických výrastlíc v magmatických horninách a najčastejšie sú tvorené granátom, kyanitom, andaluzitom, staurolitom, albitom a podobne.

11.4.3 Textúry metamorfovaných hornín

Pre väčšinu metamorfovaných hornín je charakteristická **plošne paralelná textúra**. Označuje sa pojmom **kliváž** (geneticky) alebo **foliácia** resp. **bridličnosť** (popisne). Takéto usporiadanie je dané prednostným usporiadaním lupenitých, doštičkovitých alebo lištovitých minerálov (obr. 31).



Obr. 31. Vznik plošne paralelnej textúry v metamorfovaných horninách vplyvom orientovaného tlaku (www_22, upravené).

Výraznou foliáciou sa vyznačujú fylity, svory, menej výraznou amfibolity, nevýraznou mramory a kvarcity. Okrem foliácie môžu mať horniny textúru lineárne paralelnú – **lineáciu**. Ide o akýkoľvek opakujúci sa alebo penetratívny lineárny znak v hornine. Lineácia je podmienená prednostným usporiadaním stĺpcovitých minerálov (napr. amfibolov). Lineácia je typická napríklad pre ruly.

Textúry sa rozdeľujú podľa rôznych faktorov – tvaru, veľkosti, množstva zŕn a podobne. V prípade **páskovanej** textúry sa striedajú polohy s rozdielnym minerálnym zložením (tmavé vs. svetlé minerály). **Stebelnaté** textúry sú typické prítomnosťou dlhých vyvalcovaných útvarov pripomínajúcich steblá, ktorých základom je zmes kremeňa a živcov obalená muskovitom alebo biotitom (ruly). **Okatá** textúra je príznačná existenciou útvarov šošovkovitého tvaru (metapelity, ortoruly). Zriedkavejšie sa u metamorfovaných hornín vyskytuje **masívna všesmerná** textúra (napr. eklogity, serpentinity, mramory).

11.4.4 Klasifikácia metamorfovaných hornín

Metamorfované horniny môžeme podľa typu metamorfózy rozdeliť na kataklasticky, regionálne a kontaktne metamorfované horniny.

Kataklasticky metamorfované horniny

Horniny tejto skupiny sú postihnuté drvením – **kataklázou**. Podľa stupňa kataklázy sa vyčleňujú tektonické brekcie, kataklazity a mylonity.

Tektonické (dislokačné) brekcie vznikajú drvením pôvodných hornín. Rozdrvené úlomky môžu byť následne sekundárne stmelené.

Kataklazity sú taktiež postihnuté mechanickým drvením, avšak charakter pôvodnej horniny možno na neporušených úlomkoch rozoznať podľa štruktúry a minerálneho zloženia. Katakláza sa prejavuje mikroskopicky mechanickou deformáciou zŕn kremeňa.

Mylonity vznikajú v najvyššom stupni drvenia. Hornina pri mylonitizácii nestráca súdržnosť, dochádza však k rekryštalizácii minerálov. Mylonity sa spravidla vyskytujú pozdĺž tektonických línií. V záverečnej fáze mylonitizácie vznikajú ultramylonity, u ktorých je pôvodná štruktúra aj textúra úplne prepracovaná.

Pseudotachylit je sklovitá hornina vznikajúca tavením na zlomoch vplyvom frikčného tepla.

Regionálne metamorfované horniny

Regionálna metamorfóza postihuje komplexy sedimentárnych alebo magmatických hornín. Ide o typovo najbohatšiu skupinu metamorfovaných hornín (tab. 2).

Fylit je jemnozrnná kryštalická bridlica, obsahuje kremeň, epidot (do 10 %), sericit a chlorit, prípadne grafitickú substanciu. Bližší názov je odvodený od prevládajúceho minerálu (napr. grafitický, sericitický, chloritický fylit). Má dokonale vyvinutú plošne paralelnú textúru. Farba fylitu závisí od veľkosti a zastúpenia jednotlivých minerálov. Sericit dodáva svetlú farbu, chlorit zelenosivú, tmavú spôsobuje prítomnosť grafitu a podobne. Fylit sa vyznačuje hodvábnym leskom, ktorý mu sprostredkúva sericit.

Hlavnými minerálmi **svoru** sú kremeň, muskovit, v menšom množstve albit a oligoklas, biotit, granát, staurolit, kyanit a andaluzit. Plochy foliácie sú pokryté dobre rozoznateľnými šupinami sl'úd. Fylity aj svory sú v Západných Karpatoch známe najmä z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria, Veporských vrchov, alebo Malých Karpát (harmónska skupina).

Pararula je tvorená kremeňom, živcami (oligoklas až andezín, vzácnejšie K-živec) a biotitom, môže byť prítomný granát, cordierit a sillimanit. Pararuly, ktoré vznikli najmä z

pelitov mávajú výraznú foliáciu, foliácia drobových pararúl je obyčajne málo zreteľná. Pararuly sa v Západných Karpatoch vyskytujú v Považskom Inovci, Malej Fatre, Tatrách, ďalej v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Tab. 2. Prehľad regionálne metamorfovaných hornín a ich protolitu

Pôvodná hornina			Metamorfovaná hornina
Sedimentárne horniny	pelity	ílovce	fylit, svor, pararula
		sliene a slieňovce	erlán
	psamity	pieskovce	kvarcit
	psefity	konglomeráty	metakonglomerát
	cementačné sedimenty	karbonáty	mramor
		ferolity	skarn
Magmatické horniny	kyslé	ryolit	porfyroid, sericitická bridlica
		ryodacity, dacity	leptit
		granitoidy	ortorula, granulit
	neutrálne + bazické	diority, gabrá, andezity	modrá bridlica, zelená bridlica, amfibolit, mafický granulit, eklogit
	ultrabázické		serpentinit, chloritická bridlica, mastencová bridlica

Erlán (klinopyroxenická rula) vznikol regionálnou metamorfózou slieňov a slieňovcov. Je tvorený kremeňom, plagioklasmi, diopsidom, rekryštalizovaným kalcitom a granátom. Je svetlosivý až sivý s výrazným zelenavým odtieňom. Vzácné sa vyskytujú erlány tmavších, sivočiernych farieb. Erlán (kontaktný) sa vyskytuje napríklad v Malých Karpatoch. Tu má však pôvod v kontaktnej metamorfóze, vznikol ako produkt reakcie medzi granodioritovou magmou a okolitými vápencami.

Kvarcit vznikol metamorfózou pieskovcov s obsahom SiO_2 väčším ako 70 %. V podmienkach nižšieho stupňa metamorfózy, kedy sa začína objavovať sericit a chlorit, vzniká chloriticko-sericitický kvarcit. So vzrastajúcim stupňom metamorfózy stúpa množstvo muskovitu, biotitu a plagioklasu, vzniká muskovitický kvarcit. Kvarcity sú svetlých farieb, obyčajne biele, svetlosivé horniny. Kvarcity tvoria vložky v pararulách alebo vo svoroch napríklad v južnom veporiku, sú typickou horninou spodného triasu.

Pôvodnou horninou, z ktorej **metakonglomerát** vznikol, je konglomerát. V priebehu procesu metamorfózy ako prvý rekryštalizuje tmel. S rastúcim stupňom metamorfózy sa premena prejavuje aj na zrnách. Tie nadobúdajú pretiahnuté až šošovkovité tvary.

Mramor vznikol metamorfózou cementačných karbonátových sedimentov. Mramor môže byť tvorený kalcitom, dolomitom spolu s kalcitom alebo len dolomitom. Epidot, kremeň, sericit, amfibol, živec, grafit, chlorit prípadne iné akcesorické minerály môžu byť prítomné, ak mramory tvoria polohy vo fylitoch, svoroch a pararulách. Mramory sú obyčajne biele, ak obsahujú grafit, sú svetlosivé až čiernosivé, hematit im dodáva červenkastú farbu. V Západných Karpatoch je vyvinutých niekoľko typov mramoru. V Ochtinej sa vyskytuje biely mramor. Svetlý až ružovkastý tzv. tuhársky mramor triasového veku je známy z oblasti

neďaleko Lučenca, pri Tuhári. Kryštallické vápence sú známe napríklad z okolia Bacúcha, Šumiaca, Kráľovej hole.

Metasomatózou vápencov alebo dolomitov prostredníctvom atakov flúid obohatených o Mg, prípadne premenou magnezitu sedimentárneho pôvodu vzniká **kryštallický magnezit**. Hornina je hrubo až jemnozrnná. Bez prímiesí býva biela, žltkastý až sivý odtieň spôsobuje prítomnosť železa. Veľké ložiská magnezitu sú viazané hlavne na karbónske vápence a dolomity v Slovenskom rudohorí v pásme od Lučenca po Košice a Ochtnú (Jelšava, Lubeník, Podrečany, Dúbrava). Vo veporiku sú ložiská magnezitu viac metamorfované a vyskytujú sa spolu s mastencom na lokalitách Kokava n. Rimavicou, Sinec, Polom, Mútnik.

Porfyroid sa vytvoril z kyslých magmatických hornín, ryolitov. Hornina obsahuje v porfyroblastoch kremeň a živce (ortoklas, albit), sericit, chlorit. Farbu má najčastejšie žltobielu alebo zelenkavú. Na plochách foliácie možno miestami pozorovať hodvábný lesk.

Po premene porfyroidu vzniká **sericitická bridlica**. Hlavnými minerálmi sú kremeň a sericit, v menšom množstve je zastúpený albit a chlorit. Hornina má svetlú farbu s výraznou paralelnou textúrou a hodvábnym leskom. Porfyroidy sú bežné v Slovenskom rudohorí, v okolí Ľubietovej, vo Volovských vrchoch (okolie Gelnice, Rožňavy a Dobšinej).

Z ryodacitu a dacitu vzniká metamorfózou **leptit**. Leptit obsahuje najmä kremeň a živce s malým množstvom slúd. V Západných Karpatoch sa nevyskytuje.

Z magmatických hornín (granit, granodiorit, tonalit) metamorfózou vo vyššom stupni vzniká **ortorula**. Jej podstatnými minerálmi sú kremeň, živce (K-živce a albit až andezín), muskovit, biotit, amfibol, vzácné pyroxén. Akcesoricky vystupujú napr. apatit, zirkón, titanit, magnetit ai. Býva svetlých farieb, biela, jemne ružová až červená. Textúra môže byť plošne paralelná, stebelnatá, alebo okatá. V Západných Karpatoch sa vyskytuje najmä ako súčasť kryštalínika tatrika a veporika (Nízke Tatry, Tatry, Sľubica, Čierna hora, muránske ortoruly v okolí Čierneho Balogu).

Granulit vzniká pri vysokých teplotách a rôznych tlakoch počas regionálnej metamorfózy. Môže vznikať z kyslých granitoidných hornín. Niektoré môžu vznikať tiež intenzívnou regionálnou metamorfózou sedimentov (arkóza). Granulit je zložený najmä z kremeňa, živcov, granátu, prípadne biotitu a kyanitu. Z akcesorických minerálov môže byť prítomný sillimanit, apatit, rutil, vzácné zirkón. Väčšina granulitov má svetlú farbu – bielu, sivobielu. Hornina je typická prítomnosťou makroskopicky dobre identifikovateľných červených granátov. **Tmavé (mafické) granulity** vznikajú metamorfózou báziických magmatických hornín, akými sú gabro, diorit alebo andezit. Obsahujú kremeň, živce, typický je najmä granát a pyroxén (diopsid, hyperstén). Granulity sú v Západných Karpatoch veľmi zriedkavé. Sporadicky sa vyskytujú v kryštalíniku Ďumbierskych Nízkych Tatier.

Modrá bridlica resp. **glaukofanit**, vzniká z báziických magmatitov (diorit, gabro, andezit), obsahuje takmer 100 % glaukofánu. Sporadicky sú zastúpené albit, epidot, pumpellyit, lawsonit, chlorit alebo granát. Vzniká pri relatívne nízkych metamorfných teplotách a vysokých tlakoch, v prostredí subdukčných zón. Farba je modrozelená až modrá, tmavozelená s modravým nádychom, sivomodrá, sivá alebo tmavosivá. V Západných Karpatoch sa vyskytuje zriedkavo, známa je napríklad v oblasti Štítnika, Hnúšte a Hačavy. V podobe exotických obliakov bola opísaná v bradlovom pásme na Považí.

Podobne ako v prípade modrej bridlice sú pôvodnými horninami **zelenej bridlice** báziické magmatické horniny, prípadne báziické vulkanoklastiká. Zelená farba horniny je

spôsobená prítomnosťou chloritu, hornina obsahuje tiež epidot, aktinolit a živce. Môže mať plošne paralelnú textúru, ale tiež môže byť celkom bez metamorfného usmernenia.

Z bázických magmatitov vzniká tiež **amfibolit**. Obvykle ide o horninu jemno- až strednozrnnú, jej farba je čiernosivá až čierna, máva zelenkavý nádych. Podstatnými minerálmi sú hornblend, plagioklas, albit, epidot a granát, z akcesórií sa vyskytujú titanit, ilmenit, magnetit, apatit, výnimočne zirkón alebo rutil. V Západných Karpatoch sa amfibolity bežne vyskytujú v Malých Karpatoch a v Slovenskom rudohorí. Najväčšie amfibolitové telesá sú známe v krakľovskej zóne veporika, tiahnucej sa z oblasti Hrona severovýchodným smerom až k Mýtu pod Ďumbierom.

Pri najvyšších tlakoch a relatívne nízkych teplotách vzniká z bázických magmatitov **eklogit**. Ide o horninu zloženú z granátu a pyroxénu (omfacitu). Plynule prechádza do amfibolitu a opačne. Býva stredne až hrubozrnná, je svetlozelená až tmavozelená, prípadne sivozelená, s nezreteľnou foliáciou. Výskyty eklogitov v Západných Karpatoch sú veľmi zriedkavé. Relikty eklogitov možno nájsť v spätne metamorfovaných amfibolitoch veporika (severne od obce Heľpa).

Metamorfózou ultrabázických magmatitov (peridotitu) vzniká **serpentinit**. Je zložený z chryzotilu, antigoritu, magnetitu, magnezitu a pyroxénu. Hornina má tmavosivú, sivozelenú, zelenú alebo žltozelenú farbu. Textúra je obyčajne všesmerná, foliácia nezreteľná. Serpentinit je v Západných Karpatoch sporadický, vyskytuje sa v okolí Dobšinej, Kobeliarova a Jasova v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Tmavozelená až čiernozelená relatívne mäkká **chloritická bridlica** s výraznou foliáciou vznikla v podmienkach nízkej metamorfózy ultrabázických hornín. Hlavným minerálom je chlorit, vedľajšími sú napríklad magnetit, tremolit, aktinolit, talk (mastenec), prípadne dolomit. V Západných Karpatoch je známa z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria spolu so serpentinitom.

Mastencová bridlica, ktorej pôvod je taktiež viazaný na metamorfózu ultrabázických hornín, je tvorená predovšetkým talkom (mastencom), dolomitom, v menšej miere chloritom, tremolitom, aktinolitom, sľudami, magnetitom alebo kremeňom. Hornina býva biela, sivobiela, zelenkavá. V Západných Karpatoch sa vyskytuje vo Volovských vrchoch (Gemerská Poloma, Dobšiná, Hnúšťa, Jelšava).

Migmatit je silikátová hornina vznikajúca za vysokých podmienok metamorfózy. Je zložená z tmavej časti tvorenej mafickými minerálmi, predstavujúcimi zvyšok horniny po vytavení a svetlej časti tvorenej felzickými minerálmi – kremeňom a živcami. Felzická časť vzniká lokálnym uvoľnením taveniny z horniny, prípadne metamorfnou segregáciou a zbernou kryštalizáciou. V Západných Karpatoch sa vyskytuje najmä v jadrových pohoriach – v Nízkych aj Západných Tatrách, Malej Fatre, Malej Magure, Malých Karpatoch a Považskom Inovci.

Kontaktne metamorfované horniny

Intrúzie magmy spôsobujúce preteplenie okolitých hornín umožňujú vznik kontaktne metamorfovaných hornín. Najviac sa ich vyskytuje na kontakte s veľkými granitoidnými telesami. Najintenzívnejšiu kontaktnú metamorfózu možno pozorovať v sedimentárnych horninách; vo všeobecnosti intenzita metamorfózy závisí od teploty intrudujúceho telesa, prípadne schopnosti prieniku magmatických fluíd.

Na styku magmy a klastickej sedimentárnej horniny vzniká vo vnútornej strane kontaktného dvora **kontaktný rohovec**. Minerálne zloženie je závislé na zložení pôvodnej horniny, môže sa vyskytovať andaluzit, cordierit, kremeň, ortoklas, biotit, albit, hyperstén. Hornina je obyčajne tmavosivej až čiernosivej farby, býva bez textúrnych a štruktúrnych znakov. V Západných Karpatoch sú kontaktné rohovce známe najmä zo Spišsko-gemerského rudohoria, napríklad z Hnilca, kde sú viazané na gemerické granity.

Na vonkajšej zóne kontaktného dvora sa na styku magmy a ílovitého sedimentu vytvára **plodová bridlica**. Táto sivá hornina má zreteľnú foliáciu. Typická je pre ňu prítomnosť drobných útvarov, ktoré sú tvorené jedným minerálom alebo zhlukom určitého minerálu, najčastejšie cordieritom a andaluzitom.

Škvrnitá bridlica je najslabšie kontaktne metamorfovaná hornina, dokonca sú v nej zachované štruktúrne a textúrne znaky pôvodnej ílovitej sedimentárnej horniny. Na plochách foliácie môžu byť zachované tmavé škvrny organickej hmoty. Hornina je sivej a sivozelenej farby, spravidla má hodvábný lesk.

Na kontakte psamitických sedimentov (kremenných pieskovcov a kremencov) a magmy vzniká **kontaktný kvarcit**. V procese kontaktnej metamorfozy nedochádza k rekryštalizácii kremenných zŕn, mení sa predovšetkým prímies. Hlavným minerálom ostáva kremeň. Od regionálne metamorfózou vzniknutých kvarcitov sa líši prítomnosťou minerálov, ktoré sú pre kontaktnú metamorfozu typické (napr. andaluzit). Kontaktné kvarcitty bývajú jemnozrnné až celistvé, ich farba býva sivobiela až modrastá.

Taktit, označovaný tiež ako **kontaktný erlán**, vzniká kontaktnou metamorfózou vápencov, ktoré boli významne ovplyvnené metasomatickými procesmi, t. j. výmenou látok medzi intrúziou a karbonátmi. Hornina má bielu až sivobielu farbu, býva zložená z granátu, Ca-amfibolu a pyroxénov.

Skarn je silikátová hornina vznikajúca počas kontaktnej alebo regionálnej metamorfozy pôvodne vápnitých alebo slienitých hornín, prípadne premenou sedimentárnych železných rúd alebo bázických efuzívnych hornín. Najčastejšie však vzniká na kontaktoch magmatickej intrúzie s karbonátmi, zriedkavejšie silikátmi. Základnými horninotvornými minerálmi sú pyroxén (hedenbergit), granát (grossulár), magnetit, hornblend. Hornina môže byť zelená, zelenočierna, červenočierna, obyčajne bez foliácie. Väčšina skarnov v Západných Karpatoch je viazaná na neovulkanity, napríklad Vyhne-Klokoč, Tisovec, Hodruša-Hámre. V menšej miere sa vyskytujú v Malých Karpatoch v okolí Dobovej a Modry-Harmónie.

11.5 Použitie metamorfovaných hornín

Význam metamorfovaných hornín je rôznorodý. Produkty metamorfozy kyslých magmatitov (ortoruly) sa lokálne ťažia a využívajú na výrobu drveného kameniva využívaného v stavebnej praxi, podobne bázické metamorfity (amfibolit), ktoré majú vysokú tvrdosť a pevnosť v tlaku aj ťahu (diaľničné a železničné staviteľstvo). Jemnozrnný odpad sa môže využiť ako hnojivo v poľnohospodárstve a lesníctve (pomalé uvoľňovanie stopových prvkov). Ultrabázické metamorfity (serpentinít) sa používajú ako plnidlo do betónov, drvené kamenivo aj na výrobu leštených obkladových dosiek. Z mastencových bridlíc sa získava talk (mastenec), ktorý sa využíva v rôznych odvetviach priemyslu (plnidlo do papiera, keramický priemysel, výroba liečiv, kozmetiky a podobne). Z metasedimentárnych hornín sa najčastejšie

využívajú fylity na výrobu strešných krytín a obkladov fasád domov. Tiež sa využívajú ako plnidlo do farieb, zubných pást, podlahových krytín a stavebnej keramiky. Mramor sa používa na náročné kamenárske práce, leštený mramor je vhodný na obklady, menej kvalitný sa spracúva na výrobu vápna a cementu. Tiež môže slúžiť ako hnojivo aj ako stavebný kameň. Magnezit je dôležitou surovinou na výrobu žiaruvzdorných hmôt, špeciálnych cementov a pod. Ako lomový kameň a podradný štrk sa používajú mylonity.

12. ČAS V GEOLÓGII

Vývojom zemskej kôry sa od svojho vzniku až dodnes zaoberá **historická geológia**. Pokúša sa o rekonštrukciu zemského povrchu – **paleogeografia**, podnebia – **paleoklimatológia**, vývoja organizmov – **paleontológia**, magnetického poľa Zeme – **paleomagnetika**, ďalej o rekonštrukciu magmatizmu a tektoniky ako aj horninotvorných procesov. Informácie o vývoji zemskej kôry nám poskytuje rozbor vzťahu telies metamorfovaných, magmatických a na seba navrstvených sedimentárnych hornín odkrytých na zemskom povrchu. Objasňovaním týchto vzťahov a zisťovaním veku procesov, ktoré viedli k stavbe územia, sa zaoberá **stratigrafia** – náuka o vrstvách.

12.1 Základné stratigrafické zákony a princípy

Pre správnu interpretáciu pozorovaných fenoménov v prírode sa stratigrafia riadi niekoľkými princípmi.

- **Princíp aktualizmu.** V minulosti pôsobili tie isté sily a prebiehali tie isté procesy, aké pôsobia a prebiehajú dnes, t. j. dnešné procesy sú kľúčom k porozumeniu procesov prebiehajúcich v geologickej minulosti. Princíp neplatí celkom pre staršiu geologickú minulosť Zeme, keďže Zem sa vyvíja a procesy, ktoré na nej prebiehali, neboli identické s dnešnými (napr. kyslík sa v atmosfére objavil až v mladšom proterozoiku). Preto bol princíp aktualizmu nahradený **princípom vývoja geologických procesov**. Na základe dnešných poznatkov vieme, že aplikácie súčasných pozorovaní geologických procesov sa stávajú tým menej spoľahlivé, čím sa ďalej posúvame do geologickej minulosti. Najväčšie rozdiely oproti recentu sú v prekambriu. Príčiny rozdielov spočívajú v:

- zmenách fyzikálno-chemických podmienok,
- zmenách zapríčinených vznikom a vývojom života,
- zmenách a rozdieloch v intenzite činnosti geologických činiteľov,
- zmenách vyplývajúcich z astronomických dôvodov.

Zmeny fyzikálno-chemických podmienok súvisia napríklad s rozdielmi:

- v **salinite morí**, ktorá sa v priebehu vývoja Zeme zvyšovala. Podstatná časť solí sa do vody morí dostala z kontinentu, kde bola uvoľnená pri zvetrávaní. Časť solí sa dostala do vody vplyvom vulkanizmu v riftových údoliach stredooceánskych chrbtov. V proterozoiku bola salinita morskej vody oproti dnešku približne polovičná,
- v **zložení atmosféry**, ktoré bolo veľmi výrazne ovplyvňované v priebehu vývoja Zeme. Atmosféra archaika mala výrazne redukčný charakter, proterozoikum a fanerozoikum

sa vyznačovalo oxidačnou atmosférou s pomaly stúpajúcim podielom kyslíka až na dnešných 21 %,

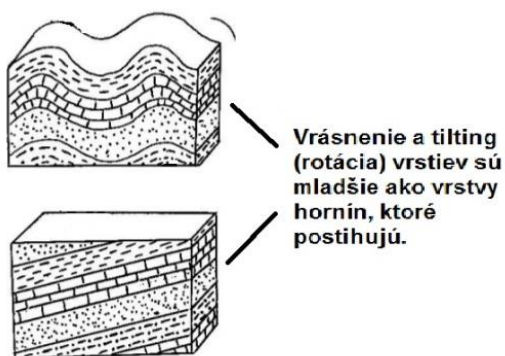
- s rozdielmi vyplývajúcimi zo **vzniku života** – v najstarších dobách život na planéte vôbec nebol, v priebehu archaika a proterozoika bol situovaný iba v mori. Tento fakt a najmä to, že organizmy vôbec nevytvárali kostry a schránky významne ovplyvnilo vznik sedimentov,

- v **intenzite** vulkanickej činnosti, tektonických pohybov, zaľadnenia a pod.,

- s rozdielmi vyplývajúcimi z **astronomických dôvodov** – dĺžka dňa a počet dní počas vývoja planéty neboli stále. Slapové javy pomaly pribrzdžujú rotáciu Zeme okolo osi, podľa výpočtu asi 1 s za 50 000 rokov. Rýchlosť obehu Zeme okolo Slnka ostáva nemenná, tzn., že dĺžka roka sa nemení. Ak sa Zem v minulosti otáčala rýchlejšie, musel byť počet dní väčší a dĺžka dňa kratšia.

Z uvedeného vyplýva, že nemôžeme dnešné procesy mechanicky aplikovať na minulosť. Princíp aktualizmu je preto nutné korigovať a doplniť vývojovým princípom.

Princíp pôvodnej horizontality. Vo väčšine prípadov podmienky, v akých sa tvoria sedimentárne horniny, vedú k uloženiu materiálu do vrstiev rovnobežných s dnom

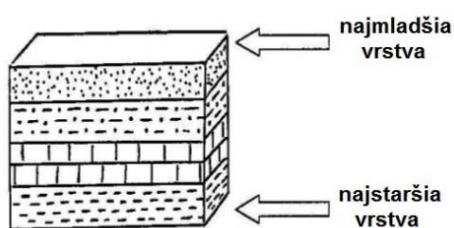


Obr. 32. Sekundárne vzniknutá poloha vrstiev hornín spôsobená vrásnením (hore) a tiltingom (dole), pričom pôvodná pozícia vrstiev korešpondovala s princípom pôvodnej horizontality, tzn. vrstvy boli primárne horizontálne uložené s podložíom (www_23, upravené).

sedimentačného bazénu. Keďže dno sedimentárnych paniev je ploché, skoro horizontálne, považujeme horizontálnu polohu

vrstiev za primárnu. Výnimku tvoria úpätia rífov (pevných skalných útvarov tvorených útesotvornými organizmami, akými sú napr. koraly a riasy), ďalej duny (vytvorené eolickou činnosťou) a sedimenty podmorských svahov, v ktorých sa vrstvy ukladajú šikmo. Toto prostredie sa však dá spoľahlivo identifikovať sedimentologickou resp. faciálnou analýzou hornín. Okrem výnimiek sa väčší úklon vrstiev od horizontálnej polohy považuje za sekundárny, vyvolaný tektonikou (obr. 32).

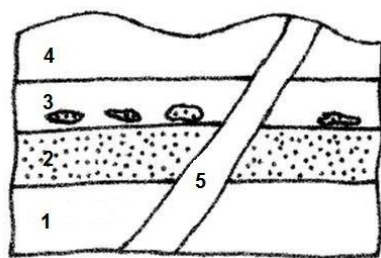
Princíp stratigrafickej superpozície. V každom slede vrstiev je poradie usadzovania odspodu dovrchu. Preto je spodnejšia vrstva staršia a nadložná vrstva je mladšia (obr. 33). Tento zákon platí aj pre extruzívne magmatické horniny (lávy a tufy). Výnimku tvoria medzivrstvové intrúzie (silly) a lakolity, prevrátené vrstvé sledy (príkrovová stavba) a riečne terasy.



Obr. 33. Princíp stratigrafickej superpozície (www_24, upravené).

Pravidlo presekávania hovorí o tom, že presekávané teleso je vždy staršie ako presekávajúce (obr. 34).

Pravidlo uzavrenín (intraklastov). Cudzorodá hornina, ktorá je ako fragment uzavretá v inej hornine, je staršia, lebo existovala pred vznikom uzatvárajúcej horniny (napríklad xenolity rúl v andezitoch, úlomky pieskoviec v lávových prúdoch atď., obr. 34).



Obr. 34. Schéma znázorňujúca pravidlo uzavrenín a pravidlo presekávania. Jednotlivé čísla signalizujú vek vrstiev hornín od najstaršej (1) po najmladšiu (5) (www_25, upravené).

Zákon rovnakých skamenelín. Vrstvy obsahujúce rovnaké skameneliny sú rovnakého veku. Tento princíp vychádza zo zákona o faunistickej následnosti, ktorý hovorí, že vo vrstvách skamenené rastliny a živočíchy nasledujú po sebe v konečnom rozoznateľnom poriadku (zmeny v zložení fauny a flóry sa diali postupne v čase a tak zo zachovaných zvyškov organizmov sa dá usudzovať vek).

12.2 Paleontologické základy stratigrafie

Ako je uvedené vyššie, paleontológia je jednou z pomocných vied historickej geológie. Zaoberá sa štúdiom skamenelín – fosílií. Keďže v geologickej minulosti sa organizmy vyvíjali v čase, štúdium fosílií sa stáva kľúčom k relatívnemu datovaniu geologickej minulosti. Paleontológia aplikovaná v stratigrafii sa nazýva **biostratigrafia**, inými slovami, prostredníctvom biostratigrafie sa paleontologické poznatky aplikujú do stratigrafie. Pritom sa používa najmä vývoj živých organizmov, ktorý je zákonitý a nevratný v čase. Tak sa zvyšky organizmov stávajú hlavným prostriedkom na zisťovanie relatívneho veku geologických javov a umožňujú rozdeľovať históriu Zeme na objektívne odlíšiteľné etapy.

12.2.1 Vznik fosílií, fosilizácia

Skameneliny alebo **fosílie** sú zvyšky organizmov alebo stopy po ich životnej činnosti, ktoré sa zachovali z minulých geologických dôb. Sú staršie ako holocén.

Vznik skamenelín je výsledkom fyzikálnych a chemických procesov, ktoré označujeme pojmom fosilizačné. Väčšina odumretých organizmov rýchlo podlieha rozkladu, na ktorom sa podieľa negatívne pôsobenie atmosféry a vody, mechanické vplyvy okolitého prostredia a činnosť mikroorganizmov.

Rozklad odumretých organizmov neprebíha všade rovnako rýchlo, rýchlejšie k nemu dochádza v teplej a vlhkej klíme. V chladných oblastiach nízka teplota spomaľuje nekrobiologické procesy. Odumreté organizmy môžu byť pôsobením nízkych teplôt zachované desaťtisíce rokov (mamuty na Sibíri, Aljaške). Niektoré zvyšky organických tel sú likvidované biochemickými vplyvmi a činnosťou baktérií, prípadne predátormi.

K vzniku fosílií je nutná súhra priaznivých okolností, ktoré vyústia do **fosilizačného procesu**. Ide o nasledovné vplyvy:

- **odumretý organizmus by mal byť rýchle prekrytý okolitým sedimentom.** Zabráni sa tým negatívnemu pôsobeniu vody, vzduchu, mikroorganizmov. K prekrytiu zvyškov

rýchlejšie dochádza vo vodnom prostredí. V kontinentálnych podmienkach priaznivo pôsobí napr. vulkanická činnosť – popol a prach, ktoré sú vhodným konzervačným médiom. Zároveň plynné exhalácie môžu otráviť a nahromadiť množstvo organizmov. Zaujímavé sú prirodzené pasce v dutinách karbónskych prasličiek a plavúňov,

- **vznik fosílií je ovplyvňovaný granulometrickými vlastnosťami sedimentov** – v jemnozrnných sedimentoch sa fosílie lepšie zachovávajú, v hrubozrnných voda a vzduch cirkulujúce intergranulárnymi priestormi vyvolávajú rozklad organických zvyškov. Negatívne sa prejavujú mechanické vlastnosti hrubozrnných sedimentov, ktoré môžu spôsobiť drvenie zvyškov organizmov,

- **fosilizačný proces je ovplyvňovaný geochemickými vlastnosťami prostredia** – schránky z uhličitanu vápenatého sú vo vápenatých sedimentoch lepšie zachovateľné, pretože sú s okolím v chemickej rovnováhe,

- fosilizačné procesy sú tiež ovplyvňované **tlakom a teplotou prostredia sedimentu** (všeobecne platí, že vyššie PT podmienky pôsobia katalyticky na priebeh väčšiny chemických rozkladných procesov), ale dôležité sú aj chemické vlastnosti roztokov v sedimentoch (hodnoty pH atď.),

- dôležitý je **predpoklad resp. vhodnosť samotného organizmu pre fosilizáciu**. Lepšie sa zachovávajú schránky mäkkýšov, kosti a zuby stavovcov oproti mäkkým tkanivám červov, hmyzu a pod.

Po prekrytí sedimentom podliehajú zvyšky organizmov zmenám, ktoré vedú k ich fosilizácii.

K **vnútorným vplyvom**, ktoré začínajú pôsobiť na odumretý organizmus, patria hnilobné procesy prebiehajúce bez prístupu vzduchu (anaeróbny proces) za nízkeho parciálneho tlaku. Rozklad mäkkých tkanív postihuje bielkoviny, tento proces sa označuje ako **bitumenizácia**. Takýmto spôsobom vznikajú asfalt, ozokerit, ropa. **Karbonizácia (zuhoľnatenie)** prebieha tiež bez prístupu vzduchu a postihuje najmä celulózu. Produkty zuhoľnatenia sú nápadné svojím čiernym sfarbením. Týmto spôsobom vznikajú uhoľné sloje.

Ak sú schránky živočíchov tvorené uhličitanmi a v okolítom prostredí je dostatok CaCO_3 , dochádza k ich **prevápneniu – kalcifikácii**. Kostry alebo časti schránok tvorených prevažne z SiO_2 podliehajú podobnému procesu, ktorý sa nazýva **silifikácia (prekremenenie)**.

Zmeny vyvolané vonkajšími vplyvmi vznikajú v dôsledku pôsobenia minerálnych zlúčenín, ktoré sú dobre rozpustné vo vode, cirkulujú v póroch ešte nespevnenej horniny. Môžu sa vyzrážať v póroch alebo na povrchu organických zvyškov. Takéto minerály sa označujú termínom **fosilizačné** (napr. kalcit, dolomit, siderit, pyrit, kremeň, hematit, sadrovec, barit a podobne). Ako fosilizačná látka sa uplatňuje aj fosílna živica treťohorného veku – **jantár**. Pochádza zo stromov, akými sú borovica, smrek, sekvoja, prípadne buk, magnólia. V jantári sa vyskytujú predovšetkým fosílie článkonožcov – komáre, pavúky, roztoče, včely.

12.2.2 Typy fosílií

Podľa spôsobu zachovania rozdeľujeme fosílie na dve základné skupiny:

- **pravé fosílie** – v ich zložení nedošlo k podstatným zmenám v dôsledku fosilizačných a diagenetických procesov. Uchovávajú sa napríklad vo forme nezmenených schránok, zubov stavovcov, alebo sa zachová mäkké tkanivo vysušením v arídnej klíme (múmie),

- **fosílie v širšom slova zmysle** – u takto zachovaných fosilií došlo k nahradeniu ich pôvodných schránok alebo tkanív inou minerálnou látkou. Môže vzniknúť:

- **jadro** – sediment vyplňa vnútorný priestor schránky. Na vonkajšom povrchu jadra sa odtlačia vnútorné štruktúry schránky (svalové vtisky, vaskulárny systém a pod.),
- **odtlačok** – znázorňuje charakter vonkajšieho povrchu organizmu,
- **výliatok** – ide o jadro v širšom slova zmysle. Po vytvorení jadra a po rozpustení schránky vznikne medzi jadrom a protiodtlačkom dutina. Ak sa vyplní sedimentom alebo fosilizačným minerálom vznikne výliatok,
- **odliatok** – vznikne vyplnením dutiny po schránke a jej vnútorného priestoru.

Medzi fosílie v širšom slova zmysle patria fosílné stopy po činnosti organizmov – **ichnofosílie** (pozri Kap. 10.5.2).

12.2.3 Pseudofosílie (nepravé fosílie)

Ako pseudofosílie označujeme výtvary anorganickej prírody, ktoré môžu byť omylom považované za skameneliny. Patria sem najmä **konkrécie** a **dendrity**.

Konkrécie vznikajú vylúčením anorganických látok v priebehu diagenézy, často okolo hnijúcich zvyškov organizmov. Obyčajne majú odlišné zloženie ako okolitá hornina. Tvoria rôzne tvary a môžu pripomínať kosti, kvety rastlín, trsy koralov, vajcia a pod.

Dendrity sú obyčajne tmavé až čierne vetvičkovité povlaky na vrstvových plochách alebo puklinách, majú najčastejšie kríčkovitý tvar. Bývajú chybne považované za odtlačky fosílnych rastlín (machov). Sú tvorené oxidmi a hydroxidmi železa a mangánu.

Artefakt je výrobok vytvorený človekom. Ide o opracované kamene, rôzne nástroje z kremeňa, pazúrka, obsidiánu, kosti a pod.

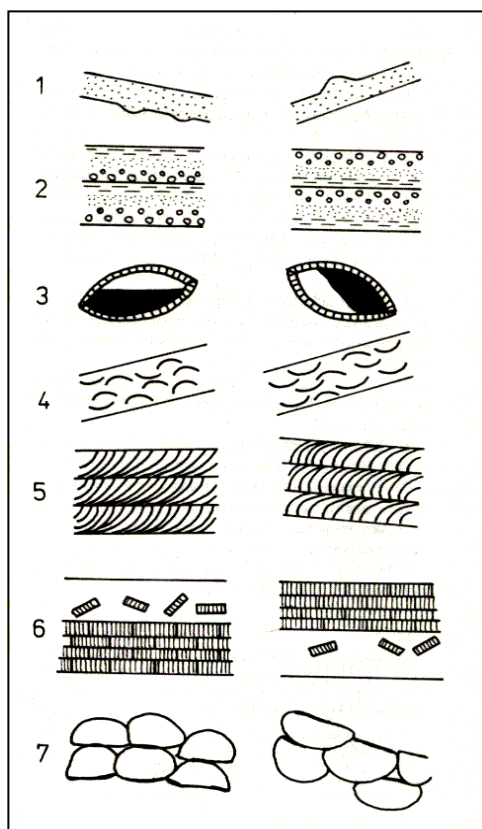
12.2.4 Indexové fosílie

Pre relatívne časové rozdelenie histórie Zeme nemajú všetky skameneliny rovnaký význam. Pre presnejšie členenie sú najvýznamnejšie fosílie tých organizmov, ktoré sa **rýchlo vyvíjali** (jednotlivé vývojové štádiá zaberali len krátky časový interval) a súčasne dosahovali čo **najväčšie geografické rozšírenie** na zemskom povrchu. Takéto skameneliny označujeme ako **vedúce** alebo **indexové skameneliny**. Pre praktickú aplikáciu vedúcich skamenelín je významný ich hojný výskyt a ľahké určenie.

12.3 Litologické kritériá pre určenie normálneho a prevráteného vrstvomého sledu

Jednou z dôležitých úloh stratigrafie je zistenie normálneho a prevráteného vrstvomého sledu. Úloha býva o to zložitejšia, že v teréne bývajú spravidla v dôsledku zakrytia zvetralinami obnažené iba časti tektonických štruktúr. V priaznivom prípade možno

prevrátený vrstvový sled identifikovať na základe prítomnosti starších vedúcich skamenelín vo vyššom súvrství a mladších v spodnejšom súvrství, alebo na základe **litologických kritérií** (obr. 35):



1) hieroglyfy sú v normálne uložených vrstvách vždy na spodnej strane pieskovcových vrstiev (odliatky stôp po lezení organizmov, odliatky prúdových stôp, čerín a pod.),

2) v gradačne zvrstvených vrstvách je ich spodná časť takmer vždy hrubozrnnejšia, nahor sa zjemňujú,

3) dutinky (napr. dutinka v pootvorenej schránke lastúrnika), ktoré boli v spodnej časti čiastočne vyplnené sedimentom (zvyčajne tmavšie sfarbeným), pričom do vrchného prázdneho priestoru sa neskoršie vylúčil hrubozrnný kalcitový tmel,

4) v lumachelových vápencoch majú rozpojené schránky lastúrnikov a brachiopódov vo väčšine prípadov stabilnú polohu oproti vlneniu, teda vydutou stranou hore,

5) pri normálnom uložení šikmo uložených pieskovcov sa lamíny šikmého zvrstvenia zbiehajú smerom nadol,

Obr. 35. Kritériá pre určenie normálneho a prevráteného vrstvového sledu (Mišík et al., 1985).

6) úlomky (intraklasty) spodnejšej vrstvy vo vrchnejšej vrstve indikujú normálne uloženie,

7) v normálnom vrstvovom slede majú pod vodou utuhnuté vankúšové lávy (pillow lávy) vankúšiky zreteľne vypuklé nahor, ich spodná strana je sploštená.

12.4 Diskordancie

Z litostratigrafického hľadiska je dôležité sledovať diskordantné – nesúhlasné uloženie súborov vrstiev. Ide o prestávky v sedimentácii, ktoré označujeme pojmom **stratigrafický hiát**. Počas stratigrafického hiátu sú podložné súbory vrstiev vystavené erózii a denudácii (odnosu materiálu). Plocha diskordancie preto býva najčastejšie nerovná. Rozlišujeme:

- **uhlovú diskordanciu** – ide o uloženie, u ktorého v priebehu stratigrafického hiátu bol podložný vrstvový sled zvrásnený a jeho povrch denudovaný. Po novom poklese a transgresii sa usadil nadložný súbor vrstiev na zvrásnenom a denudovanom podklade (obr. 36),

- **skrytú diskordanciu** – ide o diskordantné uloženie, pri ktorom sú vrstvy podložnej aj nadložnej plochy diskordancie uložené paralelne. V priebehu stratigrafického hiátu nedošlo k vrásneniu podložného súboru vrstiev, došlo iba k výzdvihu a pred sedimentáciou nadložného súboru vrstiev k novému poklesu (obr. 36),

Diskordancia sa môže objaviť aj na miestach formovania hornín hlboko pod zemským povrchom (intruzívne alebo metamorfované horniny), ktoré sú prekryté sedimentárnymi horninami.



Obr. 36. Schéma vzniku uhlovej diskordancie (vľavo) a skrytej diskordancie (vpravo). Písmenami sú označené vrstvy sedimentárných hornín podľa veku: A – najstaršia vrstva až E – najmladšia vrstva vzniknutá po hiáte a erózii vrstvy D (www_26, upravené).

12.5 Geochronológia – určovanie časovej postupnosti

V geológii má čas a jeho určovanie prvoradý význam pri rekonštrukcii vývoja zemskej kôry. Geologické procesy majú rôznu dĺžku trvania – katastrofy (napr. zosuvy) trvajú krátko (minúty, sekundy), kým výstup magmy spojený s jej chladením a tvorbou magmatických hornín alebo deformácia hornín a tektonické procesy môžu trvať niekoľko miliónov rokov. Vek geologických udalostí môžeme vyjadriť:

- **numerickým (číselným) vekom**,
- **relatívnym vekom** (určujeme, čo je staršie a čo mladšie, napr. na základe pravidla superpozície alebo presekávania).

12.5.1 Určovanie numerického veku – chronometria

• **Nerádiometrická chronometria** je použiteľná len pre najmladšie geologické obdobie – holocén. Využíva metódy **dendrochronológie**, ktoré spočívajú v zisťovaní veku z počtu letokruhov stromov, ako aj z porovnávania sekvencií letokruhov. Dendrochronológia je založená na nerovnomerných prírastkoch z jednotlivých rokov, zapríčinených priaznivým či

nepriaznivým počasím, celkovým množstvom slnečných škvŕn a pod. **Varvová metóda** je založená na skúmaní variev. Varvy sú lamíny reprezentujúce rok sedimentácie v glaciálnych jazerách. Prúžkovanie sedimentov je podmienené striedaním ročných období. Svetlá vrstva reprezentuje hrubší silt unášaný v lete, tzn., že materiál je prenášaný silnejším tokom spôsobeným topením ľadovca, tmavá vrstva je obohatená o íl, prípadne organickú hmotu, ktorá reprezentuje zimné obdobie.

• **Rádiometrická chronometria** je založená na sledovaní pomeru izotopov rádioaktívnych prvkov, pričom platí, že rýchlosť rozpadu určitého rádioaktívneho prvku je konštantná a nezávislá od teplotno-tlakových podmienok. Konštantou je polčas rozpadu, čiže čas, za ktorý sa rozpadne polovica atómov pôvodného rodičovského izotopu za vzniku rovnakého množstva dcérskeho izotopu. Najpoužívanéjšie metódy (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar, Sm-Nd) poskytujú pomerne presné údaje. Izotopové datovanie je jedinečné v možnosti poskytnúť vekové hodnoty vyjadrené v rokoch, miliónoch či miliardách rokov. Priniesli aj prvý kvantitatívny dôkaz dĺžky geologického času, keď stanovili vek najstarších známych hornín na Zemi na minimálne 3,96 miliardy rokov. Izotopové metódy sa môžu použiť na analýzy celých hornín, ako aj na minerály z nich vyseparované.

K najčastejšie využívaným metódam patrí **metóda uránovo-olovená**. Princíp spočíva v nasledovnom: pri svojom vzniku obsahuje minerál len rodičovské izotopy ^{238}U , ^{235}U , ^{232}U a žiadne Pb. V tom momente, ako sa minerál utvorí, začne sa v ňom v dôsledku rozpadu znižovať množstvo uránu a pribúda rádiogénne olovo. Zo zisteného pomeru rodičovských a dcérskych izotopov a známej hodnoty polčasu rozpadu uránu sa dá vypočítať čas, ktorý uplynul od vzniku pôvodného minerálu. Metóda dosahuje 90 až 95 % presnosť a úspešne sa používa najmä na zirkónoch, monazitoch, uraninitoch a iných akcesorických mineráloch.

Metóda rádiouhlíka spočíva v sledovaní pomeru izotopu ^{14}C k ^{12}C , ktorý je počas života organizmov v stálom pomere. Po odumretí živočícha sa obsah ^{14}C znižuje, začne sa rozpadáť, pričom narastá množstvo ^{12}C . Obsah ^{14}C sa po odumretí zníži na polovicu za 5 730 rokov. Na základe pomeru $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ sa stanoví vek. Pre krátky polčas rozpadu je táto metóda vhodná na datovanie kvartérnych udalostí asi do 50 000 rokov. Metóda je uplatniteľná v archeológii, paleontológii, paleoekológii. Pri jej aplikácii treba zvažovať rozdiely v obsahu ^{14}C spôsobené životným prostredím, typom vzorky, vplyvom človeka (spaľovaním fosílnych palív sa relatívne množstvo ^{14}C v atmosfére znížilo o 2 %, atómovými a termonukleárnymi pokusmi sa naopak podiel ^{14}C v atmosfére zvýšil).

Na geochronologické účely možno využiť viacero rádiometrických metód, napríklad **káliovo-argónovú metódu**, ktorá využíva najmä sludy a ortoklas, prípadne celohorninové vzorky. Nevýhodou tejto metódy je veľká citlivosť na horotvorné prehriatie horninových komplexov, na rekryštalizáciu. Tie vedú k „omladeniu“ veku horniny.

Rádioaktívny rozpad prvkov využíva aj **metóda stôp po štiepení (fission track)**. Metóda študuje deštrukčné dráhy (dĺžky rádovo tisícín milimetrov) vo vnútornej stavbe minerálu spôsobené prechádzajúcimi fragmentmi štiepenia. Počet týchto stôp na danej ploche je úmerné veku minerálu. V horninách zemskej kôry jediným významným zdrojom samovoľného štiepenia je ^{238}U . Na tento účel je vhodný napríklad apatit, titanit, zirkón, prípadne vulkanické sklá. Metóda je vhodná pre stanovenie nízkoteplotných udalostí v relatívne rozsiahlom časovom období (obvykle 0,1 až 2 000 mil.). U vzoriek mladších ako

100 000 rokov je hustota stôp štiepenia obvyčajne veľmi nízka, resp. počítanie sa stáva nerealizovateľným.

- **Datovanie prostredníctvom globálnych izotopových udalostí.** Izotopové pomery jednotlivých prvkov v horninách sa počas histórie Zeme menili spolu so zmenami prostredia, v ktorom sa dané horniny vytvorili. Izotopové pomery sú ovplyvňované aj počas existencie samotnej horniny, preto je potrebné na datovanie vybrať prvky, ktoré vytvárajú viacero izotopov a ktorých obsah zostáva v hornine viac-menej nezmenený. Pre tento účel sa používajú najmä izotopy uhlíka, kyslíka, stroncia a síry. Zmeny v izotopovom zložení odrážajú porušenie pôvodnej izotopovej rovnováhy oceánu a nadobudnutie novej. Toto vyrovnanie závisí od rezidenčného času, počas ktorého jednotlivé prvky zostávajú v rezervoári. Nadobudnutie izotopovej rovnováhy závisí aj od cirkulácie prvkov vo vode, preto je rezidenčný čas v plytkých a hlbokých častiach oceánu rôzny. Izotopový pomer prvku sa uvádza ako pomer ťažšieho izotopu k ľahšiemu a meria sa ako rozdiel medzi dvoma látkami. Sleduje sa pomer medzi izotopmi vo vzorke k izotopom v štandarde. Zmeny v izotopovom zázname C a O v morských sedimentoch sa interpretujú ako časové zmeny v sedimentačnom cykle, biologickej evolúcii, zmeny v zložení morskej vody alebo atmosféry, zmeny v klimatických podmienkach súvisiace so zmenami cirkulácie oceánskych prúdov. Uvedeným spôsobom boli spresnené počty ako aj dĺžka trvania glaciálnych a interglaciálnych období najmä počas kvartéru.

12.5.2 Určovanie relatívneho veku

Pri určovaní relatívneho veku na základe sledovania úložných pomerov vrstiev zisťujeme, čo je staršie a čo mladšie. Využívame základné princípy (pravidlá) stratigrafie (uvedené vyššie). U **sedimentárnych hornín** sa opierame o zákon superpozície a o vývojovú následnosť organizmov vo vrstvách. V tektonicky zložitých územiach sa zisťuje, či sú vrstvy v normálnej (stratigrafickej) alebo prevrátenej pozícii podľa litologických kritérií. Pri **magmatických horninách** možno využiť pravidlo presekávania a pravidlo uzavrenín. U **metamorfovaných hornín** je situácia komplikovanejšia, keďže sa nezachovávajú skameneliny. Najčastejšie sa využíva rádiometrické datovanie minerálov.

Všeobecne platí, že vrásnenie, zlomy a iné prejavy pohybov zemskej kôry sú mladšie, ako horniny nimi postihnuté, a staršie ako horniny, ktoré na nich spočívajú diskordantne, alebo ktoré už nie sú zlomom postihnuté. Od mladších starohôr (proterozoika) až po súčasnosť sa v Európe prejavili štyri hlavné etapy rozsiahlych deformácií zemskej kôry: počas paleozoika **kadómska, kaledónska a varíska (hercýnska)** a od obobia permu/triasu až po súčasnosť **alpínska**.

12.5.3 Stratigrafické stupnice a jednotky

Stratigrafické jednotky sú v súčasnosti usporiadané do štandardného systému – **chronostratigrafickej** (stratigrafickej) **stupnice** (Príloha). Obsah pojmov je presne určený medzinárodnými zásadami. Zjednocovaním stratigrafického názvoslovia a zostavením stupnice sa zaoberá Medzinárodná subkomisia pre stratigrafickú klasifikáciu.

Na vyjadrenie časového trvania chronostratigrafických jednotiek sú stanovené **geochronologické** (časové) **jednotky**, predstavujúce len abstrahované časové úseky, ktoré patria k určitým chronostratigrafickým jednotkám. Okrem štandardnej chronostratigrafickej stupnice sa používajú aj oblastné **litostratigrafické jednotky**, ktoré zohľadňujú miestne, najmä litologické fenomény. Ide o nezvrstvené horninové telesá, definované na základe ich litológie a stratigrafických vzťahov. Sú to základné jednotky rozpoznávané pri geologickom mapovaní. K **chronostratigrafickým jednotkám** patria (v poradí od najnižšej k najvyššej, tab. 3): stupeň, séria, systém, eratéma a eonotéma. Pre nižšie jednotky sú dôležité biostratigrafické kritériá, pre vyššie aj významné etapy v histórii Zeme.

Geochronologické jednotky vyjadrujú časové trvanie chronostratigrafických jednotiek (tab. 3): vek, epocha, perióda, éra, eón.

K **litostratigrafickým jednotkám** patria (od najnižšej po najvyššiu): člen resp. vrstvy, súvrstvie resp. formácia a skupina. K litostratigrafickým jednotkám mimo hierarchie radíme komplex a litostratigrafický horizont.

Tab. 3. Prehľad formálnych chronostratigrafických a geochronologických jednotiek

chronostratigrafické jednotky	geochronologické jednotky	príklad
eonotéma	eón	archaikum
eratéma	éra	paleozoikum
systém	perióda	jura
séria	epocha	eocén
stupeň	vek	cenoman

Pre vymedzovanie jednotiek sa medzinárodne uplatňuje princíp stratotypov. **Stratotyp** (typový profil) je časť vrstvomého sledu, ktorá je typickým predstaviteľom formálne platnej stratigrafickej jednotky alebo hranice. Ide o typickú lokalitu, prípadne širšiu oblasť, v ktorej bol daný vrstvomý sled obyčajne prvýkrát opísaný a ktorá tvorí štandard pre definíciu a poznanie danej jednotky alebo hranice.

13. TEKTONICKÁ GEOLÓGIA

K endogénnej dynamike, ktorá pojednáva o pôsobení geologických činiteľov pochádzajúcich z vnútra zemského telesa, okrem magmatizmu a metamorfizmu, patrí diastrofizmus. Pod pojmom **diastrofizmus** rozumieme prejavy napätia v zemskej kôre ako aj deformácie hornín a geologických telies, ktoré sú nimi vyvolané. Tektonická geológia je disciplína analyzujúca štruktúry, ich vznik, pričom sa snaží rekonštruovať históriu pohybov, deformácií a napätí.

Zo štúdia deformačných štruktúr vytvorených predchádzajúcim napätím môžeme odvodiť **smery napätia** a pozorovať účinok tektonických síl na horninu. **Tektonické sily** sú sily generované vo vnútri Zeme. Ich pôsobenie vyvoláva deformácie hornín ako aj horizontálne a vertikálne pohyby. V tuhých materiáloch, akými sú horniny, dochádza k trom typom **deformácie**:

- **elastickej**, v ktorej deformované teleso (hornina) po uvoľnení napätia postupne nadobúda svoj pôvodný tvar, ide o obmedzený rozsah deformácie,
- **plastickej**, pri ktorej sa deformované horninové teleso po ukončení napätia nevráti do svojho pôvodného stavu (napr. vrásky),
- **krehkej**, pri ktorej sa horninové teleso pôsobením napätia láme. K tomuto typu deformácie dochádza najmä vo vrchných častiach zemskej kôry (napr. zlomy, pukliny).

Napätie, ktoré spôsobuje deformáciu, môže byť tlakové čiže kompresné, alebo ťahové čiže tenzné. **Kompresné napätia** spôsobujú stláčanie a skracovanie (kompresiu). Výsledkom skrátenia podložia je vykľutie jeho internej časti prejavujúce sa zhrubnutím kôry. Vznikajú vrásky, násuny. **Tenzné napätia** spôsobujú deformáciu charakteristickú predlžovaním, čiže extenziou. Extenzia je výsledkom relaxácie napätia po kontračnej deformácii, ide o roztiahnutie vyvolané ťahovými silami, ktoré majú tendenciu stenčovať zemskú kôru.

13.1 Geologické štruktúry

Deformáciou zemskej kôry vznikajú geologické štruktúry, ktoré vzhľadom k vzniku horniny delíme na:

- **primárne**, ktoré vznikli súčasne s horninou (napr. kontrakčné pukliny v magmatických horninách vznikajúce pri chladnutí magmatického telesa, alebo vrstvitosť u sedimentárnych hornín, hieroglyfy vznikajúce počas sedimentácie alebo diagenézy sedimentov),
- **sekundárne**, vznikajúce v už vytvorenej hornine. Patria k nim deformácie v horninách, ktoré boli vytvorené účinkom tektonických alebo gravitačných síl (vrásky, zlomy). Sú obyčajne mladšie ako horniny, ktoré deformujú.

Deformácie sa prejavujú pretvorením pôvodného usporiadania stavebných častíc horninového prostredia. Najčastejšie ide o tvarové zmeny. K deformácii môže dochádzať:

- **bez porušenia spojitosti** vnútri deformovaného celku (ohýbaním vrstiev za vzniku vrás) vznikajú **spojité tektonické štruktúry**,
- pri deformácii dôjde k strate súdržnosti a **prerušeniu spojitosti** deformovaného telesa, vznikajú **nespojité tektonické štruktúry**.

Poruchy oboch skupín sú spojené pozvoľnými prechodmi.

13.1.1 Spojité tektonické štruktúry

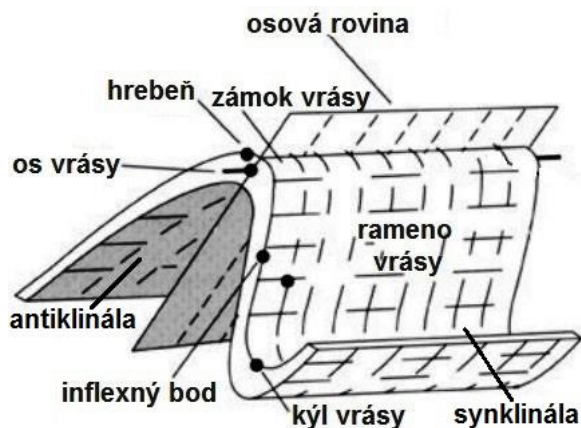
Spojité tektonické štruktúry opticky vnímame ako zvltný, poprehýbaný systém štruktúrnych plôch. Spojité štruktúry môžu vznikať rôznym mechanizmom a v odlišných kinematických a dynamických podmienkach deformačného procesu.

Flexúry

Ohybom vrstiev do tvaru schodov vznikajú **flexúry**. Flexúra je neperiodická štruktúra, ide o dvojitý kolenovitý ohyb štruktúrnej plochy, ktorej ramená sú zhruba rovnobežné, vodorovne uložené alebo mierne uklonené. Stredné rameno je uklonené šikmo.

Vrásy

Typickou formou spojitých plastických deformácií sú vlnovite prehnuté vrstvy – **vrásky**, periodicky sa opakujúce štruktúrne tvary. Štruktúrny tvar bol definovaný na vrstve a má svoj stratigrafický zmysel. Je zložený z dvoch polvln (hornej a dolnej), označovaných ako **antiklinála** a **synklinála** (obr. 37). Vrstvy v jadre antiklinály sú staršie ako na jej periférii.



Obr. 37. Geometrické prvky vrásky (www_27, upravené).

U synklinál je to naopak. Uklonené vrstvy ukončujúce antikinálu alebo synklinálu nazývame **ramená vrásky**. Antikinálu a synklinálu spája **stredné rameno vrásky**. **Zámková časť vrásky** je úsek maximálneho zakrivenia vrásnenej plochy v profile. V antikinálnej časti rozlišujeme **hrebeň** vrásky (najvyššie miesto v priečnom profile vrásky) a **záмок antikinály (vrchol vrásky)** reprezentujúci najzakrivenejšie miesto v profile vrásky. V synklinálnej časti rozlišujeme **kým vrásky** (najnižšie miesto) a **záмок synklinály (dno vrásky)**, čiže najzakrivenejšie miesto. **Inflexné body** sú miesta na ramenách vrás, v ktorých antikinálne zakrivenie vrásky prechádza do synklinálneho a naopak. Sú to body minimálneho zakrivenia na vrásach. Uhol, ktorý zvierajú priľahlé vrásové ramená označujeme ako **medziramenný uhol**. Čím je menší, tým intenzívnejšie bolo zovretie vrásovej plochy počas deformácie. **Os vrásky** je línia, ktorá prechádza antikinálnymi respektíve synklinálnymi zámkami tej istej zvrásnenej plochy. **Osovú rovinu** definujeme ako rovinu (plochu) preloženú osami vrás (obr. 37).

Veľkosť vrás vyjadrujeme pomocou **amplitúdy vrásky** (výšky vrásky), **šírky vrásky**, ktorá predstavuje vzdialenosť dvoch susedných inflexných bodov tej istej vrásovej polvlny v profile vrásky, ďalej **vlnovou dĺžkou** vrásky definovanej ako súčet širok dvoch susedných polvln a **dĺžkou vrásky** predstavujúcej zistenú dĺžku osi vrásky.

Geometrická klasifikácia vrás

Klasifikácia vrás podľa geometrických charakteristík je najčastejšie založená na pozícii zámku, úklone osovej roviny, veľkosti medziramenného uhla a charaktere vrásky v priečnom reze.

Vrásky sa **podľa pozície zámku vrásky** bez ohľadu na stratigrafiu zvrásnených vrstiev delia na antiformy a synformy. **Antiforma** je smerom nahor vypuklá (konvexná) a **synforma** je konkávna časť vrásky. Pri zohľadnení stratigrafie ich členíme na spomínané **antiklinály** a **synklinály**.

Podľa **úklonu osovej roviny vrás**, jej vzťahu k ramenám vrás a pozície vrstiev v strednom ramene, vrásky delíme na (obr. 38):

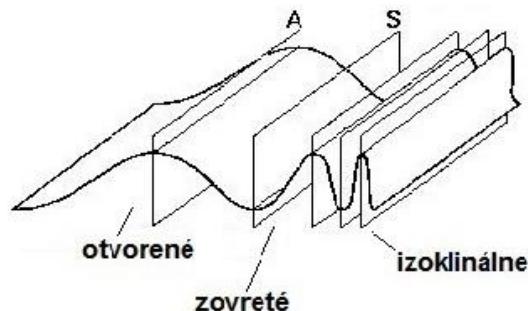
- **priame vrásky** majú zvislú osovú rovinu, protiklonný úklon vrásových ramien a normálnu pozíciu stratigrafického vrstvomého sledu v strednom ramene,
- **šikmé vrásky** majú uklonenú osovú rovinu s protiklonným úklonom vrásových ramien a normálnou pozíciou stratigrafického vrstvomého sledu v strednom ramene,
- **prevrátené vrásky** majú rovnaký zmysel úklonu vrásových ramien a prevrátený stratigrafický vrstvomý sled,
- **ležaté vrásky** majú subhorizontálnu osovú rovinu aj subhorizontálnu pozíciu vrásových ramien,
- **ponorené vrásky** majú osovú rovinu ponorenú pod horizontálnu pozíciu, čím časť antiklinály nadobúda synformný charakter a časť synklinály zas antifonný charakter.



Obr. 38. Schéma klasifikácie vrás podľa úklonu osovej roviny vrás (www_28, upravené).

Podľa **veľkosti medziramenného uhla**, resp. **stupňa zovretosti** vrásky rozlišujeme (obr. 39):

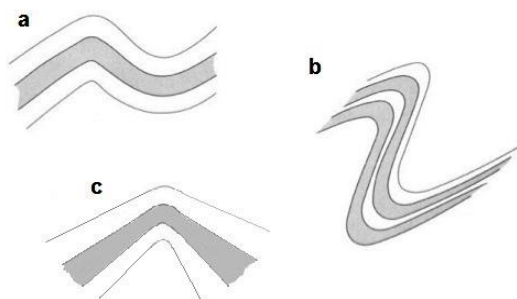
- **mierne vrásky** ($120 - 180^\circ$),
- **otvorené vrásky** ($70 - 120^\circ$),
- **zovreté vrásky** ($30 - 70^\circ$),
- **stlačené vrásky** ($5 - 30^\circ$),
- **izoklinálne vrásky** ($0 - 5^\circ$).



Obr. 39. Schéma klasifikácie vrás podľa stupňa zovretosti, A – antiklinála, S – synklinála (www_28, upravené).

Podľa **zmien hrúbky vrstiev v ramenách a vrásových ohyboch** rozoznávame (obr. 40):

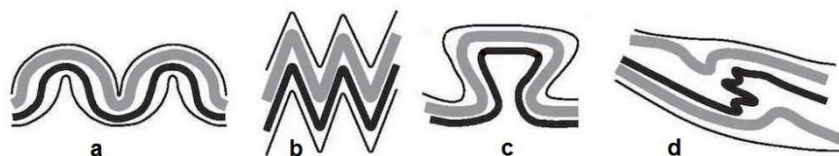
- **paralelné vrásky** majú rovnakú hrúbku v ramenách aj vrásových ohyboch (a),
- **podobné vrásky** sa vyznačujú narastajúcou hrúbkou smerom z ramien do vrásových ohybov (b),
- **diapírové vrásky** sú typické znižujúcou sa hrúbkou smerom z ramien do vrásových ohybov (c).



Obr. 40. Typy vrás podľa zmien hrúbky vrstiev v ramenách a vrásových ohyboch.

Podľa **tvaru vrásových ohybov** môžu byť vrásky (obr. 41):

- **oblé** (a),
- **kľukaté** (b),
- **kufrovité** (c),
- **disharmonické** (d).



Obr. 41. Typy vrás podľa vrásových ohybov, a-c harmonické vrásky, d – disharmonické vrásky (www_29, upravené).

13.1.2 Nespojité tektonické štruktúry

Nespojité štruktúry môžu vznikať pri primárnych geologických procesoch, akými sú napríklad usadzovanie a litifikácia sedimentov (pukliny späté s vysychaním sedimentov). Pri zvyšujúcom sa napätí v horninovom komplexe prekročením medze pevnosti dochádza k porušeniu celistvosti horninového telesa, čím vznikajú nespojité tektonické štruktúry. K nespojitém tektonickým štruktúram patria puklinové a zlomové štruktúry.

Puklinové štruktúry

Puklinové štruktúry sa vyskytujú najčastejšie, tvoria sa vo všetkých genetických typoch hornín (magmatických, sedimentárnych aj metamorfovaných). S narastajúcou hĺbkou klesá ich početnosť. Puklinové štruktúry členíme na:

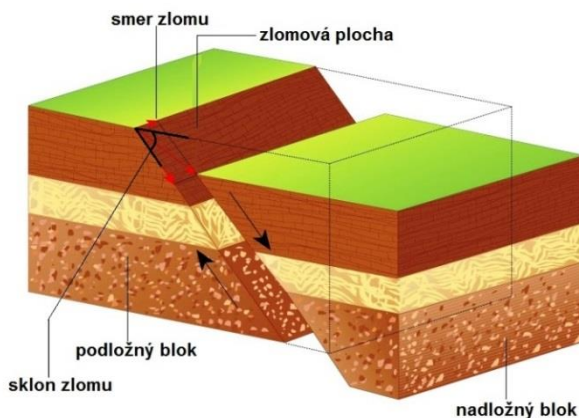
- **pukliny** – plošné štruktúry vznikajúce pri deformácii, ktoré rozdeľujú horninový celok na menšie navzájom dotýkajúce sa časti. V hornine dochádza k úplnej strate súdržnosti,
- **praskliny** – na rozdiel od puklín v horninách spôsobujú len čiastočnú stratu súdržnosti. Pri zvyšujúcom sa tlaku prechádzajú do puklín,
- **trhliny** – sú rozvreté pukliny, pri ktorých oddialením puklinových stien dochádza k vytvoreniu voľného priestoru. Bývajú často vyplnené sekundárnymi minerálmi (kremeň, kalcit).

Zlomové štruktúry

Zlomové štruktúry predstavujú porušenie horninového masívu, pri ktorom dochádza na rozdiel od puklinových štruktúr k vzájomnému pohybu oddelených blokov. Ich vzájomné premiestnenie môže byť len niekoľko centimetrov, ale v niektorých prípadoch môže dosahovať až stovky kilometrov. Zlomy, na ktorých došlo k pohybu počas ostatných 10 000 rokov označujeme ako **aktívne zlomy**. **Hĺbkový dosah** zlomov býva rôzny. Môžu to byť **tektonické poruchy** s povrchovým až pripovrchovým dosahom (napr. podtatranský zlom), **regionálne zlomy** porušujúce Conradovu diskontinuitu, čiže majú vnútrokôrový dosah (napr. čertovická línia), alebo **hlbinné zlomy** tzv. **lineamenty** porušujúce Moho diskontinuitu (napr. Peripieninský lineament).

Kontakt medzi premiestňovanými horninovými blokmi môže byť tvorený jednou výraznou **zlomovou plochou**, alebo zónou tvorenou drvenými silne porušenými horninami, ktorú označujeme termínom **zlomová zóna**. Zlomová plocha je plocha ohraničujúca zlomovú kryhu (zlomový blok). Kryha vystupujúca v nadloží zlomovej plochy sa označuje ako **nadložná zlomová kryha**, kryha v podloží zlomovej plochy sa nazýva **podložná zlomová kryha**. **Zlomová škára** je priestor medzi zlomovými stenami priľahlých zlomových kryh.

Môže byť voľná, alebo vyplnená tektonickými brekciami a mylonitmi. **Smer zlomu** je prienik roviny zlomu s horizontálnou rovinou. **Sklon zlomu** je uhol, ktorý zvierá uklonená rovina zlomu s horizontálnou rovinou (obr. 42).

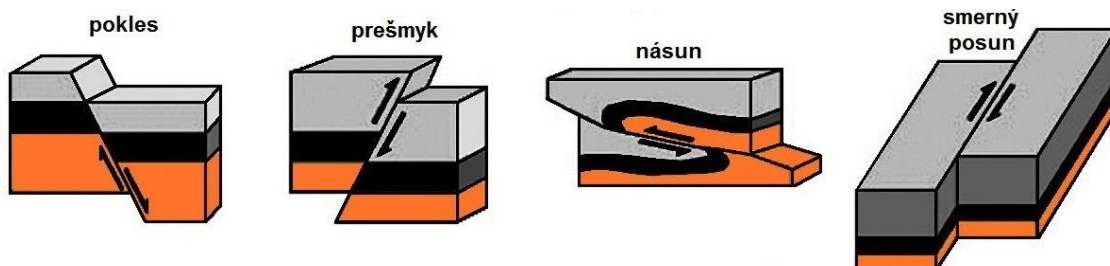


Obr. 42. Geometrické prvky zlomu (www_30, upravené).

Klasifikácia zlomových štruktúr

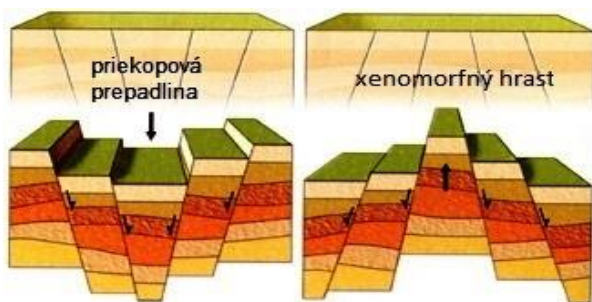
Zlomové štruktúry vznikajú účinkom tlaku, ťahu a šmyku, preto ich klasifikácia je založená na rôznych kritériách. Zlomy najčastejšie klasifikujeme podľa vzájomného premiestnenia zrovnávacej vrstvy (horninového zloženia, staršej zlomovej plochy) zlomovou štruktúrou vo vertikálnom aj horizontálnom reze. Zlomy rozdeľujeme na **extenzné zlomové štruktúry** (poklesy), **kompresné zlomové štruktúry** (prešmyky, násuny a príkrovy) a **smerné posuny**.

Poklesy sú strižné zlomy väčšinou šikmo uklonené (obr. 43). Prevažuje v nich vertikálna zložka pohybu, pri ktorej nadložná kryha poklesáva voči podložnej. Práve poklesmi



Obr. 43. Klasifikácia zlomových štruktúr (www_31, upravené).

sa realizuje väčšina extenzie (roztáhovanie) v krehkej zemskej kôre, čím sa uskutočňuje jej stenčovanie. Poklesy patria teda k extenzným zlomovým štruktúram vyvolaným ťahovými (tenznými) silami.



Série poklesov vytvárajú **xenomorfne hrasty** alebo **priekopové prepadliny** (grabeny). Xenomorfne hrasty sú relatívne vyzdvihnuté bloky, pričom poklesávajú okrajové kryhy, na druhej strane grabeny predstavujú relatívne

Obr. 44. Schéma vzniku priekopovej prepadliny a xenomorfného hrastu vytvorených sériou poklesov (www_32, upravené).

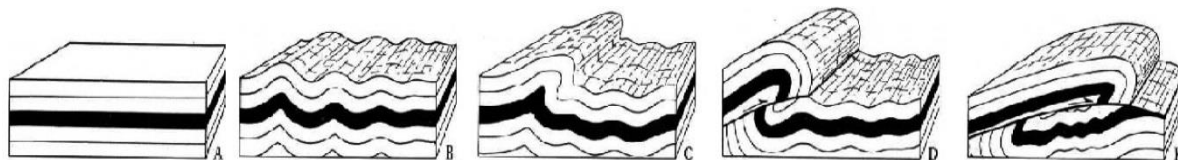
poklesnuté bloky, v ktorých poklesávajú stredné kryhy (obr. 44).

Prešmyky sú uklonené zlomy, pri ktorých hlavnou zložkou pohybu je presun nadložnej kryhy na podložnú. Na rozdiel od poklesovej štruktúry, pri prešmyku sa zmenšuje plocha, ktorú pôvodne zaujímalo teleso pred porušením. Pri pohybe na prešmykových zlomoch dochádza k presunu starších hornín na mladšie (obr. 43). Prešmyky vedú ku skracovaniu a zároveň k zhrubnutiu zemskej kôry, čiže ide o kompresné zlomové štruktúry. Môžu byť:

- **vrásové** – vznikajúce pretrhnutím stredného ramena prevrátenej prípadne ležatej vrásky,
- **kryhové** – vznikajúce krehkou deformáciou pri náhlom zaťažení.

Násuny sú veľmi mierne až subhorizontálne uklonené zlomy a zlomové zóny, na ktorých dochádza k značnému skracovaniu častí zemskej kôry (obr. 43). Násuny najmä v čelových častiach môžu mať strmšie úklony.

Príkrovy sú horninové telesá doskovitého tvaru, ktoré boli pozdĺž násunových zlomov tektonicky (alebo gravitačným sklzom) presunuté na vzdialenosť minimálne 5 kilometrov na cudzorodý podklad (obr. 45). Príkrov teda predstavuje **alochtón** (teleso, ktoré bolo v priebehu deformácie presunuté zo svojej pôvodnej pozície). Podložie, ktoré bolo vzhľadom na príkrov relatívne stabilné, sa označuje pojmom **autochtón**.



Obr. 45. Schéma vzniku príkrovu: A – pôvodné horizontálne uloženie vrstiev, B, C – vznik vrás spôsobený orientovaným tlakom, D – ustrihnutie stredného ramena ležatej vrásky spôsobené pokračujúcim stresom, E – redukcia stredného ramena vrásky a presun horninových mäs pozdĺž zóny ustrihnutia na veľkú vzdialenosť (www_33, upravené).

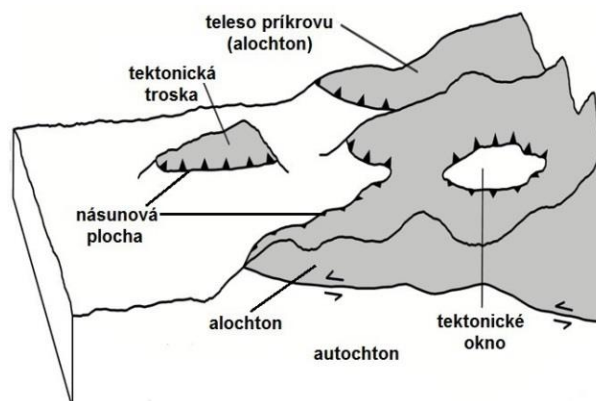
Príkrov pozostáva z:

- **tesla príkrovu** – podstatná časť horninovej masy tvoriacej samotný príkrov,
- **čela príkrovu** – tá časť príkrovu, ktorá bola presunutá na najväčšiu vzdialenosť z oblasti svojho pôvodu,
- **koreňovej zóny príkrovu** – časť priestoru **domovskej oblasti**, kde sa horninové sekvencie tvoriace príkrov formovali a boli odtiaľ odlepené a presunuté. Pri veľkých skrátaniach býva koreňová zóna reprezentovaná **tektonickou sutúrou (jazvou)**, ktorá vznikla uzavretím priestoru domovskej oblasti príkrovu. Príkrovy, u ktorých nie je známa koreňová oblasť, označujeme pojmom **bez koreňové príkrovy**,
- **bazálnej príkrovovej plochy** – báza príkrovu je miesto, pozdĺž ktorého dochádza k presúvaniu rozsiahleho horninového telesa tvoriaceho príkrov.

Po presunutí telesa príkrovu a jeho erózii môžu vzniknúť špecifické štruktúry, akými sú (obr. 46):

- **tektonické trosky**, predstavujúce eróziou úplne oddelené časti príkrovového telesa obklopené zo všetkých strán autochtónnymi horninami (Veľký Rozsutec, Veľký Choč – predstavujú príkrovové trosky chočského príkrovu na krížňanskom príkrove; Radzim – troska silicika),

- **tektonické okná**, sú eróziou obnažené úseky autochtónneho podložia príkrovu, lemované telesom príkrovu (okno v Hrdzavej doline v oblasti Muránskej planiny).



Obr. 46. Tektonická troska a tektonické okno (www_34, upravené).

Podľa typu hornín, ktoré príkrovy obsahujú rozlišujeme:

- **príkrovy fundamentu**, sú tvorené prevažne kryštalinickým fundamentom a sedimentmi (veporikum, tatrikum),
- **superficiálne príkrovy** (pripovrchové) resp. **príkrovy obalu**, ktoré sú budované len sedimentárnymi, prípadne vulkanickými komplexami bez kryštalinických komplexov (silicikum, hronikum).

Z geometrického hľadiska sa príkrovy delia na:

- **vrásové**, ktoré vznikajú z vrásových štruktúr,
- **kryhové**, ktoré sú presúvané ako kryhy bez väčších deformácií.

Vergencia príkrovu je smer, ktorým sa príkrov presúval z domovskej oblasti do jeho súčasnej pozície. Napríklad severovergentné príkrovy sa presúvali z juhu na sever (napr. západokarpatské paleoalpínske tektonické jednotky majú severnú vergenciu).

Násuny aj príkrovy patria ku kompresným tektonickým štruktúram, spôsobujúcim v zemskej kôre skrakovanie. Pri deformácii sa v silne stlačených zónach môžu násuny, prešmyky a príkrovy navzájom kombinovať a vytvárať zložité vrásovo-násunové pásma (subdukčno-kolízne pásma), akými sú Himaláje, Andy, Alpy alebo Karpaty.

Smerné posuny sú strmo uklonené zlomy, na ktorých dominantnou zložkou pohybu je vzájomné horizontálne premiestnenie zlomových krýh paralelne so smerom zlomu (obr. 43). Z hľadiska zmyslu posunu sa delia na **pravostranné (dextrálne)** a **ľavostranné (sinistrálne)**. Pri smerných posunoch nedochádza k skrakovaniu ani rozťahovaniu zemskej kôry. Medzi smerné posuny patria mnohé **aktívne zlomy**, na ktoré sú viazané zemetrasenia. Typickým príkladom aktívneho smerného posunu je zlom San Andreas v Kalifornii (USA). Typickou črtou smerne-posunových zlomov je rotácia štruktúr vnútri zlomovej zóny.

Šikmé poklesy a **šikmé prešmyky** sú zlomové štruktúry, u ktorých je pohyb kombináciou horizontálnej a vertikálnej zložky pohybu. Kombináciou oboch zložiek v extenznom režime (**transtenzia**) vznikajú **šikmé poklesy** (kombinácia poklesu a horizontálneho posunu) a v kompresnom režime (**transpresia**) vznikajú **šikmé prešmyky** (kombinácia prešmyku a horizontálneho posunu).

14. ZEMETRASENIE

Zemetrasenie je najčastejší prejav vnútorných geologických síl. Každých 30 sekúnd sa zachveje nejaká časť zemského povrchu (väčšina týchto otrasov je slabá, takže ju registrujú iba citlivé seizmické prístroje). Následky veľkých zemetrasení si každoročne vyžadujú 10 – 15 tisíc obetí (v Číne za posledných 30 storočí zahynulo v dôsledku zemetrasení takmer 15 miliónov ľudí).

Chvenie Zeme môže mať pôvod v prirodzených, ale aj umelých otrasoch. Zemetrasenia rozdeľujeme do niekoľkých kategórií podľa pôvodu na:

- **tektonické zemetrasenia** – tektonické sily pôsobiace niekoľko desaťročí na horninové komplexy spôsobujú ich ohýbanie. Postupne sa ohýbanie zintenzívňuje a nahromadená energia prevýši medzu pevnosti horniny, hornina sa rozlomí a v jej okolí vznikne zemetrasenie. Rozlamanie horniny je typické pre horniny blízke zemskému povrchu. S narastajúcimi PT podmienkami sa horniny správajú duktilne, preto sú zemetrasenia s hlbokými ohniskami zriedkavé,

- **zemetrasenia vulkanického pôvodu** – predstavujú 3 % všetkých zemetrasení, vznikajú počas vulkanických erupcií, alebo pri výstupe magmy a vyplňovaní magmatickej komory,

- **antropogénne zemetrasenia** – napr. zemetrasenia vyvolané naplnením väčších priehradných nádrží. Voda z napustenej nádrže preniká pod tlakom pozdĺž starých zlomov do hĺbky. V ich okolí zníži koeficient trenia hornín a pozdĺž nich dochádza k pohybu pôvodne stabilných blokov (napr. katastrofa v Indii v r. 1967 – priehrada Koyna, kde zahynulo 177 ľudí, okolo 1 500 ľudí bolo zranených),

- **rútivé zemetrasenia** vznikajú prepadnutím alebo zrútením stropu v podzemných dutinách – jaskyniach, v priestoroch s podzemnou ťažbou,

- **zemetrasenia vyvolané dopadom meteoritov**, ktoré sú pomerne zriedkavé.

Zemetrasenie vytvárajú vibrácie Zeme vyvolané rýchlym uvoľnením nahromadenej energie v horninách hlboko pod zemským povrchom. Ak dôjde k porušeniu hornín, z miesta porušenia sú vysielané seizmické vlny. Uvoľnená energia sa šíri zo zdroja (ohniska) vlnovite všetkými smermi. Pri náhlom uvoľnení energie, ktorá sa predtým akumulovala v hornine, dochádza k vzniku **zlomu**, resp. sa energia hromadí pozdĺž už existujúcich zlomových plôch, kedy je zlom seizmicky neaktívny.

Stred ohniska zemetrasenia, čiže miesto, v ktorom dochádza ku vzniku zemetrasenia, sa nazýva **hypocentrum**. Tu začína ruptúra hornín. Bod na zemskom povrchu nachádzajúci sa priamo nad ohniskom sa nazýva **epicentrum**. Vzdialenosť hypocentra od epicentra je hĺbka zemetrasenia.

Z hypocentra sa šíria **objemové seizmické vlny**:

- **P-vlny – primárne, pozdĺžne** – častice horniny v nich vibrujú v smere šírenia vlny (4 – 7 km/s),

- **S-vlny – sekundárne** – častice hornín v nich vibrujú kolmo na smer pohybu vlnenia (2 – 5 km/s),

- z epicentra sa šíria **R** a **L** **povrchové vlny** – majú najväčšie amplitúdy v oblasti epicentra, spôsobujú najväčšie škody, pretože vyvolávajú najintenzívnejšie pohyby zemského povrchu.

14.1 Určovanie lokalizácie zemetrasení

Na zisťovanie lokalizácie, hĺbky a sily zemetrasenia používame prístroje na zisťovanie seizmických vĺn tzv. **seizmometre**. Prístroj nemôže identifikovať pohyb, ktorý meria. Tomu slúži **seizmograf** – je to seizmometer s registračným zariadením, ktorý vytvára permanentný záznam zemských pohybov tzv. **seizmogram**.

P, S a L vlny vznikajú pri zemetrasení súčasne, ale šíria sa rôznou rýchlosťou. Na seizmograme z najbližšej stanice je prvý príchod P-vĺn oddelený od prvého príchodu S-vĺn len malou vzdialenosťou. Čím ďalej sa vlny šíria, tým väčšie budú časové intervaly medzi prvými príchodmi P a S vĺn a tým vzdialenejšie budú ich záznamy na seizmogramoch. Tento interval môže byť použitý na zisťovanie vzdialenosti zemetrasenia od stanice. Stanice zisťujú len vzdialenosť zemetrasenia a nie smer. Pomocou informácií z viacerých staníc môžeme presne lokalizovať epicentrum zemetrasenia.

Rovnako môžeme určiť **hĺbku vzniku zemetrasenia**. Podľa hĺbky ohniska (hypocentra) rozlišujeme:

- plytké zemetrasenia (0 – 70 km),
- stredne hlboké zemetrasenia (70 – 350 km),
- hlboké zemetrasenia (350 – 670 km).

Intenzita zemetrasenia (makroseizmické účinky) je mierou účinku seizmických vĺn na zemskom povrchu (napr. poškodenie stavieb). Mercalli vytvoril v roku 1897 dvanásťstupňovú škálu, ktorá sa s malými obmenami používa dodnes. **Mercalliho stupnica** zisťuje intenzitu zemetrasenia, ktorá je mierou účinku zemetrasenia na ľudí a stavby (I – XII stupňov), pričom väčšie číslo znamená aj väčšiu intenzitu. Ide o veľmi subjektívne hodnotenie, pretože inak sa správajú stavby z tehál a inak z dreva, taktiež rozhoduje geologické podložie a pod.

Výpočet **magnitúda** je veľmi zjednodušene odvodený z dekadického logaritmu najväčšej amplitúdy seizmickej vlny registrovanej seizmografom a korekcie na vzdialenosť hypocentra a geologické podmienky (napr. nespevnené sedimenty, skalné horniny). Magnitúdo po prvý raz zaviedli do praxe seizmológovia Charles Francis Richter (1900 – 1985) a Beno Gutenberg (1889 – 1960) pre oblasť Kalifornie. Práve podľa Richtera sa magnitúdo často nesprávne označuje ako „Richterova stupnica zemetrasenia“. Veľkosť magnitúda pri hodnotách vyšších ako 7 závisí na konkrétnych geologických podmienkach. Z tohto dôvodu boli v seizmológii zavedené **lokálne** a **momentové magnitúdo**. Najväčšie zaznamenané zemetrasenie (Čile, v r. 1960) malo momentové magnitúdo s hodnotou 9,5.

14.2 Prejavy zemetrasenia na zemskom povrchu

K **prejavom zemetrasenia** a jeho **účinkom** patria:

- vibrácie stavieb – praskanie okien a stien, prípadne až pohyb stavieb, padanie materiálu,

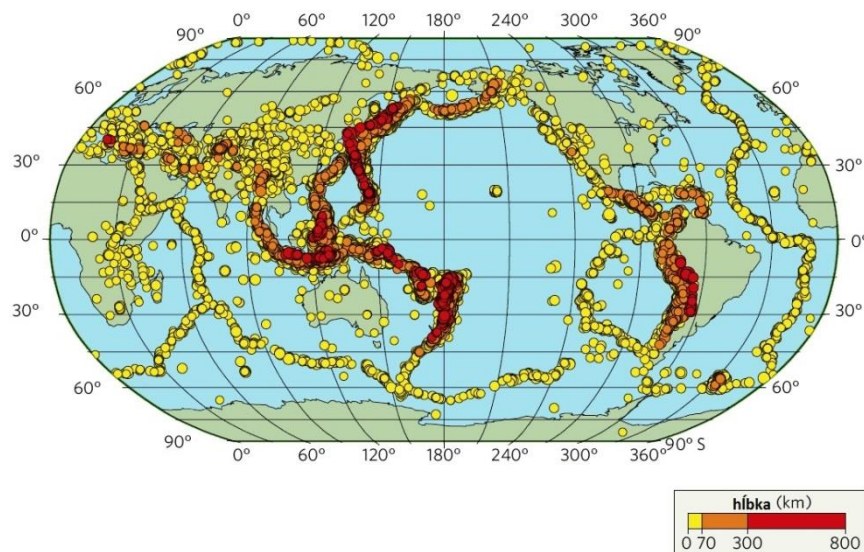
- požiare z porušených plynových a elektrických vedení,
- vznik zosuvov a poklesov (napr. v Peru v roku 1970 tisícky zosuvov na svahoch Ánd pochovalo okolo 17 000 ľudí),
- stekutenie – špeciálny typ zosuvov, pri ktorom sa pôda a sedimenty nasýtené vodou stávajú tekuté (Japonsko, Aljaška),
- vznik svahových stupňov a plytkých priekop, ktoré je výsledkom trvalého premiestnenia horninových komplexov,
- **dotrasy** – malé zemetrasenia po hlavnom otrase. Ich intenzita postupne vyznieva,
- **predtrasy** – malé otrasy predchádzajúce hlavný otras (môžu pomôcť pri predpovediach),
- **tsunami** – sú seizmicky generované morské vlny vyvolané veľkými zemetraseniami, ktoré porušujú morské dno. Môžu byť vyvolané podmorskou vulkanickou činnosťou alebo podmorskými zosunmi. V hlbokéj vode majú vlny výšku 0,5 – 2 m, smerom k pobrežiu výška narastá na 30 m, čo je spôsobené topografiou morského dna. (Najväčšie vlny v oblasti južne od Japonska – Ryukyu v roku 1971 dosahovali výšku až 85 m).

14.3 Seizmické zóny a regionálne rozšírenie zemetrasení

Z hľadiska regionálneho rozšírenia sa rozlišuje niekoľko pásiem, ktoré korešpondujú s nadväznosťou na miesta kontaktov litosferických dosiek (obr. 47):

- **Cirkum-pacifické pásmo:** Aleuty, Kamčatka, Japonské ostrovy, Filipíny, Indonézia, Oceánia, Antarktída, západné pobrežie Ameriky, Aljaška. Toto pásmo je viazané na kontakt litosferických blokov subdukčného typu a vyskytuje sa v ňom 80 % plytkých zemetrasení a 90 % stredne hlbokých zemetrasení,

- **Stredomorsko-transázijské pásmo:** Azory, Stredozemné more, alpínske pohoria (Alpy, Karpaty), Malá Ázia, Kaukaz, Himaláje až po Vladivostok. Ide o miesta kolízie litosferických dosiek, o oblasť doznievania alpínskej orogenézy. Zemetrasenia sa prejavujú v Taliansku, Turecku, Iráne a inde,



Obr. 47. Výskyt zemetrasení kopírujúcich rozhrania litosferických dosiek (www_17, upravené).

- **pásmo viazané na svetový riftový systém a transformné zlomy** – ide o oceánske chrbty v Atlantickom, Indickom a Tichom oceáne ako aj rifty na pevninách (východoafrický rift),

- **aseizmické konsolidované oblasti starých štítov a oceánske platformy.**

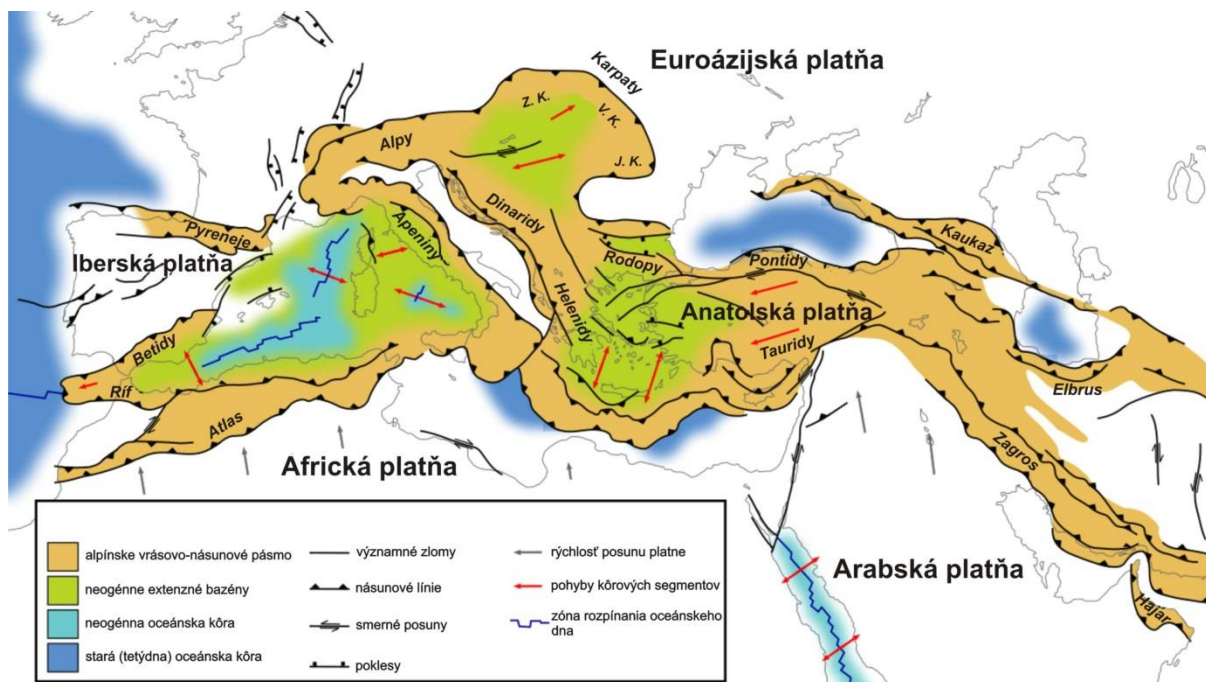
Pre **Slovensko**, ktoré je súčasťou strednej Európy, je charakteristická menšia seizmická aktivita. Významnejšie zemetrasenia sú sústredené na významné tektonické línie (komárňanský zlom, podtatranský zlom), oblasť Malých Karpát, okolie Strážskeho. Zemetrasenia sa v uvedených oblastiach v historických zápisoch spomínajú už od neskorého stredoveku.

15. STRUČNÝ PREĽAD REGIONÁLNEJ GEOLÓGIE

ZÁPADNÝCH KARPÁT

15.1 Slovensko v kontexte geológie Európy

Západné Karpaty sú integrálnou súčasťou **alpsko-himalájskej**, v rámci nej **alpsko-karpatskej** sústavy. Alpsko-karpatská sústava patrí európskym alpidám, ktoré medzi strednou kriedou a miocénom vznikli z mediteránneho úseku Tetýdy kolíziou afrického a európskeho kontinentu (obr. 48). Vzhľadom na príbuzné vzťahy s Alpami, Východnými Karpatmi a Panónskym bazénom tvoria tzv. **ALCAPA** región.



Obr. 48. Pozícia Západných Karpát v rámci Alpid (www_35, upravené). Z. K. – Západné Karpaty, V. K. – Východné Karpaty, J. K. – Južné Karpaty.

Voči uvedeným geologickým jednotkám sú Západné Karpaty (ďalej ZK) ohraničené Hainburských vrchov, Rakúsko), ktorá sprostredkúva styk ZK s Východnými Alpami. Keďže

značná časť predpokladaného rozhrania je zakrytá sedimentmi Viedenskej a Dunajskej panvy, hranica je problematicky stanoviteľná. Východnou konvenčne určenou hranicou je dolina rieky Uh. **Tektonicky** sú ZK voči susediacim jednotkám ohraničené na severe a juhu. Severná hranica je daná okrajom príkrovov flyšového pásma, prípadne rozsahom sedimentov čelnej predhlbne. Najmenej zreteľná je južná hranica, prekrytá mladšími sedimentmi, ktorú tvorí Hurbanovský zlom nadväzujúci na Diösjeno a Darnó zlom (v Maďarsku). Karpatské jednotky sú prekryté terciérnymi sedimentmi Panónskej panvy.

Západné Karpaty sa nachádzajú na území Slovenska, Rakúska, Moravy, južného Poľska a severného Maďarska.

Územie Slovenska sa vyznačuje neobyčajne pestrú geologickou stavbou, v ktorej dominujú komplexy predalpínskeho kryštalinika, rôznorodé sedimentárne horniny vrchnopaleozoického veku, paleogénne flyšové uloženiny, výplne rozsiahlych neogénnych paniev a mladé vulkanické pohoria. Veľká variabilita je typická pre mezozoické útvary. Je spôsobená dynamickým vývojom v tomto období, v ktorom sa formovali základné predterciérne jednotky budujúce dnešné Západné Karpaty.

15.2 Tektonický vývoj Západných Karpát

Západné Karpaty prekonali veľmi zložitý vývoj, počas ktorého došlo k mnohonásobnej štruktúrnej prestavbe kôrových fragmentov v tomto regióne. Tektonické elementy ZK sa formovali počas dvoch hlavných orogén – hercýnskej a alpínskej. Každá z nich mala niekoľko samostatných, geotektonicky rozdielnych etáp.

Najstaršie jednotky v tektonickej stavbe Slovenska sú **fragменты hercýnských jednotiek**. Budujú kryštalinický fundament a sú základnými stavebnými jednotkami dnešnej kôry ZK. Predhercýnske jednotky (kadómske?) vystupujú v predpolí ZK: Krakowské plató a Brunovistulikum, ďalej v Pieninskom bradlovom pásme v upohlavských zlepencoch (sekundárne, iba vo forme klastov).

Hercýnske jednotky vznikli počas dlhodobého vývoja v paleozoiku v priestore medzi vtedajšími kontinentami – Gondwanou a Lauraziou. Hercýnske jednotky sú strednokôrové príkrovy, ktoré vznikli pri hercýnskych kolíznych procesoch. Sú zložené z metamorfovaných hornín a intrudované granitoidmi. V neskoršom období sa hercýnska stavba Západných Karpát rozpadla a jej fragmenty sa stali súčasťou nových alpínskych jednotiek.

Alpínska orogénza prebiehala počas mezozoika a terciéru. Počas mezozoika a terciéru predpokladáme existenciu dvoch oceánskych bazénov s rozdielnym vývojom. V súvislosti s ich uzatváraním vznikali základné alpínske tektonické jednotky ZK v rôznom čase a priestore. Tieto jednotky sa postupne dostávali do súčasného priestoru a do súčasnej pozície pri najmladších neoalpínskych etapách vývoja ZK.

Pri známej polarite alpínskej orogénzy (severná vergencia) sa ako prvý uzavrel meliatsky oceán. O jeho existencii svedčia fragmenty oceánskej kôry zachované v podobe príkrovov (tzv. meliatska, alebo meliatsko-halstattská sutúra). S jeho uzavretím súvisí vznik hlavných kôrových paleoalpínskych jednotiek ZK. Počas jury došlo k vytvoreniu riftu medzi severoeurópskou platformou a šelfovým fragmentom alpských a karpatských interníd, z ktorého postupne vznikol penninsko-magurský oceán, oddeľujúci dnešné externé a interné

pásmo Álp a Karpát. Počas neogénu sa dostal karpatský blok do šikmej kolízie s európskou platformou a pritom sa uzatváral oceánsky bazén vonkajšieho flyšu (magurský oceán). Vytvárali sa vonkajšie ZK. Karpatský blok bol dezintegrovaný horizontálnymi posunmi. Prebiehala extenzia kôry spojená so vznikom sedimentárnych paniev a intenzívny vulkanizmus.

15.3 Tektonické členenie Západných Karpát

Značne komplikovaná geologická stavba ZK priniesla niekoľko návrhov ich tektonického členenia. Tektonické členenia vychádzajú z rozhraní jednotlivých tektonických jednotiek/príkrovov usporiadaných v pruhoch, pásmach alebo zónach (napr. Mišík et al., 1985; Vozárová a Vozár, 1996; Plašienka, 1999). Najnovšia predstava o tektonickom členení ZK (sensu Hók et al., 2014) vychádza z tektonostratigrafického princípu – zohľadňuje vek tektonickej individualizácie a súčasnú priestorovú superpozíciu vyčlenených tektonických jednotiek. **Tektonickú jednotku** chápe ako trojrozmerné horninové teleso s definovanými hranicami, vlastným vnútorným litostratigrafickým, metamorfným a štruktúrnym obsahom a definovaným tektonickým vývojom. V zmysle uvedeného princípu sú ZK rozdelené na **externé Západné Karpaty** a **interné Západné Karpaty**. Do externých Západných Karpát patrí pásmo tektonických jednotiek štrukturalizovaných počas neoalpínskej etapy alpínskeho orogénu v období neogénu. Interné Západné Karpaty boli v hlavnom rozsahu štrukturalizované počas paleoalpínskej etapy alpínskeho orogénu v období kriedy. Detailné tektonické členenie s časovým horizontom tektonickej separácie jednotlivých jednotiek ZK je znázornené v tabuľke č. 4.

Tab. 4. Tektonické členenie Západných Karpát (Hók et al., 2014)

pásmo	skupina príkrovov	tektonické jednotky	tektonická individualizácia
Externé Západné Karpaty	vonkajšia skupina príkrovov	krosnianska jednotka magurská jednotka oravikum	neogén
	spodná skupina príkrovov	váhikum tatrikum	vrchná krieda – ?paleogén
Interné Západné Karpaty	stredná skupina príkrovov	hronikum fatrikum veporikum	vrchná krieda (cenomán – turón)
	vrchná skupina príkrovov	gemerikum príkrov Bôrky meliatikum turnaikum silicikum	spodná krieda

Naložené panvové a vulkanické celky boli vytvorené po hlavnej fáze štruktúrovania jednotiek vystupujúcich dnes v ich podloží a na okrajoch. Patria k nim vnútrokarpatská paleogénna panva, juhoslovensko-severomaďarská panva, viedenská panva, dunajská panva, stredoslovenské neovulkanity, východoslovenská panva a vulkanické pohoria a medzihorské panvy (kotliny).

15.4 Charakteristika tektonických jednotiek Západných Karpát

V nasledujúcom texte uvádzame charakteristiku jednotlivých tektonických jednotiek (obr. 49). *Kurzívou* sú vyznačené jednotky, ktoré v zmysle nového tektonického členenia do tektonickej stavby ZK nepatria (tab. 4) z dôvodu ich samostatného geotektonického vývoja; prípadne ich litostratigrafický obsah a štruktúrny vývoj nezodpovedá západokarpatským jednotkám, aj keď boli tradične považované za integrálnu súčasť Západných Karpát. V snahe vyhnúť sa nedorozumeniam v terminológii resp. označovaní tektonických jednotiek v geologickej literatúre, tiež uvádzame ich názvy v zátvorke v súlade s akceptovaným názvoslovím (sensu Biely et al., 1996; Plašienka, 1999; Hók et al., 2001; Bezák et al., 2009).

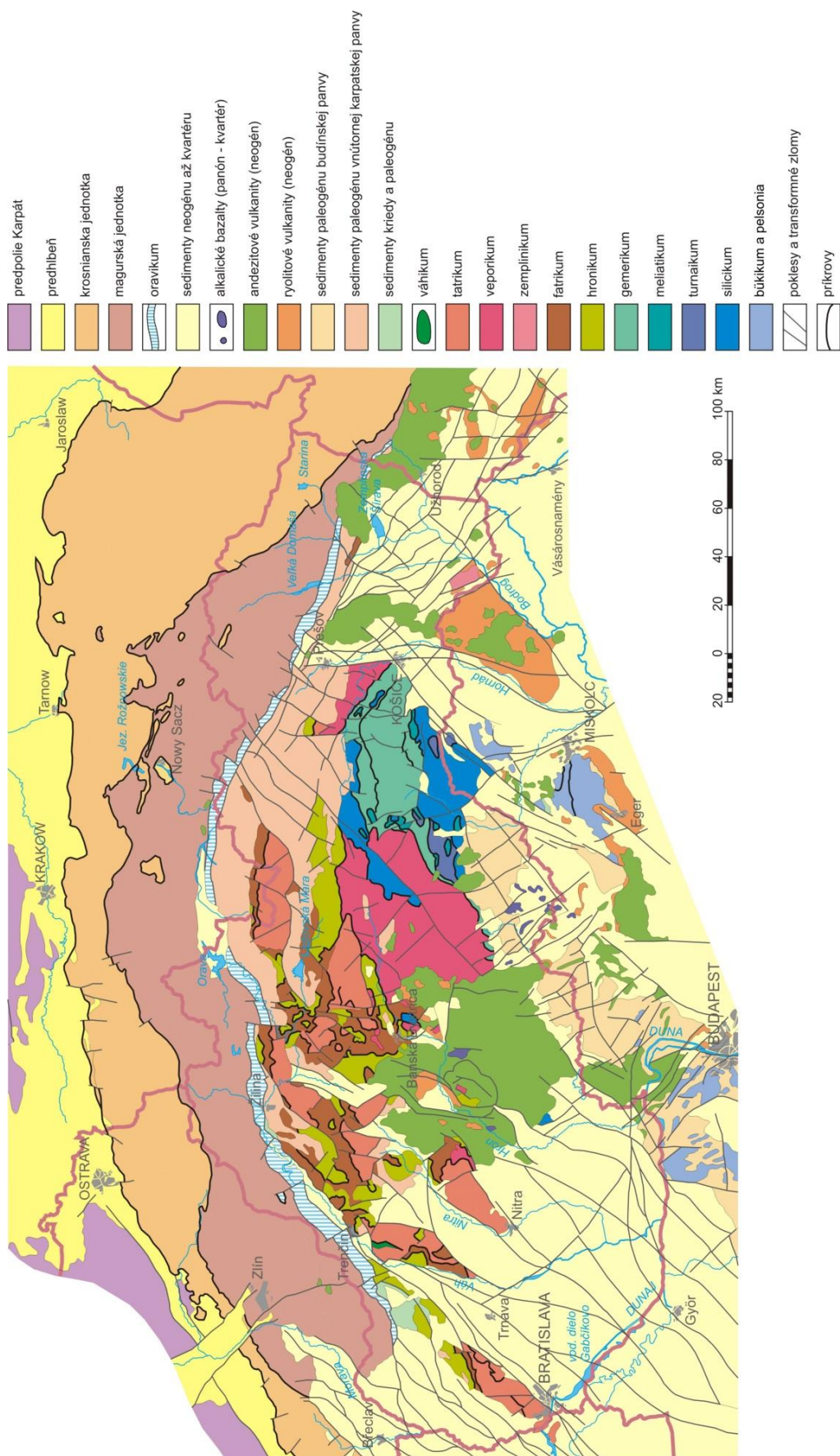
Čelná priehlbina

Na území SR nevystupuje. Vytvorila sa v predpolí vyvrásnených flyšových Karpát. Skutočná šírka priehlbiny bola podstatne väčšia ako dnes, vzhľadom k tomu, že jej vnútornejšie časti sú prekryté násunom flyšových príkrovov. Je vyplnená neogénnymi sedimentami (zlepence, pieskovce, piesčité vápnité íly, piesky, riasové vápence s dôležitými ložiskami plynu a ropy). Jej predneogénne podložie tvoria pokryvné útvary poklesnutého okraja Českého masívu a severoeurópskej platformy. Aktuálne sa diskutuje opodstatnenosť začlenenia čelnej priehlbiny do tektonickej schémy ZK z dôvodov jej samostatného geotektonického vývoja a jej autochtónnej pozície na severoeurópskej platforme.

15.4.1 Vonkajšia skupina príkrovov

Flyšové pásmo

Flyšové pásmo ZK tvorí charakteristický oblúk po vonkajšom obvode Karpát. Zasahuje na územie Moravy, Slovenska, Poľska a Ukrajiny a tam sa napája na flyšové pásmo Východných Karpát. Na území Slovenska buduje Biele Karpaty, Javorníky, Moravsko-Sliezke Beskydy, Turzovskú vrchovinu, Kysucké Beskydy, Oravské Beskydy, Oravskú Maguru, Čergov, Nízke Beskydy (Ondavská a Laborecká vrchovina), Beskydské predhorie a Bukovské vrchy. Geologicky reprezentuje flyšové pásmo mohutný akrečný klin s odhadovanou hrúbkou až do 12 – 15 km. Je tvorené príkrovmi obsahujúcimi sedimenty vrchnej jury (mimo územia Slovenska), kriedy a paleogénu. Ide o súvrstvia usadené zväčša z turbiditných prúdov tvorené vrstvami ílovca, siltovca, kalovca, pieskovca, drobového pieskovca, zlepence a miestami rohovca. Vzájomné striedanie týchto vrstiev označujeme pojmom flyš. Menilitové vrstvy tvorené vrchno-eocénnymi tmavými ílovcami s vložkami rohovcov a menilitov s hojnými fosíliami slúžia ako vodiaci horizont. Karpatské flyšové pásmo sa skladá z vonkajšej **krosnianskej jednotky (krosniansko-menilitovej skupiny príkrovov)**: pouzďanská, ždánická, podsliezka, sliezka, duklianska a predmagurská resp.



Obr. 49. Zjednodušená štruktúrna schéma Západných Karpát a susediacich území (prevzaté z Hók et al., 2014 podľa podkladu Lexa et al., 2000, upravené).

grybowska jednotka) a z vnútornej **magurskej jednotky (magurskej skupiny príkrovov: račianska, bystrická, bielokarpatská a krynická jednotka)**, ktorá tvorí podstatnú časť flyšového pásma na Slovensku.

Bradlové pásmo (oravikum)

Bradlové pásmo je najkomplikovanejšia tektonická zóna Západných Karpát. Sprostredkúva styk externých a interných ZK. Tiahne sa v dĺžke viac ako 600 km od východného okraja Viedenskej panvy cez Myjavu a Považie na Oravu ďalej do Poľska, cez Pieniny prechádza opäť na Slovensko a pokračuje v priamom smere na juhovýchod k severnému okraju Humenských vrchov, kde sa ponára pod vulkanity Vihorlatu. Cez Ukrajinu pokračuje ďalej do Rumunska. Šírka bradlového pásma je len pár kilometrov (najširšie je na Považí – približne 15 km), pričom jeho pôvodná šírka dosahovala okolo 200 km.

Podľa pôvodnej predstavy bolo bradlové pásmo budované sedimentárnymi horninami vytvárajúcimi bradlá, ktoré predstavujú šošovky a bloky jurských a spodnokriedových karbonátov, obklopené plastickými horninami – slieňmi strednej a vrchnej kriedy a flyšovými sedimentmi, od ktorých boli v procese niekoľkonásobného prevrášnenia tektonicky oddelené. Súčasná predstava o bradlovom pásme indikuje jeho vrásovo-násunovú stavbu. Ide o systém vrásovo-násunových jednotiek, ktoré prekrývajú značnú, vnútornú časť akrečného klinu externých Západných Karpát. Unikátny „bradlový štýl“ stavby Pieninského bradlového pásma je v konečnej forme výsledkom spodnomiocénnej transpresnej deformácie pôvodnej vrásovo-násunovej stavby. Štruktúrne je bradlové pásmo takmer v celom úseku viac-menej strmá tektonizovaná zóna. Je to spôsobené niekoľkonásobným zošupinatením, ale aj tým, že do jeho štruktúr sú zahrnuté aj vnútornejšie paleogeografické jednotky. Bradlové pásmo je tvorené **czorsztynskou jednotkou**, ktorá sa vyznačuje plytkovodnými sedimentmi jury a **kysuckou jednotkou** reprezentovanou hlbokomorským vývojom (prevažne pelagické a flyšové súvrstvia spodnej jury až vrchnej kriedy). Czorsztynské bradlá sa vyskytujú pozdĺž celého bradlového pásma, najväčšie je bradlo Vršatec na Považí, podobne kysucké bradlá, pričom najväčšie z nich je bradlo Rochovica v Kysuckej bráne.

Do tzv. **pribradlovej zóny** patria bošácka, drietomská, klapská, manínska, haligovská a humenská jednotka. Manínska jednotka má výraznú afinitu k fatriku. Zaradenie klapskej jednotky je však stále problematické.

15.4.2 Spodná skupina príkrovov

Váhikum

Váhikum sa vyčlenilo iba v posledných rokoch ako pokračovanie južného penninika z Álp do Karpát. Jeho podiel na povrchovej stavbe ZK je malý. Patria k nemu **belická jednotka** v Považskom Inovci a **inačovsko-kričevská jednotka** v podloží východoslovenskej panvy. Váhikum je tvorené vrchnokriedovými sedimentmi s olistolitmi karbonátov v rozsahu trias až vrchná krieda.

Tatrikum

Ako tatrikum označujeme najspodnejšiu a najexternejšiu tektonickú jednotku interných ZK, na zložení ktorej sa podieľajú okrem mladopaleozoicko-mezozoických komplexov aj komplexy predalpínskeho kryštalinického fundamentu. Vystupuje v jadrových pohoriach a pomenovanie dostala podľa Tatier. K jadrovým pohoriam patria Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovské vrchy, Malá Fatra, Tatry, Tríbeč, Žiar, Veľká Fatra, Ďumbierske Nízke Tatry, severná časť Braniska (masív Smrekovica). Z hľadiska geologickej stavby je v centrálnych častiach jadrových pohorí obnažené kryštalické jadro (kryštalínikum) budované granodioritmi, granitmi a stredne- až vysokometamorfovanými horninami (ruly, svory, amfibolity). Vzácnnejšie sa vyskytujú nízkometamorfované horniny, napríklad fylity Kliniska v Nízkych Tatrách. Pôvodné rozmiestnenie hercýnskych tektonických jednotiek je značne modifikované alpínskymi tektonickými procesmi. Kryštalínikum je len slabo alpínsky metamorfované. Sedimentárny obal je zastúpený vrchnopaleozoickými klastickými sedimentmi karbónu a permu a predovšetkým mezozoickými sekvenciami. Tatrické mezozoické obalové jednotky sú na základe charakteru sedimentov jury a spodnej kriedy rozdelené na jednotky s hlbokovodnými a plytkovodnými sedimentmi. Na nich v tektonickej superpozícii spočívajú superficiálne príkrovy, ktoré boli do priestoru tatrika nasunuté počas kriedového vrásnenia (fatrikum – krížňanský príkrov a hronikum – chočský príkrov). Tieto príkrovy sa nenachádzajú vo všetkých jadrových pohoriach, tvoria iba príkrovové trosky.

15.4.3 Stredná skupina príkrovov

Hronikum

Hronikum reprezentuje sústavu príkrovov v nadloží tatrika, fatrika a veporika. Synonymne je často označované ako **chočský príkrov**. Za jeho koreňovú zónu bol pôvodne považovaný kontakt veporika a gemerika tzv. margeciansko-lubenická tektonická línia. Podľa súčasných predstáv je paleogeografická pozícia koreňovej zóny hronika nejasná. Stratigrafický rozsah hronika je karbón až spodná krieda. Najstarším litostratigrafickým členom hronika je **ipoltická skupina** tvorená vulkanitmi a sedimentmi karbónu a permu. Na základe zastúpenia hlbokovodných (napr. reiflinské vápence) a plytkovodných vápencov (napr. wettersteinské vápence) v triase boli v rámci hronika vyčlenené dve faciálne odlišné sekvencie – **čiernovážska** a **bielovážska** – signalizujúce rozdelenie sedimentačného priestoru hronika počas triasu (na rozdiel od tatrika a fatrika). Typickým fenoménom chočského príkrovu sú **skalné mestá so skalnými útvarmi a krasovými formami** vo Vrátnej doline, Strečne v Malej Fatre, Strážovských vrchoch, Rajeckej kotline, Chočských vrchoch, Ohništi v Nízkych Tatrách, Sivom vrchu v Roháčoch a inde.

Fatrikum

Fatrikum predstavuje súbor čiastkových príkrovov presunutých z rozhrania dnešného styku veporika a tatrika. Názov dostalo podľa Malej a Veľkej Fatry. Synonymne je fatrikum často označované za **krížňanský príkrov**, ten však reprezentuje iba jeho časť. Za koreňovú zónu fatrika je považovaná čertovická línia. Fatrikum tvorí pripovrchové sedimentárne príkrovy nadväzujúce na fundament (Rázdiel, Starohorské vrchy, Smrekovica) alebo

vystupuje alochtónne v nadloží tatrika (Borišov, Ploská, Ostredok vo Veľkej Fatre). Fatrikum sa skladá z dvoch litofaciálne odlišných sekvencií: zliechovskej a vysockej. **Zliechovský vývoj** je v jure hlbokomorský, tvorený tmavosivými ílovými bridlicami, tmavosivými škvrnitými vápencami, rádiolárovými vápencami a rádiolaritmi. Na druhej strane **vysocký vývoj** je charakteristický plytkovodnými fáciami strednej jury reprezentovanými najmä krinoidovými vápencami. Pre fatrikum je typický **hôľny reliéf**.

Veporikum

Veporikum je paleoalpínska kôrová jednotka interných ZK, ktorá prekrýva južnú časť tatrika a zároveň je sčasti prekrytá príkrovom fundamentu gemerika. Od tatrika ju delí **čertovická línia**, rozhranie s gemerikom tvorí **lubenícko-margecianska línia**. Pomenovanie dostalo podľa Veporských vrchov. Buduje podstatnú časť Slovenského rudohoria, konkrétne Veporské vrchy, Stolické vrchy, východnú časť Nízkych Tatier (Kráľovohoľské Tatry), južnú časť Braniska (Sľubica) a Čiernu horu. Skladá sa z kryštalinického fundamentu, ktorý je generálne identický s kryštalinikom tatrika (vysokometamorfované horniny a granitoidy) a obalových formácií vrchného paleozoika a mezozoika. Typické sú viaceré špecifické variety granitoidných (veporský typ, sihliansky typ, granit typu Hrončok) i metamorfovaných hornín (klenovecká rula, svor typu Breziny). Sedimentárny pokryv severnej časti veporika tvorí permská sekvencia **ľubietovskej skupiny** a mezozoická sekvencia **skupiny Veľkého boku** (Nízke Tatry). Typickým znakom severoveporických mezozoických komplexov je prítomnosť sedimentov karpatského keuperu (vrchný trias) a ich silné dynamometamorfne postihnutie. V južnom veporiku je sedimentárny obal zastúpený vrchným karbónom až permom **revúckej skupiny**. Mezozoické komplexy južného veporika tvorené ílovitými bridlicami, kremencami, vápencami/mramormi bez prítomnosti karpatského keuperu predstavuje **Foederátska skupina**. Tradične (na základe zastúpenia jednotlivých typov kryštalinických hornín a obalových sekvencií) sa veporikum rozčleňuje do jednotlivých zón, resp. pásiem (od severu na juh) – ľubietovské, kraklovské, kráľovohoľské a kohútске pásмо, oddelené významnými tektonickými líniami (osrblianskou a pohorelskou zlomovou zónou a muránskym zlomom). Jednotlivé zóny boli na seba nasunuté. Foederátska skupina vystupuje v kohútskom a kráľovohoľskom pásme, lemuje najjužnejší okraj veporika a ponára sa pod gemerikum. Skupina Veľkého boku je prítomná najmä v kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier.

15.4.4 Vrchná skupina príkrovov

Gemerikum

Gemerikum je paleoalpínsky sformovaná príkrovová jednotka interných ZK presunutá na veporikum. Okrem rozmerov sa od ostatných základných tektonických jednotiek ZK odlišuje litológiou a vekom. Názov dostala podľa gemerského regiónu. Vystupuje v centrálnej a východnej časti Slovenského rudohoria (Volovské vrchy). Od veporika je oddelená lubenícko-margecianskou líniov. Gemerikum tvorí sústavu na sever nasunutých čiastkových príkrovov, ktorých počet a terminológia sa u jednotlivých autorov podstatne líši. Najčastejšie sa vyčleňujú severné gemerikum (klátovská, rakovecká, črmel'ská a ochtinská jednotka) a južné gemerikum (gelnická alebo volovecká jednotka a štó'ska jednotka). Gemerikum je

tvorené kryštalinikom budovaným najmä nízkometamorfovanými horninami **gelnickej skupiny**, v ktorej prevažujú kyslé produkty vulkanizmu (fylity, metaryolity, šošovky kryštalických vápencov zmenené na ankerity a siderity) a **rakoveckej skupiny** budovanej bázickými metavulkanitmi a metavulkanoklastikami spolu s malým množstvom pelitických metasedimentov (diabázy, chloritické bridlice, fylity, kryštalické vápence). Súčasťou kryštalinického fundamentu gemerika sú špecializované **granitoidy** permo-triasového veku (napr. hnilecký granit, betliarsky granit, granitové teleso Zlatá Idka), na ktoré je viazaná pestrá mineralizácia. Pri Turčoku sa v gelnickej skupine nachádza malé teleso deformovaných granitoidov. **Klátovská skupina** sa od predošlých dvoch odlišuje vyšším stupňom metamorfózy (amfibolitová fácia) a pozíčne leží na horninách rakoveckej skupiny. Je tvorená najmä amfibolitmi a rulami. Obalové mladšie paleozoikum reprezentujú karbonatické horniny s magnezitmi a bázickými vulkanitmi karbónskeho veku (v okolí Jelšavy, Ochtinej, Bankova pri Košiciach), permské zlepenice, ílovce, ílovité bridlice miestami s evaporitovými formáciami (ložiská sadrovca a anhydritu v okolí Spišskej Novej Vsi), ktoré sa usadzovali až do spodného triasu.

Silicikum

Silicikum predstavuje štruktúrne najvyššie nemetamorfované príkrovy interných ZK nasunuté na veporikum, gemerikum i meliatikum (napr. stratenský, drienocký, muránsky, vernársky, silický príkrov v Slovenskom raji, Muránskej planine, Slovenskom krase a pod.). Umiestnenie resp. domovská oblasť silicika je neistá, uvažuje sa o severnom aj o južnom okraji meliatskeho oceánu. Silicikum obsahuje sedimentárne komplexy siahajúce od vrchného permu do vrchnej jury, hlavné zastúpenie však majú mohutné karbonátové komplexy stredného a vrchného triasu. Je tvorené rôznymi typmi vápencov, predovšetkým wetternsteinskými vápencami, miestami dolomitmi, ďalej bridlicami a pieskovecami.

Turnaikum

Názov je odvodený od rieky Turňa. Ide o bezkorenný príkrov zložený z viacerých čiastkových jednotiek ležiacich v nadloží meliatika a v podloží silického príkrovu. Turnaikum vystupuje v meliatskom pásme interných ZK hlavne v oblasti južnej časti Revúckej vrchoviny, západnej časti Slovenského krasu a v Licinskej pahorkatine, kde buduje **príkrov Slovenskej skaly** s afinitou k silickému príkrovu, do ktorého sa aj v minulosti ako jeho spodná metamorfovaná časť aj zarad'oval. **Turniansky príkrov** vystupuje z podložia silického príkrovu v Turnianskej kotline, kde sa zasa najskôr pokladal za súčasť meliatika. Turnaikum je tvorené rohovecami vápencami, tmavými bridlicami, miestami dolomitmi a vulkanitmi.

Meliatikum

Jednotky meliatika vystupujú ako najhlbšie štruktúrne prvky stavby Slovenského krasu (okolie Meliaty, Čoltova, v severných svahoch Plešiveckej planiny, Hodkovciach). Názov je odvodený od obce Meliata. Časti meliatika sú presunuté na sever do oblasti gemerika (jaklovská jednotka) spolu s metamorfovaným príkrovom Bôrky predstavujúcim

prechodný gemericko-meliatsky element. **Príkrov Bôrky** je tvorený fylitmi, kryštalicnými vápencami, paleobazaltmi, glaukofanitmi zaradovanými k dúbavskému súvrstviu považovanému za triasové až jurské. **Meliatska jednotka s.s.** reprezentovaná jaklovskou sekvenciou vystupuje v tektonických oknách spod príkrovov turnaika a silicika v západnej časti Slovenského krasu. Ide o metamorfované komplexy vzniknuté na oceánskej kôre. Meliatikum je tvorené hlbokovodnými sedimentami – rádiolárovými vápencami, rádiolaritmi, kremíťmi pelitmi a bázickými vulkanitmi – ofiolitmi. Jednotka reprezentuje sutúru po uzavretí triasovo-jurského meliatského oceánu. Prítomnosť modrých bridlíc charakteristických pre relatívne nízkoteplotnú a vysokotlakovú metamorfózu indikuje existenciu niekdajšej subdukčnej zóny.

Zemplinikum

Táto tektonická jednotka sa stala súčasťou ZK v neogénnych etapách vývoja, jej pôvod je zatiaľ neznámy. Môže reprezentovať časť veporika, jednotky maďarského stredohoria, alebo môže byť súčasťou východoeurópskej platformy. Kryštalikum zemplinika vystupuje v okolí kúpeľov Byšta. Je tvorené najmä rulami, migmatitmi, amfibolitmi a má podľa starších datovaní prekambriový vek. Novšie údaje poukazujú na jeho varisku rekryštalizáciu. Obal zemplinika tvorený vrchnopaleozoickými a mezozoickými (trias) sekvenciami vystupuje v Zemplínskych vrchoch. Vrchnopaleozoické sedimenty majú oproti iným jednotkám v Západných Karpatoch svoje osobitosti.

15.5 Naložené panvové a vulkanické celky

Naložené panvové a vulkanické celky sú chápané ako komplexy vytvorené po hlavnej fáze štruktúrovania jednotiek vystupujúcich dnes v ich podloží a v perifériách. Vznikali predovšetkým v oblasti interných ZK, v menšej miere v zónach externých ZK. Ide o horninové súbory vrchnej kriedy a najmä terciéru, ktoré diskordantne a transgresívne prekrývajú príkrovovú stavbu.

Sedimenty **vrchnej kriedy** sa zachovali sporadicky. Pozdĺž mladších prešmykových štruktúr sa v spätosti s príkrovmi silicika (sedimenty nie sú súčasťou silicika, ide iba o priestorovú spätosť) vyskytujú na viacerých miestach (Poniky, Šumiac, Dobšinská ľadová jaskyňa, Gombasek, Miglinc) zvyšky senónskych sedimentov **gosauskej skupiny**, tvorené spodnosenónskymi sladkovodnými vápencami, vyššie pestrými zlepenkami, pelagickými slieňovcami a vo výplniach paleokrasových dutín ílovcami. Plošne najrozsiahlejšie výskytu vrchnokriedových sedimentov sú v oblasti Myjavskej pahorkatiny (brezovská skupina).

Významnejšie zastúpenie majú sedimenty **vnútrokarpatského** (centrálnokarpatského) **paleogénu** prítomné v Šarišskej vrchovine, Levočských vrchoch, Spišskej Magure, Spišsko-šarišskom medzihorí, Hornádskej kotline, Popradskej kotline, Liptovskej kotline, Oravskej vrchovine, Skorušinských vrchoch, Žilinskej kotline, Turčianskej kotline a pod. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu sú reprezentované **myjavsko-hričovskou skupinou** paleocénno-strednoeocénneho veku tvorenou karbonátovými a klastickými sedimentmi a

podtatranskou skupinou strednoeocénno-miocénneho veku budovanou **borovským** (s prevahou zlepcov a brekcií), **hutianskym** (s prevahou ílovcov), **zubereckým** (zastúpeným najmä typickým flyšom) a **bielopotočným súvrstvom** (s prevahou pieskovcov). Sedimentácia podtatranskej skupiny začína bazálnymi zlepcami predstavujúcimi transgresívnu fáciu. Transgresia postupovala generálne zo západu na východ. **Budínsky vývoj paleogénu** je známy z územia južného Slovenska (okolie Štúrova, Ipeľská, Lučenská a Rimavská kotlina, Cerová vrchovina).

Neogénne panvy

Neogénne panvy (a kotliny) sú vyplnené pestrými molasovými* sedimentmi (íly, piesky a štrky) sprevádzanými neogénnymi vulkanitmi a vulkanoklastickými formáciami (tufy a tufity). Časté sú tiež uhoľné sloje (Hornonitrianska kotlina, Ipeľská kotlina) ako aj ložiská kamennej soli (Solivar a Zbudza vo Východoslovenskej panve). Medzi panvy radíme rozsiahle a štruktúrne komplikované sedimentárne akumulácie neogénu, t. j. Viedenskú, Dunajskú, Juhoslovenskú a Východoslovenskú panvu, ktoré sú vyplnené hlavne morskými sedimentmi. Ku kotlinám, ktoré vytvárajú plošne menej rozsiahle a jednoduchšie sedimentárne akumulácie neogénu, patria napríklad Trenčianska, Ilavská, Turčianska, Hornonitrianska, Žiarska, Pliešovská, Zvolenská, Košická kotlina a iné. Tie sú vyplnené najmä jazernými sedimentmi, čím nadobúdajú vnútrohorský charakter. Vznik panví a kotlin súvisí s tektonickými procesmi, ktoré sa počas neogénu odohrávali v externých ZK, v dôsledku čoho sa v rámci bloku najmä interných ZK vyvinula intenzívna vulkanická činnosť.

Neovulkanity

V období od konca paleogénu začala subdukcia podložia flyšových sedimentov, ktoré sa hromadili v podobe príkrovov v predpolí ZK. Podložie postupne subdukovalo pod blok interných ZK, ktorý sa tak dostával do kolízie s pasívnym okrajom európskej platformy, pričom sa časť astenosféry dostala nad subdukovanú litosféru. Tento proces vyvolal čiastočné natavenie a stenčenie mikrokontinentu ZK, ktorý sa rozťahol a vznikli depresie, ktoré boli vyplňané sedimentmi z erodovaných vyzdvihnutých častí. Pozdĺž vznikajúcich zlomov na povrch prenikala magma a vytvárali sa neovulkanity. Subdukcia postupovala zo západu na východ, pričom sa blok ZK posúval generálne na sever a rotoval proti smeru hodinových ručičiek v závislosti od práve aktívneho priestoru subdukcie.

Neovulkanity vystupujú v oblasti externých ZK na rozhraní flyšového pásma a interných ZK, ako aj v interných ZK:

- vulkanické centrá pochované v Podunajskej panve (Kráľová, Gabčíkovo, Rusovce),
- stredoslovenské vulkanity (štiavnický stratovulkán, Kremnické vrchy, Vtáčnik, Javorie, Poľana a pod.),
- juhoslovenské vulkanity (okolie Lučenca, Cerová vrchovina).

* Molasa je hrubý komplex prevažne pieskovcov a zlepcov vzniknutých postorogénnou eróziou pásmového pohoria, t. j. po skončení jeho vrásnenia. Má väčšinou sladkovodný pôvod, obsahuje nestabilný minerálny materiál a od flyšu sa líši najmä hrubozrnnejším zložením sedimentov.

- východoslovenské vulkanity (Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy, Zemplínske vrchy).

Petrografická charakteristika neovulkanitov úzko súvisí s priebehom subdukcie (ponáraním sa subdukujúcej litosféry), pričom v počiatočných sa formovali ryolity, dacity, neskôr vo významnej miere andezity a záverečných štádiách vývoja najmä v Cerovej vrchovine bazalty až bazanity.

15.6 Kvartérne sedimenty

Kvartér predstavuje najkratší úsek geologickej histórie ZK. Charakteristickou črtou tohto obdobia je striedanie chladnejších období (glaciály) s teplejšími obdobiami (interglaciály), ktoré sa významne podieľali na zmene rázu krajiny (reliéfu) a ovplyvnili tvorbu riečnych terás a spraší. Na scéne sa objavuje človek, ktorý významne zasiahol do geologických procesov. V Západných Karpatoch je kvartér vyvinutý vo **vysokohorskej oblasti**, kde sú zachované stopy horského zaľadnenia (Tatry, Nízke Tatry, Krivánska Malá Fatra, Oravské Beskydy). Prejavuje sa prítomnosťou ľadovcových, ľadovcovo-riečnych a riečnych sedimentov. V **stredohorskej oblasti** sa počas kvartéru vytvorili výlevy bazaltov s tufmi a tufitmi (Cerová vrchovina, Putikov vrch v Štiavnických vrchoch, širšie okolie Fiľakova). Pod ľavovými prúdmi sa zachovali na povrchu kontaktne tepelne metamorfované riečne piesčité štrky s termicky pozmenenými pôdami. V období stredného pleistocénu na južnom Slovensku doznievala vulkanická aktivita – jej výsledkom bol vznik maarových štruktúr pri vonkajších okrajoch klenby Cerovej vrchoviny v podobe dvoch maarov vo Fiľakove a skupiny maarov pri obci Hodejov. Zvyškom maaru vo Fiľakove je hradný vrch. Skončenie vulkanickej aktivity predstavuje najmladší bazaltový vulkán Putikov vrch datovaný na 120 000 rokov. Fluviálne sedimenty sú prítomné najmä v riečnych terasách Váhu a Hrona, výplavové kužele, deluviálne sedimenty (svahoviny), eolické sedimenty (spraše), fosílné pôdy. Početné sú výskyt pramenných vápencov, ktoré sa viažu na priebeh alebo križovanie výrazných zlomových línií, najčastejšie po obode vnútrohorských kotlín. Pramenné vápence podliehajú diagenéze a vytvárajú výrazné travertínové kopy (Dreveník, Gánovce, Ružbachy, Lúčky, Dudince, Santovka, Levice a pod.). Okolie týchto travertínových kôp bolo s obľubou osídľované ľuďmi už v staršej dobe kamennej. V **nížinnej oblasti** sú známe slatinné rašelin (Plavecké Podhradie), pochované eolické piesky (zohorsko-plavecká depresia), mohutné štrkovo-pieskové akumulácie riečnych nív (Žitava, Nitra, dolný tok Hrona, Váhu, Ipľa, Dunaja), eolické piesky a rozsiahle pokryvy spraší v Trnavskej, Nitrianskej, Pohronskej, Žitavskej pahorkatine a Podunajskej nížine.

Z podzemných priestorov sú známe jaskynné sedimenty. Z nich sú najhojnejšie alochtónne sedimenty fluviálneho pôvodu, väčšinou stálych podzemných tokov, ale aj občasnej prívalovej a povodňovej vody. Zastúpené sú štrky, piesky, ale aj akumulácie prachových a ílových sedimentov. V niektorých sú prítomné akumulácie kostrových pozostatkov zvierat, pozostatkov po človeku, artefakty, ohniská. Štúdium jaskynných sedimentov má význam pri rekonštrukcii paleoprostredia, vzájomné korelácie „zakonzervovaných“ sedimentov s povrchovými usadeninami vedú k lepšiemu pochopeniu podmienok a procesov sedimentácie v geologickej histórii.

16. LOŽISKÁ NERASTNÝCH SUROVÍN

V predhistorickom období bol na území Slovenska napríklad najvýznamnejšou nerastnou surovinou pazúrik (a obsidián) ako rezný a sečný nástroj. Dnes sa dá sotva nazvať nerastnou surovinou. Dôležitejšími surovinami sa stali napríklad kaolín, bauxit, zeolit, perlit a mnoho iných. Bez nerastných surovín by civilizovaná spoločnosť nemohla existovať. Upadajúci trend rudného baníctva s niekoľkými krátkymi vzostupnými periódami sa na Slovensku nezastavil. Rudné baníctvo nenávratne smeruje k likvidácii, aj keď počas stredoveku a novoveku (prakticky až do 20. storočia) bolo Slovensko známe predovšetkým ťažbou rúd. Na druhej strane, v súčasnosti dominuje ťažba stavebných a nerudných surovín.

Nerastnú surovinu (ďalej NS) môžeme definovať ako prírodnú látku obsahujúcu prvky alebo zlúčeniny vhodné pre priemyselné účely.

Rozoznávame:

- **rudné (kovové) NS** – kovy zinku, medi, železné rudy,
- **nerudné (nekovové) NS** – talk (mastenec), sadrovec, magnezit,
- **hydrotermálne NS** – priemyselná voda, pitná voda (nepovažuje sa za nerast v zmysle zákona 214/2002), vody mineralizované, ropné vody, soľanky,
- **energetické NS** – ropa, zemný plyn, uhlie, horľavé bridlice a pod.,
- **stavebné suroviny** – stavebný kameň, tehliarske suroviny, štrkopiesky a piesky.

Za **ložisko nerastnej suroviny** (ďalej LNS) sa považuje prírodné nahromadenie nerastnej suroviny v zemskej kôre alebo v inej sfére Zeme (napr. hydrosféra) v takom množstve a kvalite, že je vhodné k ťažbe a priemyselnému využitiu. Za ložisko sa tiež považuje základka v hlbinej bani, opustený odval, výsypka a odkalisko vzniknuté banskou činnosťou.

Za **nerastné bohatstvo štátu** sa považujú iba **ložiská vyhradených nerastov** (tzv. vyhradené ložiská) a sú v jeho vlastníctve. **Ložiská nevyhradených nerastov** (predovšetkým stavebný kameň, štrkopiesky a tehliarske suroviny) sú súčasťou pozemku podľa § 7 banského zákona.

Pri posudzovaní nerastných surovín sú určujúce geologické, technologické a technicko-ekonomické kritériá. Prvé dve skupiny sú prakticky nemenné a tvoria základ geologického skúmania nerastnej suroviny. Technicko-ekonomické kritériá sa menia.

16.1 Faktory ovplyvňujúce kvalitu ložiska a jeho ťažiteľnosť

K základným faktorom uvažovaným pri posudzovaní ťažiteľnosti ložiska NS patria:

- **kondície (obsahová náplň ložiska)** – vychádzajú z výpočtu rentability budúcej bane (vypočítajú sa náklady na vyťaženie, úpravu a dopravu 1 tony kovu v koncentrácii na miesto ďalšieho spracovania a výsledok sa porovná s cenami tejto suroviny v príslušnom štáte a na svetovom trhu),
- **množstvo zásob** (10 – 20 rokov),

- **geografická poloha** – všeobecne platí, že náklady na dopravu nemajú byť vyššie než 25 – 30 % hodnoty nerastnej suroviny; cena dopravy závisí od použitého dopravného prostriedku, pričom narastá v smere: námorná nákladná loď – riečna loď – potrubie (ropovod) – železnica – pásový dopravník (dostupnosť) – lanovka – nákladné auto – lietadlo,
- **hydrogeologické a ťažobné podmienky** (často sa rieši problém s podzemnou vodou a ekonomicky náročnými odvodňovacími prácami),
- **možnosť komplexného využitia suroviny,**
- **metóda technologického spracovania** (napr. kyanizácia – získavanie zlata),
- **strategické suroviny** (suroviny, ktoré majú vo svetovom merítku vysokú cenu, napr. ropa, zlato, uránové rudy a pod.).

16.2 Členenie ložísk nerastných surovín

Existuje niekoľko spôsobov klasifikácie ložísk nerastných surovín. V rámci Slovenskej republiky najčastejšie využívame genetickú klasifikáciu LNS. **Význam poznania genetického typu ložiska** spočíva v určení jeho priemyselného typu. Napríklad metamorfogénne ložiská typu Krivoj Rog obsahujú viac než polovicu svetových zásob pomerne kvalitných Fe rúd, sú ich najproduktívnejším typom. Na druhej strane, ložiská typu železných klobúkov na hydrotermálnych pyritových a iných sulfidických ložiskách, ktoré sú pomerne časté, majú malé zásoby a vo veľkom sa nedajú ťažiť. Všeobecne platí, že sedimentárne vrátane metamorfovaných ložísk sú ekonomicky výhodnejšie ako ostatné typy. Za **priemyselné** považujeme ložiská, ktoré poskytujú viac než 1 % svetovej ťažby.

Z **genetického hľadiska** rozlišujeme:

- endogénne ložiská – viazané na intrúzie magmy,
- exogénne ložiská – vyskytujú sa na styku litosféry, hydrosféry a atmosféry,
- prechodné ložiská,
- metamorfogénne ložiská – vznikajú pri zmene teplotných a tlakových podmienok.

16.2.1 Endogénne ložiská

K endogénnym ložiskám nerastných surovín patria:

- **magmatické ložiská** – vznikajú v dôsledku diferenciácie magmy (buď oddelením sulfidickej taveniny od silikátovej, alebo kryštalizáciou rudných minerálov a ich gravitačnou separáciou resp. koncentráciou na spodku magmatického kozuba). Magmatické ložiská sú zdrojom Cu-Ni + Pt, Cr, grafitu, diamantu, Ti, apatitu. K najvýznamnejším patria ložiská v Sudbury (Kanada), kde sa ťaží okolo 50 % celosvetových zásob niklu a medi. Známe sú ložiská niklu v Pečenge (Rusko/Fínsko), prípadne v Zimbabwe, kde sa vyskytujú obzory obohatené o platínu. Obyčajne ide o ložiská späté s rannými štádiami vývoja zemskej kôry (archaikum-proterozoikum),
- **pegmatitové ložiská** – vznikajú v dôsledku výstupu zvyškovej magmy do puklín vplyvom tlaku prchavých plynov, obohatenej o ľahké (napr. Be, Li, B) a vzácne prvky (napr. U, Th, Nb). Najvýznamnejšie pegmatitové ložiská sú viazané na granitoidné horniny. Sú zdrojom biotitu, muskovitu, kremeňa, topásu, turmalínu, drahých kameňov, Li, Be, Nb-Ta

a U. Najväčšie muskovity na svete sa ťažia v Indii, v Namíbii sú známe pegmatitové ložiská s obsahom lítnych slúd. V Českej republike (Domažlice, Šumperk) sa na pegmatity viaže beryl, v okolí obce Rožná sú známe Li pegmatity,

- **karbonatitové ložiská** – vznikajú magmatickou činnosťou, pričom prírodný kanál magmy je pomerne úzky a zasahuje hlboko do astenosféry. Sú to ložiská typické pre platformy a sú zdrojom Ta, Nb, Ti, vzácnych zemín, fluoritu, apatitu a podobne. Karbonatitové ložiská sú známe z Nórska a Švédska (ostrov Alnö), kde karbonatit obsahuje až pol milióna ton rudy s obsahom 13 % apatitu. Ložisko je však kvôli veľkej hĺbke neťažené,

- **hydrotermálne metasomatické ložiská** – vznikajú v procese metasomatózy, ktorá mení kvalitu horniny v dôsledku prítomnosti hydrotermálnych roztokov. Patria sem:

- **skarnové ložiská**, ktoré vznikajú na styku intrúzie s karbonátmi, majú veľmi nepravidelný tvar, ale čistota ložiska je veľmi vysoká. Sú zdrojom Fe, Cu, Pb-Zn, Sn, Mo,
- **albititové ložiská** – príčinou vzniku je metasomatóza spôsobená prínosom Na (hlavnej zložky albitu); vznikajú v hĺbke 200 – 300 m pod povrchom granitoidnej intrúzie, sú zdrojom Nb-Ta, Zr, U, Li,
- **greisenové ložiská**, ktoré vznikajú najmä autometasomatózou vrchných častí granitových intrúzií zvyškovými fluidami. Hornina sa mení na jemnozrnnú zmes kremeňa, slúd (aj Li-slúd), topásu, turmalínu a rudných minerálov. Sú zdrojom Sn, W, Mo, Be a pod.,
- **ložiská porfýrových rúd** vznikajú v záverečnej fáze vulkanickej činnosti, pričom zdrojom metasomatózy sú horúce roztoky uvoľňované intrúziami prevažne granodiorit-diorit-syenitovej magmy. Typické sú pre ne premeny, ako napríklad argilitizácia (rozklad živcov), propylitizácia, sericitizácia prejavujúca sa najmä v andezitoch a ryolitoch. Sú zdrojom Cu (chalkopyrit) a Mo (molybdenit). Patria medzi najvýznamnejšie súčasné zdroje Au, ktoré sa v nich vyskytuje ako vedľajší produkt. Ložiská porfýrového typu sú charakteristické nízkym obsahom kovu, ktorý je vyvážený obrovským objemom ložiska.

Hydrotermálne metasomatické ložiská sú známe aj v Západných Karpatoch, napríklad ložisko magnezitu na Bankove pri Košiciach a Jelšave, výskyty kasiteritu v Hnilci, ložisko metasomatického sideritu v Nižnej Slanej - Kobeliarove a pod.,

- **hydrotermálne ložiská** vznikajú z horúcich mineralizovaných plynno-kvapalných roztokov. Viažu sa na plutóny (**plutonické ložiská** – Au, Sn, W, Mo, Cu, Pb-Zn, $MgCO_3$, $FeCO_3$), vulkanické horniny (**subvulkanické ložiská** – Au-Ag (Kremnica), Cu-Pb-Zn (Banská Štiavnica), Hg, drahý opál (Dubník – Zlatá Baňa) alebo na zdroj, ktorý nepoznáme, pričom najčastejšou príčinou vzniku je podmorský vulkanizmus (**teletermálne ložiská** – Pb-Zn, Hg-Sb),

- **metamorfno-hydrotermálne ložiská**, pri ktorých boli rudonosné roztoky mobilizované regionálnymi metamorfnými procesmi (napr. sideritovo-sulfidický typ mineralizácie v oblasti Rudňan, Dobšinej, Hnilca a inde).

16.2.2 Exogénne ložiská

Exogénne ložiská vznikajú zvetrávaním hornín alebo už existujúcich ložísk nerastných surovín. Rozlišujeme:

- **zvetralinové ložiská** vznikajú *in situ* v procese zvetrávania rôznych typov hornín, pričom ich vznik ovplyvňujú prírodné faktory, akými sú podnebie (teplota vzduchu, teplota pôdy, množstvo zrážok, charakter zrážok), zloženie primárnych hornín, tektonická porušenosť, morfológia terénu, hydrogeologické pomery a doba zvetrávania. Produkty zvetrávania môžu byť často transportované a koncentrované na iných miestach, než je miesto ich vzniku. Sú zdrojom cínu, wolfrámu, diamantu, pyropu, kaolínu, bentonitu a pod. **Reziduálne ložiská** vznikajú zvetrávaním silikátových a karbonátových hornín. Reziduálne ložisko predstavuje zvetralinové ložisko, kde po vzniku ložiska úžitkovej zložky nedošlo k jej následnému transportu a redepozícii. Typickou surovinou reziduálnych ložísk je bauxit, ku tvorbe ktorého dochádzalo najmä v období terciéru,
- **sedimentárne ložiská** vznikli akumuláciou sedimentov na dne vodných nádrží (riek, morí, jazier, močiarov). Majú značné rozmery (0,5 – 500 m) a telesá ložísk sú paralelné so sedimentami (majú stratigrafickú pozíciu). Patria sem:
 - **klastické ložiská** (ryžoviská poskytujúce Au, Pt, kasiterit, magnetit, granáty),
 - **chemogénne ložiská** (evapority, karbonáty, silicity, sulfidy síry),
 - **organogénne ložiská** (fosfority, kaustobiolity).

V **ryžoviskách** sa koncentrujú iba minerály s vysokou hustotou, vysokou odolnosťou voči zvetrávaniu a vysokou fyzikálnou pevnosťou. Z ryžovísk pochádza až 15 % celosvetovej ťažby kovov. **Ryžovanie zlata** je najrýchlejší spôsob overovania, či tok (pláž) obsahuje alebo neobsahuje zlatinky. Je to mechanický proces získavania zlata pomocou špeciálnej šlichovacej panvice založený na princípe gravitačného ukladania jednotlivých zložiek sedimentu. Pri ručnom ryžovaní sa naberaá sediment do kovovej alebo plastovej panvice a pomocou prúdu vody a za neustáleho krúženia panvice sa z nej postupne odplavujú ľahšie častice, ťažšie zostávajú na jej dne (šlich). Ak sa zistí prítomnosť zlata, prospektor postupuje smerom hore pozdĺž toku, kým nenájde zdroj. Zlato sa vyskytuje vo forme rôzne tvarovaných plieškov a zrníek tzv. zlatiniek alebo vo forme malých hrudiek označovaných pojmom nugety.

Chemogénne ložiská vznikajú lúhovaním, ku ktorému dochádza v riekach, moriach, a jazerách, pričom sa vytvárajú konkrécie (Mn, Fe, Ni a pod.). Charakter ložísk závisí hlavne od klimatických podmienok a povahy sedimentov.

16.2.3 Prechodné ložiská

Prechodné ložiská vznikajú vyzrážaním z vodných roztokov – zo studených či teplých mineralizovaných vôd pri ich prieniku do atmosféry alebo hydrosféry. Sú zdrojom síry (zo sopečných exhalátov), bóru, travertínu, sintru, pitných, priemyselných, liečivých vôd a geotermálnej energie.

16.3 Výskyt ložísk nerastných surovín na Slovensku

Výskyt jednotlivých ložísk nerastného bohatstva je v rámci Slovenska podmienený jeho zložitým geologickým vývojom (najmä v hercýnskej a alpínskej orogenéze), ktorého dôsledkom je pestrá geologická stavba. Distribúcia ložísk je veľmi nerovnomerná a závisí od geologickej stavby, metalogenézy a ďalších činiteľov ovplyvňujúcich rozmiestnenie LNS. Každý tektonickej jednotke prináleží špecifický komplex nerastných surovín, ktorý je podmienený geologickým vývojom regiónu. Všeobecne sú na jednotlivé stratigrafické horninové celky viazané nasledovné suroviny:

- **kvartérne akumulácie sedimentov:** kremenné sklárske a zlievárenské piesky, granáty, ilmenit, rutil, korund. V sedimentoch Dunaja a rozsypoch Považského Inovca aj zlato. Ďalej rašelina, travertín, stavebné piesky a štrkopiesky,
- **neovulkanity (neogén):** Au-Ag, Cu, As a Hg, polymetalické rudy, skarny (magnetit), bentonit, smektit, kaolín, zeolit, perlit, pemza, stavebný kameň, bazalty,
- **neogénne sedimenty vnútrokarpatských panví:** hnedé uhlie, ropa, zemný plyn, kamenná soľ, stavebné piesky a štrky,
- **paleogénne sedimenty:** pomerne chudobné na rudné suroviny, Mn rudy, Al rudy, hnedé uhlie malej hrúbky, výrony zemného plynu a ropy, pieskovce ako stavebný materiál,
- **mezozoické horniny:** Au, Mo, W zrudnenie (viazané na rochovský kriedový granit), Al rudy (v závrtoch vápencov a dolomitov), terra-rosa (Fe-Al-karbonátový materiál ako prírodný minerálny pigment); ropa, uhlie (v lunzkých vrstvách iba nevýznamné). Významné sú vysokopercenné vápence a vápence, slieky (cementárske suroviny), dolomity, kremence, žiaruvzdorné suroviny a stavebné suroviny,
- **permské horniny:** urán, Cu-Ag zrudnenie + siderit, kremeň (Špania dolina), barit viazaný na vulkanity, melafýr (paleobazalt) – stavebný kameň, ušľachtilé omietky,
- **karbónske sedimenty:** na zemplínskom ostrove (Veľká Tŕňa) sa vyskytuje antracit, v Spišsko-gemerskom rudohorí sú známe výskyt komplexných Fe rúd (siderit-chalkopyrit-tetraedrit-rumelka+/-barit), ďalej mramorizované vápence, magnezit a talk (mastenec),
- **staršie paleozoikum** najmä v Spišsko-gemerskom rudohorí sa vyskytujú pyrit, antimonit, arzenopyrit, Fe rudy, Hg zrudnenie a pod.,
- **kryštalínikum:** Sb, Au, pyrit, sfalerit, hematit, wolfrámová ruda (scheelit), stavebný a dekoračný kameň.

16.3.1 Rudné suroviny

Ťažba rudných surovín bola v minulosti známa z niekoľkých lokalít na Slovensku. Už v prehistorickej dobe sa ťažila meď v oblasti Španej doliny, železná ruda bola vyhľadávanou surovinou počas železnej doby aj na území Slovenska, kde obyvateľstvo preberalo výrobné skúsenosti Keltov. Počas staroveku i v stredoveku sa v neovulkanických regiónoch Slovenska získavali farebné a drahé kovy. S tým bol spojený rozkvet banských miest – Banskej Štiavnice, Kremnice, Banskej Hodruše. V 16. storočí zásobovala Kremnica a Banská Štiavnica drahými kovmi celú Európu. V roku 1762 vznikla **Banská akadémia** v Banskej Štiavnici, ktorá predstavovala prvú Vysokú školu baníckeho zamerania na svete. V súčasnosti

rudné baníctvo na Slovenku upadá, sčasti perspektívnymi sa javia niektoré ložiská uránu, prípadne zlata. Jednotlivé rudné suroviny sú známe z uvedených lokalít:

- **Fe rudy:** Klokoč-Vyhne, Kokava n/Rimavicou, Rožňava, Nižná Slaná – Kobeliarovo, Slovinky, Mlynky, Rudňany,
- **Cu rudy:** Slovinky, Rožňava, Špania dolina, Tisovec, Hodruša, Ľubietová,
- **Au rudy:** Zlatá Idka, Rudník, Kremnica, Hodruša, Partizánska Ľupča – Magurka, Banská Štiavnica, Zlatníky (rozsypy), Pezinok,
- **Mn rudy:** Kišovce – Švábovce, Michalová, Čučma,
- **Al rudy:** Markušovce, Malá Lodina, Drienovec,
- **U rudy:** Košice - Kurišková, Novoveská Huta, Vikartovce, Kravany, Kálnica, Selec,
- **Pb-Zn rudy:** Ardovo, Trangoška, Mýto pod Ďumbierom, Jasenie,
- **Sn-W-Mo mineralizácia:** Hnilec, Betliar, Čučma, Rochovce, Jasenie,
- **Ag-Pb-Zn-Cu mineralizácia:** Banská Štiavnica, Hodruša – Hámre, Zlatá Baňa,
- **Hg rudy:** Dubník, Merník, Vihorlat, Malachov, Nižná Slaná, Gelnica,
- **Sb rudy:** Dúbrava, Magurka, Pezinok, Zlatá Baňa,
- **Ni-Co rudy:** Dobšiná, Ľubietová, Hodkovce.

Z hľadiska použitia majú **Fe rudy** význam najmä pri výrobe surového železa a ocele, pri výrobe cementu a farbív, **Cu rudy** sú nepostrádateľné v elektrotechnickom priemysle, strojárstve, stavebníctve a pri výrobe zliatin, **Mn rudy** nachádzajú uplatnenie v hutníctve pri výrobe železa a ocele ako odsírovacia prísada, ďalej sa používajú pri výrobe farbív, hnojív, elektrických suchých článkov. **Rudy zinku** slúžia na pozinkovanie materiálov, pri výrobe mosadze. **Hg** možno použiť pri úprave zlata, striebra a platiny (amalgamácia), pri výrobe žiaroviek, teplomerov a tlakomerov. **Al rudy** majú široké použitie v dopravnom a baliarenskom (alobal) priemysle, v stavebníctve, v elektrotechnickom priemysle. **Pb rudy** poskytujú olovo vhodné na výrobu batérií pre automobily, povrchové úpravy materiálov, pohlcovanie radiácie olovom vedie k jeho použitiu na obrazovkách televízorov a monitorov, používa sa tiež pri výrobe farbív, káblov, munície, tiež ako prísada do benzínu.

16.3.2 Nerudné suroviny

Nerudné suroviny predstavujú najvýznamnejšiu časť NS Slovenska (67 % celkových geologických zásob). Prednosť nerúd pred rudami spočíva v ich všestrannom použití (nové a netradičné aplikácie). Najvýznamnejšími surovinami sú vápence a cementárske suroviny, magnezit, dolomit, kamenná soľ, bentonit, barit, zeolity a talk (mastenec). K najvýznamnejším lokalitám výskytu nerudných nerastných surovín na Slovensku patria lokality uvedené nižšie, pričom iba niektoré z nich sú v súčasnosti ťažené:

- **sadrovec a anhydrit:** Novoveská Huta, Gemerská Ves–Šankovce, Gemerská Hôrka–Bohúňovo,
- **barit:** Rudňany, Rožňava, Dobšiná, Slovinky,
- **chryzotil-azbest:** Dobšiná, Breznička, Jaklovce, Jasov, Rudník,
- **kaolín:** Rudník, Poltár – Horná Prievrana, Michalovce – Biela hora,
- **magnezit:** Jelšava, Košice, Ochtiná, Lubeník, Gemerská Poloma, Hnúšťa,
- **talk (mastenec):** Hnúšťa-Mútnik, Gemerská Poloma, Kokava nad Rimavicou,

- **perlit:** Viničky, Lehôtka pod Brehmi, Jastrabá, Byšta,
- **zeolit:** Nižný Hrabovec,
- **travertín:** Dreveník,
- **kamenná soľ:** Solivar – Prešov, Zbudza pri Michalovciach,
- **drahé kamene:** Červenica – Dubník,
- **vápenec:** severná časť Slovenského rudohoria (Galmus), Slovenský kras (Gombasek, Včeláre, Drienovec, Host'ovce, Jaklovce–Kurtova skala, Turňa nad Bodvou), Muránska planina (Tisovec), Vajarská pri Rohožníku (Malé Karpaty), Zvolenské Nemce (Selce), Horné Slnie, Ladce.

Z nerudných surovín má širokospektrálne použitie napríklad **magnezit**, ktorý sa využíva pri výrobe slinku – žiaruvzdorných hmôt a izolácií, z čistého MgO tzv. periklasu sa vytvárajú žiaruvzdorné vymurovky do metalurgických pecí, ďalej sa magnezit využíva na výrobu papiera, umelého hodvábu, gumy a pri spracovaní cukru. **Barit** slúži ako ťažký výplach vo vrtoch na ropu, na výrobu glazúry, smaltov, vyrába sa z neho jed na hlodavce a hmyz, využitie má v sklárstve, pri výrobe rozbušiek aj ako prísada do náterov, obkladačiek a ako súčasť báriových pást pre rádiologické vyšetrenie. Zo sadrovca sa vyrába sadra, cement, omietky, hodnotnejšie odrody (alabaster) majú uplatnenie v sochárstve. **Kaolín** je vhodný na výrobu porcelánu a keramiky, papiera, uplatnenie má v kozmetickom aj farmaceutickom priemysle. Z **perlitu** sa vyrábajú filtračné hmoty, slúži tiež ako tepelná izolácia. Mimoriadny význam má **zeolit**, ktorý slúži na výrobu sorbentov používaných pri ochrane životného prostredia, slúži ako potrava pre dobytok, vyrábajú sa z neho hnojivá. **Kamenná soľ** predstavuje konzervačný prostriedok (potravinárstvo), v chemickom priemysle sa používa pri výrobe chlóru, sódy, kaučuku. **Talk (mastenec)** sa uplatňuje pri výrobe papiera, v kozmetickom, gumárenskom priemysle, používa sa na impregnáciu látok, ako nosič pastelových a olejových farieb a pod. **Vápence** sa používajú na výrobu vápna, celulózy (papiera), bieleho cementu, sú vhodné pre sklársky, farmaceutický a gumárenský (plnivá) priemysel, v poľnohospodárstve a ekológii pomáhajú pri odsírovaní spalín, úprave pH pôdy, príprave sorbentov, hnojení, výrobe krmných zmesí.

16.3.3 Geotermálna energia

Všetky uvedené suroviny patria k **neobnoviteľným zdrojom** (ich množstvo na Zemi je obmedzené), z toho dôvodu je potrebné s nimi nakladať veľmi citlivo, uvažene, ekonomicky. Ako veľmi perspektívne sa javia **alternatívne (obnoviteľné) zdroje energie** – slnečná energia, energia tečúcich vôd a vodných zrážok, energia vetra, energia mora, energia biomasy a odpadov, termonukleárna energia a geotermálna energia.

Významnou z hľadiska využitia sa nielen na Slovensku v ostatnom období stáva najmä **geotermálna energia**.

Zdrojom geotermálnej energie je zostatkové teplo Zeme, teplo uvoľňujúce sa pri rádioaktívnom rozpade minerálov a následná vulkanická činnosť.

V súčasnosti sa využívajú:

- **hydrogeotermálne zdroje** (prenos tepla zabezpečuje geotermálna voda a geotermálna para; z hľadiska využívania majú absolútnu dominanciu),

- **teplo suchých hornín** (prenos tepla zabezpečuje technologická kvapalina re-cirkulovaná cez umelo vytvorený výmenník medzi 2 hlbokými vrtmi).

Na Slovensku máme asi 26 perspektívnych oblastí (27 % územia Slovenska je tvorených terciárnymi a vnútrohorskými panvami), sú viazané najmä na triasové dolomity a vápence, menej na neogénne piesky a zlepenice. Tieto horniny ako kolektory sa nachádzajú v hĺbke 200 – 5 000 m a poskytujú 20 – 240 °C teplé geotermálne vody. Slovensko síce predstavuje región s nadpriemernými termálnymi zdrojmi, avšak geotermálne pole je značne premenlivé v závislosti od rozdielnej hlbínnej stavby (rozdielna hrúbka zemskej kôry znamená nerovnomerný príspevok tepla zo zemského plášťa), priebehu zlomov v zemskej kôre, priestorového rozloženia neogénneho vulkanizmu, distribúcie rádioaktívnych zlomov vo vrchných častiach zemskej kôry, hydrogeologických pomerov a distribúciou hornín s rozdielnou tepelnou vodivosťou. **Najvyššie teploty** sú zaznamenané vo **Východoslovenskej panve** (v jej centrálnej a juhovýchodnej časti teplota koreluje s hrúbkou zemskej kôry, ktorá je tu pomerne malá cca 25 až 27 km). Geotermálnu energiu možno využiť pre energetické, priemyselné, poľnohospodárske, rekreačno-rehabilitačné účely a chov rýb.

16.4 Vplyv ťažby nerastných surovín na životné prostredie

Ťažba NS je jednou z aktivít človeka, pri ktorej dochádza k bezprostrednému narušeniu krajiny a k devastácii základných krajinných zložiek, litosféry, pedosféry, hydrosféry, atmosféry a biosféry. Vrchnú časť litosféry tvorí horninové prostredie, v ktorom sú NS dobývané hlbinným alebo povrchovým spôsobom.

Vyhľadávanie, ťažba a spracovávanie nerastných surovín na území Slovenska sa datuje už od predhistorických dôb a v priebehu celej histórie až po dnešok sa v ňom odzrkadľujú všetky civilizačné prúdy. Okrem všeobecne známych – v minulosti v európskom i svetovom meradle najslávnejších banských oblastí (Štiavnicko-Hodrušský rudný obvod, Spišsko-gemerské rudohorie) sa staré banské diela rôzneho významu a rozsahu nachádzajú takmer v každom regióne Slovenska. Predstavujú výrazný zásah do horninového prostredia a väčšinou v ňom zanechávajú trvalé následky.

K **environmentálnym vplyvom banskej činnosti** patria napríklad:

- geomorfologická premena územia, vznik nového reliéfu a jeho postupná transformácia,
- rozrušenie pôvodného horninového masívu a ovplyvnenie jeho stability a priepustnosti voči povrchovým vodám,
- vystavenie vyťaženej rúbaniny pôsobeniu atmosferických činiteľov,
- drenáž podzemných vôd horninového prostredia, výtoky banských vôd, zmeny režimu podzemných vôd územia po opustení (zatopení) ložiska a celkové narušenie hydrogeologických pomerov územia – ovplyvnené sú povrchové vody v odtokových a infiltračných pomeroch, výpary a miestne zrážky a pod.

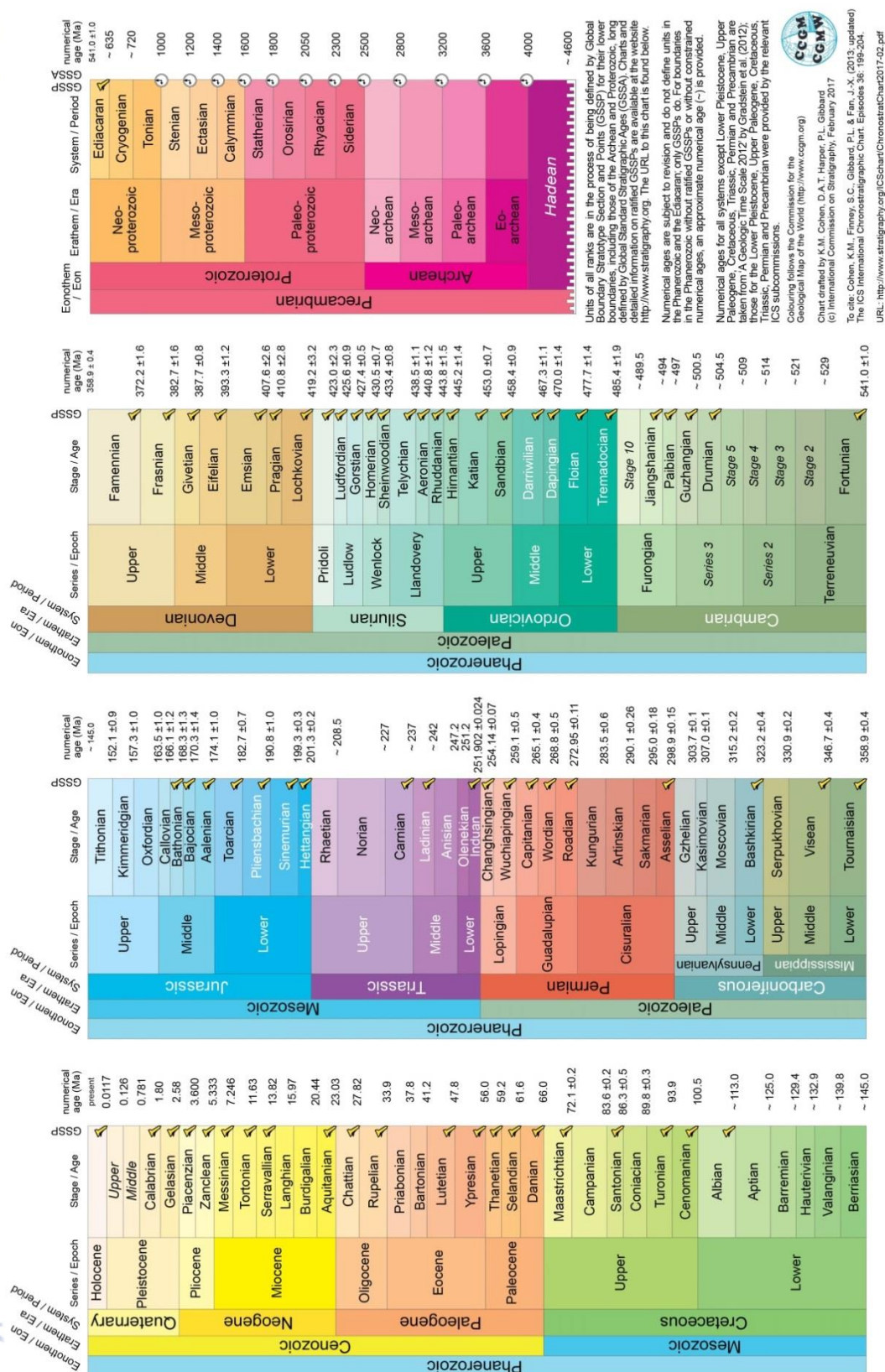
Mimoriadnym problémom sú **skládky odpadových produktov**, ktoré sa vplyvom okolitého prostredia obohatili o látky, ktoré neboli vlastné pôvodnému horninovému prostrediu. Skládky predstavujú multikomponentný abioticko-biotický systém s veľkým reakčným povrchom. Spúšťačom reakcií je zrážková voda a roztoky, ktoré vznikli

chemickými reakciami. Skládky preto možno chápať ako biochemické reaktory. Banské a priesakové vody vynášajú zo skládok kovy, ktoré sa spravidla usadzujú v blízkosti zdroja. Na najväčšie vzdialenosti sú transportované Fe, Mn, Cu, Al a Sb.

v 2017/02

International Commission on Stratigraphy

www.stratigraphy.org



Príloha B: Prehľad rozčlenenia fanerozoika (Mišík et al., 1985, upravené)

P A L E O Z O I K U M				
staršie paleozoikum				
mladšie paleozoikum				
KAMBRÍUM				
spodné	stredné	vrchné	spod. stred.	vrchn. stred.
ORDOVÍK				
spod. vrchn.	vrchn.	landover	venlok	ludlov
SILŮR				
spodný	stred.	givet	frasn	famen
DEVŇN				
spod. vrchn.	vrchn.	dinant	namúr	vestfál
KARBŇN				
spodný	rotliegendes	tűring	zechstein	saxŇn
PERM				

M E Z O Z O I K U M									
TRIAS									
spodný	stredný	vrchný	litas	doger	malm	portland	senŇn	mástricht	senŇn
skýt(verfén)	anis	ladin	norik	hetanž	sineműr	pliensbach	doměr karix	kampán	senŇn
JURA									
spodná	vrchná	titŇn	berias	valangin	hŇteriv	barém	apt	alb	senŇn
KRIEDA									

T E R C I Ě R									
P A L E O G Ě N									
paleo-cén	tanet	mont	dán	kuis	illerd	chat	sp.eger	rupel	sp.eger
eocén	yprės	lutėt	bartŇn	priabŇn	kiscell	eger	burdigal	akvitán	sp.eger
miocén	lang	seraval	helvét	tortŇn	messín	zankl	piacenz	brűgen	brűgen
pliocén	gűnű	tegelen	eburŇn	wál	kromer	vejbŇrn	artern	elster	elster
K V A R T Ě R									
holocén	preboreál	boreál	atlantík	subboreál	subatlantík	subrecent	vislan	ém	ém

LITERATÚRA

- Andráš, P., Križáni, I., 2010: Vplyv ťažby nerastných surovín na životné prostredie. *Život. Prostr.*, 44, 1, 20-23.
- Bernard, J. R., Rost, R., 1992: Encyklopedický prehľad minerálu. Academia, Praha, 704 s.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Vass, D., 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. ŠGÚDŠ, MŽP SR, Bratislava, 72 s.
- Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, M., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, S., ml. Jacko, S., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M., Kováčik (Ke), M., Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J., Žec, B.: 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 534 s.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Vyd. Dionýza Štúra, Bratislava, 77 s.
- Bizubová, M., 2002: Základy geológie pre geografov. UK, Bratislava, 140 s.
- Boggs, S., jr., 2009: Petrology of Sedimentary rocks. Cambridge University Press, New York, 600 p.
- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p.
- Bouška, V., Jakeš, P., Pačes, T., Pokorný, J., 1980: Geochemie. Academia, Praha, 556 s.
- Böhmer, M., Kužvart, M., 1993: Vyhľadávanie a prieskum ložísk nerastných surovín. SPN, Bratislava, 495 s.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P., Miklóš, J., Boronichin, V. A., 1989: Ca-silicate hornfelses (erlans and Ca-skarns) in the Malé Karpaty Mts. Region. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 40, 281-304.
- Cambel, B., Král', J., Burchart J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát (s katalógom údajov). VEDA, Bratislava, 184 s.
- Ďud'a, R., Tözsér, J., 1978: Organické minerály – sprievodná asociácia ortuťovej mineralizácie ložiska Dubník. *Miner. Slov.*, 10, 6, 539-549.
- Geologická encyklopedie České geologickej služby [online]. Dostupné na internete: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl> [cit. 20. 07. 2017].
- Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďud'a, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lőrincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rozložník, L., Rozložník, O., Varček, C., Zlocha, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 1. Geocomplex, Bratislava, 834 s.
- Gross, P., 2008: Litostratigrafia Západných Karpát: Paleogén – podtatranská skupina. ŠGÚDŠ, Bratislava, 78 s.
- Hók, J., Kahan, Š., Aubrecht, R., 2001: Geológia Slovenska. UK, Bratislava, 48 s.

- Hók, J., Šujan, M., Šipka, F., 2014: Tektonické členenie Západných Karpát – prehľad názorov a nový prístup. *Acta Geol. Slovaca*, 6, 2, 135-143.
- Huraiová, M., Ondrejka, M., 2016: *Petrológia magmatických hornín*, Bratislava, 356 s.
- International Stratigraphic Chart – International Commission on Stratigraphy [online]. Dostupné na internete: <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale> [cit. 24. 08. 2017]
- Ivan, P., 2008: *Geochémia endogénnych procesov*. UK, Bratislava, 168 s.
- Janák, M., Méres, Š., Ivan, P., 2003: First evidence for omphacite and eclogite facies metamorphism in the Veporic unit of the Western Carpathians. *Journ. Czech Geol. Soc.*, 48, 1-2, 69.
- Janák, M., Mikuš, T., Pitoňák, P., Spišiak, J., 2009: Eclogites overprinted in the granulite facies from the Ďumbier crystalline Complex (Low Tatra Mountains, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 60, 3, 193-204.
- Klein, C., 2006 (slov. preklad Juraj Majzlan): *Mineralógia*. OIKOS-LUMON, Bratislava, 670 s.
- Konopásek, J., Štípská, P., Kláková, H., Schulmann, K., 1998: *Metamorfni petrologie*. Karolinum, KU, Praha, 241 s.
- Košler, J., Jelínek, E., Pačesová, M., 1997: *Základy izotopové geologie a geochronologie*, KU, Karolinum, Praha, 114 s.
- Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D., Maťo, Ľ., 1993: *Alpínsky vývoj Západných Karpát*. Masarykova Univerzita, Brno, 96 s.
- Kováč, M., Plašienka, D., 2003: *Geologická stavba oblasti na styku Alpsko-karpatsko-panónskej sústavy a priľahlých svahov Českého masívu*. UK, Bratislava, 85 s.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Vozár, J. (Eds.), Schnabel, G. W., Pálenský, P., Császár, G., Ryľko, W., Mackiv, B. (Co-eds.), 2000: *Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území (M 1 : 500 000)*. MŽP SR - ŠGÚDŠ, Bratislava.
- MacKenzie, W. S., Adams, A. E., 1994: *A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. CRC Press, New York, 192 p.
- Maglay, J., Moravcová, M., Kučera, M., 2011: *Vysvetlivky ku geologickej mape kvartéru Slovenska 1 : 500 000*. ŠGÚDŠ, Bratislava, 94 s.
- Marko, F., Jacko, S., 1999: *Štruktúrna geológia I*. PriF UK Bratislava, TUKE Košice, 181 s.
- McGeary, D., Plummer, Ch. C. 1992: *Physical Geology – Earth Relevance*. Wm. C. Brown Publ., Dubuque, IA, USA, 550 p.
- Michálek, M., Putiš, M., 2009: P-T-d vývoj eklogitického metabazitu a neoproterozoickej ortoruly vo fundamente severného veporika centrálnych Západných Karpát. *Miner. Slov.*, 41, 1-22.
- Michalík, J., Vass, D., Hudáčková, N., Kováčová, N., Lintnerová, O., Reháková, D., Soták, J., Schlögl, J., Aubrecht, R., Vozárová, A., Sliva, Ľ., Lexa, J., Konečný, V., Túnyi, I., Potfaj, M., 2007: *Stratigrafická príručka. Slovenská stratigrafická terminológia, stratigrafická klasifikácia a postupy*. VEDA, Bratislava, 166 s.
- Mišík, M., Chlupáč, I., Cicha, I., 1985: *Stratigrafická a historická geológia*. SPN, Bratislava, 570 s.
- Nickel-Strunz Classification - Primary Groups 10th edition, 2016 [online]. Dostupné na internete: <https://www.mindat.org/strunz.php> [cit. 15. 05. 2017].

- Ondrejka, M., Huraiová, M., Petřík, I., Kohút, M., Spišiak, J., Šarinová, K., Konečný, V., Vančová, V., 2015: Klasifikácia a nomenklatura magmatických hornín – slovenské vydanie. Miner. Slov., 47, 97-112.
- Pauk, F., Bouček, B., 1973: Praktická cvičení z geologie. SPN, Praha, 128 s.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, S., 1972: Sand and Sandstone. Springer, New York, 618 p.
- Petrík, I., Konečný, P., Kováčik, M., Holický, I., 2006: Electron microprobe dating of monazite from the Nízke Tatry Mountains orthogneisses (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Carpath., 57, 4, 227-242.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. VEDA, Bratislava, 127 s.
- Plašienka, D., Mikuš, V., 2010: Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. Miner. Slov., 42, 155-178.
- Putiš, M., 2004: Petrografia metamorfovaných hornín. UK, Bratislava, 132 s.
- Reichvalder, P., Jablonský, J., 2003: Všeobecná geológia I, II. UK, Bratislava, 507 s.
- Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F., Zorkovský, V., 1987: Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie. ALFA-SNTL, Bratislava – Praha, 693 s.
- Rybár, P., Sasvári, T., 1998: Zem a zemské zdroje. F BERF TU Košice, Košice, 175 s.
- Šibrava, V., Eliáš, M., 1989: Základy geológie pro 3. ročník gymnázií, SNTL, Praha, 106 s.
- Vozárová, A., 2000: Petrografia sedimentárných hornín. UK, Bratislava, 173 s.
- Vozárová, A., Vozár, J., 1996: Terranes of West Carpathians – North Pannonian domain. Slov. Geol. Mag., 1, 65-85.
- Zuberec, J., Tréger, M., Lexa, J., Baláž, P., 2005: Nerastné suroviny Slovenska. ŠGÚDŠ, Bratislava, 350 s.
- Zákon 214/2002 Z. z., Úplné znenie zákona č. 44/1988 Zb. o ochrane a využití nerastného bohatstva (banský zákon).

Zdroje obrázkov:

- www_1: <http://www.akademon.cz/article.asp?source=hist> [cit. 18. 08. 2017]
- www_2: http://cografyaharita.com/cografya_sekilleri.html [cit. 18. 08. 2017]
- www_3: <http://gpi.savba.sk/GPIweb/Projects/Akreacia/index.php/clanky/8-vychodiska-predkladanej-teorie-akrecie-zeme> [cit. 18. 08. 2017]
- www_4: <http://geologie.vsb.cz/jelinek/tc-lit-desky.htm> [cit. 18. 08. 2017]
- www_5: <http://oldwww.mageof.hu/autumnmeeting/abstrang.htm> [cit. 18. 08. 2017]
- www_6: <http://earthquake.usgs.gov/data/crust/maps.php> [cit. 18. 08. 2017]
- www_7: <https://www.britannica.com/place/Pangea> [cit. 18. 08. 2017]
- www_8: <http://quake.wr.usgs.gov/research/structure/CrustalStructure/database/type.html> [cit. 18. 08. 2017]
- www_9: <https://www.britannica.com/science/plate-tectonics> [cit. 18. 08. 2017]
- www_10: http://www.pa.uky.edu/~shlosman/anim/tect_drive.html [cit. 18. 08. 2017]
- www_11: <http://www.mynatureacademy.com/2016/06/continental-drift-and-plate-tectonics.html> [cit. 18. 08. 2017]
- www_12: <http://nlae5th.weebly.com/group-2-321.html> [cit. 18. 08. 2017]
- www_13: http://educativa.catedu.es/44700165/aula/archivos/repositorio/750/977/html/3_principales_tipos_de_minerales.html [cit. 18. 08. 2017]
- www_14: <http://www.ig.cas.cz/userdata/pictures/geopark/postery/hor-o03.jpg> [cit. 18. 08. 2017]

www_15: <http://www.gweb.cz/dotazy/d-17> [cit. 18. 08. 2017]
 www_16: <http://tecnologiainstante.com/worksheets/anatomy-of-a-volcano-worksheet.html> [cit. 18. 08. 2017]
 www_17: http://earthguide.ucsd.edu/eoc/teachers/t_tectonics/p_earthquakesubduction.html [cit. 18. 08. 2017]
 www_18: <http://www.geologues-prospecteurs.fr/documents/classification-roches-igneas/index-en.php> [cit. 18. 08. 2017]
 www_19: <http://geologie.vsb.cz/jelinek/tc-exo-dynamika.htm> [cit. 18. 08. 2017]
 www_20: http://www.geo.fuberlin.de/en/v/geolearning/mountain_building/metamorphism/index.html [cit. 18. 08. 2017]
 www_21: http://higher.ed.mheducation.com/sites/0073369381/student_view0/chapter7/web_boxes.html [cit. 1.10. 2017]
 www_22: <http://itc.gsw.edu/faculty/bcarter/physgeol/metrx/agents.htm> [cit. 18. 08. 2017]
 www_23: <https://alfa-img.com/show/folding-and-tilting-of-rock.html> [cit. 18. 08. 2017]
 www_24: <https://www.slideshare.net/aalleyne/fossils-to-sedimentary-rock> [cit. 18. 08. 2017]
 www_25: <https://dashboard.dublinschools.net/lessons/?id=fe7d1bef7e57465643367f82f80bfdaf&v=1> [cit. 18. 08. 2017]
 www_26: <http://geologie.vsb.cz/jelinek/tc-geol-cyklus.htm> [cit. 18. 08. 2017]
 www_27: <https://alfa-img.com/show/fold-hinge-geology.html> [cit. 18. 08. 2017]
 www_28: <http://www.geologypage.com/2015/12/geological-folds.html> [cit. 18. 08. 2017]
 www_29: <http://www.geoexplor.com/articles/2013/07/folds-and-folding-part-i> [cit. 18. 08. 2017]
 www_30: <http://www.naturalfractures.com/1.1.4.htm> [cit. 18. 08. 2017]
 www_31: <https://3dparks.wr.usgs.gov/nyc/highlands/highlands.html> [cit. 18. 08. 2017]
 www_32: <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens1110/deform.htm> [cit. 18. 08. 2017]
 www_33: https://www.nps.gov/parkhistory/online_books/geology/publications/state/tx/1968-7/sec2.htm [cit. 18. 08. 2017]
 www_34: <http://keywordteam.net/gallery/622250.html> [cit. 18. 08. 2017]
 www_35: http://www.wikiwand.com/en/Geology_of_the_Western_Carpathians [cit. 18. 08. 2017]

ZÁKLADY GEOLÓGIE PRE GEOGRAFOV

Vysokoškolské učebné texty

Autorka: Ing. Katarína Bónová, PhD.

Vydavateľ: Univerzita Pavla Jozefa Šafárika v Košiciach

Miesto vydania: Košice

Rok vydania: 2017

Náklad: 100 ks

Rozsah strán: 124

Rozsah: 8,63 AH

Vydanie: prvé

Tlač: EQUILIBRIA, s.r.o.

ISBN 978-80-8152-541-4