

VYSOKOŠKOLSKÉ SKRIPTÁ

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave



Katarína Šarinová

PROCESY NA ZEMSKOM POVRCHU



Univerzita Komenského v Bratislave

2016

© 2016, Mgr. Katarína Šarinová, PhD

Recenzenti:

Prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

Mgr. Dušan Starek, PhD.

Obrázok na titulnej strane: Bødalsbreen, Nórsko, 2008 (autor).

Učebný text neprešiel redakčnou úpravou.

ISBN 978-80-223-4066-3

Predhovor

Učebný text je venovaný študentom bakalárskeho stupňa geológie. Je určený pre predmet Exogénne geologické procesy a študentom so záujmom o sedimentológiu a sedimentárne horniny. Text tvorí úvod do základných procesov prebiehajúcich na povrchu Zeme a ich prejavov v sedimentárnom zázname.

Prvá kapitola sa venuje klíme, distribúcii tepla na zemskom povrchu v rámci atmosférickej a hydrologickej cirkulácie. V druhej kapitole sú uvedené základné faktory určujúce rozklad a precipitáciu minerálov, migráciu prvkov a farbu sedimentov. Od nich závisí typ vznikajúceho sedimentu, jeho chemické zloženie, ako aj rýchlosť rozkladu jednotlivých minerálov. V rámci tretej kapitoly sú uvedené základné procesy fyzikálneho a chemického zvetrávania. Okrajovo sú uvedené textúry a textúrne znaky spojené s týmito procesmi. Štvrtá kapitola je venovaná mechanike fyzikálneho transportu. Informácie z nej sú využité v piatej kapitole, ktorá sa priamo venuje transportným mechanizmom a ich prejavom v sedimentárnom zázname.

Pochopenie exogénnych geologických procesov je dôležité pre správnu interpretáciu vzniku a vývoja sedimentov, ich textúrnych a štruktúrnych vzťahov. Geológ venujúci sa sedimentárnym horninám a sedimentom môže na základe sedimentárných textúr, erózných znakov, fosílného obsahu a vzájomných vzťahov určiť, či sedimentácia prebiehala jednosmerným riečnym transportom, vlnením, viacsmerným prúdením, či účinkom vetra.

Úvod

Dynamická geológia sa zaoberá silami, ktoré formujú a menia zemskú kôru. Tieto dynamické javy a procesy môžu prebiehať na povrchu zemskej kôry, alebo v jej vnútri. Na základe miesta kde procesy prebiehajú, môžeme dynamickú geológiu ďalej rozdeliť na:

1. **Endogénnu dynamickú geológiu** - Zaoberá sa javmi, ktoré prebiehajú v litosfére a na povrchu sa môžu prejaviť iba ich dôsledky (napr. vulkanická činnosť, zemetrasenia, vrásnenie)
2. **Exogénnu dynamickú geológiu** - Zaoberá sa procesmi, ktoré prebiehajú na zemskom povrchu a formujú ho (napr. činnosť vody, vetra, ľadovcov, krasové javy, zvetrávanie a transport častíc, akumulácia materiálu a pod.)

Tieto skriptá sa zoberajú tematikou procesov prebiehajúcich na povrchu Zeme. Dynamika týchto procesov je silne ovplyvnená dotáciou a redistribúciou zo slnečného žiarenia. Výsledné klimatické podmienky určujú typ zvetrávania a transportu klastických sedimentov a majú výrazný vplyv aj na precipitáciu minerálov z povrchových vôd.

Obsah

Kapitola I. Slnecná energia a jej distribúcia.....	9
<u>I.1 Slnecná energia.....</u>	9
I.1.1 Distribúcia prijatej energie	10
I.1.2 Skleníkový efekt a skleníkové plyny.....	12
I.1.3 Zmeny insolácie v závislosti na zemepisnej šírke.....	13
<u>I.2 Milankovičové cykly - orbitálny vplyv na zmenu klímy</u>	14
I.2.1 Excentricita (e)	14
I.2.2 Precesia.....	16
I.2.3 Obliquita / tilt	18
I.2.4 Vplyv Milankovičových cyklov na zaľadnenie.....	19
I.2.5 Geologické záznamy Milankovičových cyklov	21
.....I.2.5.1 Faktory ovplyvňujúce použitie geologického záznamu	21
I.2.6 Milankovičové cykly a kozmická klimatológia	23
<u>I.3 Termoregulačné mechanizmy Zeme</u>	25
I.3.1 Atmosférická cirkulácia.....	25
I.3.1.1 Atmosférické cirkulačné bunky.....	27
I.3.2 Oceánska cirkulácia.....	29
I.3.2.1 Povrchové prúdenie	29
I.3.2.2 Hlbinná – termohalinná cirkulácia	30
I.3.2.3 Upwelling (výstup studených vôd).....	31
I.3.2.4 Downwelling (poklesávanie povrchových vôd).....	33
I.3.2.5 Stratifikácia oceánskych vôd	33
I.3.2.6 Estuáriový a anti-estuáriový typ cirkulácie	34
I.3.2.6.1 Estuáriový typ cirkulácie	34
I.3.2.6.2 Anti-estuáriový typ cirkulácie	38
I.3.2.7 Vplyv postavenia kontinentov na oceánsku cirkuláciu	39
I.3.2.8 Zmeny morskej hladiny	41
<u>I.4 Klíma</u>	42
I.4.1 Klimatické zóny / pásma	42
I.4.2 Topografia a klíma	43
I.4.3 Drift kontinentov a klíma	44
I.4.4 Vulkanizmus a klíma.....	45
I.4.5 Biosféra a klíma.....	46
Kapitola II. Základné faktory precipitácie a rozkladu minerálov	47
<u>II.1 Slnecné žiarenie</u>	47
<u>II.2 Teplota a tlak.....</u>	47
<u>II.3 Hustota a salinita.....</u>	48
II.3.1 Vplyv zloženia rozpustených solí na precipitáciu chemických sedimentov	49
<u>II.4 Mobilita iónov a iónový potenciál</u>	51
II.4.1 Cheláty	54
<u>II.5 Aktivita iónov (a) a iónová sila vody.....</u>	55
<u>II.6 Dynamická rovnováha, saturácia (Ω) a rovnovážna konštanta (K).....</u>	56
II.6.1 lyzoklína a kompenzačná hĺbka	58

II.7 Acidita (pH) a alkalita prostredia.....	59
II.8 Oxidačno – redukčný potenciál (Eh alebo pe) = redox potential.....	61
II.9 Organizmy a ich príspevok k Eh, pH, rozkladu a precipitácii minerálov.....	63
II.10 Farba sedimentov a pôd	65
II.10.1 Vzťah kyslík – organická hmota a ich vplyv na sfarbenie sedimentu	65
II.10.2 Sfarbenie sedimentov a pôd	68
Kapitola III. Zvetrávanie.....	70
III.1 Fyzikálne zvetrávanie	70
III.1.1 Základné procesy fyzikálneho zvetrávania.....	70
III.1.1.1 Insolácia (termálna expanzia)	70
III.1.1.2 Odstránenie záťaže nadložia (exfoliácia).....	70
III.1.1.3 Zmeny objemu	71
III.1.1.4 Obrusovanie (abrázia, korázia)	72
III.1.1.5 Bioerózia	72
III.1.2 Základné faktory fyzikálneho zvetrávania.....	74
III.2 Chemické zvetrávanie.....	75
III.2.1 Voda v procesoch zvetrávania	75
III.2.2 Faktory ovplyvňujúce chemické zvetrávanie	76
III.2.3 Procesy chemického zvetrávania	77
.....III.2.3.1 Hydrolýza.....	78
.....III.2.3.2 Hydratácia / dehydratácia	79
.....III.2.3.3 Oxidácia / redukcia	80
III.2.4 Kongurentné a inkongurentné reakcie	80
III.2.5 Biologický vplyv na chemické zvetrávanie	81
III.2.6 Mechanizmus zvetrávania hlavných horninotvorných minerálov	81
III.2.7 Rýchlosť chemického zvetrávania.....	82
III.2.8 Metódy zisťovania stupňa chemického zvetrávania sedimentov.....	83
III.3 Pôda – profil zvetrávania	85
III.3.1 Zmena acidity a alkalinity v zvetrávacom profile	86
III.3.2 Parametre ovplyvňujúce typ vznikajúcej pôdy	87
.....III.3.2.1 Klimatické podmienky.....	87
III.3.2.1.1 Podzoly a laterity	87
III.3.2.1.2 Ca pôdy a sodné pôdy	88
.....III.3.2.2 Drenáž	89
III.3.2.2.1 Gleye	89
.....III.3.2.3 Topografia terénu.....	90
.....III.3.2.4 Zloženie materskej horniny	90
III.3.3 Koncové štádia vývoja pôd (extrémne pôdy, durikrusty).....	90
.....III.3.3.1 Bauxit (bauxite / aluminocrete / Al laterite)	90
.....III.3.3.2 Fe laterit (Fe laterite./ferricrete).....	91
.....III.3.3.3 Ca kôry (calcrete / caliche / hardpan)	92
.....III.3.3.4 Si kôry (silcrete).....	93

Kapitola IV. Základné fyzikálne parametre transportu a sedimentácie	94
<u>IV.1 Rezistencia (odolnosť) voči pohybu.....</u>	94
IV.1.1 Gravitácia a trecia sila	94
IV.1.2 Detritické častice	95
.....IV.1.2.1 Kontakty medzi zrnami a trenie (frikcia)	95
.....IV.1.2.2 Efekt elektrostatických síl (kohézia)	96
IV.1.3 Intersticiálne fluidá (fluidá v medzizrnných priestoroch)	97
.....IV.1.3.1 Pórová voda	97
.....IV.1.3.2 Kapilárna voda.....	98
<u>IV.2 Fluidum a prúdy</u>	98
IV.2.1 Základné parametre fluidných a gravitačných prúdov	98
.....IV.2.1.1 Hustota (ρ) a efektívna objemová hustota	99
.....IV.2.1.2 Dynamická viskozita (μ), šmykové napätie (τ) a rýchlostný gradient fluida	99
.....IV.2.1.3 Typy fluíd na základe vzťahu medzi viskozitou a šmykovým napätím	101
IV.2.1.3.1 Newtonovské fluidá (Newtonian fluid)	102
IV.2.1.3.2 Neneutronovské fluidá (non-Newtonian fluid)	102
IV.2.1.3.3 Časovo závislé správanie sa Neneutronovských fluíd	104
IV.2.2 Rozhrania prúdu	104
IV.2.3 Turbulencie a separácia prúdu	106
IV.2.4 Bezrozmerné čísla opisujúce prúdenia fluid	107
.....IV.2.4.1 Reynoldsovo číslo (Re) = laminárne a turbulentné prúdy	107
IV.2.4.1.1 Kritické hodnoty Reynoldsovho čísla.....	108
.....IV.2.4.2 Froudovo číslo (Fr) = subkritické a superkritické prúdy	110
IV.2.4.2.1 Prúdové režimy	111
<u>IV.3 Mechanizmus transportu častíc</u>	113
IV.3.1 Zdvížne sily fluida (F_L) a Bernoulliho princíp	113
IV.3.2 Vlečné sily fluida (F_D) a koeficient odporu (C_D).....	114
.....IV.3.2.1 Rýchlosť sedimentácie (Stokesov zákon).....	116
IV.3.3 Kritická trakčná sila.....	117
IV.3.4 Mechanizmus pohybu častíc.....	118
.....IV.3.4.1 Materiál transportovaný v suspenzii (suspended load)	119
.....IV.3.4.2 Materiál transportovaný po dne (bed load).....	120
.....IV.3.4.3 Orientácia zrn	121
Kapitola V. Transportné procesy a ich prejavy	123
<u>V.1 Vrstva (bed) a zvrstvenie (bedding).....</u>	123
V.1.1 Dnové formy sedimentárnych telies (bedforms) a zvrstvenie	125
V.1.2 Tvorba erózných stôp na vrstevných plochách	127
<u>V.2 Transport priamym prúdením fluíd.....</u>	129
V.2.1 Vodné prúdenie	129
.....V.2.1.1 <i>Jednosmerné prúdenie - rieky</i>	129
V.2.1.1.1 Erózia a transport sedimentov pri jednosmernom prúdení vody	130
V.2.1.1.2 Sedimentárne telesá tvorené jednosmerným prúdením vody	131
V.2.1.1.3 Erózne znaky tvorené v jednosmernom vodnom prúdení.....	136
.....V.2.1.2 <i>Oscilačné a viacsmerne prúdenie – vlnenie a prúdenie vyvolané vetrom</i>	138
V.2.1.2.1 Erózia a transport spôsobené vlnením	142

Procesy na zemskom povrchu

V.2.1.2.2 Akumulačné verzus erozívne pobrežia	143
V.2.1.2.3 Sedimentárne telesá tvorené oscilačným a viacsmerým prúdením.....	144
V.2.1.3 <i>Reverzibilné a viacsmeré prúdenie vyvolané tidálnymi pohybmi</i>	148
V.2.1.3.1 Erózia, transport a depozícia materiálu v tidálnom prúdení	150
V.2.1.3.2 Sedimentárne telesá a textúry viazané na tidálne prúdenie	150
V.2.1.4 <i>Vlnenie a prúdenie vyvolané katastrofickými udalosťami</i>	153
V.2.1.4.1 Transport sedimentov a textúry spôsobené tsunami	154
V.2.1.5 <i>Sedimentárne textúry vznikajúce v telesách vody bez prúdenia</i>	155
V.2.1.6 <i>Sedimentárne textúry vznikajúce v evaporujúcich telesách vody</i>	155
V.2.2 Vzdušné prúdenie	157
V.2.2.1 Eolický transport materiálu	157
V.2.2.2 Sedimentárne telesá a textúry viazané na eolický transport	159
V.2.3 Prúdenie ľadu	167
V.2.3.1 Základné rozdelenie ľadovcov	167
V.2.3.2 Mechanika pohybu ľadovcov	168
V.2.3.3 Transport materiálu	171
V.2.3.4 Sedimentácia a výsledné textúry	173
<u>V.3 Transport častíc sedimentárnymi gravitačnými prúdmi</u>	175
V.3.1 Klasifikácia gravitačných prúdov (gravity flow / density flow)	175
V.3.2 Základné typy gravitačných prúdov a ich textúry	179
V.3.2.1 Suťotoky / úlomkotoky (debris flows) a bahnotoky (mud flows)	179
V.3.2.2 Zrnotoky (grain flows) a kamenné lavíny (debris avalanches)	183
V.3.2.3 Fluidizované prúdy (fluidized flows) a likvácia (liquefaction)	185
V.3.2.4 Turbiditné prúdy (turbidity current)	187
V.3.2.4.1 Turbiditné prúdy s.l. a ich sedimenty (turbidity)	188
V.3.2.5 Soliflukcia (solifluction) a tečenie pôd (soil creep)	193
V.3.2.6 Pyroklastické prúdy a napadané pyroklastiká	194
V.3.2.6.1 Napadané pyroklastiká (pyroclastic fall)	194
V.3.2.6.2 Pyroklastické prúdy s.l. (pyroclastic flows)	195
V.3.2.6.3 Transport redeponovaných pyroklastík	199
V.3.3 Gravitačný pohyb celistvých hornín a sedimentárnych telies	200
<u>V.4 Faciálna analýza</u>	201
Zoznam literatúry	204
Index	213
Anglicko – slovenský slovník použitých výrazov	218

Kapitola I: Slnčná energia a jej distribúcia

Slnčná energia je najdôležitejší zdroj energie pre všetky procesy exogénnej dynamickej geológie. Na Zemi je transformovaná do tepla, kinetickej energie a činnosťou zelených rastlín (fotosyntéza) aj do organickej hmoty. Ak pripočítame kinetickú energiu spôsobenú rotáciou Zeme, získame zdroj prúdenia vzduchu a vody, teplo a biologickú aktivitu, teda takmer všetky základné kamene budujúce procesy na zemskom povrchu.

I. 1 Slnčná energia

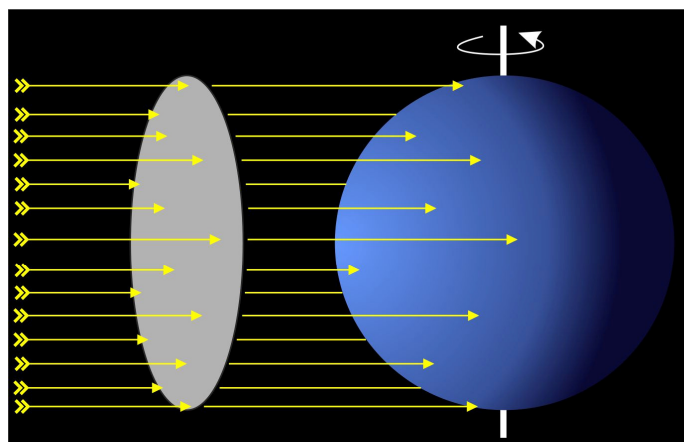
Slnčná energia je prenášaná cez solárny systém v podobe elektromagnetických vln, pričom maximálne množstvo slnečnej energie prichádza v **krátkych vlnových dĺžkach** (v rozsahu 0,15 - 0,5 μm). Táto energia pochádzajúca zo Slnka pôsobí ako hnací mechanizmus procesov na zemskom povrchu. V anglickej literatúre sa takýto prínos energie z externého zdroja, ktorý poháňa systém, označuje ako **forcing** alebo **forcing function**.

Prichádzajúce slnečné žiarenie sa označuje termínom **insolácia** (insolation - **incoming solar radiation**) a jeho množstvo sa meria už v horných vrstvách atmosféry. Je to logické, pretože prechodom cez atmosféru dochádza k odrazu, absorpcii a rozptylu prichádzajúceho slnečného žiarenia.

Množstvo slnečného žiarenia prichádzajúceho na Zem je reprezentované **slnčnou konštantou (solar flux)**, ktorá má hodnotu približne **1370 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$** . Slnčná konštanta je vypočítaná ako množstvo slnečného žiarenia dopadajúceho pod pravým uhlom na plochu s rovnakým polomerom ako má Zem (πr^2 , obr. I.1). Zem má ale sférický tvar (plocha gule je $4\pi r^2$) a rotuje, takže oblasť, na ktorú dopadá žiarenie je v skutočnosti 4 x väčšia (obr. I.1). Ak do výpočtu dopadajúceho žiarenia použijeme 4x väčšiu plochu, potom:

$$\frac{1370 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}}{4} \approx 342,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$$

Priemerné množstvo slnečného žiarenia dopadajúceho na povrch atmosféry Zeme je teda **cca 343 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$** a označuje sa ako **efektívna slnečná konštanta (effective solar flux)**.



Diskovitá plocha (πr^2)
zachytáva $\sim 1370 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

Plocha gule ($4\pi r^2$)
zachytáva $\sim 343 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

Obr. I.1: Rozdiel medzi **slnčnou konštantou** vypočítanou ako množstvo žiarenia dopadajúceho na plochu s polomerom Zeme a **efektívnou slnečnou konštantou** zohľadňujúcou guľový tvar Zeme a jej rotáciu. Vďaka rotácii je za deň postupne osvetlený celý povrch Zeme a preto musí do výpočtu vstupovať celá plocha gule. (Zdroj: Cockell et al., 2008)

Názov slnečná konštanta evokuje predpoklad, že intenzita slnečného žiarenia zostáva v priebehu času konštantná. Tento predpoklad nie je správny. Podľa teórie evolúcie hviezd bolo množstvo žiarenia emitovaného Slnkom v čase zrodu slnečnej sústavy o 30 – 35 % menšie než je dnes. Veľkosť odpovede systému na zmenu prínosu energie zo Slnka sa označuje ako **senzitivita (citlivosť)**. V tomto prípade pod tým rozumieme zmenu povrchovej teploty Zeme ako odpoveď na zmenu intenzity slnečného žiarenia. Senzitivita Zeme prejavujúca sa zmenou klímy je ťažko merateľná a ťažko predpovedateľná. Pozorovanie a modely naznačujú, že nárast insolácie o 1 W.m^{-2} by mal spôsobiť zmenu teploty o $0,5 - 1^\circ\text{C}$ (Cockell et al. (2008).

I.1.1 Distribúcia prijatej energie

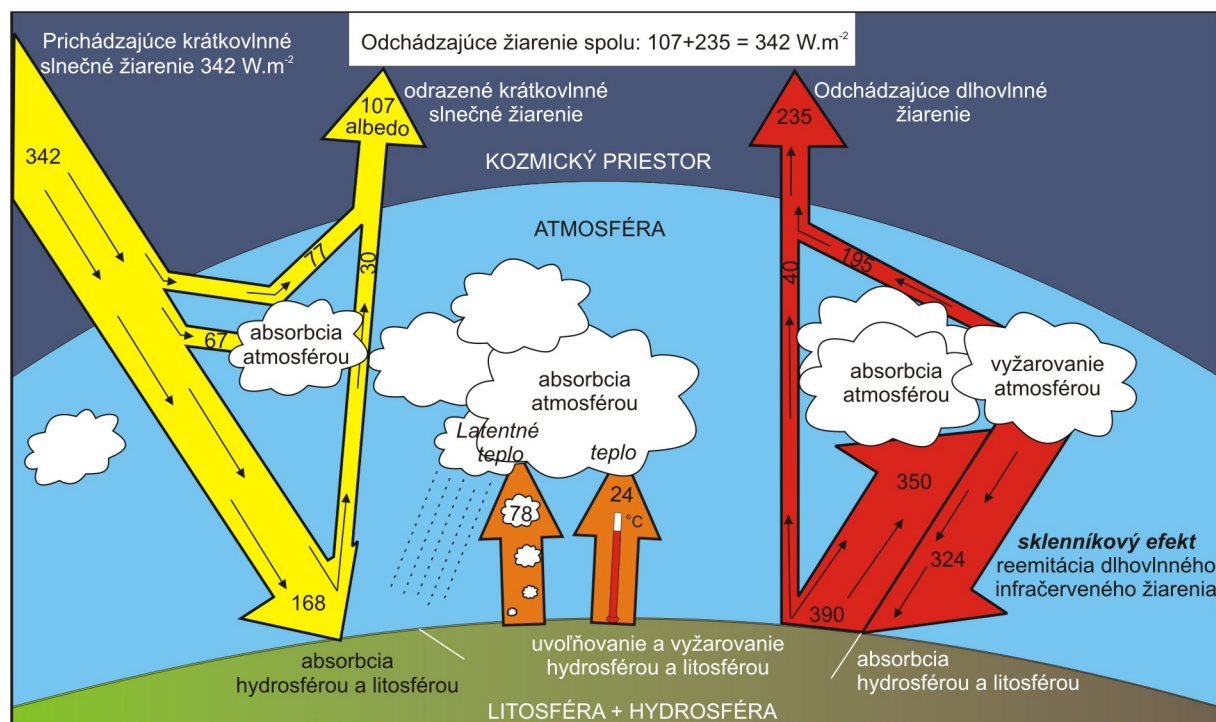
Množstvo krátkovlnného slnečného žiarenia, ktoré skutočne dopadne na povrch Zeme je približne $342 - 343 \text{ W.m}^{-2}$. Povrchom Zeme sa v tomto prípade myslí horný okraj plynného obalu Zeme – atmosféry. Už v atmosfére dochádza k prvému odrazu prichádzajúceho žiarenia. Množstvo odrazeného slnečného žiarenia vzhľadom na prichádzajúce krátke vlnové dĺžky solárnej radiácie sa označuje ako **albedo**, čiže svetelná odrazivosť povrchu kozmických telies, alebo inak **reflektivita zemského povrchu**. Zodpovedá pomeru odrazenej a dopadajúcej krátkovlnnej solárnej radiácie. V súčasnosti je albedo Zeme približne 30 %, čo znamená že $100 - 107 \text{ W.m}^{-2}$ prichádzajúceho krátkovlnného žiarenia sa odráža od horného okraja oblakov späť do kozmického priestoru. Zem teda zachytí iba 70 % - cca $240 - 235 \text{ W.m}^{-2}$ prichádzajúceho slnečného žiarenia. Z týchto 70 % percent je 23 – 25 % absorbovaných v atmosfére „skleníkovými plynmi“ ako sú kyslík, ozón, vodná para, metán a oxid uhličitý. Hydrosférou a litosférou je absorbovaných zvyšných 46 až 47 % krátkovlnného slnečného žiarenia. Zemou prijatých 235 W.m^{-2} sa teda rozdelí na približne 67 W.m^{-2} zachytených skleníkovými plynmi - výsledkom je malé ohriatie atmosféry, a 168 W.m^{-2} absorbovaných hydrosférou a litosférou spôsobujúcich ohriatie pevného zemského povrchu (obr. I.2).

Ohriata atmosféra a zemský povrch následne vyžarujú zachytenú energiu všetkými smermi v podobe **dlhovlnného tepelného (infračerveného) žiarenia**. Zemský povrch pri priemernej teplote vzduchu 15°C emituje dlhovlnné žiarenie s priemernou hustotou toku 390 W.m^{-2} . Z tohto množstva odchádza 40 W.m^{-2} priamo do vesmírneho priestoru. Ide o časť žiarenia s vlnovou dĺžkou 8 – 13 μm , ktorá zodpovedá atmosférickému oknu (vlnová dĺžka s relatívne malou absorpciou na plyny v atmosfére). Zvyšných 350 W.m^{-2} sa zachytí v atmosfére a použije sa na jej zohriatie. Okrem tepelného žiarenia produkuje povrch Zeme aj **priamo merateľné teplo** (24 W.m^{-2}), čiže teplo, ktoré môžeme cítiť (**sensible heat**) a **latentné (skryté) teplo (latent heat)** 78 W.m^{-2} . Termínom latentné, čiže skryté teplo, sa označuje tepelná energia, ktorá bola použitá na tvorbu vodnej pary. Vodná para sa do atmosféry dostáva **evapotranspiráciou** (evaporácia = vyparovanie + transpirácia = dýchanie). Pri kondenzácii pary do vodných kvapiek sa toto latentné (skryté) teplo znova uvoľňuje a spôsobuje ohrev atmosféry. Priamo merateľné teplo (sensible) sa uvoľňuje z povrchu kontinentov a oceánov a spôsobuje konvenčné prúdenie v spodnej časti atmosféry. Hydrosféra a litosféra teda spolu uvoľnia 492 W.m^{-2} energie. Rozdiel medzi prijatou krátkovlnnou (235 W.m^{-2}) a vyžiarenou dlhovlnnou energiou (492 W.m^{-2}) je spôsobený reemitáciou tepelnej energie medzi atmosférou a povrchom Zeme – **skleníkovým efektom** (obr. I.2).

Procesy na zemskom povrchu

Atmosféra prijme 519 W.m^{-2} energie (350 W.m^{-2} infračerveného žiarenia z pevného a kvapalného povrchu Zeme + 102 W.m^{-2} latentného a senzibilného tepla + 67 W.m^{-2} slnečného žiarenia priamo zachyteného atmosférou), ktoré spätne emituje všetkými smermi. Z tohto množstva sa na pevný a kvapalný povrch Zeme dostane cca 324 W.m^{-2} a do vesmírneho priestoru sa vyžiarí 195 W.m^{-2} (obr. I.2).

Ak to zhrnieme, tak na Zem bez priamo odrazenej časti prichádza žiarenie o hodnote 235 W.m^{-2} . Suma do kozmu odchádzajúcej energie je tiež 235 W.m^{-2} . Bilancia prijatého a uvoľneného žiarenia je teda rovnaká (obr. I.2).



Obr. I.2: Ročná bilancia vyžarovania Zeme, čísla sú vo W.m^{-2} . Reemitácia (spätný rozptyl tepelného žiarenia) medzi atmosférou a povrchom Zeme sa nazýva skleníkový efekt. (Zdroj: Kiehl & Trenberth, 1997)

Prečo teda dochádza k zmene priemernej teploty Zeme? K zmenám globálnej teploty môže dôjsť dvomi hlavnými spôsobmi:

1. **Zmenou albeda**, kedy dôjde ku krátkodobému porušeniu rovnováhy medzi prijatým a uvoľneným žiarením, ktoré sa prejaví poklesom alebo stúpnutím globálnej teploty. Hodnota albeda (odrazivosti Zemského telesa) je dlhodobo stabilná. Mení sa v prípade dlhodobo zmeneného rozsahu zaľadnenia, zmenenej rozlohy oceánov (napr. veľké transgresie) a epizodických udalostí ako sú sopečné výbuchy a dopady meteoritov. Napríklad albedo ľadu je $80 - 90 \%$, čiže v prípade pokrytia väčšieho územia ľadom dôjde k väčšiemu odrazu prichádzajúceho slnečného žiarenia, čím sa poruší bilancia medzi prijatým slnečným žiarením a uvoľneným infračerveným žiarením. Teplota na povrchu Zeme bude klesať, až do opätovného dosiahnutia rovnováhy medzi prijatým a uvoľneným žiarením.
2. **Zmenou množstva a zloženia skleníkových plynov**, kedy nárast obsahu skleníkových plynov v atmosfére spôsobí nárast skleníkového efektu. Väčšia absorpcia dlhovlnného žiarenia skleníkovými plynmi spôsobí väčší ohrev atmosféry a po emitácii žiarenia späť na povrch aj väčší ohrev zemského povrchu. Výsledkom bude vyššia teplota v prízemnej vrstve atmosféry a to bez zmeny pomeru prijatého a odrazeneho slnečného žiarenia.

I.1.2 Skleníkový efekt a skleníkové plyny

Termínom **skleníkový efekt** označujeme reemitáciu tepelného dlhovlnného žiarenia medzi atmosférou a povrchom Zeme. Bol opísaný Jasephom Fourierom v roku 1824 a je spôsobený plynmi obsiahnutými v atmosfére, ktoré dokážu absorbovať a následne emitovať tepelné dlhovlnné žiarenie. Vďaka tomuto efektu sa v dolnej časti troposféry a na zemskom povrchu ako celku dlhodobo stabilizuje určitá priemerná teplota, ktorá je vyššia, než by mala Zem bez atmosféry. Zem bez atmosféry by mala globálnu povrchovú teplotu cca -18°C , dotovanú slnečným žiarením a vnútorným teplom Zeme. Vďaka skleníkovému efektu je globálna teplota prízemnej atmosféry cca 15°C . Globálne pôsobenie skleníkového efektu je zodpovedné aj za vyššie teploty v polárnych oblastiach a vyššie teploty v zime a v noci.

Sila skleníkového efektu sa mení v závislosti od množstva skleníkových plynov. Nie všetky plyny v atmosfére majú schopnosť absorpcie a reemitácie dlhovlnného žiarenia. Absorbovaná vlnová dĺžka závisí od zloženia plynu. Plyny, ktoré dokážu absorbovať a spätne emitovať infračervené dlhovlnné žiarenie s vlnovou dĺžkou 4 - 100 μm , sa označujú ako **skleníkové plyny (greenhouse gas)**. Vo všeobecnosti môžeme povedať, že infračervené žiarenie dokážu absorbovať a spätne vyžiariť iba troj a viac atómové plyny (tab. 1), ako sú ozón (O_3), vodná para (H_2O), oxid uhličitý (CO_2), oxid dusný (N_2O) a metán (CH_4). Vodné pary napríklad absorbujú vlnové dĺžky medzi 5.5 - 8 μm a $>20\ \mu\text{m}$, CO_2 absorbuje vlnové dĺžky v rozsahu 14 – 16 μm .

plyn	% v atmosfére	Príspevok k skleníkovému efektu (%)
Vodná para (H_2O)	~ 3000 ppm (0,3 %), množstvo je veľmi variabilné	30 – 70 %
Oxid uhličitý (CO_2)	~ 390 ppm (0,039 %), hodnota z roku 2010; nárast 2 – 3 ppm/rok (obsah sa mení podľa ročných období / fotosyntéza)	9 – 26 %
Metán (CH_4)	~ 1,8 ppm hodnota z roku 2006 - nárast	4 - 9 %
Ozón (O_3)	~ 0,01 – 0,1 ppm	3 - 7 %

Tab. 1: Štyri hlavné skleníkové plyny s percentuálnym vyjadrením ich príspevku k skleníkovému efektu. (Zostavené z údajov Cockell et al., 2008; http://www.windows2universe.org/earth/climate/greenhouse_effect_gases.html)

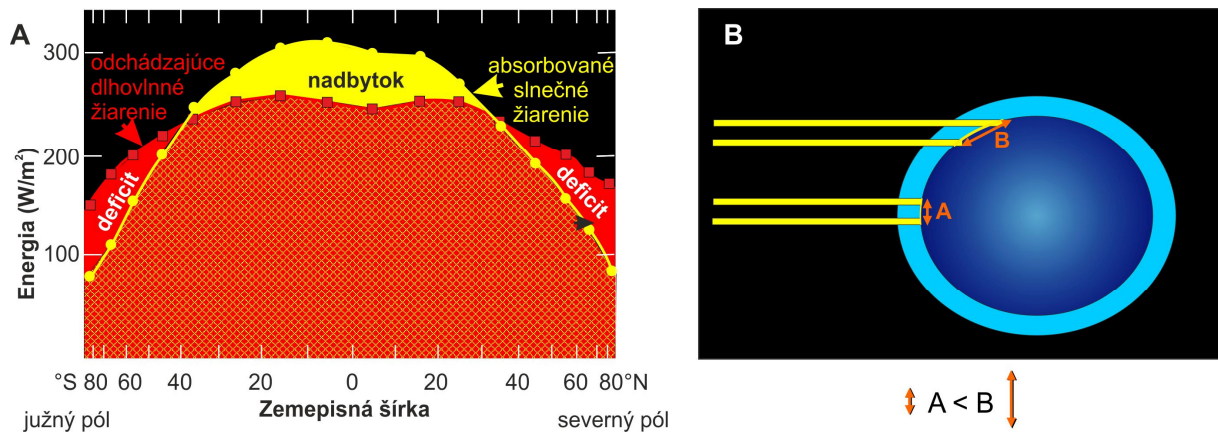
Atmosféra zložená iba z dvojatómových plynov ako sú kyslík (O_2) a dusík (N_2) je pre dlhovlnné žiarenie transparentná (priepustná), čiže takáto atmosféra by nevytvárala skleníkový efekt. V našej atmosfére tieto dva plyny tvoria 99 %. Extrémnym príkladom je Venuša, kde sa všetky skleníkové plyny odparili do atmosféry. Naopak, atmosféra Titánu síce absorbuje krátkovlnné slnečné žiarenie, ale pre dlhovlnné infračervené žiarenie je relatívne transparentná.

Plyny ako kyslík, ozón, vodná para a oxid uhličitý absorbujú aj krátkovlnné slnečné žiarenie. Absorpcia slnečného žiarenia v ultrafialovom spektre a žiarenia s vlnovou dĺžkou menšou ako 0,29 μm je dôležitá, pretože toto žiarenie je schopné poškodzovať proteíny a nukleové kyseliny. Väčšina tohto žiarenia je absorbovaná kyslíkom a ozónom v stratosfére.

I.1.3 Zmeny insolácie v závislosti na zemepisnej šírke

Množstvo prijatého a vyžiareného krátkovlnného a dlhovlnného žiarenia kolíše so zemepisnou šírkou (obr. I.3a). V nízkych zemepisných šírkach (rovník) prevláda absorpcia slnečného žiarenia, teda pozitívna radiácia, zatiaľ čo vo vysokých zemepisných šírkach prevláda vyžarovanie dlhovlnného tepelného žiarenia – negatívna radiácia. V rovníkových oblastiach tak prevláda príjem žiarenia a v polárnych jeho výdaj. Aby mohol tento proces pokračovať, musí existovať kontinuálna redistribúcia energie pozdĺž celej zemegule. Tento transport tepelnej energie od rovníka k pólom zabezpečuje atmosféra a oceánske prúdy.

Čo spôsobuje, že v nízkych zemepisných šírkach (rovník) prevláda absorpcia slnečného žiarenia? Rozdiely v množstve prijatého slnečného žiarenia na rovníku a v polárnych oblastiach je spôsobená zakrivením Zeme (obr. I.3b). Kolmý dopad lúčov na Zem v okolí rovníka spôsobuje, že dopadajúce lúče sú koncentrované na malú oblasť (obr. I.3b). Smerom k pólom sa zmenšuje uhol dopadu slnečných lúčov a tým sa zväčšuje oblasť na ktorú zväzok lúčov dopadne (oblasť **A** je menšia než oblasť **B** – obr. 3b). Preto Zem prijíma viac tepla na jednotkovú plochu na rovníku. V prípade polárnych oblastí treba zobrať do úvahy aj tvorbu tieňov vznikajúcich pri šikmom dopade lúčov, ktorých dĺžka rastie s nízkym postavením Slnka nad obzorom. Oblačnosť a nečistoty v atmosfére odrážajú slnečné lúče, takže znižujú množstvo dopadajúceho žiarenia. Generálne tak platí, že: *intenzita dopadajúceho slnečného žiarenia je závislá na deklinácii Slnka (uhol závisí od zemepisnej šírky) a je silne ovplyvnená stupňom oblačnosti a nečistotami v atmosfére.*



Obr. I.3: **A)** Znáznornenie množstva absorbovanej a vyžiarenej slnečnej energie v závislosti na zemepisnej šírke. Na rovníku je množstvo absorbovanej energie väčšie ako vyžiarenej (nadbytok), naopak na pólach sa vyžiari viac energie ako daná oblasť prijme (deficit). Aby systém fungoval, musí existovať prínos energie od rovníka k pólom. (upravené podľa Vonder a Suomi, 1971); **B)** Zväzok lúčov dopadá vo vyšších zemepisných šírkach pod menším uhlom a preto zasahuje väčšiu plochu ako rovnaký zväzok lúčov dopadajúci kolmo na rovník. Rovnaké množstvo žiarenia rozptýlené na väčšej ploche znamená nižšiu výslednú intenzitu prijatého žiarenia v polárnych oblastiach.

Ďalším faktorom ovplyvňujúcim množstvo dopadajúceho žiarenia na jednotlivé časti Zeme je sklon zemskej osi (tilt, oblikvita – pozri kapitolu I.2.2). V prípade, že by bola zemská os postavená kolmo k obežnej dráhe Zeme, slnečné lúče by na poludnie dopadali kolmo na rovník, a na pólach by už boli slnečné lúče paralelné s povrchom. V súčasnosti je sklon zemskej osi $23,4^\circ$, čo spolu s polohou Zeme na obežnej dráhe spôsobuje variácie v množstve slnečného žiarenia v priebehu roka. Počas letného slnovratu (21.6) tak najintenzívnejšie žiarenie do-

padá na obratník Raka a severný pól má polárny deň, zatiaľ čo počas zimného slnovratu (21.12) je severný pól bez slnečného žiarenia a slnečné lúče dopadajú kolmo na obratník Kozorožca. Tento stav však nie je trvalý. V priebehu času sa mení sklon zemskej osi (obliquita / tilt), ako aj jej smerovanie (precesia) a mení sa aj tvar obežnej dráhy (excentricita). Tieto orbitálne cykly ovplyvňujúce distribúciu slnečného žiarenia na zemskom povrchu sa označujú ako **Milankovičové cykly**.

I.2 Milankovičové cykly - orbitálny vplyv na zmenu klímy

Milutin Milanković (1879 – 1945) bol srbský vedec, ktorý sa snažil dať do súvisu fázy nárastu a ústupu zaľadnenia s orbitálnymi cyklami. Vytvoril teóriu, ktorá dáva do vzťahu cyklické zmeny sedimentácie s cyklickými zmenami orbitálnych parametrov, spôsobujúcich výkyvy v množstve dopadajúceho slnečného žiarenia (insolácie). Samozrejme, už pred Milankovičom sa tejto téme venovali viacerí autori. Významnejším z nich bol napríklad James Croll (1821 – 1890), ktorý vytvoril teóriu klimatických zmien na základe zmien v orbite Zeme.

Najskôr bola táto teória odmietaná, ale už v roku 2004 bola známa zmena excentricity za posledných 40 miliónov rokov (40 Ma) s prognózou možného stanovenia na posledných 65 Ma a s nasledovnou kalibráciou paleoklimatického záznamu (Laskar et al. 2004).

Gradstein et al. (2004) zaradil zmeny excentricity do geologickej stratigrafickej škály (The Geologic Time Scale, 2004) - ako **orbitálnu chronológiu** pre väčšinu kenozoických období (všetky neogénne periódny) a **pohyblivú orbitálnu chronológiu** pre všetky stupne alebo epochy vo všetkých troch mezozoických periódach. Krivka excentricity (prvý Milankovičov cyklus) tak môže slúžiť ako základný nástroj pre kalibráciu vysokého rozlíšenia geologického času (v súčasnosti v rozsahu 0 – 23,08 Ma).

Čo sú to teda Milankovičové cykly? Sú to cyklické zmeny v orbitálnych parametroch Zeme, ktoré ovplyvňujú distribúciu slnečného žiarenia v priebehu času a tým aj klimatické podmienky. Konkrétne sú to:

- 1. Excentricita** – zmena tvaru obežnej dráhy Zeme z takmer kruhovej na eliptickú a späť.
- 2. Precesia** – zmena smeru zemskej osi.
- 3. Oblikvita (tilt)** – zmena sklonu zemskej osi.

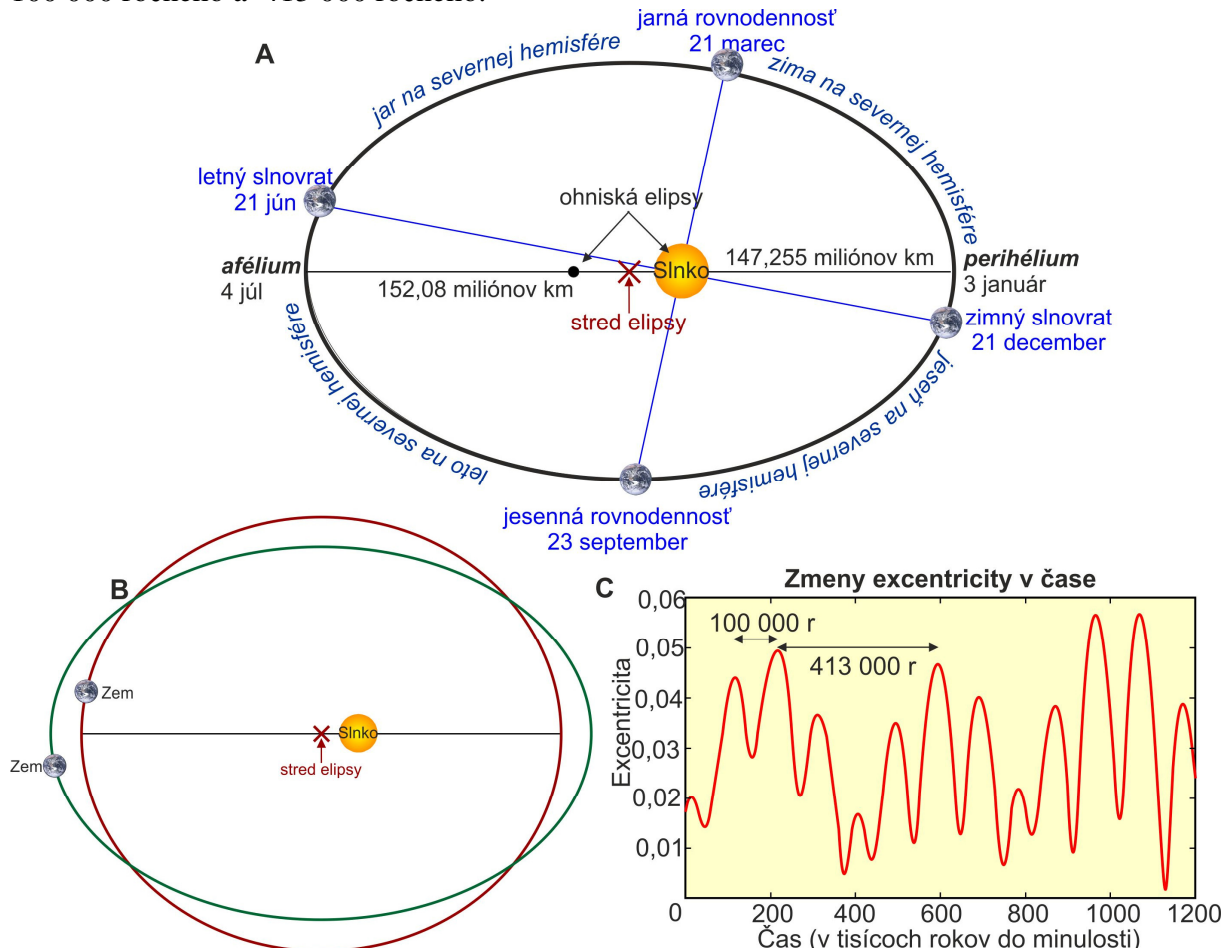
I.2.1 Excentricita (excentricity) - e

Zem obieha okolo Slnka po eliptickej dráhe, pričom Slnko neleží v centre tejto elipsy, ale v jednom z jej ohnísk (obr. I.4A). Hodnota **excentricity (e)** potom udáva tvar dráhy (alebo inak výstrednosť dráhy) telesa okolo gravitačného stredu sústavy, kde platí, že $0 < e < 1$ (hodnota 0 zodpovedá kruhovému tvaru obežnej dráhy, hodnota 1 zodpovedá parabole).

Vplyvom gravitácie Slnka a okolitých planét (Jupiter, Saturn) sa tvar obežnej dráhy Zeme raz za cca **100 000 rokov** zmení z takmer kruhového na viac eliptický a späť (obr. I.4B). Krajné hodnoty excentricity obežnej dráhy Zeme sa tak pohybujú v intervale medzi 0,004 až 0,058. Minimálne hodnoty pozorujeme vtedy, keď je tvar orbity takmer kruhový a maximálne pri eliptickom tvare orbity. Obežná dráha Zeme však nedosahuje hodnotu maximálnej excentricity (0,058) v každom stotisíc ročnom cykle. V priebehu posledných 100 000 rokov dosa-

hovala excentricita maximálnu hodnotu iba 0,02 – čo je veľmi nízke maximum. Tým sa odhaľuje ďalší, menej zreteľný ~ **413 000 rokov** dlhý cyklus excentricity, ktorý zodpovedá vrcholom, kedy sa excentricita dostala do maximálnej možnej hodnoty (obr. I.4C). Práve fakt, že sa dnes nachádzame v období s minimálnym nárastom excentricity je pravdepodobne zodpovedný za taký dlhý interglaciál, v ktorom žijeme my.

Záznam zmeny excentricity obežnej dráhy tak pozostáva z kombinácie dvoch cyklov: 100 000 ročného a 413 000 ročného.



Obr. I.4: **A)** Znáznorenie obežnej dráhy Zeme s umiestnením Slnka, afélie (najvzdialenejší bod obežnej dráhy od Slnka), perihélie (najbližší bod obežnej dráhy vzhľadom k Slnku) a súčasných pozícií slnovratov, dní rovnodenností a ročných období z pohľadu obyvateľa severnej hemisféry (zdroj Leeder, 1999, upravené). **B)** Variácie v tvare obežnej dráhy v priebehu času. **C)** Záznam zmien excentricity zemskej dráhy v čase. 100 000 ročný cyklus zahŕňa zmenu obežnej dráhy z takmer kruhovej na viac eliptickú a späť. Dlhší 413 tisíc ročný cyklus zahŕňa obdobie od maximálnej excentricity dráhy po ďalšie maximum.

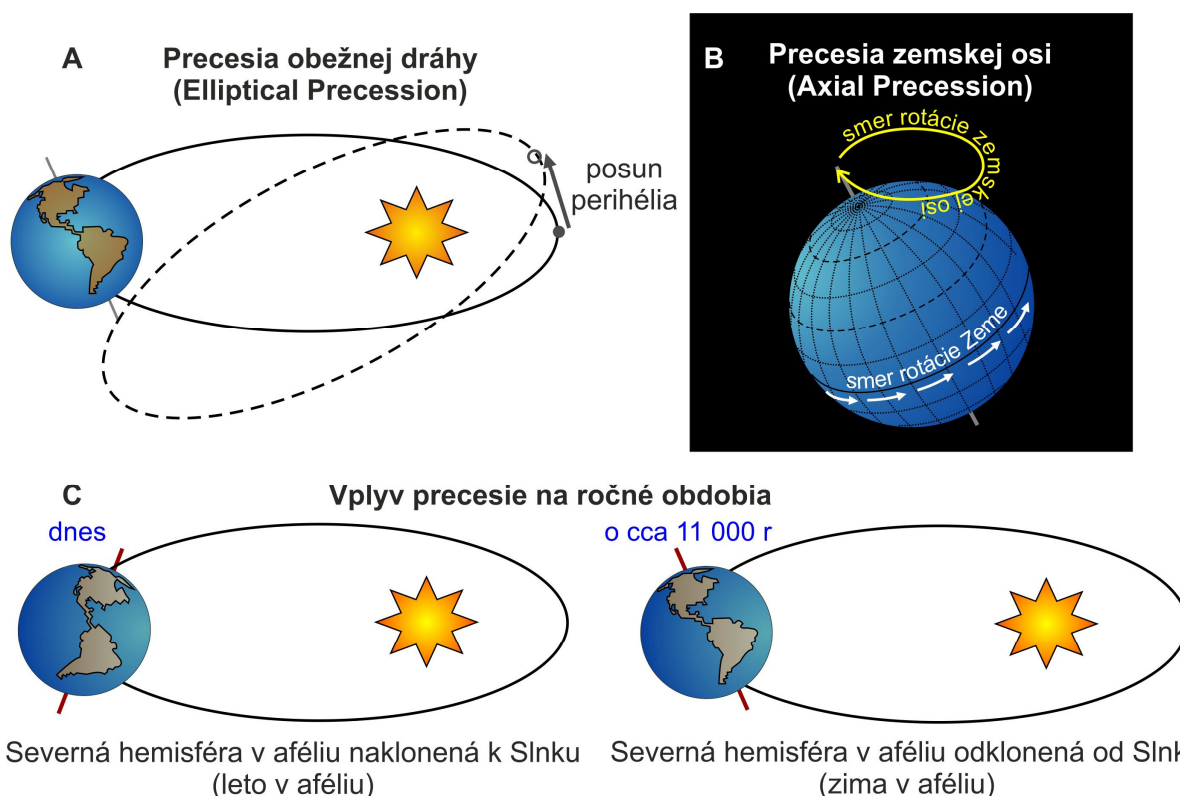
Ako sa prejavuje vplyv excentricity? V súčasnosti je obežná dráha takmer kruhová, čo znamená že vzdialenosť Zeme od Slnka v **perihéliu** (najbližší bod obežnej dráhy vzhľadom k Slnku) je cca 147 miliónov km a v **aféliu** (najvzdialenejší bod obežnej dráhy vzhľadom k Slnku) je vzdialenosť Slnko – Zem až cca 152 miliónov km (obr. I.4A). Intenzívnejšie slnečné žiarenie dopadá na Zem v perihéliu, menej intenzívne v aféliu. Dnešná hodnota excentricity je cca 3 % ($e = 0,0167$), čo znamená 7 % sezónny rozdiel v slnečnom žiarení. Pri maximálnej 9 % excentricite ($e = 0,06$) je rozdiel v množstve slnečného žiarenia dopadajúceho na Zem v aféliu a v perihéliu 20 až 30 %.

V pôsobení excentricity má výrazný vplyv postavenie zemskej osi voči obežnej dráhe Zeme – precesia (viď kapitola I.2.2). Spolu určujú dĺžku a intenzitu jednotlivých ročných období.

I.2.2 Precesia (precession)

Precesia je spôsobená gravitačným vplyvom Slnka a okolitých planét (hlavne Jupitera), pričom poznáme **precesiu obežnej dráhy Zeme (perihelion precession, alebo tiež apsidal precession, elliptical precession)**, ktorá zodpovedá rotácii obežnej dráhy Zeme okolo jej ohniska - Slnka (obr. I.5A) a **precesiu zemskej osi (axial precession alebo tiež precession of equinoxes)**, ktorá zodpovedá rotácii zemskej osi v smere hodinových ručičiek (proti smeru rotácie Zeme, obr.I.5B).

Precesia zemskej osi je vlastne rotácia Zemskej osi "okolo kolmice na obežnú dráhu" (obr. I.5B), ktorá sa prejavuje zmenou smerovania Zeme (obr. I.5C). V súčasnosti smeruje zemská os k Polárke v súhvezdí Malého voza, v polovici cyklu (cca o 11 000 rokov) bude smerovať k Vege a na konci cyklu (~ 22 000 tisíc rokov) znovu k Polárke. Priemerná dĺžka cyklu je tak približne 22 000 tisíc rokov, aj keď excentricita zemskej dráhy tento cyklus delí do dvoch periód s dĺžkou cyklu 23 000 rokov a 19 000 rokov.



Obr. 1.5: Znáznornenie precesie **A)** precesia obežnej dráhy Zeme; **B)** precesia zemskej osi. Všimnite si, že zemska os rotuje opačným smerom ako je smer rotácie Zeme; **C)** vplyv precesie na ročné obdobia na jednotlivých hemisférach. V súčasnosti smeruje zemská os k Polárke, čo spôsobuje, že v aféliu (najďalej od Slnka) je severná hemisféra privrátená k Slnku – máme leto. V polovici cyklu bude os smerovať k Vege a severná hemisféra bude odvrátená od Slnka počas prechodu aféliom = zima v aféliu. O cca 22 000 rokov sa postavenie Zeme vráti do dnešnej pozície.

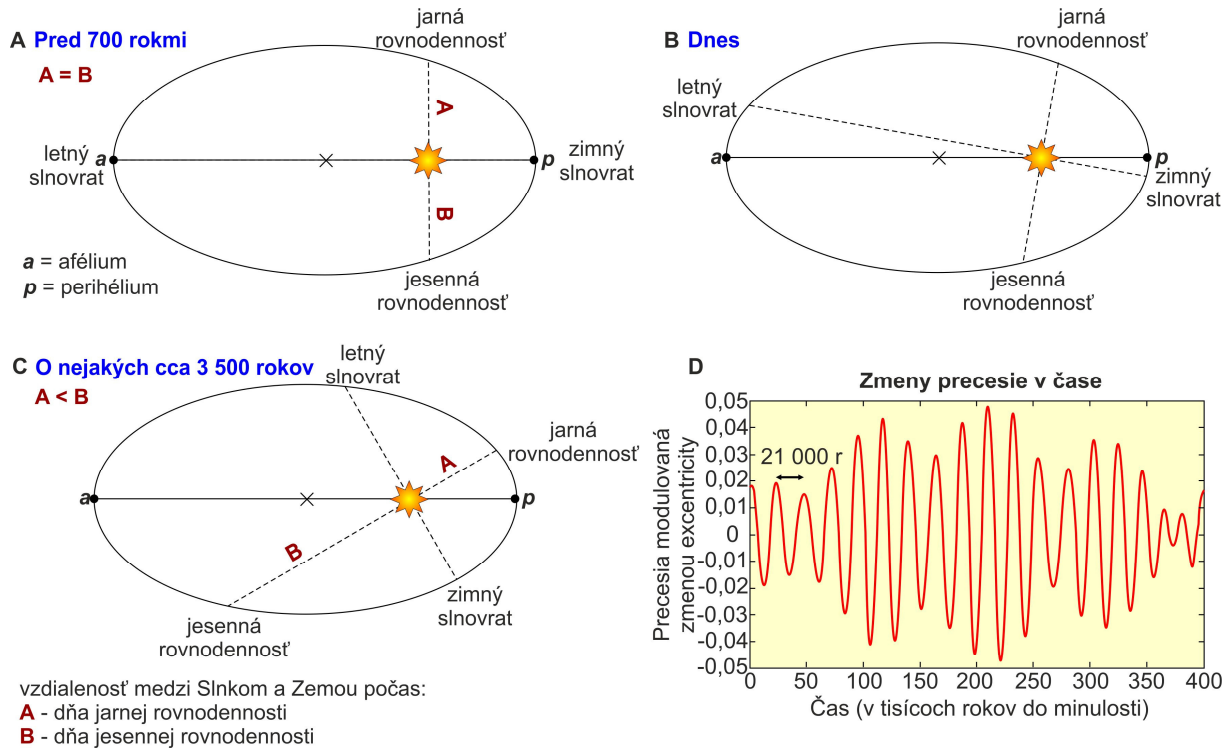
Okrem zmeny náklonu Zeme voči Slnku spôsobuje precesia zemskej osi aj postupný posun dní rovnodennosti a slnovratov (obr. I.6A-C), čiže určuje dĺžku a intenzitu ročných období na jednotlivých hemisférach. Tento posun je výsledkom opačného smeru rotácie zemskej osi voči smeru obehu Zeme, a z tohto dôvodu sa precesia zemskej osi označuje aj ako **precesia rovnodennosti (precession of equinoxes)**. Vďaka tomuto posunu sa napríklad letný slnovrat na severnej hemisfére postupne posúva smerom k perihéliu (obr. I.6A-C). Stabilný dátum slnovratov a rovnodenností v našom kalendári je spôsobený iba prispôbovaním kalendára.

Napríklad v súčasnosti sa Zem nachádza v perihéliu (najbližšie k Slnku) 3. januára a v aféliu 4. júla (obr. I.4A). Sklon zemskej osi spôsobuje, že severná hemisféra je v čase prechodu cez perihélium odklonená od Slnka, čiže má zimu v čase, keď prechádza najbližšie k Slnku (obr. I.5C). Keďže počas prechodu perihéliom sa rýchlosť obehu Zeme zrýchľuje, zima je na severnej hemisfére kratšia ako leto a nie tak výrazná. V polovičke cyklu (o cca 11 000 rokov) bude mať severná hemisféra zimu v aféliu (obr. I.5C), čo znamená, že zima bude dlhšia a zosilnená vzdialenosťou od Slnka, pričom tento extrém bude rásť so zvyšujúcou sa hodnotou excentricity obežnej dráhy Zeme. Na južnej hemisfére majú v súčasnosti pri prechode perihéliom intenzívnejšie a teplejšie leto.

Pohyb dní rovnodennosti a slnovratov po obežnej dráhe má jeden významný dôsledok, ktorý si môžeme vysvetliť na obr. I.6A-C. V prípade, že sa slnovrat nachádza v perihéliu (obr. I.6A), dni rovnodennosti sú v rovnakej vzdialenosti od Slnka, takže Zem dostane počas jarnej aj jesennej rovnodennosti rovnaké množstvo slnečného žiarenia. Ak sa slnovrat nebude prekrývať s perihéliom (obr. I.6), vďaka excentricite zemskej dráhy nebude vzdialenosť Slnko - Zem počas jarnej aj jesennej rovnodennosti rovnaká a tým sa bude líšiť aj množstvo slnečného žiarenia prijatého Zemou. Tento rozdiel sa označuje ako **rovnodennostné kolísanie (equinoctial seesaw – ESS; Kukla, 2004)** a má vplyv na dynamiku hydrologických cyklov a intenzitu slnečného žiarenia počas jednotlivých období.

V súčasnosti je rozdiel medzi intenzitou slnečného žiarenia, ktoré dopadne na Zem počas jarnej a jesennej rovnodennosti veľmi malý a pred 700 rokmi, keď bol slnovrat v perihéliu, bol nulový (obr. I.6A-C). Rozdiel v insolácii počas jarnej a jesennej rovnodennosti sa však rýchlo mení a v súčasnosti tento rozdiel narastá o $2,6 \text{ W.m}^{-2}$ za storočie v prospech jari (Kukla, 2004). Na konci minulého interglaciálu bol tento nárast až $6,5 \text{ W.m}^{-2}$. Odlišná rýchlosť narastania rozdielu medzi insoláciou počas jarnej a jesennej rovnodennosti je spôsobená odlišnou excentricitou zemskej dráhy v týchto dvoch obdobiach. V súčasnosti je nárast menší, pretože excentricita zemskej orbity je mimoriadne malá (kruhový tvar zemskej dráhy). V čase maximálnej excentricity zemskej dráhy (eliptický tvar) je rýchlosť nárastu väčšia a väčší je aj výsledný rozdiel v insolácii. Napríklad pred 122 000 rokmi dosahovala sila slnečných lúčov vo vrchnej časti atmosféry v období jarnej rovnodennosti iba 1240 W.m^{-2} a až 1480 W.m^{-2} počas jesennej rovnodennosti (Kukla, 2004). Rozdiel v insolácii medzi jarnou a jesennou rovnodennosťou bol teda 240 W.m^{-2} , čo je viac ako 16 % slnečnej konštanty. Počas glaciálu pred 111 000 rokmi to bolo opačne a slnečné lúče boli silnejšie na jar.

Procesy na zemskom povrchu



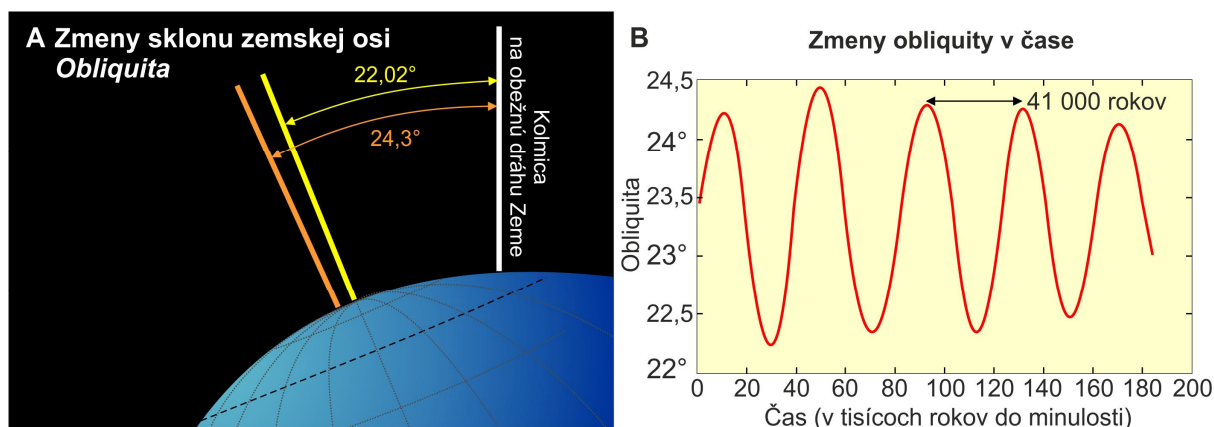
Obr. 1.6:A-C) Posun dní rovnodennosti spôsobuje zmenu vzdialenosti medzi Slnkom a Zemou počas jarnej a jesennej rovnodennosti (brané z pohľadu severnej hemisféry). Vzdialenosť potom ovplyvňuje rozdiel v množstve dopadajúceho snečného žiarenia. Rýchlosť zmeny bude závisieť od excentricity obežnej dráhy. **D)** Znáznornenie zmien precesie a jej ovplyvnenie zmenou excentricity obežnej dráhy, kde jednotlivé vrcholy zodpovedajú zmenám precesie (21 000 ročný cyklus), zatiaľ čo vzdialenosť medzi dvomi maximálnymi vrcholmi je 100 000 rokov čo zodpovedá cyklu excentricity.

Ako bolo naznačené vyššie, sila vplyvu precesie je silne ovplyvnená excentricitou obežnej dráhy Zeme (obr. 1.6D). V prípade vysokej excentricity obežnej dráhy Zeme sú výraznejšie rozdiely v insolácii medzi jednotlivými ročnými obdobiami, zatiaľ čo pri takmer kruhovej obežnej dráhe sú tieto rozdiely menšie. Pôsobenie na Zem je ovplyvňované aj pozíciou dní slnovratov a rovnodenností na obežnej dráhe. Keďže ročné obdobia sú na severnej a južnej hemisfére v opozícii (v rovnakom čase, keď je u nás zima, je na južnej hemisfére leto), mohli by sme očakávať, že ich vzájomným pôsobením dôjde k zrušeniu vplyvu precesného cyklu na globálnu priemernú teplotu. Odlišné zastúpenie súše a distribúcia oceánskych prúdov na jednotlivých hemisférach ale spôsobuje, že amplitúda cyklov je v súčasnosti podstatne väčšia na severnej hemisfére. Z tohto dôvodu je v súčasnosti globálny vplyv precesie riadený interakciou insolácie a precesného cyklu na severnej hemisfére (Kukla, 2004).

I.2.3 Oblikvita (obliquity / tilt)

Oblikvitou alebo tiltom zemskej osi sa označuje kývavý pohyb Zeme, ktorý je spôsobený zmenou sklonu zemskej osi voči rovine obežnej dráhy Zeme (obr. 1.7). Vďaka stabilizačnej funkcii Mesiaca je tento výkyv pomerne malý. Mení sa v rozsahu od $22,02^\circ$ do $24,3^\circ$. Zmena sklonu od maximálneho po minimálny a späť trvá približne 41 000 rokov (t.j. mení sa asi o $0,00013^\circ$ za rok).

Oblikvita nemá vplyv na množstvo slnečného žiarenia dopadajúceho na Zem, ale ovplyvňuje jeho distribúciu medzi polárnymi oblasťami a rovníkom. Ak je sklon zemskej osi väčší, väčší náklon k Slnku spôsobuje, že na polárne oblasti dopadá počas leta viac slnečného žiarenia. Pri menšom uhle, keď nie je Zem tak výrazne naklonená, klesá aj množstvo žiarenia ktoré v lete dopadne do vyšších zemepisných šírok. Sklon zemskej osi má teda pomerne malý vplyv na množstvo slnečného žiarenia, ktoré dopadne do nižších zemepisných šírok (na rovník), ale pomerne veľký vplyv na množstvo slnečného žiarenia, ktoré dopadne na póly. Pre 1° nárastu oblikvity prijme letná hemisféra o cca 1% viac energie.



Obr. 1.7: Oblikvita, alebo tiež zmena sklonu zemskej osi. **A)** Uhol sklonu zemskej osi voči Slnku sa pohybuje v intervale od $22,02^\circ$ do $24,3^\circ$ a ovplyvňuje množstvo prijatého žiarenia počas polárneho leta. **B)** Záznam zmien obliquity v čase.

Keďže pre zaľadnenie (glaciál) je dôležité množstvo slnečného žiarenia dopadajúce na 65° zemepisnej šírky, práve stupeň sklonu zemskej osi je dôležitým faktorom určujúcim nástup glaciálov. Hypotéza hovorí, že menší sklon zemskej osi spôsobuje rovnomernejšiu distribúciu žiarenia medzi obdobiami (zima – leto) a znižuje množstvo žiarenia na póloch v lete, čiže spôsobuje teplejšie zimy s vyššou humiditou (zrážky) a chladnejšie polárne oblasti → glaciál. Väčší sklon zas znižuje rozdiel v množstve dopadajúceho žiarenia medzi pólmi a rovníkom = osvetlené póly počas leta → interglaciál. Samozrejme tento faktor nie je jediný, ktorý určuje či dôjde k zaľadneniu. V súčasnosti je sklon zemskej osi približne $23,4^\circ$ a klesá.

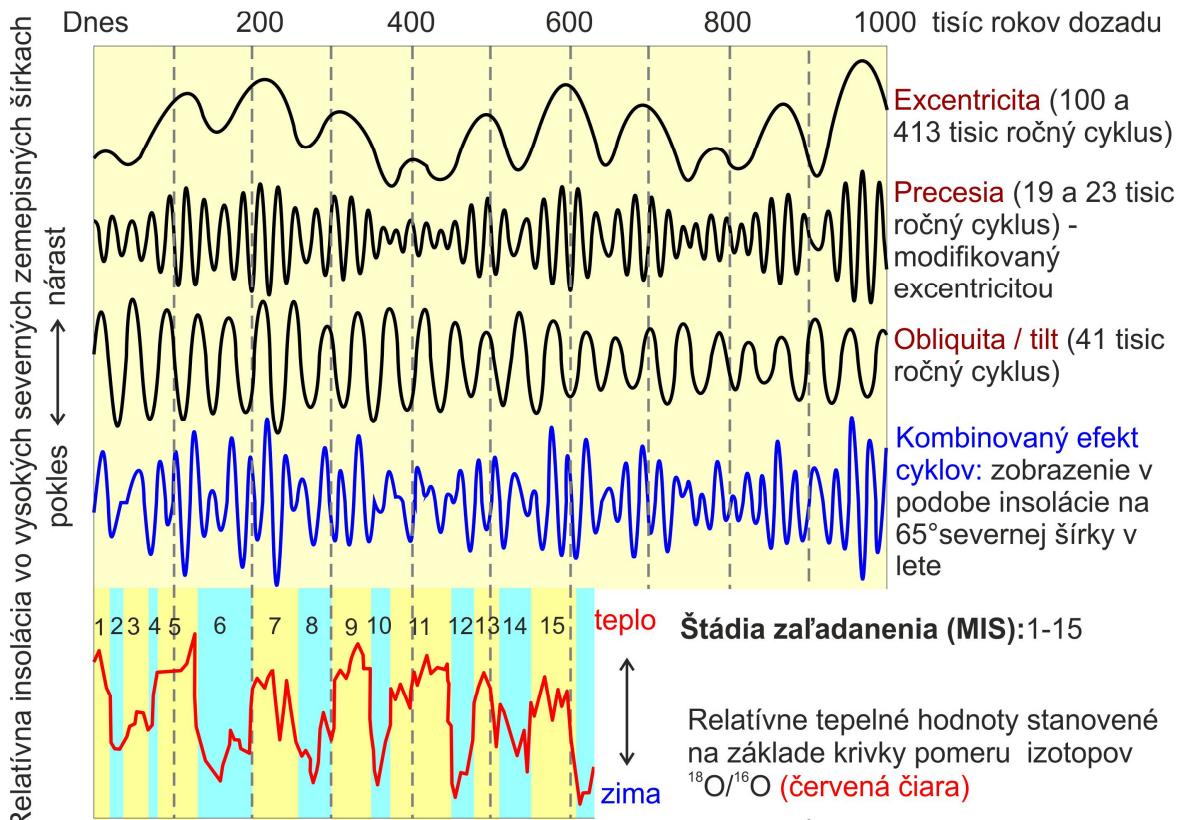
I.2.4 Vplyv Milankovičových cyklov na zaľadnenie

Všetky tri mechanizmy (excentricita, oblikvita a precesia) pôsobia súčasne (obr. I.8), takže sa môžu navzájom eliminovať alebo zosilňovať. Súčasné hypotetické vysvetlenie pleistocénnych zaľadnení (Kukla a Gavin, 2004) predpokladá, že pre kritické orbitálne nastavenie klimatického systému je potrebné spojenie dvoch limitov:

1. Nízka hodnota oblikvity spôsobí nárast insolačného gradientu od rovníka k pólom, kedy sa insolácia zväčšuje v trópech a redukuje sa vo vysokých zemepisných šírkach na oboch hemisférach. Póly dostávajú v lete menej slnečného žiarenia v dôsledku redukovania osvetlenej oblasti polárnych čiapok tým, že Slnko vystupuje veľmi nízko nad obzor. Výsledkom je pokles teploty v polárnych oblastiach. Keďže je oblasť pólu osvetlená iba v lete, vplyv nízkej obliquity je viditeľný iba v tomto období. Ukazuje sa, že nárast polárneho ľadu opakovane akceleruje vtedy, keď nízka obliquita splýva so skorou zimou v perihéliu (Kukla, 2004).

2. Precesia, ktorá spôsobí nárast intenzity slnečných lúčov v astronomickej zime a jari na úkor leta a jesene (Kukla, 2004). Insolácia totiž poháňa sezónne cykly zmien teploty hladiny

morí, vodných a snehových zrážok a ovplyvňuje morský ľad; čiže ovplyvňuje termohalinnú cirkuláciu morskej vody (kapitola I.3.2). Zdá sa, že klimatický vplyv precesie je najväčší vtedy keď je Zem v perihéliu počas neskorej zimy až skoraj jari, pretože v tomto období dosahujú hydrologické cykly sezónne extrémny. Dopad precesie na klimatické podmienky sa tak skladá z interakcie globálneho hydrologického cyklu a rozdielnej intenzity slnečných lúčov počas jednotlivých ročných období (Kukla, 2004). Pôsobenie precesie sa najviac prejaví v prechodných obdobiach (jar, jeseň) a hoci sa prejavuje vo všetkých zemepisných šírkach, najväčší vplyv má v trópoch.



Obr. 1.8: Vypočítané variácie Milankovičových cyklov a teplotné vzťahy ku glaciálom (podľa Imbrie & Imbrie 1979; zdroj: http://www.eoearth.org/article/Milankovitch_cycles). Korelácia medzi MIS (morské izotopické štádia) a európskym označením glaciálov a interglaciálov je v tab.2.

V súčasnosti žijeme v interglaciáli, ktorý začal pred 10 tisíc rokmi. Hodnota excentricity je malá (0,0167), dochádza však k jej postupnému nárastu. Obliquita je na vysokom stupni (23,5°), čo znamená vyššiu insoláciu na póloch. Postupne sa ale znižuje. Vplyvom precesie dochádza k nárastu insolácie počas jari na úkor jesene, ale rýchlosť rastu rozdielu je tlmená nízkou excentricitou. Výsledkom pôsobenia orbitálnych parametrov postupne dôjde k redukcii letnej insolácie na severnej hemisfére, čo spôsobí globálne ochladenie.

Táto orbitálna konfigurácia je podobná tej spred 400 tisíc rokov (Kukla, 2004). Zásluhou mimoriadne nízkej excentricity bol v tom čase vplyv precesie na klímu slabší než na začiatku posledného glaciálu. Orbitálne zmeny dnes, hoci sú zatiaľ menej extrémne, sú v princípe zhodné so začiatkom posledného glaciálu pred 115 tisíc rokmi. Hoci je tlak slabší, prírodné procesy prechodného štádia interglaciál/glaciál stále pokračujú. Obliquita postupne klesá a výsledkom je pomalý pokles insolácie v centrálnej Arktíde. Hodnota ESS (rovnodennostné kolísanie) narastá na polovicu pomeru zo začiatku posledného glaciálu. Z porovnania týchto

údajov vyplýva, že bezprostredný nástup prírodného trendu smerujúceho k významnému globálnemu ochladeniu je zatiaľ nepravdepodobný (Kukla, 2004).

Existuje veľa prác venujúcich sa problémom Milankovičových cyklov a ich vzťahu ku globálnym klimatickým zmenám. Medzi komplexnejšie aktuálne práce patrí napríklad Duplessy a Syridaktis (eds., 1994), Kukla a Gavin (2004), alebo Buchdhal (1999).

1.2.5 Geologické záznamy Milankovičových cyklov

Zmeny klimatických podmienok sa prejavujú v sedimentárnom zázname, kde všetky sedimenty a sedimentárne horniny vykazujú cyklicitu. Aj keď sa na dešifrovanie vývoja klímy nedajú použiť všetky sedimentárne záznamy, tie ktoré sa dešifrovať dajú, umožňujú paleoklimatické rekonštrukcie daného prostredia sedimentácie. Tieto záznamy nám umožňujú získať informácie o teplote a zrážkach v danom období, ako aj informácie o nadmorskej výške či podmorskej hĺbke sedimentácie. Sledovanie klimatických zmien, identifikácia jednotlivých vstupných parametrov a stanovovanie ich vplyvu na vývoj klímy je dôležité pre vývoj klimatických modelov či našu predstavu fungovania termoregulačného systému Zeme. Odhaľujú sa tak jednotlivé možnosti a riziká vývoja klímy v budúcnosti.

1.2.5.1 Faktory ovplyvňujúce použitie geologického záznamu

Aby sa dal sedimentárny záznam použiť na sledovanie klimatických zmien zapríčinených orbitálnym postavením Zeme, musí spĺňať tri hlavné podmienky:

1. kontinuita sedimentárneho záznamu
2. citlivosť na klimatické zmeny
3. možnosť absolútneho datovania jednotlivých vrstiev

Kontinuita sedimentárneho záznamu je pri sledovaní klimatických zmien veľmi dôležitá. Prerušená sedimentácia a obdobia erózie spôsobujú elimináciu klimatického záznamu. Takéto záznamy potom neumožňujú plynulé sledovanie klimatických zmien a sú na túto analýzu nevhodné. Sediment tiež musí spĺňať podmienku **citlivosti na klimatické zmeny**, čiže musí dochádzať k nejakým prejavom odrážajúcim klimatické zmeny.

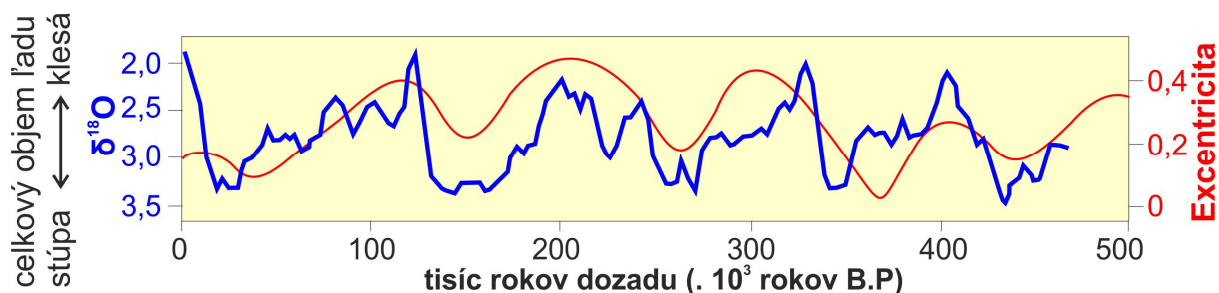
Kontinentálne sedimenty sú na klimatické zmeny citlivejšie, pretože kontinenty majú vyššiu tepelnú vodivosť ako morská voda. To znamená, že na zmeny teploty reagujú rýchlejšie a zaznamenávajú ich s väčšou citlivosťou ako morské sedimenty. Ich nevýhodou je časté prerušenie sedimentácie a erózia. Potrebná kontinuita sa nachádza prakticky iba v sedimentoch dlhodobých jazier (jazero Bajkal) a v sedimentoch veľkých sprašovo - paleopôdnych komplexov (napr. Čína), kde glaciály a štadiály predstavujú aridnú klímu so sedimentáciou spraší a humidnejšie teplejšie obdobia sú späté s tvorbou pôdnych horizontov.

Morské sedimenty vykazujú cyklicitu ako odraz zmien klimatických podmienok prakticky všade tam, kde nie sú dominantným transportným činiteľom gravitačné toky (turbidity). Síce platí, že nárast transportu materiálu gravitačnými prúdmi viazanými na delty riek tiež odráža klimatické zmeny, ale gravitačné prúdy spôsobujú lokálnu eróziu a redepozíciu materiálu, ktorá vedie k porušeniu kontinuity sedimentárneho záznamu. Hlbokomorské sedimenty akumulované v panve a na kontinentálnom svahu sú pomerne kontinuálne. Z tohto dôvodu boli najlepšie záznamy astronomických signálov získané z pelagických a hemipelagických

fácií. Naproti tomu, v plytkomorských prostrediach je sedimentácia úzko spätá s hĺbkou vody a preto sú rovnako ako kontinentálne sedimenty náchylné na dlhé obdobia erózie a nedepozície.

Práve kvôli častému výskytu erózie alebo prerušení sedimentácie v kontinentálnych sedimentoch bola Milankovičova teória dlhodobo odmietaná, pretože bola založená na spojení geologických záznamov glaciálnych sedimentov kontinentálnej Európy s matematicky vypočítanou insoláciou. Za prijatie teórie ako takej sa zaslúžil až výskum eróziou relatívne neovplyvniteľných morských sedimentov.

Citlivosť sedimentu na klimatické zmeny sa prejavuje zmenou jeho zloženia. Údaje vyjadrujúce **cyklicitu** klímy môžu byť získané viacerými metódami v závislosti od typu sedimentu. Najbežnejšou metódou v prípade morských sedimentov je sledovanie zloženia stabilných izotopov (S, O, C, N). Bežne je napríklad sledovaná zmena v obsahu $\delta^{18}\text{O}$, čo je ťažký izotop kyslíka. Z morskej vody sa totiž prednostne vyparuje ľahký izotop kyslíka (^{16}O), ktorý následne prechádza do zrážok. V období glaciálov je teda ľahší izotop kyslíka viazaný na kontinentoch v podobe ľadovcového a snehového pokryvu a v moriach naopak stúpa relatívne množstvo ťažšieho izotopu kyslíka ^{18}O (obr. I.9). Vyššie pozitívne hodnoty $\delta^{18}\text{O}$, čiže vyššie obsahy ťažkého stabilného izotopu v morskej vode, tak korešpondujú s ľadovými dobami (obr. 1.8). Skratka **MIS** (**marine isotope stages** alebo staršie označenie **OIS** = oxygen isotope stages; tab.2) je označenie teplých a chladných periód v paleoklimatickej histórii Zeme, odvodených práve z izotopov kyslíka získaných z hlbokomorských vrtných jadier (obr. I.9).



Obr. I.9: Variácia $\delta^{18}\text{O}$ v čase v uplynulých 500 tisíc rokoch. Vyššie pozitívne hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ indikujú vyššie obsahy ťažkého stabilného izotopu, čo korešponduje s ľadovými dobami (podľa Hays et al. 1976). Modrá čiara – zmeny v pomere izotopov kyslíka ($\delta^{18}\text{O}$) získaných z dvoch subantarktických hlbokomorských vrtných jadier, červená čiara – vypočítaná orbitálna excentricita.

Okrem izotopov kyslíka sa na analýzu zmien používa celý rad metód. Pri karbonátoch sa používajú hlavne stabilné izotopy C, prípadne O a sledovanie zmien vo fosílnych spoločenstvách. Na analýzu záznamov zo sprašovo - paleopôdnych komplexov sa používa analýza zmien v magnetickej susceptibilite a sledovanie zmien zrnitosti. Medzi používané metódy patrí aj sledovanie pomeru $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$, zmeny v sfarbení sedimentov (varvity) v závislosti na množstve organickej hmoty, obsah biogénneho Si, sledovanie záznamov o oscilácii vodnej hladiny a ďalšie. Všetky tieto parametre sa menia v dôsledku odpovede prostredia na zmenu klímy, či už mechanizmom a intenzitou zvetrávania, zmenou dominancie transportných činiteľov, či rozvojom organizmov. Zmeny klímy sa tiež prejavujú na raste stalagmitov v jaskyniach, stavbe karbonátových schránok organizmov ako aj drevnatých rastlín (prírastkové zóny). Vysoko senzitivné sú tiež niektoré fosílie včítane peľov a spór. Najpoužívanejšou metódou na sledovanie klimatických zmien je ale stále analýza vrtných jadier z ľadovcov v polárnych oblastiach (obr. 1.10).

Epocha	MIS / OIS	Alpský systém	Severoeurópsky systém	obdobie
holocén	1	Holocén		interglaciál
pleistocén	2-5a-d	Würm	Weischeselian / Vistulian	glaciál
	5e	Riss/ Würm	Eemian	interglaciál
	6	Riss	Saalian	glaciál
	11	Mindel/Riss	Holstein	interglaciál
	12	Mindel	Elsterian	glaciál
	13-15	Günz/Mindel	Waalian	interglaciál
	16	Günz	Menapian	glaciál

Tab.2: Porovnanie označenia glaciálov podľa alpského a severoeurópskeho systému a zařadnení stanovených na základe zmien izotopového zloženia kyslíka. Téma časového zaradenia jednotlivých štádií MIS je v súčasnosti diskutovaná. Pre viac pozri práce Lisiecki a Raymo (2005), Langl a Wolff, (2011), Railsback et al. (2015).

Aby bolo možné zo získaných údajov vytvoriť krivky, ktoré odzrkadľujú klimatické zmeny, musia byť analyzované z jednotlivých, **presne datovaných** vrstiev kontinuálneho sedimentárneho záznamu. Absolútne datovanie sa opiera hlavne o izotopické metódy. Stratigrafia bez rádioizotopického datovania (napr. biostratigrafia) sa používa ako primárna kontrola času v iných identifikáciách, napríklad pri stanovení ktorá magnetochróna bola detekovaná v danom stratigrafickom intervale. Globálna chemostratigrafia, napr. kvartérne izotopické morské štádia (MIS) sa používa v kombinácii s biostratografiou a magnetostratografiou.

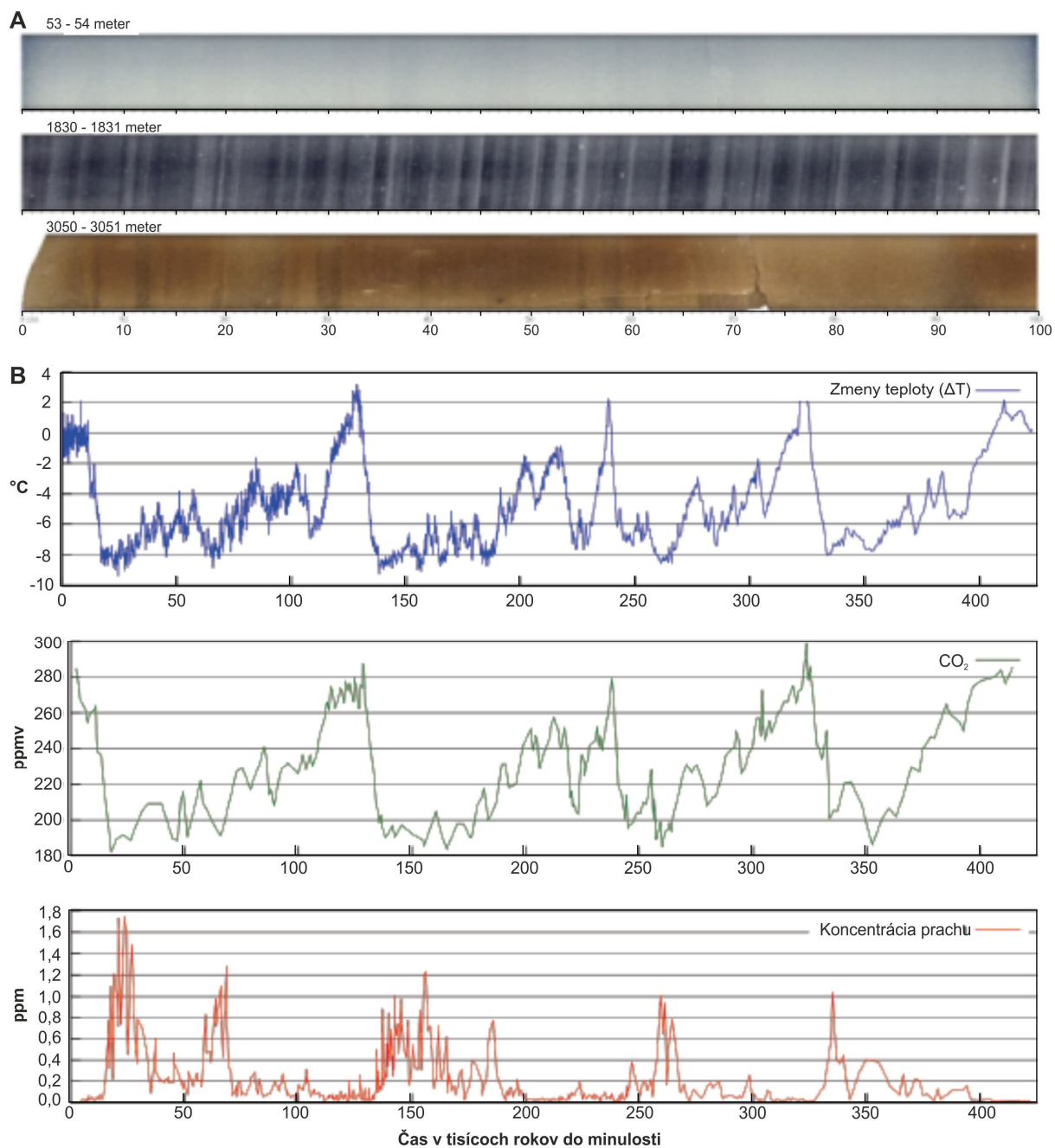
Vytvorené krivky, kde je čas na ose x a variácia v sledovanom parametre na ose y, sa potom prekladajú matematicky vypočítanými zmenami v excentricite, precesii a obliquite (obr. I.9 a I.10). Možné problémy pri tvorbe týchto kriviek vychádzajú z použitej analytickej metódy. Napríklad chybné údaje z izotopového zloženia môže spôsobiť diagenetická alterácia analyzovaných sedimentov ako je rozpúšťanie minerálov, rozklad organickej hmoty, bioturbácia a iné naložené procesy, ktoré môžu modifikovať a znehodnotiť namerané hodnoty.

Aj keď sa nedajú všetky sedimentárne záznamy využiť na kontinuálne sledovanie klimatických zmien v čase, cyklicita v sedimentoch vyvolaná klimatickou zmenou a kolísaním hladiny oceánov je základom sekvenčnej stratigrafie. Sekvenčná stratigrafia sa snaží o prepojenie a korelovanie existujúcich sedimentárnych sekvencií na veľké vzdialenosti a interpretovať ich ako komplex príčin a súvislostí vo vymedzenom časovom úseku a mieste. Úvodnými textami do sekvenčnej stratigrafie sú napríklad u nás vydané práce Michalíka et al. (1999, 2007).

I.2.6. Milankovičové cykly a kozmická klimatológia

Milankovičové cykly platia aj pre ostatné planéty slnečného systému, ktorých teplotné podmienky sú závislé na Slnku (Merkúr, Venuša, Mars + Mesiak). Na ich základe boli urobené aj prvé výpočty povrchových teplôt týchto telies, ktoré boli až na Venušu prakticky zhodné s teplotami nameranými v súčasnosti. Napríklad pre Mesiak bol vypočítaný rozsah teplôt na jeho povrchu od minimálnej $-153,8^{\circ}\text{C}$ po maximálnu $105,5^{\circ}\text{C}$. V súčasnosti namerané teploty sa pohybujú od -153°C do 107°C . V prípade Venuše bol výpočet nesprávny pre pôsobenie jej atmosféry (dokonalý skleníkový efekt). Z pohľadu Milankovičových cyklov je skúmaný aj Mars. Chýba mu vyrovnávací efekt oceánov a má tiež extrémnejšie výkyvy v sklone planetárnej osi (obliquita/axial tilt) a excentricite. V prípade Marsu je najdôležitejším 51 000 rokov dlhý cyklus spôsobený kombinovaným efektom precesie jeho osi a postupom jeho perihélia.

Procesy na zemskom povrchu



Obr. I.10: Príklad záznamu Milankovičových cyklov z ľadovcov. **A)** Vrtné jadrá z ľadovca z rôznych hĺbkových úrovní. Sezónne vrstvy sú najlepšie viditeľné v prostrednej sekcii (svetlé a tmavé pásiky). Vrtné jadrá z väčších hĺbok sú sfarbené do hneda úlomkami hornín z podložia ľadovca. **B)** Údaje z vrtu Vostok (Antarktída) vynesené do grafov. Všimnite si, ako sa za posledných 400 tisíc rokov menila teplota (stanovená z pomeru izotopov) spolu s obsahom atmosférického CO₂ a prachu (zdroj: Tompkin J. <http://cnx.org/content/col11325/1.33>)

1.3 Termoregulačné mechanizmy Zeme

Ako bolo spomenuté v kapitole I.1.3, Zem v oblasti rovníka absorbuje viac solárnej energie ako vyžiari späť do priestoru, zatiaľ čo v oblasti pólů prevláda množstvo odchádzajúceho infračerveného žiarenia nad žiarením prichádzajúcim zo Slnka (obr. I.3). Musí teda existovať transport energie medzi oblasťou rovníka a pólmi, ktorá vyrovnáva tieto rozdiely.

Energia získaná zo slnečného žiarenia je atmosférou a povrchom Zeme transformovaná na teplo. Transport tepla z rovníkovej oblasti k pólom je zabezpečovaný **oceánskou a atmosférickou cirkuláciou**. Oba typy cirkulácie sa navzájom ovplyvňujú a pozostávajú z dvoch zložiek:

1. Konvekčné prúdenie je zodpovedné za vertikálny pohyb a je najdôležitejším rysom oboch cirkulačných systémov. Vychádza z fyzikálnych zákonov, kde zohriate látky (voda, vzduch) zväčšujú svoj objem – expandujú, pričom sa znižuje ich hustota. Chladnejšia, čiže aj hustejšia časť danej látky klesá k pevnému zemskému povrchu a vytlačuje teplejšiu časť s menšou hustotou smerom hore. Tým sa vytvára konvekčná bunka.

2. Advekcia zodpovedná za horizontálny (laterálny) pohyb je silne ovplyvnená rotáciou Zeme - Coriolisovým efektom. **Coriolisov efekt** je nazvaný po francúzskom inžinierovi Gustav-Gaspard Coriolisovi. Tento efekt si môžeme predstaviť na príklade strely vystrelenej z dela. Strelcovi sa zdá, že letí priamo na cieľ, ale v skutočnosti sa Zem počas doby, ktorú strela strávila vo vzduchu, neparne otočila. Pri pohľade z hora by teda strela neopisovala priamu dráhu ale krivku. V prípade malých vzdialeností je tento posun prakticky nulový, ale jeho vplyv na prúdenie v atmosfére a hydrosfére je veľmi veľký. Ovplyvňuje smer prevládajúcich vetrov, rotáciu búrok a je zodpovedný za stáčanie sa oceánskych prúdov. Preto má Coriolisov efekt veľký význam v meteorológii, fyzikálnej geológii a oceánografii.

Platí, že sila efektu je nulová na rovníku a smerom k pólom narastá na maximum. Zároveň platí, že na **severnej hemisfére** sa prúdy stáčajú v smere hodinových ručičiek (clockwise; skratka CW), na **južnej hemisfére** zas proti smeru hodinových ručičiek (anticlockwise; ACW) (obr. I.14).

Význam Coriolisového efektu sa nevzťahuje len na Zem. Má veľký význam aj v astrofyzike a hviezdnej dynamike, kde je napríklad faktorom, ktorý určuje smer otáčania sa slnečných škvŕn

I.3.1. Atmosférická cirkulácia

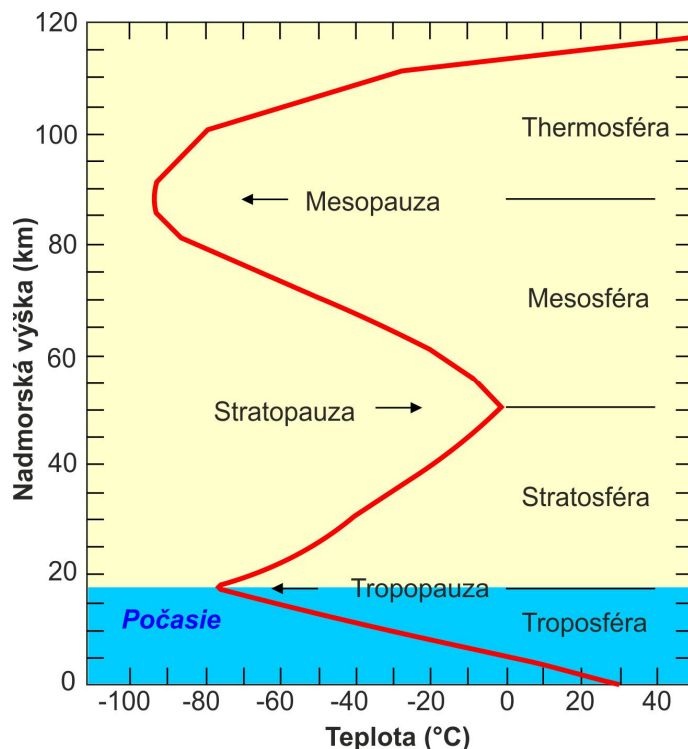
Konvekčné prúdenie v atmosfére je spôsobené ohrevom vzduchu od hladiny oceánov alebo od pevného povrchu Zeme. Ohriaty vzduch sa rozpína, pričom znižuje svoju hustotu a stúpa. Zároveň dochádza k znižovaniu jeho teploty. Takého zmeny teploty spôsobené expanziou (iba poklesom tlaku, bez výmeny tepla s okolím) sa označujú ako **adiabatická expanzia**.

Platí, že vzostup vzduchu bude pokračovať iba dovtedy, kým bude teplejší ako jeho okolie. K začatiu konvekčného prúdenia v atmosfére je teda potrebné, aby bol adiabatický úbytok teploty stúpajúceho vzduchu menší, než prirodzený pokles teploty s narastajúcou výškou (obr. I.11). Túto situáciu označujeme ako **nestabilnú** v tom zmysle, že spustená konvekcia je stále posilňovaná teplým stúpajúcim vzduchom. V prípade **stabilnej** situácie sa stúpajúci vzduch

adiabaticky ochladí pod teplotu okolitého vzduchu a bude opätovne klesať na pôvodnú úroveň, čím sa konvekcia zastaví.

Situácia sa mení s prítomnosťou vodnej pary v stúpajúcom vzduchu. Vodné pary sa do atmosféry dostávajú vyparovaním z oceánov alebo z pevného povrchu Zeme a to buď priamym odparovaním vody, čiže **evaporáciou**, alebo dýchaním organizmov a rastlín, čiže **transpiráciou**. Spolu sa tieto procesy označujú ako **evapotranspirácia**. Na tvorbu vodnej pary sa pritom použije energia označovaná ako latentné teplo (kapitola I.1.1). Toto teplo sa znovu uvoľní počas kondenzácie vodnej pary do podoby dažďových kvapiek (oblakov). Uvoľnené latentné teplo spôsobí ďalšie ohriatie vzduchu, čím sa podporí vzostupné prúdenie vzduchu. Ku kondenzácii dochádza počas adiabatického ochladzovania v stúpajúcom prúde vzduchu. Latentné teplo z kondenzácie vodných pár tak pôsobí proti efektu adiabatického ochladzovania, čo znamená, že vzduch s väčšou vlhkosťou bude prechádzať do konvekčného prúdenia oveľa ľahšie ako suchý vzduch.

Procesy konvekcie prebiehajú len v spodnej časti atmosféry, v troposfére. Toto obmedzenie je spôsobené tým, že v stratosfére ležiacej vyššie sa zvyšuje teplota vzduchu v dôsledku absorpcie slnečného žiarenia na ozón (obr. I.11). Vyššia teplota v stratosfére spôsobuje zastavenie konvekčného vzostupu teplého vzduchu z povrchu Zeme na spodnej hranici stratosféry (výška 18 – 20 km). Aj keď sa v extrémnych prípadoch môže vyskytnúť nejaký presah do stratosféry (extrémne búrky), väčšina transportu tepla a vlhkosti je obmedzená iba na troposféru, bez vplyvu zvyšných častí atmosféry. Počasie ako také je teda formované iba v troposfére: *K distribúcii tepla od rovníka k pólom dochádza iba v najspodnejšej vrstve atmosféry - troposfére.*



Obr. I.11: Zmena teploty s nadmorskou výškou v atmosfére. Vyššia teplota v stratosfére spôsobená absorpciou slnečného žiarenia ozónom, zastaví konvekčné stúpanie teplého vzduchu z povrchu Zeme. Transport vlhkosti a tepla, čiže počasie, je tak viazané iba na troposféru. Tropopauza je umiestnená vyššie v nízkych zemepisných šírkach (cca 17 km) a nižšie v oblasti pólův (cca 8-10 km; zdroj Cockell et al., 2008)

Laterálny transport tepla (advekcia) je modifikovaná Coriolisovým efektom (rotáciou Zeme). Vzdušné masy sú s povrchom Zeme spojené iba extrémne slabým trením, takže vzduch síce rotuje v smere otáčania sa Zeme, ale pomalšie ako jej pevný povrch. Rozdiel

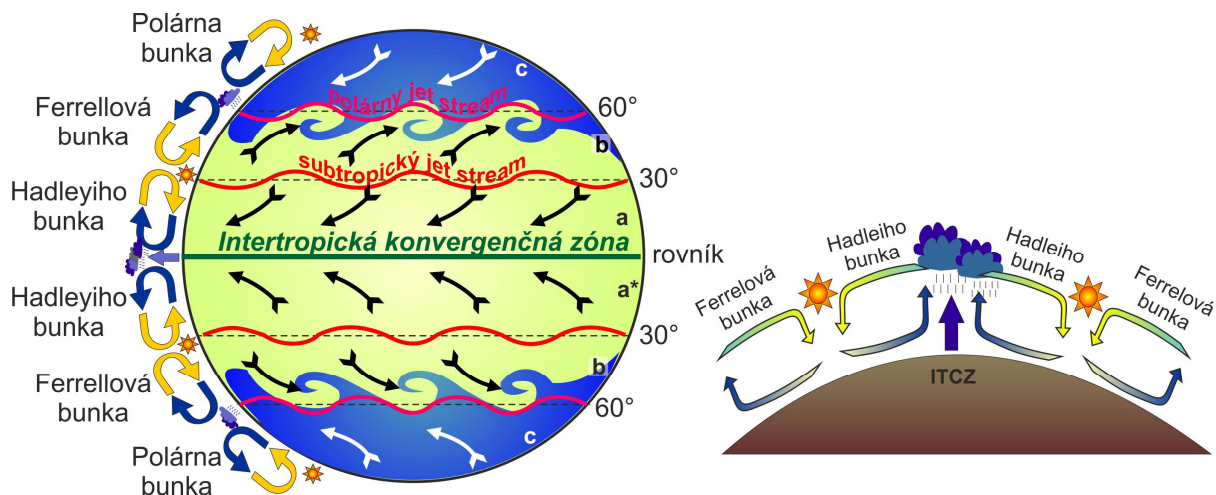
v rýchlosti rotácie narastá od rovníka smerom k pólom, čo spôsobuje zakrivovanie prúdenia vzduchu. Keďže na rovníku Coriolisov efekt najmenej výrazný, prúdenie vzduchu vyvolané rotáciou Zeme smeruje od východu na západ. Nárast Coriolisového efektu smerom k pólom spôsobuje stáčanie sa prúdenia vzduchu v smere hodinových ručičiek na severnej hemisfére, a opačné na južnej hemisfére. Narastanie sily Coriolisového efektu smerom k pólom teda spôsobuje deformáciu konvekčného prúdenia, ktorá vedie k tvorbe **cirkulačných buniek** v atmosfére (obr. I.12).

I.3.1.1 Atmosférické cirkulačné bunky

Kombináciou konvekčného a advekčného prúdenia sa v atmosfére vytvorilo niekoľko systémov (cirkulačných buniek), ktoré sú špecifické pre jednotlivé zemepisné šírky.

Intertropická konvergenčná zóna (ITCZ) je oblasť v okolí rovníka, kde sa stretáva prúdenie z oboch hemisfér (obr. I.12). Prúdenie vzduchu smeruje z východu na západ a vyznačuje sa mohutným vzostupom teplého vlhkého vzduchu, z ktorého sa tvorí oblačnosť a silné zrážky (rovníkové dažďové pralesy).

V dôsledku sklonu zemskej osi (obliquia/tilt), sa v priebehu roka ITCZ posúva v rozmedzí obratníkov, kedy migruje spolu s pozíciou slnka. S posunom ITCZ sa posúva aj pole intenzívnej zrážkovej činnosti. Napríklad v Ázii sa ITCZ nachádza v lete nad kontinentom, čo sa prejaví intenzívnymi zrážkami a juhozápadným prúdením vetra. V zime sa ITCZ presunie viac na juh nad Indický oceán, čo sa v Ázii prejaví suchým počasím vyvolaným relatívne chladným a suchým severovýchodným vetrom. Tieto sezónne vetry sa označujú ako **monzúny**.



Obr.I.12: Znáznorenie atmosférických cirkulačných buniek. Šípkami sú vyznačené smery prevládajúceho vetra pri povrchu Zeme. Písmenom **a** je označená oblasť pasátov (severovýchodné vetry na severnej hemisfére, *juhovýchodné na južnej hemisfére), písmenom **b** je označená oblasť západných vetrov a písmenom **c** oblasť východných polárnych vetrov(zdroj: <http://www.met.reading.ac.uk/~sgs02rpa/CONTED/cl-intro.html>)

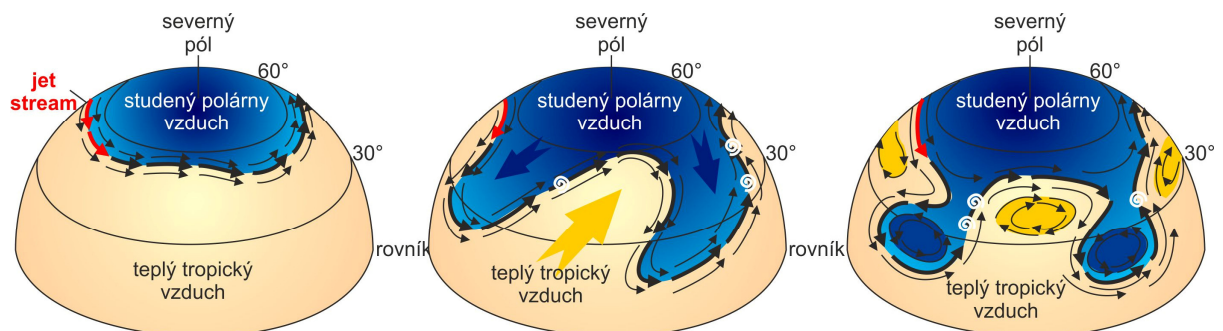
Hadleyiho bunka (čítaj Hedliho bunka) sa vyskytuje do cca 30° zemepisnej šírky. Zahŕňa vzostup vlhkého teplého vzduchu v ITCZ a jeho prúdenie k 30° zemepisnej šírky, kde vzduch už úplne zbavený vlhkosti klesá k zemi a vracia sa späť k rovníku (obr. I.12). Na severnej hemisfére sa bude vplyvom Coriolisového efektu prúdenie stáčať v smere hodinových

ručičiek, čiže vrchná vetva prúdenia bude smerovať z juhozápadu na severovýchod, zatiaľ čo spodná časť bunky, čiže vietor pri zemi, bude prúdiť zo severovýchodu na juhozápad. Na južnej hemisfére sa vietor stáča na opačnú stranu, preto bude prúdiť z juhovýchodu na severozápad (obr. I.12). Tento stabilný prízemný vietor sa označuje ako **pasát**.

Hadleyiho bunka je teda zodpovedná za oblasť stabilných vetrov – pasátov, ako aj za vznik púští okolo 30°C zemepisnej šírky, kde suchý, chladný vzduch z vrchnej vetvy bunky klesá smerom dole, pričom sa adiabaticky zahrieva. Málo zrážok v tejto oblasti vedie k malému odnosu kontinentálneho detritu do morí, čo umožňuje rozvoj biochemickej precipitácie karbonátov koralmi a inými útesotvornými organizmami vyžadujúcimi čistú vodu priechodnú pre slnečné svetlo. Silná evaporácia povrchových telies vody, spolu s malým prísunom zrážok, vedie tiež k vzniku evaporitov.

Ferrellova bunka pokrýva stredné zemepisné šírky (obr. I.12) a v nej k zmene štýlu atmosférickej cirkulácie. Ferrellova bunka vzniká odklonom časti klesajúceho vzduchu z Hadleyiho bunky, ktorý pri zemi smeruje z juhozápadu na severovýchod, kde opäťovne stúpa hore a vracia sa k Hadleyiho bunke. Ferrellova bunka nie je uzavretá ako Hadleyiho a polárna bunka, ale predstavuje zónu miešania sa tropického a polárneho vzduchu.

V mieste stretu teplého vzduchu Ferrellovej bunky a studeného polárneho vzduchu sa nachádza **atmosférický front**. Tento front môže byť rozvlnený extrémne silným (100 km za hod a viac) polárnym **tryskovým vetrom (jet stream)**, inak označovaným aj ako **dýzový vietor**. Ten vzniká v blízkosti tropopauzy ako dôsledok veľkého rozdielu tlaku vzduchu a vyskytuje sa medzi jednotlivými atmosférickými cirkulačnými bunkami (obr. I.12). Zvlnenie atmosférického frontu polárnym tryskovým vetrom potom vedie k tvorbe vírov (cyklóny a anticyklóny), ktoré môžu vytvoriť izolované bunky tropického vzduchu v relatívne vysokých zemepisných šírkach a bunky polárneho vzduchu v relatívne nízkych zemepisných šírkach (obr. I.13). Cirkulácia vo Ferrellovej bunke je tak pomerne dynamická, s tvorbou vírov, ktoré sa môžu točiť v smere hodinových ručičiek (anticyklóny na severnej hemisfére), alebo v smere hodinových ručičiek (cyklóny na severnej hemisfére). V miestach stretu cyklóny / anticyklóny s okolitým vzduchom vznikajú ďalšie, menšie víry. Spolu prinášajú nestabilné počasie a variability v smere prúdenia vetra. Smer vetra vo Ferrellovej bunke tak nie je daný jednoznačne, ako v prípade pasátov, ale hovoríme iba o prevládajúcom smere vetra. Prevládajúci západný smer vetra na povrchu Zeme je zodpovedný za označenie: **oblasť západných vetrov (westerlies)**.



Obr. I.13: Schematický diagram znázorňujúci postupné zvlnenie atmosférického frontu severným polárnym tryskovým vetrom (jet stream), ktorý prúdi smerom na východ pozdĺž polárneho ohraničenia oblasti západných vetrov v blízkosti tropopauzy, vo výške cca 10 km. Výsledkom prehĺbujúceho sa zvlnenia sú cyklóny, čiže izolované bunky polárneho vzduchu a anticyklóny tvorené tropickým vzduchom (podľa Cockell et al., 2008)

Polárna bunka pokrýva oblasti nad 60° zemepisnej šírky, kde sa vzduch prúdiaci z Ferrelovej bunky značne ochladí. Studený suchý vietor klesá dole a vplyvom Coriolisového efektu sa stáča smerom na západ (obr. I.12). Smer vetra z východu na západ spôsobuje, že sa táto oblasť označuje ako **oblasť polárnych východných vetrov (polar easterlies)**. Počasie v polárnej bunke je rovnako ako v Hadleyiho bunke, až na zopár výnimiek, veľmi stabilné a neobsahuje výkyvy typické pre Ferrelovu bunku.

I.3.2. Oceánska cirkulácia

Voda má väčšiu tepelnú kapacitu ako vzduch, čiže môže kumulovať veľké množstvá tepla. Z tohto dôvodu môže voda transportovať enormné množstvo tepla smerom k pólom, a to aj napriek tomu, že oceánske prúdenie je pomalšie ako atmosférické. Rovnako ako v prípade atmosféry, je aj oceánska cirkulácia zložená z dvoch zložiek.

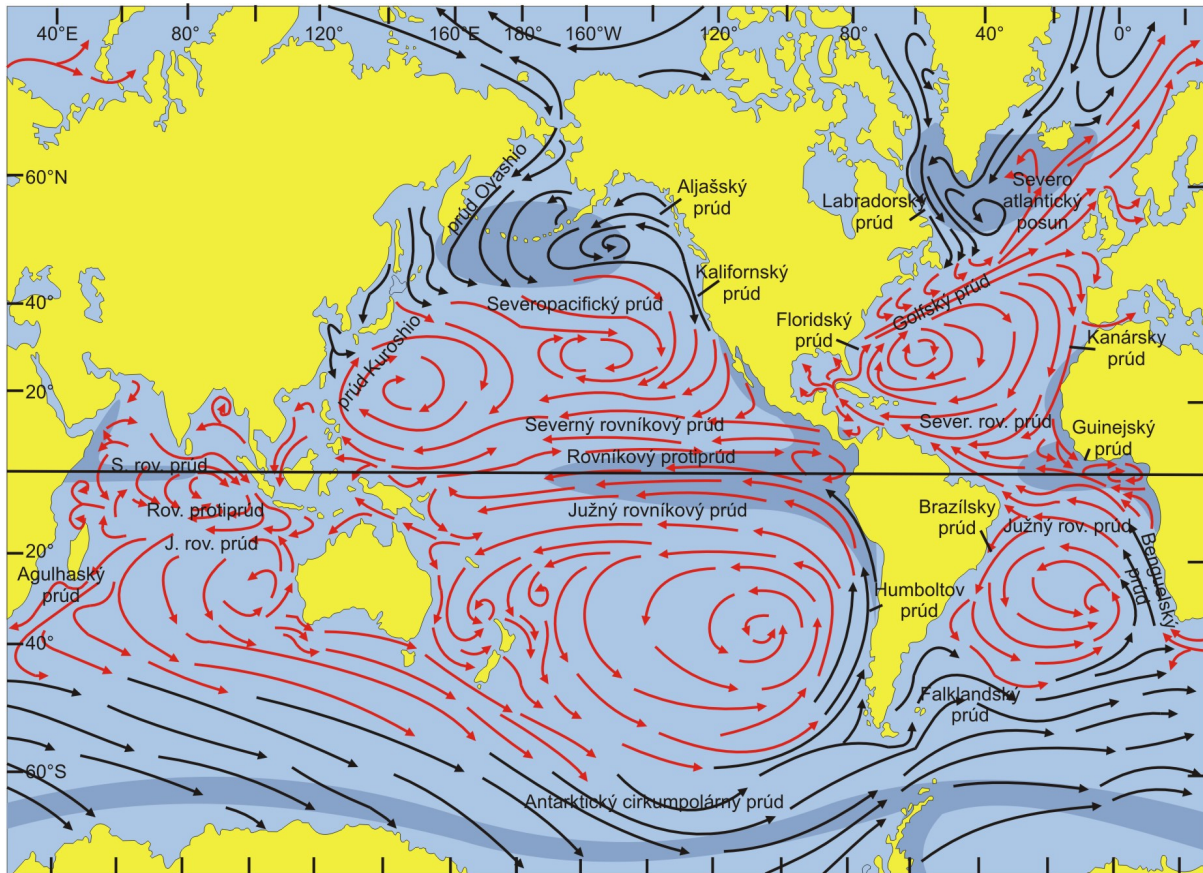
I.3.2.1 Povrchová cirkulácia

Povrchové prúdenie je zodpovedné za horizontálny transport tepla z rovníka do polárnych oblastí. Toto prúdenie je vyvolané vetrom, ktorého dominantný smer je daný Coriolisovým efektom (pozri kapitolu I.3.1.1). Výsledkom je zakrivenie prúdov v smere hodinových ručičiek na severnej hemisfére a proti smeru hodinových ručičiek na južnej hemisfére (obr. I.14). V anglickej literatúre sa tieto rozsiahle systémy rotujúcich prúdov označujú ako **gyre** (1 rotujúci prúd), alebo **gyres**.

Tento fakt je veľmi dôležitý, pretože smer zatáčania oceánskych prúdov spôsobuje, že teplá voda z rovníkovej oblasti bude prúdiť po západnom okraji oceánov a tým pádom ohrievať východné brehy kontinentov (obr. I.14). Naopak, studené oceánske prúdy budú obmývať západné pobrežia kontinentov. To má vplyv aj na lokálne klimatické podmienky, kedy teplé moria na východných pobrežiach spôsobujú vyššie teploty a tvorbu zrážkovej činnosti. Studené prúdy zas ochladzujú západné pobrežia a sú zodpovedné za aridnejší charakter počasia. Extrémnym prípadom je púšť Atacama na západnom okraji Južnej Ameriky, ktorá je najsuchším miestom na Zemi.

V stredných zemepisných šírkach sa v mieste styku studeného a teplého prúdenia môžu tvoriť víry strednej veľkosti (šírka 50 – 250 km), ktoré sú spôsobené zakrivením rozhrania medzi prúdmi. Po oddelení od materského prúdu potom predstavujú miesta s lokálne vyššou alebo nižšou teplotou vody než je okolie. Vzhľadom na vyššiu hustotu vody sú tieto víry menšej veľkosti ako atmosférické, časovo však pretrvávajú dlhšie.

K povrchovej cirkulácii v oceánoch môžeme zaradiť aj regionálne systémy prúdenia vyvíjajúce sa pri pobrežiach vplyvom vlnenia (spätné a príbrežné prúdy – kapitola V.2.1.2), prílivu (kapitola V.2.1.3), alebo vplyvom miešania sa riečnej a morskej vody (kapitola V.2.1.5). Tieto lokálne systémy prúdenia však nemajú vplyv na globálnu distribúciu tepla.



Obr. I.14: Systém povrchových prúdov počas zimy na severnej hemisfére podľa dlhotrvajúcich priemerov. Najväčšie rozdiely medzi prúdením v zime a v lete sú v monzúnových oblastiach. Červené šípky – teplé prúdy, čierne šípky – studené prúdy, tmavšou modrou farbou sú vyznačené miesta upwellingu – t.j. miesta výstupu hlbokých, studených oceánskych vôd k hladine (zdroj Cockell et. al., 2008).

1.3.2.2 Konvekčná, termohalinná cirkulácia

Konvekčná, alebo tiež hlbinná, cirkulácia je zodpovedná za vertikálnu cirkuláciu vody (hladina – dno), kde je hlavným hnacím mechanizmom zmena hustoty vody. Na vznik prúdenia stačia iba nepatrné zmeny v hustote, ktoré môžu byť spôsobené zmenou **teploty vody** a zmenou obsahu rozpustených solí, čiže zmenou **salinity vody**.

Platí, že hustota vody narastá s klesaním teploty vody, pričom najväčšiu hustotu má voda pri 4° C. Ďalším ochladzovaním jej hustota začne opäť klesať, pretože ľad má menšiu hustotu ako voda. V prípade salinity platí, že hustota vody narastá s množstvom rozpustených solí vo vode. Zmenu salinity oceánskej vody tak môže ovplyvniť napríklad prítok sladkej vody z topiacich sa ľadovcov, silných zrážok a pod., ktorého výsledkom bude pokles salinity zriedenej vody. Naopak, odstránenie čistej H₂O z morskej vody mrznutím do ľadovcov alebo vyparovaním (evaporáciou) v aridnej klíme, bude viesť k nárastu salinity zvyškovej vody a tým pádom aj nárastu jej hustoty.

Keďže je táto cirkulácia závislá na obsahu solí vo vode a na teplote vody, označuje sa ako **termohalinná cirkulácia**. Generálne platí, že studená voda s väčšou hustotou klesá ku dnu a je nahradzovaná teplou tropickou vodou s menšou hustotou, ktorá je do polárnych oblastí transportovaná povrchovým prúdením.

Do tohto základného modelu cirkulácie vstupuje spätná väzba medzi teplotou prostredia a salinity vody. Stúpaním teploty v rovníkových oblastiach tam bude narastať aj evaporácia vody a tým pádom aj jej salinita. Výsledkom toho bude vyššia hustota teplej tropickej vody. Okrem toho sa bude vyparená voda kondenzovať v chladnejších oblastiach do zrážok a prísun sladkej vody v podobe dažďa spôsobí zníženie salinity vôd v polárnych oblastiach. Ak dôjde k vyrovnaniu hustoty studenej sladšej vody na pólach a teplej, slanšej vody v trópech, hlbinná termohalinná cirkulácia sa spomalí alebo zastaví. Studené oceánske prúdy sa nebudú ponárať pod teplé prúdy, ale budú ich odtláčať bokom. Zmena salinity tak môže spomaliť alebo presmerovať oceánsku cirkuláciu.

V prípade Golského prúdu by malo jeho odklonenie za následok ochladenie Británie asi o 5 °C Cockell et al. (2008). Časť vedcov verí, že v dôsledku zmeny hustoty vody spôsobenej topením sa ľadu, sa severoatlantická hlbokovodná cirkulácia zastavila pred 12 900 a 11 600 rokmi a následne spôsobila periódu chladnej klímy.

Ďalším fenoménom ovplyvňujúcim globálnu klímu a cirkuláciu v pacifiku je opakujúca sa odchýlka označovaná ako **ENSO (El Niño Southern Oscillation)**. Fenomén El Niño zodpovedá nadštandardnému prísunu teplých vôd smerom k západnému pobrežiu Južnej Ameriky, výrazne ovplyvňuje klímu v tropickom a subtropickom pásme, zoslabuje pasáty a mení distribúciu zrážok. Zároveň potláča upwelling (výstup chladných vôd k hladine). Jeho opakom je fenomén označovaný ako La Niña (pre viac informácií pozri stránku NOAA).

1.3.2.3 Upwelling - výstup studených vôd

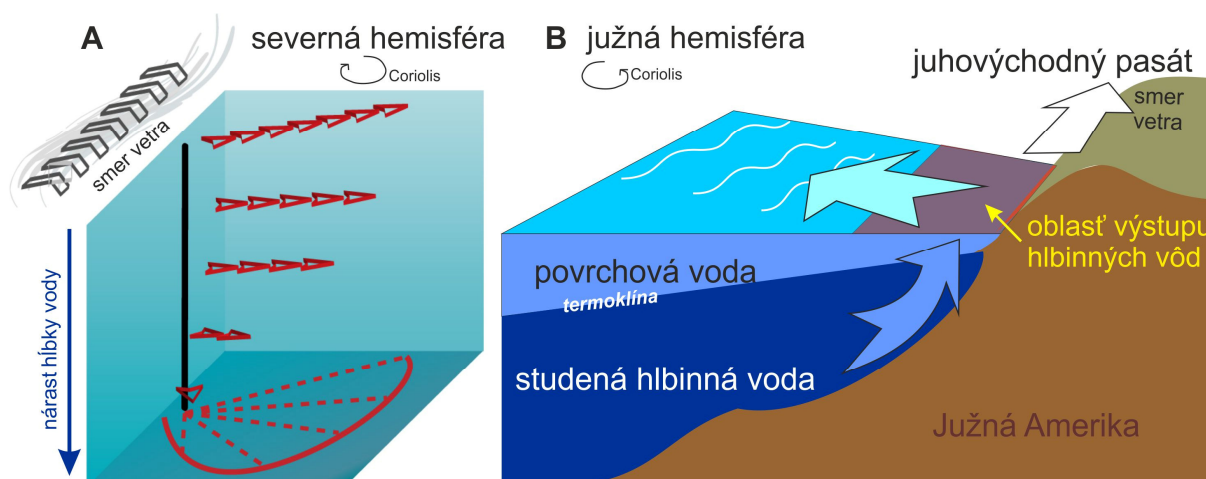
Miesta, kde dochádza k výstupu studenej, hlbinej vody smerom k hladine sa v anglickej literatúre označujú ako **upwelling**. Výstupy studených oceánskych vôd sú veľmi dôležité pre geológov aj rybárov, pretože sa na ne viaže veľká produkcia organickej hmoty.

Vysoká organická produkcia v miestach upwellingu je spôsobená vysokým obsahom živín vo vystupujúcej vode. Živiny sa do hlbokomorskej vody uvoľňujú počas jej prechodu pozdĺž dna z rozkladajúcej sa organickej hmoty a minerálnych reakcií v horninách a sedimentoch tvoriacich dno. Zároveň je táto voda chudobná na kyslík, ktorý sa spotreboval pri oxidácii organických zvyškov. Živiny prinášané stúpajúcou vodou sú zodpovedné za rozvoj planktónu, ktorým sa živia vyššie organizmy. Nízky obsah kyslíka vo vode môže spôsobiť lokálne výskyty hromadného úhynu živočíchov, ktoré môžu byť občas vyvolané aj toxickými výlučkami masívne sa rozvíjajúcich primitívnych organizmov v týchto oblastiach. Výsledkom je akumulácia organických tiel a ich anorganických schránok na morskom dne, ktorá môže viesť k vzniku špecifických sedimentov, napríklad fosfátov.

Kde a ako dochádza k upwellingu? Výstup studených prúdov k hladine ovplyvňujú tri parametre: smer vetra, Coriolisov efekt a Ekmanov transport. Názov **Ekmanov transport** vychádza z práce Vagn Walfrid Ekmana, ktorý sa ako prvý snažil vysvetliť, prečo sa ľadovce a kryhy na morskej hladine pohybujú vždy v nejakom uhle voči smeru vanúceho vetra. Jeho teória vysvetľuje tento jav ako transfer momentu hybnosti z vetra na povrchovú vrstvu vody. Ak si predstavíme, že oceán sa skladá z viacerých vrstiev vody, vplyv trenia medzi vzduchom a jednotlivými vrstvami vody spôsobuje stáčanie sa smeru prúdenia vody. Smerom do hĺbky tak bude dochádzať k nárastu odklonu od smeru vetra a zároveň sa bude znižovať rýchlosť

prúdenia – tzv. Ekmanová špirála (Ekman spiral; obr. I.15A). Generálne môžeme povedať, že najvyššia vrstva vody sa pohybuje v uhle $20 - 45^\circ$ voči smeru vetra. Ak však zoberieme do úvahy všetky vetrom ovplyvnené vrstvy vody získame čistý transport v uhle 90° od smeru vetra. Smer zatáčania určuje Coriolisov efekt, čiže na severnej hemisfére bude voda prúdiť v uhle 90° v smere hodinových ručičiek (vpravo) od smeru vetra, zatiaľ čo na južnej hemisfére bude voda prúdiť v uhle 90° proti smeru hodinových ručičiek od smeru vetra, čiže o 90° vľavo (obr. I.15B).

Poznáme viac spôsobov vzniku upwellingu, pričom ich princíp je približne rovnaký. Najznámejší je **pobrežný upwelling**, ktorý sa vyskytuje najmä na západných okrajoch kontinentov (obr. I.14). V tomto prípade stabilné vetry (pasáty) vanúce pozdĺž pobreží, ťhajú teplú povrchovú vodu preč od pobrežia v uhle 90° od smeru vetra. Povrchová voda je nahradzovaná studenou vodou z hlbinej vetvy cirkulácie (obr. I.15B). **Rovníkový upwelling** vzniká pod ITCZ (kapitola I.3.1.1), kde sa zbiehajú pasáty zo severnej aj južnej hemisféry a spolu vanú západným smerom. Tým vyvolávajú prúdenie vody v uhle 90° v smere hodinových ručičiek (na sever) na severnej hemisfére a v uhle 90° vľavo (na juh) na južnej hemisfére. V strede, medzi týmito dvoma vetvami, potom dochádza k výstupu studenej vody (obr. I.14).



Obr. I.15: A) Ekmanov transport opisuje vplyv smeru vetra na prúdenie vody. Povrchové oceánske vody prúdia v 45° uhle k smeru vetra ako dôsledok rovnováhy medzi Coriolisovým efektom a odporom (drag) vetra a vody. Smerom do hĺbky sa tento uhol zväčšuje (tzv. Ekmanova špirála; zdroj: https://commons.wikimedia.org/wiki/File%3AEkman_layer.jpg) B) Schematický náčrt princípu výstupu studených, na živiny bohatých vôd pozdĺž pobreží vplyvom prevládajúceho smeru vetra. V našom prípade (južná hemisféra) sa voda vplyvom Ekmanovho transportu pohybuje v uhle 90° vľavo od smeru vetra. Na severnej hemisfére by sa pohybovala v uhle 90° vpravo od smeru vetra.

K upwellingu dochádza aj v antarktickom kruhovom prúde (obr. I.14), kde tento efekt spôsobuje prevládajúci západný vietor. Lokálne zóny upwellingu sa môžu vyvíjať aj pod pomaly sa pohybujúcimi búrkami (tropické cyklóny s rýchlosťou pohybu do 8 km/hod), kde sa rotácia vzduchu preniesie do prúdenia vody. Posledným typom upwellingu sú výstupy studených vôd spôsobené topografiou dna, ktoré odkloní prúdenie vody (napr. Galapágy).

Zóny upwellingu nie sú úplne stabilné, ale pohybujú sa spolu s ITCZ, čiže s postavením Slnka. Ich výskyt teda môže byť sezónny a môže byť modifikovaný globálnymi fenoménmi ako je El Niño.

I.3.2.4 Downwelling – poklesávanie povrchových vôd

Opakom upwellingu je downwelling. Termínom **downwelling** sa označujú miesta, kde dochádza k ponáraníu sa povrchovej vody do väčších hĺbok. Táto voda je extrémne chudobná na živiny, preto sú tieto miesta typické malou organickou produkciou. Je ale bohatá na kyslík, čo umožňuje dokonalý rozklad organickej hmoty na dne.

K downwelling dochádza rovnakým mechanizmom ako pri upwellingu, pričom dôležitý je smer vetra. Ak vietor fúka pozdĺž pobrežia, ale spôsobí prúdenie v uhle 90° smerom k pobrežiu, výsledkom bude downwelling pri pobreží. Ako príklad si môžeme zobrať situáciu z obr. I.15, kedy by sa nejednalo o pobrežie Južnej Ameriky, ale o pobrežie Severnej Ameriky. Na severnej hemisfére by vietor daného smeru vyvolal prúdenie vody v uhle 90° vpravo, čiže prúdenie vody by smerovalo na kontinent a nie od kontinentu. Kontinuálne prúdenie povrchovej vody smerom ku kontinentu by viedlo k jej ponáraníu sa do veľkých hĺbok.

I.3.2.5 Stratifikácia oceánskych vôd

Konvekcia spôsobuje miešanie vôd, pričom dochádza k tvorbe homogenizovaných telies vody (vodných mäs), ktoré prúdia v oceánoch. Jednotlivé vodné masy sa od okolitej vody odlišujú svojimi hodnotami teploty, salinity a hustoty, pričom ich rozdelenie zodpovedá povrchovému ohrevu a termohalinnej cirkulácii. Základné rozdelenie vôd v oceánoch je nasledovné:

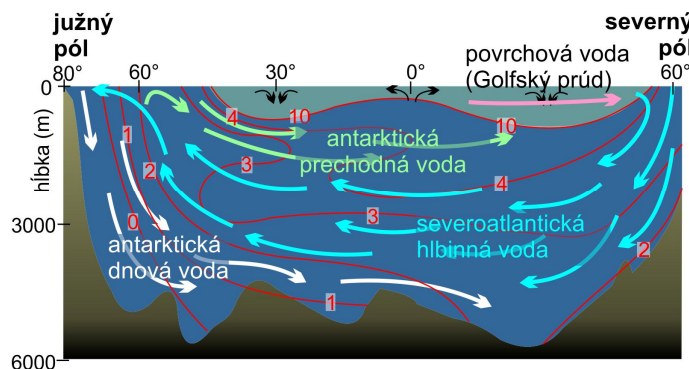
1. Povrchové vodné masy zodpovedajú povrchovému oceánskemu prúdeniu (obr. I.14), ktoré siaha do hĺbky 200 – 250 m pod hladinu. Tieto vody sú najpohyblivejšie a najviac premenlivé vo svojich vlastnostiach, keďže sú v kontakte s atmosférou. Generálne sú to najteplejšie vodné masy, čo ale neplatí pre polárne oblasti, kde môže byť povrchová voda podchladená vplyvom mínusových teplôt.

2. Prechodné vodné masy zodpovedajú zóne miešania sa povrchových a hlbinných oceánskych vôd. Konkrétne v miestach subpolárnej konverencie, kde dochádza k prechodu povrchových vôd do hlbinskej cirkulácie a v tropických oblastiach s vysokou evaporáciou, kde zodpovedajú klesaniu vysoko salinnej povrchovej vody do väčších hĺbok. Tieto masy sa nachádzajú pod povrchovou vodou a siahajú do hĺbky 1000 – 2000 m. V subpolárnych oblastiach sú to často najteplejšie oceánske vody, keďže povrchová voda je podchladená.

3. Hlbinné vodné masy zodpovedajú hlbokovodnej vetve cirkulácie, kde studené vody vplyvom svojej vyššej hustoty klesajú do panvy a prúdia smerom k rovníku. Tieto vody majú stabilnú teplotu 4°C a normálnu salinitu. Ich spodná hranica je v hĺbke 4000 – 4500 m.

4. Dnové vodné masy vynikajú ďalším poklesávaním vôd, napríklad vplyvom ich vysokej salinity. Tieto vody majú najnižšie teploty a najvyššie hustoty. Ich prúdenie je formované reliéfom morského dna.

Na obr. I.16 je znázornená stratifikácia vôd v Atlantiku aj so smermi ich prúdenia.



Obr. I.16: Znázornenie stratifikácie vôd na príklade atlantického oceánu. Smer šípok znázorňuje smer prúdenia týchto vôd. Červené čiary zodpovedajú jednotlivým izotermám. Medzi povrchovou vodou a hlbinnou vodou (včítane prechodnej vody) sa nachádza termoklína (zdroj Cockell et al, 2008 – upravené).

Rozdelenie jednotlivých vodných mäs môžeme sledovať na zmene hodnôt teploty vody, jej salinity a hustoty smerom do hĺbky. Z hľadiska stratifikácie vôd sa potom využívajú tri typy rozhraní. **Termoklína (thermocline)** je zóna, kde dochádza k výraznému poklesu teploty s hĺbkou. Termoklína oddeľuje povrchové vodné masy od studených hlbinných vôd (obr. I.15, 16) a leží približne v hĺbke 200 – 250 m. Druhým pozorovaným rozhraním je **haloklína (halocline)** zodpovedajúca zóne výrazného nárastu salinity vody s hĺbkou. Haloklína teda rozdeľuje dve vrstvy vody s rozdielnou salinitou. Posledným pozorovaným rozhraním je **pyknoklína (pycnocline)**, ktorá zodpovedá zóne v stratifikovanom telese vody, kde dochádza k rýchlej zmene hustoty s hĺbkou.

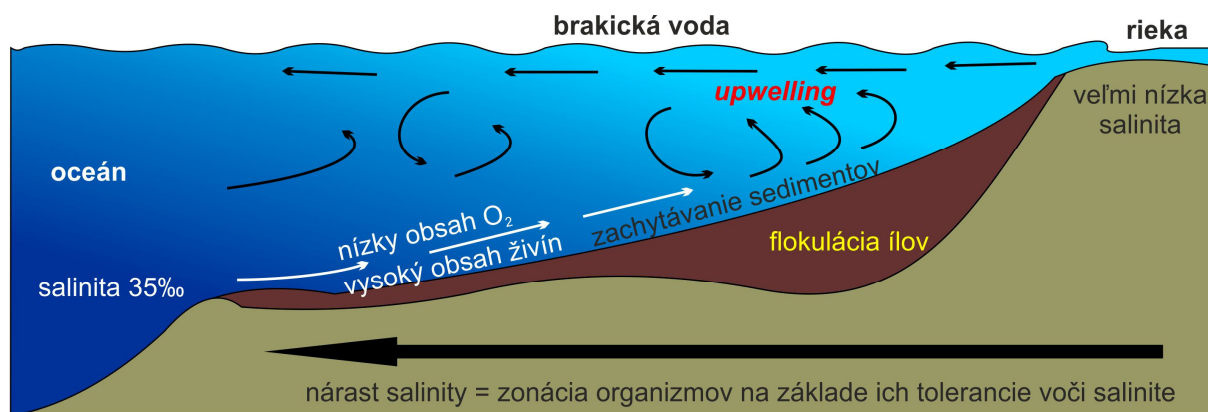
I.3.2.5 Estuáriový a anti-estuáriový typ cirkulácie

Okrem termohalinnej cirkulácie vyčleňujeme aj ďalšie typy cirkulácie. Termínom **estuáriový typ cirkulácie** sa označuje cirkulácia, kedy voda prúdi do panvy pri dne, stúpa hore, a z panvy odchádza pri povrchu (obr. I.17). **Anti-estuáriový (lagunárny) typ cirkulácie** je presne opačný. Povrchová masa vody prúdi do panvy, kde evaporáciou vody narastá jej hustota a klesá dole. Z panvy potom odteká pri dne. Typ cirkulácie je veľmi dôležitý, pretože určuje množstvo kyslíka v spodnej časti telesa vody, množstvo živín vo vode a náchylnosť na vznik evaporitov.

Obidva typy cirkulácie môžeme aplikovať od najväčších merítok (Atlantický, Indický, Pacifický oceán), cez moria až po jednotlivé zálivy a lagúny. Vo veľkých mierkach (oceány) môžeme typ cirkulácie určiť na základe termohalinnej cirkulácie (obr. I.16, I.18).

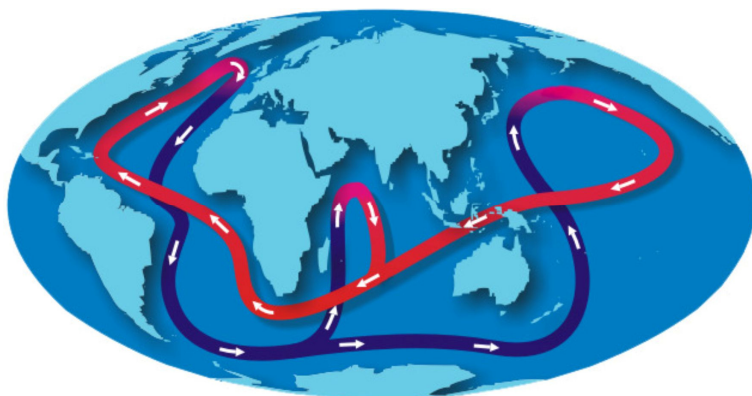
I.3.2.5.1 Estuáriový typ cirkulácie (estuarine circulation)

Pri estuáriovom type cirkulácie (obr. I.17) sa voda dlhodobo pohybuje pri dne, pričom sa z vody odstraňuje kyslík., napríklad pri rozklade organickej hmoty. Zároveň sa voda obohacuje o živiny uvoľnené rozkladom organickej hmoty, ako aj zvetrávacími reakciami prebiehajúcimi na kontakte voda – sediment. Výsledkom je, že dnové vody stúpajúce smerom k hladine sú bohaté na živiny a chudobné kyslík (kyslík vstupuje do vody len prestupom z atmosféry a činnosťou fotosyntetizujúcich organizmov viazaných na fotickú zónu). Panvy s estuáriovým typom cirkulácie sú tak bohaté na organickú produkciu (planktón, ryby...). Prúdenie pri dne smerom k pobrežiu zabraňuje transportu klastiek z kontinentu do hlbších častí panvy.



Obr. I.17: Cirkulácia vody v estuáriu. Riečna voda so salinitou 0‰ sa pre svoju nízku hustotu umiestňuje hore. Morská voda s vyššou hustotou sa umiestňuje pri dne. Prímiešavanie sa spodnej morskej vody do nadložnej riečnej vody vedie k upwellingu (upravené; zdroj: http://www.ic.ucsc.edu/~wxcheng/envs23/lecture6/FG04_09.JPG).

Ak zoberieme do úvahy globálnu cirkuláciu v oceánoch, estuáriový typ sa vyskytuje v Pacifickom a Indickom oceáne. Prúdenie v týchto oceánoch zahŕňa prísun dnových antarktických studených vôd, ktoré v tropických stúpajú hore (obr. I.18). Pacifický oceán je tak bohatší na organickú produkciu ako Atlantický oceán. Na druhú stranu, ak by sa zastavila termohalinná cirkulácia, hlboké vody pacifiku by sa ako prvé stali anoxické. Navyše, rozklad vyprodukovanej organickej hmoty vedie k nárastu acidity hlbokaj morskej vody (pre viac pozri kapitolu II.7). Väčšia acidita (kyslosť) pacifických vôd má za následok rýchlejšie rozpúšťanie kalcitu = spôsobuje plytšie uloženie hladiny CCD (pre viac pozri kapitolu II.6.1). Všetci vieme, že kalcit je minerál tvoriaci vápence. Estuáriový typ cirkulácia tak v prípade Pacifiku vedie k zmenšeniu priestoru, v ktorom môžu byť ukladané vápnené sedimenty.



Obr. I.18: Termohalinná cirkulácia v oceánskej pánvi (zdroj: www.srh.noaa.gov/jetstream/ocean/images/conveyor.jpg)

V menšej mierke môžeme k estuáriovému typu cirkulácie zaradiť napríklad Čierne more a Baltické more. V týchto moriach je príčinou vzniku estuáriového typu cirkulácie rozdiel v salinite. Obe moria majú len obmedzený kontakt s oceánskou vodou. Vysoký prísun sladkej vody (riečnej a dažďovej) spôsobuje, že ich voda má nižšiu salinitu (Čierne more $\approx 19 \text{ ‰}$; Baltické more $\approx 5 - 15 \text{ ‰}$). Voda prúdiaca do týchto morí z Atlantického oceánu (v prípade Čierneho mora cez Stredozemné more) má salinitu $34 - 38 \text{ ‰}$, čiže je ťažšia a preto prúdi pri dne. V panve sa postupne mieša, pričom klesá jej salinita a stúpa hore.

V regionálnej mierke sem môžeme zaradiť čiastočne izolované panvy (semi-izolované panvy). Čiastočne izolované panvy sa vyskytujú v okrajových častiach oceánov, kde je obmedzený prísun normálnej morskej vody a existuje prítok riečnej vody – v **estuáriách**. Termínom estuárium sa označuje čiastočne izolované teleso vody s menšou salinitou, ako je salinita normálnej morskej vody (brakická voda). Tento typ cirkulácie je teda typický pre humidnú klímu, kde je vysoký prísun sladkej vody (rieky, topenie snehu, silné dažde).

Cirkulácia vôd v týchto panvách sa bude líšiť v závislosti od sily riečného prínosu, sily pôsobiaceho prílivu, sily vetra a od morfológie reliéfu. Riečna voda sa vďaka svojej nízkej hustote umiestňuje hore. Morská voda ťahaná prílivom sa pohybuje po dne v smere k pobrežiu, čo môže viesť k zastaveniu materiálu transportovaného riekou do panvy. Na kontakte morskej a riečnej vody tiež dochádza k flokulácii ílov, čiže zrážaniu sa ílovitých častíc do vločiek, ktoré vďaka nárastu svojej hmotnosti sedimentujú na dne (obr. I.17). Vznikajúce bahno potom vytvára na okrajoch estuária bahenné *tidálne plošiny* (pre viac pozri kapitolu V.2.1.3), zatiaľ čo hrubozrnnejší materiál (piesok) sa hromadí v podobe pieskových telies veľkých rozmerov, takzvaných *barov*, pri ústí estuária. Počas miešania riečnej a morskej vody je morská voda ťahaná smerom hore, čiže dochádza k upwellingu (obr. I.17). Stúpajúca morská voda je bohatá na živiny, pričom ďalšie živiny sú transportované riekou. To vedie k tomu,

že estuária sú bohaté na organický život, pričom tu môžeme pozorovať zonáciu spoločenstiev na základe salinity vody. Ako najbližší príklad si môžeme uviesť rieku Labe. Silné prílivové prúdenie z mora spôsobuje, že brakická voda začína pri Hamburgu. Celková dĺžka estuária rieky Labe po vyústenie do Severného mora, tak dosahuje okolo 100 km.

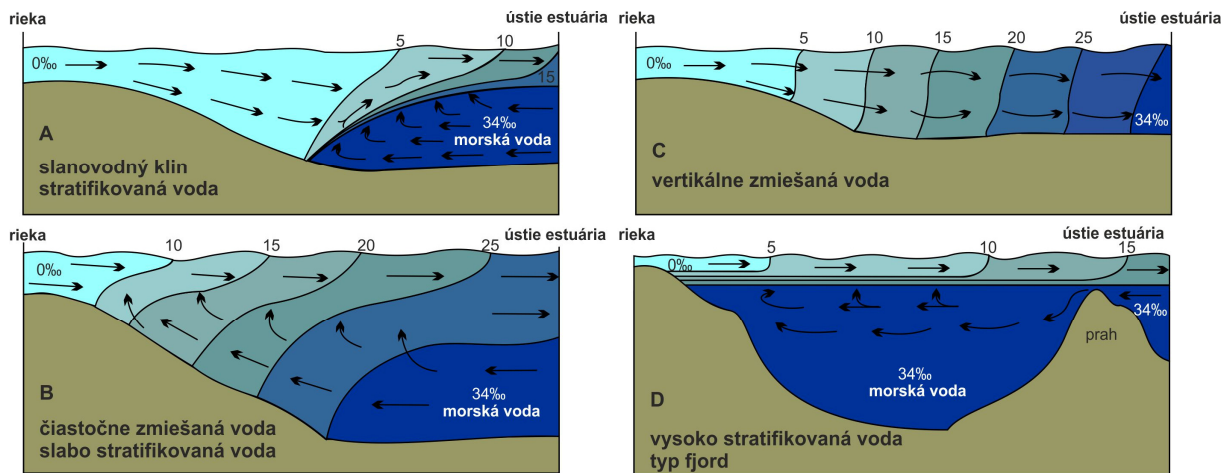
Z geologického hľadiska môžu estuária vznikať štyrmi hlavnými procesmi. **Pobrežné estuária**, alebo **zatopené riečne údolia (coastal plain estuaries)**, vznikajú zatopením nízko položených riečnych údolí pri stúpaní hladiny mora. Vznikajú tam, kde riečny prínos materiálu neudržal tempo so stúpajúcou hladinou mora. Patrí sem napríklad estuárium Sieny vo Francúzku alebo rieky Hudson v New Yorku. **Bariérové estuária (bar – built estuaries)**, vznikajú tam, kde príbrežné bary a bariérové ostrovy oddelia pobrežie s riekami od otvoreného mora – vytvoria sa lagúny. Sú typické pre rieky transportujúce väčšie množstvá klastík. Bary oddeľujúce estuárium od otvoreného mora sú budované materiálom (pieskami) transportovaným pozdĺž pobrežia vlnením a oceánskymi prúdmi (pre viac pozri kapitolu V.2.1.2). V priebehu času môže dôjsť až k úplnému zablokovaniu estuária. Na druhej strane, silné búrkové vlnenie, alebo extrémne silné riečne prúdenie (povodeň) môže existujúce bariéry pretrhnúť. K tomuto typu estuárií patrí napríklad Humboltov záliv v Kalifornii. **Tektonické estuária (tectonic estuaries)** vznikajú pozdĺž tektonických línií náhlym poklesom zeme počas zemetrasení. Vznikajúce depresie sú často hlboké a obklopené pohoriami. Ak depresie siahajú pod hladinu mora, môže dôjsť ich zatopeniu morskou vodou. Zároveň dochádza k zmene pôvodného toku riek do novo vytvorených depresí (Sanfranciský záliv). **Fjordy (fjords)** sú úzke a hlboké údolia, ktoré vznikli pohybom ľadovca. Pri vyústení ľadovca do mora dochádzalo k jeho topeniu a sedimentácii materiálu neseného ľadovcom na morské dno – vytvorila sa čelná moréna. Tá po roztopení ľadovca a zaplavení údolia morskou vodou pôsobí ako prah. Hĺbka vody na prahu môže byť niekoľko metrov, zatiaľ čo samotný fjord môže dosahovať hĺbku až niekoľko 100 m. Okrem tektonických estuárií sú všetky typy viazané na stúpanie vodnej hladiny v interglaciáloch a preto jednotlivé estuária existujú relatívne krátko. Väčšina z nich zanikne do 10 000 rokov.

Z hľadiska cirkulácie a miery miešania morskej a riečnej vody poznáme štyri základné typy estuárií, pričom platí, že intenzita miešania vodných mäs závisí od lokálnych podmienok v estuárii; konkrétne od silny riečneho prínosu, silny prílivu (tidálneho prúdenia) a morfológie estuária.

1) Stratifikované estuária označované tiež ako **slanovodné klíny (highly stratified estuaries / salt wedge estuaries)**, vznikajú pri výraznej dominancii riečného prítoku nad prílivovými prúdmi a pri slabom vplyve vlnenia. V tomto type tvoria sladká a morská voda dve vrstvy ležiace na sebe (obr. I.19A). Sladká voda s nižšou hustotou je tlačaná do oceánu a umiestňuje sa nad morskú vodu s vyššou hustotou. V profile potom morská voda vytvára klin zužujúci sa smerom k pobrežiu (obr. I.19A). Na kontakte týchto dvoch vodných mäs dochádza len k minimálnemu miešaniu vplyvom ich rozdielnej rýchlosti a smeru prúdenia - vznikajú tzv. vnútorné vlny. Výsledkom je silná stratifikácia telesa vody, kde smerom ku dnu pozorujeme náhly nárast salinity vody = pozorujeme haloklínu. Aj toto slabé miešanie spôsobuje upwelling. Dnové prúdenie smerom k pobrežiu sa prejaví sedimentáciu bahna. Príkladom tohto typu cirkulácie je vyústenie rieky Mississippi, rieky Columbia a Hudson.

2) Slabo stratifikované estuária (slightly stratified estuaries alebo partially mixed estuaries) vznikajú vtedy, keď narastá vplyv tidálneho prúdenia nad silou rieky. Ako tidálne prúdenie pravidelne postupuje proti prúdu rieky a späť, vytvárajú sa na kontakte riečnej a morskej vody turbulentné víry. Tie umožňujú miešanie sa riečnej a morskej vody, takže

salinitný gradient už nie je taký strmý ako v predchádzajúcom prípade (obr. I.19B). Stále však pozoruje prúdenie povrchovej, brakickej vody smerom od kontinentu a prúdenie dnovej, morskej vody smerom ku kontinentu. Upwelling je tak stále prítomný. Aj keď je voda lepšie premiešaná, stále pozorujeme haloklínu. Tento typ cirkulácie býva často pozorovaný v hlbokých estuáriách. Patrí sem napríklad estuárium rieky Temže a San Franciský záliv. Priestorové rozloženie tidálneho (prílivového) a riečného prúdu je ovplyvňované Coriolisovým efektom. Na severnej hemisfére tak príliv vstupuje do estuária po ľavej strane, zatiaľ čo riečny prúd vyteká po pravej strane (rotácia v smere hodinových ručičiek / clockwise). Napríklad v zálive Chesapeake má morská voda tendenciu prúdiť pri dne východnej strany zálivu, zatiaľ čo riečna voda prúdi pri hladine na západnej strane.



Obr. I.19: Základné typy cirkulácie a salinitnej stratifikácie vôd v estuáriách. **A)** Silná stratifikácia s tvorbou slanovodného klinu na dne a vrstvou sladkej až brakickej vody v hornej časti sa vytvára v prípade silného prítoku riečnej vody. Miešanie sa morskej a sladkej vody vedie k upwellingu. **B)** Čiastočne zmiešané telesá vody vznikajú v prípade rastúcej dominancie prílivu, kedy v vplyvom prílivu postupujúceho proti riečnemu prúdu dochádza k lepšiemu miešaniu vôd. **C)** Vertikálne miešané telesá vody vznikajú pri dominancii prílivu, ktorý umožní dokonalé premiešanie vôd. **D)** Vysoko stratifikované estuária typu fjord vznikajú v panvách oddelených od otvoreného mora vysokou bariérou, cez ktorú sa do mora dostáva len brakická voda. Morská voda sa do estuária zvyčajne dostáva iba počas krátkych eventov a je často dlhodobo stagnantná. Vďaka tomu je ochudobnená o kyslík (zdroj: AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues, 1998 podľa definície Wollast and Duinker, 1982).

3) Vertikálne miešané estuária (vertically mixed estuaries) vznikajú pri silnej dominancii tidálneho prúdenia. Silné tidálne prúdenie umožňuje „dokonalé“ premiešanie riečnej a morskej vody, takže vo vertikálnom smere nepozorujeme nárast salinity = haloklína nie je prítomná. Nárast salinity pozorujeme len v horizontálnom smere, od rieky k moru (obr. I.19C). Tento typ cirkulácie sa vyskytuje v plytkých a širokých estuáriách, kde malá hĺbka vody umožňuje dokonalé vertikálne premiešanie vodných mas a rozdiel v úrovni hladiny vody pri prílive a odlive je výrazný. Umiestnenie prílivového a riečného prúdu v estuárii je rovnako ako v predchádzajúcom prípade modifikované Coriolisovým efektom. Patrí sem napríklad Fundyjský (Fundský) záliv a Delawarský záliv (rieka Delaware).

4) Estuária typu fjordov (fjord – type estuaries) patria medzi vysoko stratifikované estuária (high stratified estuaries). Ich stratifikácia je spôsobená prítomnosťou prahu (napr. čelnej morény) pri ústí estuária. Keďže fjordy sú typické vysokým prísunom riečnej vody, vo fjorde sa vytvára silná stratifikácia (obr. I.19.D) = pozorujeme haloklínu. Výška prahu určuje cirkuláciu vody v estuárii. Voda s nízkou salinitou tvorí vrchnú vrstvu telesa vody a väčšinou má stabilnú hrúbku v celom fjorde. Táto brakická voda vyteká cez prah do otvoreného oceá-

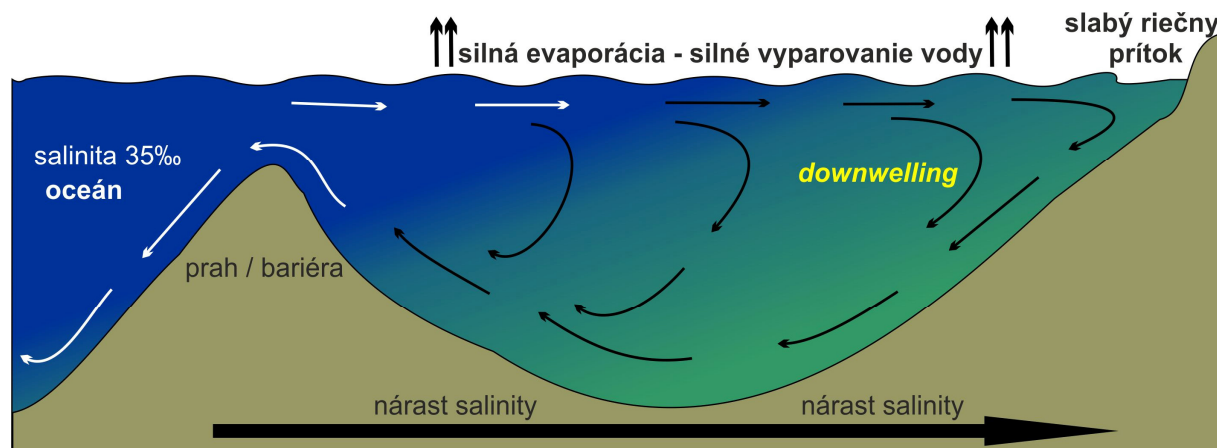
nu. Hustejšia, morská voda vypĺňa spodnú časť fjordu. Vďaka prahu je cirkulácia obmedzená iba na vrchnú časť vody. Chýbajúca cirkulácia v hlbších častiach fjordu často vedie k ochudobneniu dnových vôd o kyslík a vzniku anoxických podmienok. Čerstvá morská voda sa do fjordu môže dostávať iba občas, napríklad počas búrok.

V zhrnutí možno povedať, že estuáριοvý typ cirkulácie je typický pre oblasti s humídnu klímou. Miešanie sa morskej vody do nadložnej brakickej vody vedie k upwellingu a spôsobuje sedimentáciu bahien a jemnozrnných sedimentov v smere k pobrežiu. V estuáriu môžeme sledovať nárast salinity vody smerom od jeho začiatku (**hlavy - head**) po jeho **ústie (mouth)**, pričom platí, že spôsob miešania a výslednú stratifikáciu vody určuje sila rieky a sila prílivu. Dôležitými kontrolnými faktormi sú tiež reliéf (morfológia) a sila vetra. Vietor presúva povrchové vrstvy vody a ním generované vlny uľahčujú miešanie. Morfológia neurčuje len typ cirkulácie v estuáriu, ale zodpovedá aj za lokálne smerovanie prúdov. Z tohto titulu nenájdeme dve estuária s absolútne rovnakou cirkuláciou a stratifikáciou vôd.

K miešaniu sladkej a slanej vody dochádza tiež v deltách riek, kde je prínos materiálu väčší než rýchlosť jeho odnosu oceánskymi prúdmi (deltý typu delta – Dunaj, Níl, deltý typu Mississippi). Prinesený materiál vytvára sieť kanálov, pieskových bariér a maršov, kde sa mieša riečna a morská voda.

I.3.2.5.2 Anti -estuáριοvý typ cirkulácie (anti-estuarine circulation)

Tento typ cirkulácie sa tiež označuje ako **reverzný** alebo **lagunárny (reverse alebo inverse estuarine circulation; estuary negative circulation, lagoon type circulation)**. Pri tomto type cirkulácie prichádza voda do panvy vo vrchnej časti telesa vody a odchádza z panvy pri dne (obr. I.20). Z hľadiska globálnej cirkulácie vôd sem môžeme zaradiť Atlantický oceán, kde smerom od Pacifiku a Indického oceánu prúdi povrchová teplá voda, ktorá sa v arktickej oblasti ochladzuje a klesá ku dnu (obr. I.18, I.16). Pri dne prúdi smerom k južnému pólu, kde sa napája na arktický cirkumpolárny prúd. Tento typ globálnej cirkulácie spôsobuje, že povrchová voda Atlantiku je v porovnaní s Pacifikom chudobnejšia na živiny.



Obr. I.20: Cirkulácia vody v reverznom estuáriu. Normálna morská voda prúdi pri hladine, kde v dôsledku jej výparu dochádza k nárastu salinity a tým aj hustoty. Hustejšia voda klesá dole a je nahradzovaná čerstvou morskou vodou = vytvára sa downwelling. (upravené; zdroj: http://www.ic.ucsc.edu/~wxcheng/envs23/lecture6/FG04_09.JPG).

V menšej mierke je tento typ cirkulácie viazaný na aridnú klímu. Vzniká v prípade, že evaporácia (výpar) prevláda nad prítokom riečnej vody, ktorý je veľmi malý až žiadny. Vysoký výpar vedie k nárastu salinity vody v čiastočne izolovanej panve. Hustá, salinná voda klesá dole a prúdi po dne smerom do otvoreného mora, pričom je nahrádzaná morskou vodou s menšou salinitou prúdiacou smerom k pobrežiu vo vrchnej časti telesa vody. Smer cirkulácie je teda opačný (inverzný, reverzný), než v predchádzajúcom, estuáriovom type. V týchto panvách pozorujeme downwelling spôsobený poklesom prichádzajúcej morskej vody v dôsledku nárastu jej salinity (obr. I.20). V prípade, že do panvy s anti-estuáriovým typom cirkulácie ústi riečny prítok platí, že salinná hustá voda nachádzajúca sa v strednej časti panvy pôsobí ako zábrana proti miešaniu sa riečnej a normálnej morskej vody.

Anti-estuáriový typ cirkulácie býva často viazaný na sezónne zmeny klimatických podmienok, kedy obdobie bez zrážok vedie k obmedzeniu až zastaveniu prítoku riečnej vody s následnou evaporáciou a nárastom hustoty vody v panve. Väčšinou sa tak objavuje len v určitom období roka. Ak dôjde k dlhodobému vystaveniu aridným podmienkam, môže dôjsť až k extrémnemu nárastu salinity a následnej precipitácii evaporitov. Ako príklad možno uviesť Stredozemné more, ktoré je od Atlantického oceánu oddelené Gibraltárskou úžinou. More má aj v súčasnosti anti-estuáriovú cirkuláciu, kedy počas leta dosahujú jeho východné časti salinitu viac ako 38 ‰. Pred 5,96 – 5,33 miliónmi rokov (hranica miocén – pliocén) došlo vplyvom klimatických zmien ku globálnemu poklesu hladiny oceánov, čo spolu s tektonikou viedlo k niekoľkonásobnému zastaveniu prísunu vody cez Gibraltársku úžinu. Výsledkom bolo vysušenie veľkých oblastí Stredozemného mora a vznik telies evaporitov v oblasti medzi Talianskom, Sicíliou, Španielskom a Lýbiou.

Medzi reverzné estuária môžeme zaradiť tiež Červené more (salinita cca 42 ‰), ktoré je od Indického oceánu oddelené úžinou Bab el Mandeb a v malej, regionálnej, mierke napríklad lagúnu Madre v Texase, alebo Spencerov záliv v Austrálii.

I.3.2.6 Vplyv postavenia kontinentov na oceánsku cirkuláciu

Oceánska cirkulácia je silne ovplyvnená postavením kontinentov, ktoré fungujú ako bariéry určujúce smerovanie oceánskych prúdov. Dnešné rozloženie kontinentov spôsobuje, že prúdenie vnútri oceánskych paniev v subtropickej zóne tvorí viac alebo menej uzavretý cirkulačný systém kruhových prúdov, v anglickej literatúre označovaných ako **gyres** (obr. I.14).

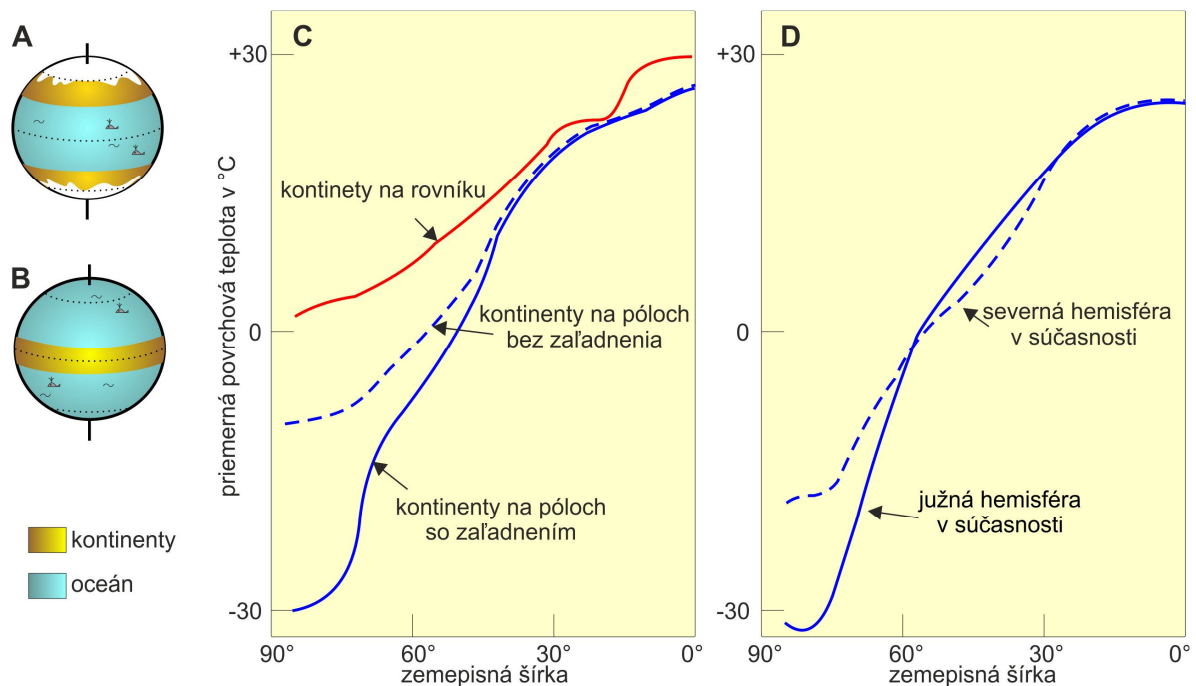
Dôležitosť postavenia kontinentov si môžeme uviesť na príklade prepojenia polárnych a rovníkových oblastí. Toto prepojenie je potrebné pre vytvorenie konvekčného prúdenia transportujúceho teplo z rovníkových oblastí k pólom. Na severnej hemisfére je v súčasnosti toto prepojenie iba v severnom Atlantiku, zatiaľ čo na južnej hemisfére nie je obmedzené žiadnym kontinentom. Neprítomnosť kontinentálnych bariér však spôsobila vznik prúdu hnaného západným vetrom okolo celej Antarktídy (obr. I.14). Tento kruhový prúd izoluje Antarktídu od teplých rovníkových vôd a je zodpovedný za ďalšie ochladenie Antarktídy.

Postavenie kontinentov je považované za kandidáta na hlavný faktor určujúci, či Zem bude v štádiu „icehouse“ alebo „greenhouse“. **Greenhouse (zelený dom - skleník)** je obdobie, kedy sa na povrchu Zeme nenachádzajú žiadne ľadovce a aj póly sú bez ľadového pokryvu. Z matematických simulácií vychádza, že ku greenhouse dochádza v prípade, že sú kontinenty umiestnené v okolí rovníka (do 17° zemepisnej šírky; obr. I.21). Prítomnosť kontinentov

v oblasti rovníka umožňuje cirkuláciu medzi tropickými a polárnymi oblasťami a tým aj transfer tepla do vyšších zemepisných šírok. Takémuto postaveniu zodpovedá napríklad rozloženie kontinentov v období medzi 700 až 600 Ma.

Icehouse (ľadový dom) zahŕňa obdobia ľadových dôb (glaciály, interglaciály), kedy sa ľadovce vyskytujú v premenlivých množstvách. Toto obdobie zodpovedá umiestneniu kontinentov v okolí pólů (pól až 45° zemepisnej šírky; obr. I.21). Prítomnosť kontinentov v oblasti pólů spôsobuje, že oceánske prúdy nedosiahnu do vysokých zemepisných šírok a zvyšuje sa teplotný rozdiel medzi oblasťou rovníka a pólom. Takémuto postaveniu zodpovedá napr. distribúcia kontinentov vo vrchnom karbone (300 Ma). Silné prúdenie okolo kontinentu vplyvom prevládajúcich vetrov môže ďalej stupňovať termálnu izoláciu polárneho kontinentu od teplých vôd z rovníkovej oblasti (v súčasnosti pozorujeme v prípade Antarktídy).

Výpočty získané pre icehouse sú podobné tým, ktoré sú vypočítané z geografického umiestnenia súčasných kontinentov (obr. I.21; Cockell et al., 2008). Na južnom póle sa nachádza Antarktída, ktorú od tropických vôd izoluje silné prúdenie (obr. I.14). Na severnej hemisfére sa síce nenachádza kontinent v oblasti pólu, ale táto oblasť je takmer úplne ohraničená kontinentmi a tak k výmene tepla dochádza iba v oblasti Severného Atlantiku (Golfský prúd a Labradorský prúd).



Obr. I.21: Zjednodušené a extrémne idealizované modely Zeme pre postavenie kontinentov počas greenhouse a icehouse. **A)** kontinenty v okolí pólů – icehouse, **B)** kontinenty v okolí rovníka – greenhouse, **C)** vypočítané priemerné povrchové teploty pre greenhouse a icehouse (glaciál a interglaciál). Výpočet bol robený na základe súčasnej plochy kontinentov pre postavenie kontinentov na pólach (bez ľadových čiapok a s ľadom zasahujúcim po 70° zemepisnej šírky) a pre postavenie kontinentov okolo rovníka (do 17° zemepisnej šírky). **D)** zonálne spriemerované povrchové teploty simulované na základe dnešnej geografie pre severnú a južnú hemisféru (zdroj: Cockell et al., 2008).

1.3.2.7 Zmeny morskej hladiny

V priebehu vývoja Zeme sa úroveň morskej hladiny menila. Najdôležitejšie sú **eustatické zmeny** úrovne morskej hladiny, ktoré sú z dlhodobého hľadiska výsledkom vzájomného pôsobenia globálnej tektoniky a klímy (greenhouse a icehouse). Môžu byť spôsobené napríklad masívnou vulkanickou činnosťou na dne oceánov, kedy láva vytlačí morskú vodu z panvy na kontinent. Vulkanizmom uvoľnené plyny zas podporujú skleníkový efekt, čo vedie k ďalšiemu rastu hladiny vody. Postup vody na kontinent sa označuje ako **transgresia**. Sedymenty z veľkej kriedovej transgresie naznačujú, že v tom čase bola hladina oceánov až o cca 200 m vyššie než je dnes (Cockell et al., 2008). Termínom **regresia** sa potom označuje ústup mora z pevniny.

Z krátkodobého hľadiska môže eustatické zmeny v úrovni morskej hladiny spôsobiť viazanie sa zrážkovej vody do kontinentálnych ľadovcov počas jednotlivých glaciálov. Dôraz na ľad tvorený zo zrážkovej vody vychádza zo skutočnosti, že mrznutie morskej vody je iba zmena skupenstva vody na mieste. Krátkodobé zmeny morskej hladiny teda spôsobuje nástup glaciálu, keď je voda ukladaná na kontinentoch v podobe ľadovcov. Napríklad počas posledného glaciálu bola úroveň mora o cca 150 m nižšie než je dnes. Naopak, ak by došlo k úplnému roztopeniu ľadu v Antarktíde a Grónsku, hladina mora by mohla stúpnuť približne o ďalších 67 – 82 m (Cockell et al., 2008).

Druhým typom zmeny úrovne hladiny mora sú tzv. **izostatické zmeny** morskej hladiny, ktoré sú spôsobené stúpaním alebo klesaním kontinentov v závislosti od ich hrúbky. Napríklad roztopením kontinentálnych ľadovcov sa zníži váha kontinentu, čo spôsobí jeho izostatický výzdvih (vynáranie sa koreňovej časti kontinentálnej kôry z astenosféry). Stúpnutie kontinentu sa vzhľadom k vodnej hladine prejaví ako jej relatívny pokles.

Časť eustatického pohybu morskej hladiny tak môže byť vyrovnávaná izostatickým pohybom, kedy je stúpnutie vodnej hladiny spôsobené roztopením kontinentálnych ľadovcov čiastočne kompenzované výstupom kontinentov po strate ich zaľadnenia. V tomto prípade sa eustatické zmeny prejavia najmä na kontinentoch, ktoré neboli počas glaciálu zaľadnené.

Je dôležité si uvedomiť, že stúpnutie hladiny o 5 cm môže v prípade pobrežia s nízkym sklonom spôsobiť zatopenie značnej časti územia (napr. Holandsko). Hypsometrické štúdie naznačujú, že nárast hladiny o 100 m spôsobí zaplavenie 10 % súše. V súčasnosti je pomer kontinent : oceán = 30 : 70 %. Počas posledného glaciálu bol tento pomer 35 : 65 % a počas veľkej kriedovej transgresie bol 25 : 75 %.

Keďže voda má nižšie albedo a vyššiu teplotnú kapacitu ako súš, nárast hladiny mora spôsobí oteplenie a zmiernenie extrémov v teplotných variáciách (čiže skleníkový efekt / greenhouse).

Nárast a pokles hladiny tiež spôsobuje otváranie a zatváranie ciest morských prúdov a vznik evaporačných bazénov. Napríklad zastavenie prítoku oceánskej vody do Stredozemného mora cez gibraltársky prieliv pred 5,96 – 5,33 Ma (messinian) viedlo k jeho vysychaniu a tvorbe evaporačných paniev od Talianska, cez Sicíliu po Lýbiu a Španielsko.

Cirkulácia v oceánoch má taký výrazný vplyv na tvorbu sedimentov a sedimentárnych textúr, že sa tieto vedné disciplíny spojily do vedného odboru **oceánografia**. Oceánografia spája morskú geológiu (zloženie a vývoj oceánskeho dna, sedimentárne textúry, reakcie prebiehajúce na hranici voda – sediment, vulkanizmus, tektoniku, paleontológiu a morskú biológiu), fyzikálnu oceánografiu (cirkuláciu v oceánoch, počasie a klímu) a chemickú oceánografiu (morská chémia, geochemia a biochemia). Len spojenie všetkých troch disciplín umožňuje správne pochopenie procesov prebiehajúcich v súčasnosti ako aj v minulosti. V reálnom výskume to zahŕňa kooperáciu viacerých výskumníkov rôzneho zamerania. Každý geológ, ktorý sa chce zaoberať sedimentológiou, paleontológiou, sekvenčnou stratigrafiou alebo petrológiou sedimentárnych hornín, však potrebuje aspon základné informácie aj z ostatných, vyššie spomenutých vedných disciplín. Medzi novšie učebné texty venujúce sa oceánografii patria napríklad učebné texty Stewarta (2008), Tomczaka (1996-2000), Cockella et al. (2008).

I.4 Klíma

Klíma je základná premenná v sedimentárnych procesoch a sedimentológii. Od lokálnej klímy závisí prevládajúci typ sedimentárnych procesov, ktorý zároveň určuje typ vznikajúceho sedimentu, napr. glaciálne sedimenty. Samozrejme, okrem klimatických podmienok sú dôležité aj ďalšie faktory ako zloženie materskej horniny, reliéf a pod.

I.4.1 Klimatické zóny / pásma

Starí Gréci považovali klimatickú zónu za zónu na zemskom povrchu s rovnakým uhlom dopadu slnečných lúčov. V súčasnosti je pre členenie klimatických zón dôležitá variácia zrážok a teplôt v priebehu roka. Delenie klimatických zón môže byť v rôznych medziach citlivosti, ako aj podľa rôznych kritérií (napr. typ porastu). V najzákladnejšom rozdelení klimatických zón vychádzajúcom z atmosférickej cirkulácie vyčleňujeme 4 hlavné zóny a 3 prechodné pásma:

Rovníková, alebo tiež **ekvatoriálna zóna** sa nachádza pod ITCZ. Je typická vysokými priemernými teplotami (24°C - 28°C) a vysokým výparom, ktorý spôsobuje vysokú oblačnosť, vlhkosť vzduchu a výdatné zrážky (ročný úhrn 1 000 – 3 000 mm). Zrážky sú rovnomerne rozložené počas roka = rovníkové dažďové pralesy.

Subekvatoriálna prechodná zóna zodpovedá pásmu monzúnov, kde dochádza k sezónnemu striedaniu sa pôsobenia ITCZ a Hadleyiho bunky. Pre toto pásmo je typická sezónne humídna klíma (striedanie sa suchých období a dažďa) s priemerným ročným úhrnom zrážok 1 500 - 3 000 mm.

Tropické pásmo sa nachádza na kontakte Hadleyiho a Ferrellovej cirkulačnej bunky, čiže medzi 15 - 35° zemepisnej šírky. Suchý vzduch klesajúci z Hadleyiho cirkulačnej bunky spôsobuje vysoké teplotné maximá (56°C Ázia, Líbya) a veľmi nízky ročný úhrn zrážok (cca 250 mm) = púšte.

Subtropická prechodná zóna (30 – 40° zemepisnej šírky) je typická striedaním sa tropického vzduchu v lete a vzduchu z miernej zóny v zime. Výsledkom sú teplé, suché letá a mierne, vlhké zimy.

Mierne pásmo je pod vplyvom Ferrellovej cirkulačnej bunky (40 – 60°), ktorá je typická premenlivým počasím spôsobeným striedaním cyklón (nízky tlak a zrážky) a anticyklón (vysoký tlak a sucho), vznikajúcich na rozhraní tropického a polárneho vzduchu.

Subarktické prechodné pásmo je typické striedaním arktického vzduchu v zime a vzduchu z miernych šírok v lete.

Arktické pásmo je oblasť pod vplyvom polárnej cirkulačnej bunky, kde priemerná teplota najteplejšieho mesiaca nepresiahne 0° C a ročný úhrn zrážok je 100 – 200 mm.

V klimatických pásmach sa ďalej rozlišuje kontinentálna a oceánska klíma a postavenie kontinentu, konkrétne západné a východné pobrežia. Rozdiel medzi **oceánskym** a **kontinentálnym** typom klímy vychádza z rozdielnej tepelnej kapacity a vodivosti vody a suše. Vyrovňovací efekt oceánov zmiernuje teplotné výkyvy, zatiaľ čo kontinentálna klíma je typická veľkými teplotnými kolísaniami. Napríklad kontinentálna klíma mierneho pásma je typická teplým, mierne vlhkým letom a studenou zimou s trvalým snehovým pokryvom (Rusko). Oceánsky typ miernej klímy sa zas vyznačuje relatívne teplou vlhkou zimou bez trvalej snehovej pokrývky (Anglicko).

Rozdiel medzi **východným** a **západným pobrežím** vyplýva z oceánskej cirkulácie, kde vplyvom Coriolisového efektu idú teplé prúdy pozdĺž východných pobreží kontinentov a ohrievajú ich. Teplé prúdy spôsobujú vysokú vlhkosť vzduchu vedúcu k vysokým zrážkam počas leta. Studené prúdy obmývajúce západné pobrežia kontinentov vedú k aridnej klíme (púšte Atacama, Namib).

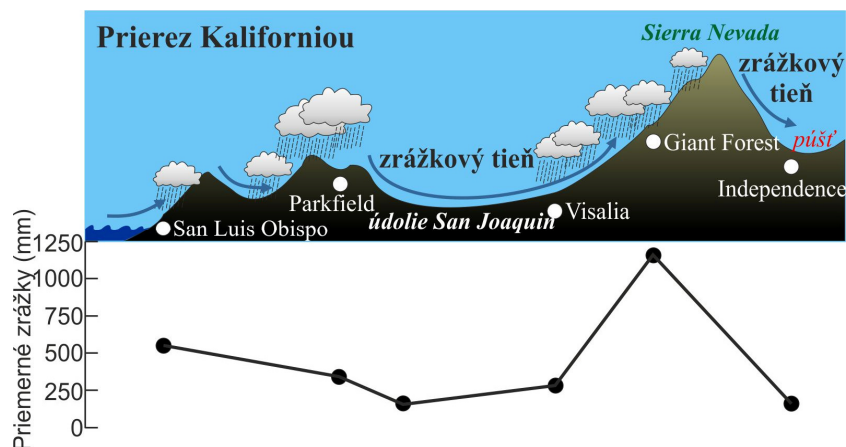
I.4.2 Topografia a klíma

Na lokálne klimatické podmienky má výrazný vplyv topografia terénu. Ak vysoké pohorie prinúti ťažký vlhký vzduch stúpať smerom hore, dôjde k jeho adiabatickému ochladzovaniu s následnou kondenzáciou vlhkosti do podoby zrážok. Zrážky vyvolané pohoriami sa označujú ako **orografická precipitácia**. Môžu sa vyskytovať v rôznych veľkostných škálach od malých vulkanických ostrovov po veľké pohoria (obr. I.22).

Naopak, vzduch klesajúci po druhej strane pohoria smerom dole, je adiabaticky zohrievaný a v prípade chýbajúceho zdroja vlhkosti aj veľmi suchý (obr. I.22). Tieto veľmi suché oblasti za topografickými vyvýšeninami sa označujú ako **zrážkové tiene**. Sú zodpovedné za tvorbu púští a to aj v pomerne vysokých zemepisných šírkach (Tibetská plošina).

V týchto prípadoch má veľký vplyv postavenie topografických prekážok voči prevládajúcemu smeru vetra. Ak bude hrebeň pohoria situovaný paralelne so smerom prevládajúceho vetra, bude jeho vplyv na tvorbu zrážkových tieňov veľmi malý, pretože ťažký vlhký vzduch môže pohorie obísť zo strán.

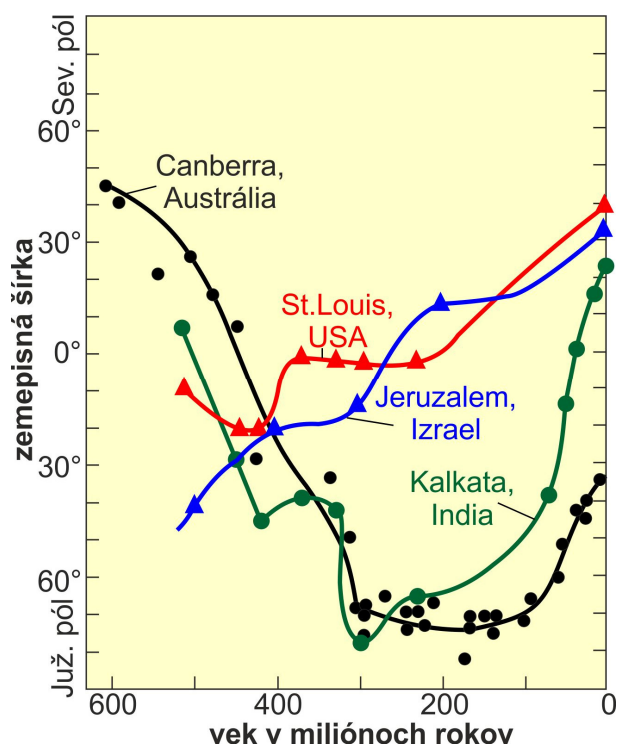
V prípade, že bude pohorie orientované kolmo na smer prevládajúceho vetra, vzdušné masy budú prinútené stúpať hore, pričom bude dochádzať k orografickej precipitácii a za pohorím sa budú tvoriť zrážkové tiene.



Obr. I.22: Výškový profil ilustrujúci orografické zrážky a zrážkové tieň v pohorí Sierra Nevada v Kalifornii (zdroj Baross & Lettenmaier 1994).

I.4.3 Drift kontinentov a klíma

Vplyv rozmiestnenia kontinentov sa objavoval vo všetkých predchádzajúcich kapitolách, kde vystupoval ako faktor ovplyvňujúci oceánske prúdenie, tvorbu orografickej precipitácie alebo zrážkových tieňov. Z platňovej tektoniky vieme, že jednotlivé litosférické dosky sú neustále v pohybe, pričom sa neustále dynamicky menia (spájajú sa a rozdeľujú). Aj keď je tento pohyb relatívne pomalý (niekoľko cm / rok), v priebehu „geologického času“ prešli kontinenty značné vzdialenosti (obr. I.23). Už relatívne malá zmena pozície kontinentu vzhľadom k zemepisnej šírke môže spôsobiť dramatickú zmenu v sedimentácii (od dažďových pralesov do púštnych podmienok). Z toho vyplýva, že pri interpretácii a dešifrovaní sedimentárnych geologických záznamov musíme vziať do úvahy aj možnú polohu kontinentu v čase sedimentácie.



Obr. I.23: Znážornenie posunu kontinentov cez rôzne zemepisné šírky v priebehu času na príklade pozície vybraných miest. Posun vychádza z paleomagnetických meraní - krúžky a trojuholníky predstavujú reálne merania. (zdroj: Blatt et al., 2006).

I.4.4 Vulkanizmus a klíma

Vulkanická činnosť prebieha najmä na divergentných a konvergentných okrajoch litosferických dosiek, pričom väčšina vulkanickej aktivity je viazaná na stredoocéánske riftové zóny (cca 85 %), ktoré sa nachádzajú pod hladinou mora. Ďalšie vulkanické centrá sú viazané na hot spots (stacionárne miesta zvýšeného tepelného toku v astenosfére, napr. Havajské ostrovy). Sopečná aktivita produkuje skleníkové plyny, ako sú CO₂, SO₂, H₂O, a zároveň emituje množstvo popola a prachu do atmosféry. Plyny uvoľnené pri podmorských erupciách neprechádzajú priamo do atmosféry. Stávajú sa súčasťou zloženia oceánov a ich prechod do atmosféry sa môže oproti času vulkanickej erupcie oneskoriť aj o 1 000 rokov a viac (tzv rezidenčný čas).

Uvoľnené plyny môžu v atmosfére reagovať s vodnou parou za vzniku aerosólov kyseliny sírovej. Takto vzniknuté aerosóly spôsobujú fotochemické reakcie a spolu s popolom a prachom zvyšujú albedo Zeme. Výsledkom je väčší odraz slnečných lúčov, čo vedie k poklesu teploty. Pôsobenie aerosólov však závisí od ich veľkosti. Ak bude veľkosť aerosólových kvapiek rovnaká ako je vlnová dĺžka tepelného infračerveného žiarenia, môžu toto žiarenie absorbovať a spätne emitovať na Zem. Tým zabránia úniku tepla a spôsobia oteplenie. Väčšina vulkánov však produkuje relatívne malé aerosóly, ktoré spôsobujú ochladenie (tab. 3). Vydržia v atmosfére oveľa dlhšie ako vulkanický popol, ale z geologického pohľadu spôsobujú iba krátkodobé zmeny klímy (cca 3 – 4 roky). Podobný vplyv má aj dopad meteoritu.

Lokalita a rok	Množstvo vyvrhnutého materiálu	Množstvo aerosólov v atmosfére	Klimatický vplyv	Zmena teploty na severnej hemisfére
El Chichón, Mexiko 17° N, rok 1982	7,5 . 10 ¹¹ kg	12 . 10 ⁹ kg	-1,7 W.m ⁻²	-0,2° C
Pinatubo, Filipíny 15° N, rok 1991	120 . 10 ¹¹ kg	30 . 10 ⁹ kg	-4,3 W.m ⁻²	-0,5° C
Krakatau, Indonézia 6° S, rok 1883	247 . 10 ¹¹ kg	55 . 10 ⁹ kg	-7,8 W.m ⁻²	-0,5° C
Tambora, Indonézia 8° S, rok 1815	2400 . 10 ¹¹ kg	150 . 10 ⁹ kg	-21,4 W.m ⁻²	-1° C

Tab. 3: Vypočítaný klimatický vplyv niektorých väčších erupcií (zdroj: Cockell et al., 2008).

Vplyv vulkanických erupcií závisí od sily, mohutnosti a umiestnenia erupcie. Čo sa týka sily erupcie, klímu ovplyvňujú iba erupcie, ktoré zasiahnu do stratosféry. Materiál vyvrhnutý len do troposféry sa veľmi rýchlo vráti na zem v podobe zrážok.

Umiestnenie vulkánu je dôležité z hľadiska cirkulačných buniek v atmosfére. Erupcie v rovníkovej oblasti zasiahnu obe hemisféry, zatiaľ čo erupcie vo vyšších zemepisných šírkach majú vplyv prevažne len na svoju hemisféru.

Ďalším faktorom je mohutnosť vulkanickej aktivity. Vo vývoji Zeme sa vyskytli obdobia s mohutným bazaltovým vulkanizmom. Príkladom sú Deccanské trapó bazalty v Indii, ktoré pokrývajú rozsiahle územia. V prípade, že k takýmto rozsiahlym výlevom príde pod hladinou mora, rýchly nárast oceánskej kôry je kompenzovaný jej rýchlou subdukciou spojenou s ďalším vulkanizmom. Takéto mohutné výlevy ďalej vedú k vytlačeniu vody na kontinent (transgresie) a generálne vedú ku greenhouse.

I.4.5 Biosféra a klíma

Vzťah biosféry a klimatických podmienok môže byť pochopený cez koncept rezistencie (odolnosti) voči environmentálnemu stresu (Crucifix, Sanchez Goni, 2004). O environmentálnom strese hovoríme vtedy, keď teplota alebo zrážky prekročia kritickú úroveň v priebehu určitého času. Dlhodobé prekročenie určitej úrovne teploty alebo množstva zrážok vedie k nezvratnému poškodeniu spoločenstva rastlín a živočíchov. Napríklad niekoľko rokov trvajúce sucho spôsobí odumieranie rastlín, čo môže viesť k nevratnému poškodeniu spoločenstva. Krátkodobé výkyvy v klimatických podmienkach teda dokáže spoločenstvo prekonať bez viditeľných zmien v geologickom zázname. Ak však zmena klímy pokračuje, dôjde k rozpadu existujúceho spoločenstva, ktorý sa v geologickom zázname prejaví náhlou, skokovou zmenou lokálnej klímy: napr. les – savana.

V súčasnosti sa vedú diskusie o dôležitosti jednotlivých typov vegetácie na klímu. Kontinentálna vegetácia ovplyvňuje svoje okolie transpiráciou vodných pár, fixáciou prachových častíc, albedom, ako aj požiarimi.

Pohľad na interakciu klímy a biosféry z hľadiska vplyvu kontinentálnych rastlín je iba okrajový. Interakcia biosféry a klímy je oveľa komplikovanejšia a zahŕňa veľké biochemické cykly. Napríklad organizmy sú súčasťou globálneho cyklu CO₂ a jeho viazaním v podobe karbonátov a kaustobiolitov prispievajú k stabilizácii klimatických podmienok na Zemi.

Po prečítaní tejto kapitoly by mal študent chápať komplexnosť vzťahov medzi vznikajúcim sedimentom, klimatickými podmienkami, hydrologickou a atmosférickou cirkuláciou. Tieto vzťahy sú dôležité nielen pre typ vznikajúceho sedimentu, ale aj pre pochopenie cyklicity v sedimentárnom zázname, ktorá je základom pre sekvenčnú stratigrafiu.

Študent by mal ovládať termíny ako Milankovičové cykly (excentricita, precesia, oblikvita); poznať základné cirkulačné bunky v atmosfére a ich vplyv na klimatické zóny (priestorové rozšírenie púští a pod.) a poznať základy oceánskej cirkulácie a ich význam.

Kapitola II: Základné faktory precipitácie a rozkladu minerálov

II.1 Slnčné žiarenie

Slnčné žiarenie je základnou podmienkou pre rozvoj biologickej aktivity. Výskyt fotosyntetizujúcich organizmov je viazaný na slnečné svetlo. Tieto organizmy sú základňou potravného reťazca, preto sa väčšina organizmov zdržiava vo **fotickej zóne**. Termínom fotická zóna sa označuje vrstva vody s dosahom slnečného žiarenia. V čistých vodách je hranica fotickej zóny v hĺbke do 200 m. Podľa intenzity prieniku svetla ju môžeme rozdeliť na eufotickú zónu (do 80 m), kde je dostatok svetla na fotosyntézu a tým pádom aj na mohutný rozvoj fytoplanktónu a dysfotickú (80- 200 m) zónu, kde je intenzita žiarenia nízka. Do hĺbok pod 200 m už slnečné žiarenie nepreniká a túto zónu označujeme ako **afotickú**. Prienik slnečného žiarenia je limitovaný čistotou vody. V miestach prítoku kalnej vody nesúcej detritické častice sa hĺbkový dosah svetla výrazne znižuje.

Tropické oblasti majú dostatok slnečného žiarenia, ale zároveň sa v týchto miestach vytvára výrazne ohriata povrchová vrstva vody. Medzi povrchovou a hlbinnou vodou tak existuje výrazna termoklína, ktorá zabraňuje výstupu živín z hlbokých vôd (kapitola I.3.2). Preto je vysoká organická produkcia v tropickej oblasti viazaná len na zóny upwellingu. V miernom pásme je nárast organickej produkcie sezónny. V polárnych oblastiach sú vody bohaté na živiny, ale neprítomnosť slnečného žiarenia počas zimy spôsobuje, že k organickej produkcii dochádza len počas leta.

Rozvoj organizmov viazaný na fotickú zónu sa prejavuje aj v geologickom zázname. Vieme, že väčšina vápencov a silicítov je výsledkom akumulácie anorganických schránok organizmov, zatiaľ čo kaustobiolity a fosfáty sú výsledkom akumulácie ich organických tiel. Vzťah medzi slnečným žiarením a tvorbou týchto sedimentov dokumentuje ich priestorové rozšírenie, kedy veľké akumulácie karbonátov, a fosfátov vznikali medzi 40° severnej a 40° južnej zemepisnej šírky.

II.2 Teplota a tlak

Teplota vody sa mení v závislosti na hĺbke vody a zemepisnej šírke. V nízkych zemepisných šírkach (rovník) sú povrchové vody teplé a smerom do hĺbky pomerne rýchlo chladnú. V miernych zemepisných šírkach už nedochádza k takému ohrevu povrchovej vody a v polárnych oblastiach je povrchová voda najchladnejšia (kapitola I.3.2). Priemerná teplota hlbokých oceánskych vôd je približne 4°C.

Teplota a tlak ovplyvňujú rozpustnosť látok vo vode, čiže určujú či bude daná látka precipitovať v podobe minerálu. Tento fakt si môžeme uviesť na príklade CO₂. Obsah vo vode rozpusteného CO₂ vyjadruje celkové množstvo anorganického C vo vode, ktoré môže vystupovať vo forme H₂CO₃, HCO₃⁻ a CO₃²⁻. Platí, že **s nárastom teploty klesá rozpustnosť plynov** vo vode, takže nadbytočné CO₂ musí byť z vody odstránené napr. jeho prechodom do atmosféry alebo precipitáciou v podobe kalcitu (CaCO₃). **S nárastom tlaku stúpa rozpus-**

tnosť plynov, takže voda je schopná prijať viac daného plynu. V našom prípade to znamená, že voda začne rozpúšťať kalcit (CaCO_3), aby doplnila deficit CO_2 .

Keďže tlak sa zvyšuje s hĺbkou vody, studená povrchová voda alebo voda vo veľkých hĺbkach je schopná udržať viac rozpustených plynov ako teplá povrchová voda. To znamená, že v teplých, povrchových vodách minerály precipitujú, zatiaľ čo v studených a hlbokých vodách sú tieto minerály rozpúšťané. Rýchlosť rozpúšťania potom závisí od stability, čiže odolnosti existujúceho minerálu. Vo všeobecnosti to vedie k tomu, že biologické, biochemické a chemické sedimenty (vápence, fosfáty evapority) vznikajú najmä do 40° zemepisnej šírky, kde je voda dostatočne teplá na ich precipitáciu.

Schopnosť plynov prechádzať z atmosféry do vody a naopak sa riadi **parciálnym tlakom** daného plynu. Výpočet parciálneho tlaku daného plynu je založený na predpoklade, že akákoľvek zložka plynu (i) prechádza cez fluidum pod tlakom P , ktorý je priamou proporciou k molárnej frakcii (X) danej zložky v plyne:

$$P_i = X_i \cdot P$$

Príklad: Vzduch pri atmosférickom tlaku $P = 101\,325$ Pa obsahuje 30 objemových % CO_2 . Aký bude parciálny tlak CO_2 ?

Molárnu frakciu CO_2 získame vydelením objemových percent číslom 100

$$X_{\text{CO}_2} = \frac{30}{100} = 0,3$$

$$P_{\text{CO}_2} = X_{\text{CO}_2} \cdot P = 0,3 \cdot 101\,325 = \underline{\underline{30\,397,5\text{Pa}}}$$

Čím väčší bude obsah daného plynu v atmosfére, tým väčší bude jeho parciálny tlak, pod ktorým bude plyn difundovať (prechádzať) do vody.

Množstvo rozpustených plynov vo vode, hlavne CO_2 , O_2 a HS , je veľmi dôležité pre vznik a charakter sedimentov, pretože tieto plyny určujú pH a Eh prostredia, organickú produkciu a cez pH a Eh aj stabilitu minerálnych fáz.

II.3 Hustota a salinita

Salinita zodpovedá celkovému množstvu solí rozpustených vo vode. Udáva sa v promile (‰) alebo v gramoch rozpustených solí na jeden kg morskej vody. V minulosti sa salinita vody merala cez obsah chlóru, čiže stanovovala sa ako chlorinita vody. Ich vzájomných vzťah môžeme vyjadriť vzorcom:

$$\text{salinita} = 1,80655 \cdot \text{chlorinita} \quad (\text{‰})$$

Sladká voda (fresh water) má veľmi nízky obsah rozpustených solí (cca do 5 ‰; tab.4). **Salinita normálnej morskej vody (seawater)** sa pohybuje okolo 35 ‰ (35g solí na 1kg vody). Voda s nižšou salinitou, akú má normálna morská voda, sa označuje ako **brakická (brackish water)** a voda s vyššou salinitou ako je salinita normálnej morskej vody sa označuje ako **salinná voda (saline water)** – do 50 ‰) a **hypersalinná voda** alebo **sol'anka (brine, hypersaline water, nad 50 ‰)**.

Okrem tohto základného delenia salinity vody existujú aj ďalšie, podrobnejšie členenia, ktoré využívajú najmä paleontológovia, morský biológovia a enviromentalisti. Napríklad termínom **penesalinná** sa označuje voda so salinitou v rozsahu 72 – 352 ‰.

Organizmy, ktoré dokážu tolerovať iba úzke rozpätie salinity sa označujú ako **stenohalinné**. Medzi stenohalinné organizmy patria napríklad koralý (37 – 40 ‰). Organizmy, ktoré dokážu žiť v relatívne širokom rozsahu salinity vody sa označujú ako **euryhalinné**.

ión	Priemerný obsah solí v morskej vode (g/l)	Priemerný obsah solí v sladkej vode (g/l)
Na ⁺	10,7	0,005
Mg ²⁺	1,3	0,003
Ca ²⁺	0,42	0,015
K ⁺	0,39	0,002
Cl ⁻	19,25	0,005
SO ₄ ²⁻	2,7	0,015
HCO ₃ ⁻	0,13	0,035
ostatné	0,11	
spolu	35	0,08
Poradie iónov podľa ich množstva		
	Morská voda	Sladká voda
katióny	Na ⁺ → Mg ²⁺ → Ca ²⁺ → K ⁺	Ca ²⁺ → Na ⁺ → Mg ²⁺ → K ⁺
anióny	Cl ⁻ → SO ₄ ²⁻ → HCO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻ → SO ₄ ²⁻ → Cl ⁻

Tab. 4: Priemerné zloženie solí v sladkej a morskej vode (údaje zozbierané z viacerých zdrojov).

Zmeny v salinite povrchovej vody závisia na klimatických podmienkach. Nárast salinity spojený s evaporáciou vody v arídnej klíme vedie k nárastu hustoty povrchovej vody. Hustejšia, salinná voda klesá smerom ku dnu a vytvára tzv. **gradient salinity**, čiže postupný nárast salinity s rastúcou hĺbkou vody. Termínom **haloklína** sa označuje hranica medzi dvoma vrstvami vody s rozdielnou salinitou.

Ak máme stabilnú salinitu vody, jej hustota bude klesať s rastúcou teplotou (tepelná rozťažnosť vody). Z uvedeného by sme mohli očakávať, že najväčšiu hustotu by voda mala dosiahnuť v momente jej prechodu do pevného skupenstva (mrznutia do ľadu), čo však nezodpovedá skutočnosti. Platí, že ľad má nižšiu hustotu ako voda, čo spôsobuje, že teplota, pri ktorej voda dosiahne maximálnu hustotu nie je presne v bode mrznutia (0° C v prípade sladkej vody), ale je skôr mierne nad týmto bodom (+ 3,98° C pre vodu s 0 salinitou). Bod mrznutia morskej vody je okolo -1,9° C.

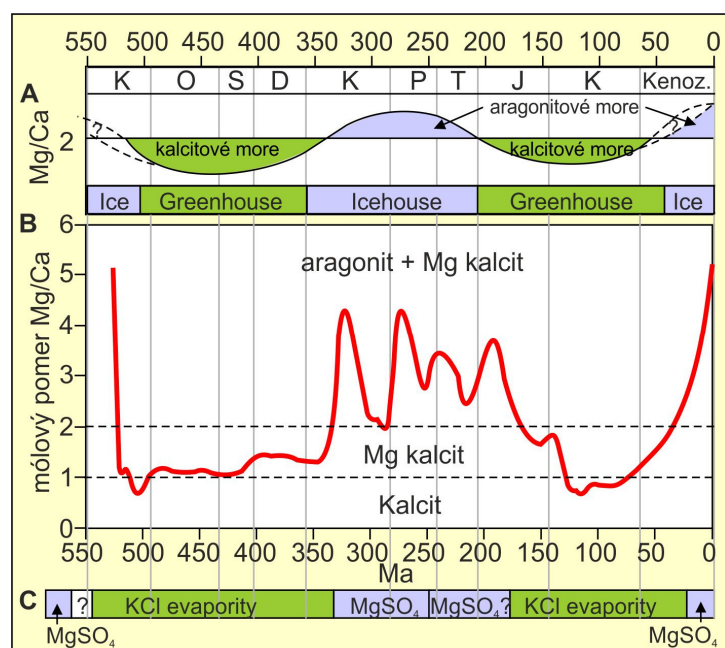
S narastajúcou salinitou a tlakom (stlačovanie) hustota vody stúpa. Zmeny hustoty vody sú veľmi dôležité pre jej cirkuláciu v oceánoch (termohalinná cirkulácia, kapitola I.3.2) ale aj v jazerách a v sedimentoch. Termínom **pyknoklína (pycnocline)** sa označuje zóna v stratifikovanom telese vody, kde dochádza k rýchlejšej zmene hustoty s hĺbkou.

II.3.1 Vplyv zloženia rozpustených solí na precipitáciu chemických sedimentov

Pre chemickú / biochemickú precipitáciu minerálov je dôležité zloženie rozpustených solí (katiónov a aniónov), ktoré ovplyvňuje aké minerály budú vznikať (tab.4). Sadrovec (Ca-

SO₄.2H₂O) bude vznikať len v tom prípade, že voda bude obsahovať rozpustené katióny Ca²⁺ a anióny SO₄²⁻.

Zloženie katiónov a aniónov v kontinentálnej a morskej vode je odlišné (tab.4). Zatiaľ, čo v sladkej vode dominujú ióny Ca²⁺ a HCO₃⁻, v morskej vode dominujú ióny Na⁺ a Cl⁻. Zloženie kontinentálnych vôd je navyše silne ovplyvňované typom zvetrávania a zložením hornín, cez ktoré voda preteká. Kontinentálne vody a soľanky tak majú variabilné zloženie, ktoré často vedie k precipitácii odlišných minerálov. Naopak, oceány a moria sú dobre premiešavané a preto nepozorujeme výrazne rozdiely v ich chemickom zložení. Minerály vznikajúce precipitáciou morskej vody tak budú približne rovnaké bez ohľadu na to, či budú vznikať v Atlantiku alebo Pacifiku.



Obr. II.1: Závislosť pomeru Mg/Ca v morskej vode a inorganickej precipitácie karbonátov a evaporitov. Pre greenhouse sú typické nízke pomery Mg/Ca v morskej vode, čo vedie k anorganickej precipitácii kalcitu (tzv. **kalcitové more**) a v evaporitových formáciách sa tvoria K-soli. V obdobiach icehouse sa zvyšuje pomer Mg/Ca, čo vedie k inorganickej precipitácii aragonitu (tzv. **aragonitové more**) a v evaporitových formáciách sa tvoria K-Mg soli. **A)** Vzťah klimatických cyklov a inorganickej precipitácie karbonátov (podľa údajov Sanderberg, 1983); **B)** Zmena pomeru Mg/Ca v morskej vode; **C)** inorganickej precipitácia v koncových štádiách evaporácie (B+C: z údajov Hardy, 1996; Stanley a Hardy, 1999 a Lowenstein et al. 2001 zostavila Montañez, 2002 - upravené).

K určitým zmenám v zložení morskej vody však dochádza v priebehu geologického času. Tieto zmeny sú spôsobené prínosom prvkov procesmi ako riečny prínos solí z kontinentálneho zvetrávania, prínos prvkov cez vulkanizmus a hydrotermálnu aktivitu a procesy ako je frakcionácia a výmena prvkov v dôsledku chemických a biologických reakcií priamo vo vode alebo na hranici voda – sediment (metamorfné, diagenetické a zvetrávacie reakcie na morskom dne). Ďalšími modifikačnými faktormi je odstraňovanie prvkov pochovávaním do sedimentov (napr. Ca a C vo vápencoch; Si v rohovcoch, tvorba evaporitov a kaustobiolitov), ako aj pochovávaním morskej vody do sedimentov v podobe pórovej vody.

Vo fanerozoiku (od prekambria po dnes) bolo zloženie morskej vody viac-menej konštantné. Existujúce variácie v zložení morskej vody sú spojené s veľkými transgresno – regresnými cyklami súvisiacimi s greenhouse a icehouse podmienkami (obr. II.1). V globále platí, že počas greenhouse dochádza k väčšiemu chemickému zvetrávaniu. Niektorí autori (Sandberg, 1983; Hardie, 1996, Lowenstein et al., 2001 a 2003; Horita et al., 2002; Timofeeff et al., 2006) si všimli, že počas fanerozoika došlo k niekoľkým zmenám v pomere Mg/Ca v morskej vode, ktoré dávali do súvisu so zmenou P_{CO2} a tiež k zmenám v obsahu SO₄ a K. Tieto zmeny sú spájané s obdobiami rýchlej tvorby oceánskeho dna (oceánsky spreading) a s ním spojeného vulkanizmu a metamorfózy (Hardie, 1996; Wilkinson et al., 1985). Vulk-

nizmus uvoľňoval veľké množstvá CO₂ a s vulkanizmom spojená hydrotermálna aktivita viedla k rozkladu Ca plagioklasov tvoriacich bazalty oceánskeho dna a ich nahradenie Mg – ílovými minerálmi. Výsledkom bol pokles obsahu Mg a nárast obsahu Ca, čím sa menil výsledný pomer Mg/Ca v morskej vode. Aj takéto relatívne malé zmeny v zložení morskej vody zásadne menia zloženie precipitujúcich minerálov. Napríklad pri evaporácii morskej vody s nízkym obsahom Mg vznikali po halite hlavne K-solí (obr. II.1), zatiaľ čo v obdobiach s vysokým pomerom Mg/Ca precipitovali K-Mg soli.

Zmeny pomeru iónov v morskej vode môžu ovplyvniť precipitáciu aj iným spôsobom. Kalcit (CaCO₃) aj dolomit (CaMg(CO₃)₂) kryštalizujú v trigonálnej sústave. To znamená, že v trigonálnej modifikácii CaCO₃ (kalcit) môže dochádzať k substitúciám (nahradzovaniu) Mg za Ca. Mg ióny sú menšie ako Ca ióny a preto majú väčší iónový potenciál (viď. kapitola. II.4). Vďaka väčšiemu iónovému potenciálu k sebe priťahujú molekuly vody väčšou silou ako ióny Ca (obr. II.2). Keď sa takýto hydratovaný Mg ión dostane do štruktúry kalcitu, jeho vysoká hydratácia molekulami vody zabráni ďalším iónom pripájať sa do štruktúry a kryštál prestáva rásť (obr. II.2B). Prítomnosť Mg tak zabraňuje ďalšiemu rastu kalcitov; odborné povedané: Mg je inhibítor rastu kalcitu. Rombická modifikácia CaCO₃ (aragonit) vyžaduje väčšie katióny v štruktúre, preto Mg do aragonitu nevstupuje. V obdobiach so zvýšeným pomerom Mg/Ca v morskej vode (icehouse) tak vysoký obsah Mg bráni anorganickej precipitácii kalcitu a z vody prednostne precipituje aragonit (obr. II.1). A to aj napriek tomu, že aragonit je v studenej vode menej stabilný ako kalcit.

Z uvedeného vyplýva, že pre precipitáciu minerálov nie je dôležité iba zloženie rozpustných solí, ale aj ich vzájomné pomery. Pre spomínaný kalcit a aragonit je to pomer Mg/Ca = 2. Pod touto hodnotou (málo Mg) z morskej vody anorganicky precipituje kalcit. Pri pomere vyššom ako 2 (veľa Mg) precipituje aragonit. Na doplnenie treba uviesť, že existuje predpoklad, podľa ktorého zmena pomeru Mg/Ca v morskej vode neovplyvňuje iba anorganickú precipitáciu kalcitu, ale odráža sa aj v tvorbe karbonátových skeletov (Stanley a Hardie, 1999).

II.4 Mobilita iónov a iónový potenciál

Mobilita prvkov je dôležitá z hľadiska zvetrávacích reakcií, ako aj pre pochopenie migrácie a precipitácie ranne diagenetických minerálov. Platí, že čím je prvok mobilnejší, tým rýchlejšie odchádza z minerálu do roztoku. Mobilitu prvku určuje jeho **iónový potenciál (Ip)**:

$$I_p = \frac{Z}{r^a}$$

kde Z je náboj iónu a r^a je polomer iónu udávaný v Angströmoch Å (1 Å = 10⁻¹nm). Polomer prvku sa meria pomocou rtg. difrakcie.

Príklad 1: dvojmocný kation vápnika má polomer 0,99 Å. Aký je jeho iónový potenciál?
Ca²⁺ = 0,99 Å → Z = 2; r^{Ca²⁺} = 0,99 Å

$$I_{p_{Ca^{2+}}} = \frac{2}{0,99} = 2,02$$

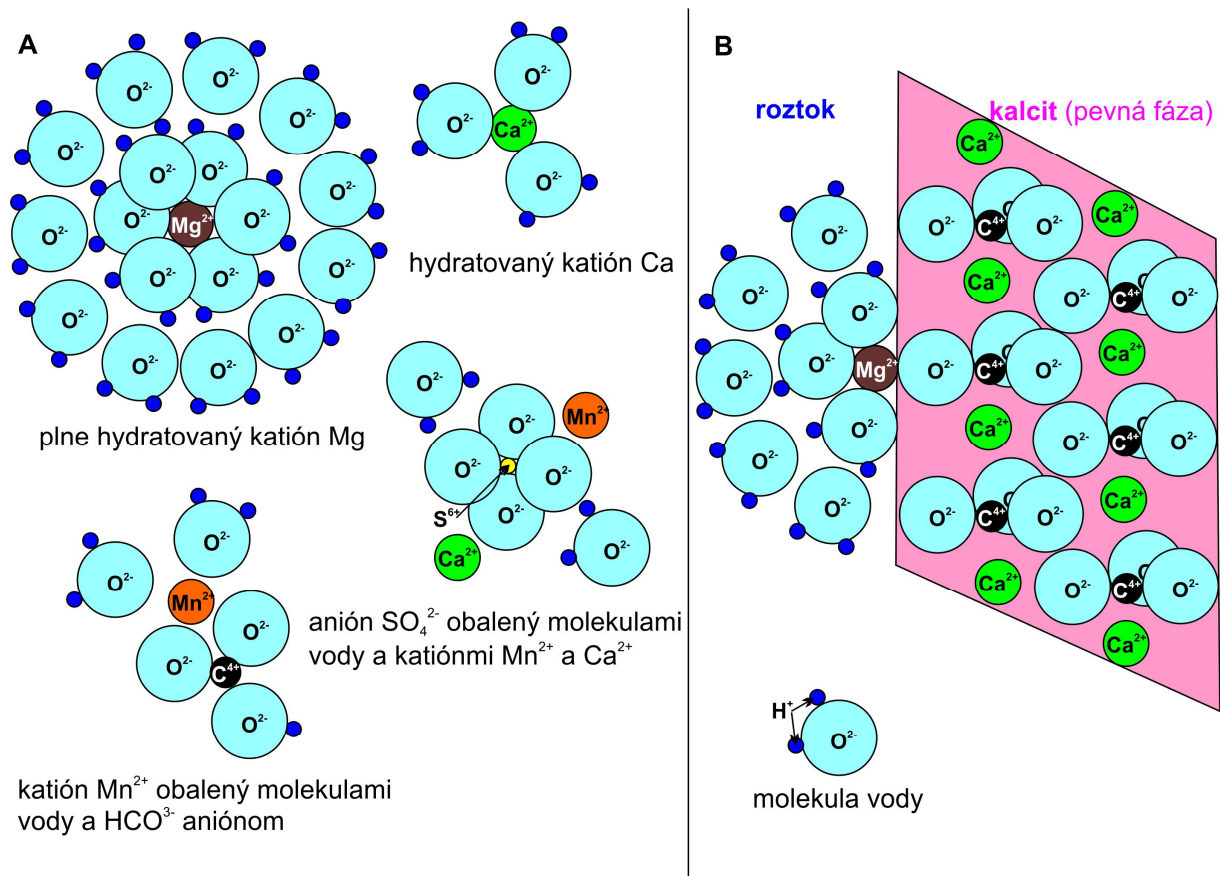
Iónový potenciál Ca²⁺ = **2,02**

Príklad 2: trojmocný kation železa má polomer 0,64 Å. Aký je jeho iónový potenciál?
 $Fe^{3+} = 0,64 \text{ \AA} \rightarrow Z = 3; r^{Fe^{3+}} = 0,64 \text{ \AA}$

$$Ip_{Fe^{3+}} = \frac{3}{0,64} = 4,6875$$

Iónový potenciál $Fe^{3+} = 4,6875$

Čím je iónový potenciál prvku väčší, tým väčšou silou k sebe priťahuje okolité ióny. Malé ióny s vysokým nábojom tak budú mať najväčší iónový potenciál a budú k sebe priťahovať opačne nabité ióny s väčšou silou (obr. II.2).



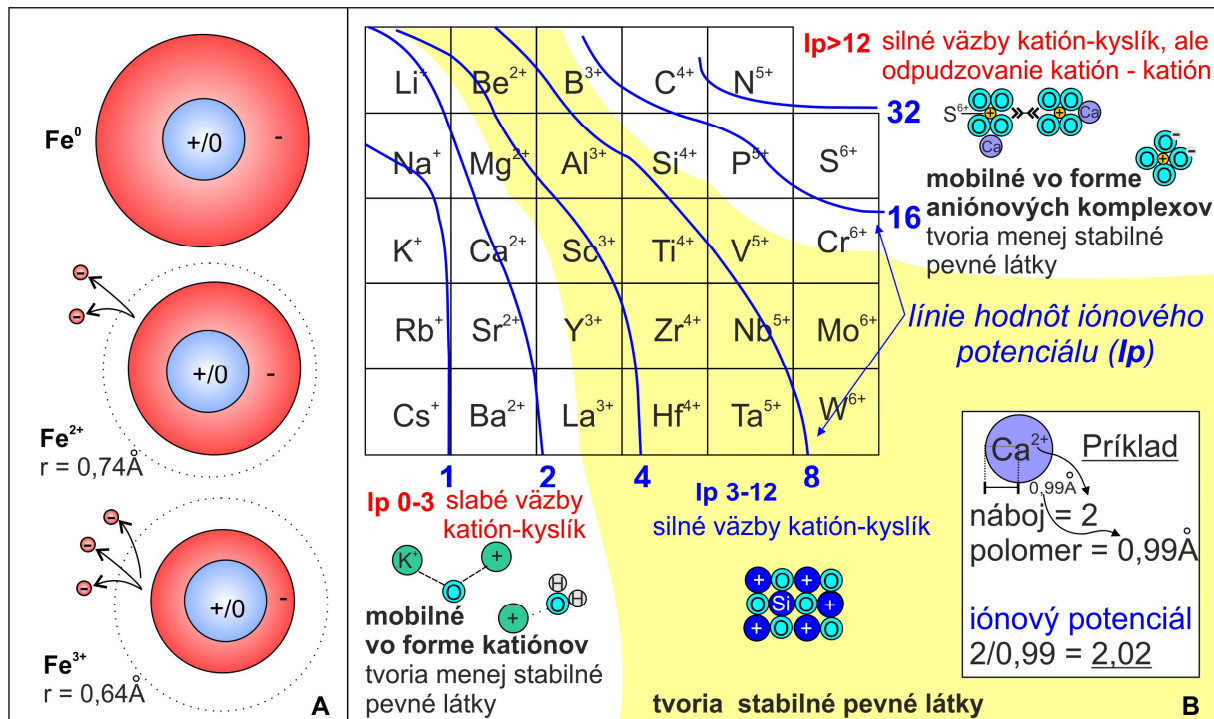
Obr.II.2: A) Schematické znázornenie vystupovania iónov v roztoku. Rozpustené soli sa vo vode vyskytujú vo forme hydratovaných iónov, kedy náboj iónu prvku k sebe priťahuje opačne nabité ióny a molekuly vody. Kation k sebe priťahuje kyslíky (O^{2-}) v molekulách vody a anion k sebe priťahuje vodíky (H^+) v molekulách vody. Sila akou ión prvku k sebe priťahuje okolité ióny a molekuly vody závisí od jeho iónového potenciálu. Malé ióny s veľkým nábojom k sebe priťahujú viac okolitých iónov. Takto vytvorené komplexy (iónové páry) zabraňujú iónom vstupovať do reakcií vedúcich k tvorbe minerálov. B) Príklad pôsobenia komplexov na precipitáciu minerálov. Ióny Mg^{2+} a Ca^{2+} sa môžu v štruktúre kalcitu vzájomne zastupovať (substitúcia). Väčší iónový potenciál Mg^{2+} spôsobuje jeho silnejšiu hydratáciu (pozri A). Pripojenie takéhoto silne hydratovaného iónu blokuje ďalší rast kalcitu. Do rombickej modifikácie $CaCO_3$ (aragonit) Mg^{2+} ióny nevstupujú (rombická modifikácia vyžaduje väčšie kationy).

Iónový potenciál určuje silu väzby, ktorú bude daný ión tvoriť. Od sily väzby závisí, ako rýchlo bude daný ión uvoľňovaný z minerálu. Ióny so slabým iónovým potenciálom, ktoré tvoria len iónové väzby, sú uvoľňované veľmi rýchlo. Na základe hodnoty iónového potenciálu rozdeľujeme ióny do troch skupín:

1. **Mobilné ióny s iónovým potenciálom 0 až 3** tvoria iba slabé väzby katión - kyslík. Po rozpade väzby budú ióny mobilné v podobe hydratovaných katiónov (obr. II.2). Napríklad katión sodíka Na^+ s iónovým potenciálom 1 prechádza do roztoku v podobe NaOH a dvojmocný katión vápnika s potenciálom 2,02 bude mobilný v podobe Ca(OH)_2 v roztoku (obr. II.2 a 3B).

2. **Imobilné ióny s iónovým potenciálom medzi 3 až 12** majú silné väzby katión – kyslík a zároveň ešte nedochádza k odpudzovaniu katión - katión. Napríklad trojmocný katión železa s iónovým potenciálom 4,7 tvorí spolu s kyslíkom kryštalovú štruktúru hematitu (Fe_2O_3). Takéto ióny tvoria v povrchových podmienkach (neutrálne pH, oxidačné prostredie) stabilné minerály a k ich migrácii nedochádza.

3. **Mobilné ióny s iónovým potenciálom 12 a viac** majú silné väzby s kyslíkom, ale ich veľký iónový potenciál spôsobuje, že u nich dochádza k silnému odpudzovaniu katión – katión. Každý katión sa teda snaží „utrhnúť sa“ spolu so svojimi kyslíkmi a je mobilný v podobe oxyaniónov. Napríklad katión síry S^{6+} s iónovým potenciálom 20 bude mobilný v podobe SO_4^{2-} a päťmocný fosfor s iónovým potenciálom 14,3 zas v podobe PO_4^{3-} , ktoré budú rozpustené v roztoku (obr. II.3B).



Obr. II.3: Iónový potenciál **A)** Znáznornenie poklesu veľkosti iónu spôsobeného stratou elektrónov z elektrónového oblaku na príklade železa **B)** Kontúry hodnôt iónového potenciálu v periodickej tabuľke chemických prvkov a koncepčný model správania sa katiónov a kyslíka v závislosti od hodnoty iónového potenciálu (upravené podľa Railsback: Some Fundamentals od Mineralogy and Geochemistry, www.gly.uga.edu/railsback/Fundamentals/IonicPotential04P.pdf)

Jeden prvok (napr. Fe) môže tvoriť ióny rôznych mocností (Fe^{2+} , Fe^{3+}). Ich polomer sa bude líšiť. Od čoho závisí polomer iónov? Polomer iónu príslušného prvku závisí:

1. Od počtu prijatých alebo odovzdaných elektrónov = mení sa s koordinačným číslom prvku. Katión Fe^{3+} , ktorému do neutrality chýbajú 3 elektróny, je logicky menší ako katión Fe^{2+} , ktorému chýbajú iba 2 elektróny (obr. II.3A). Anióny sú tak skoro vždy väčšie ako katióny. Výnimku tvoria iba flordidy a alkalické kovy.

2. Od jeho pozície v periodickej tabuľke prvkov (obr.II.3B). Vľavo sa nachádzajú veľké ióny a smerom vpravo sa ich veľkosť znižuje.
3. Polomer iónu ovplyvňuje tiež jeho spinový stav. Ten istý ión vo vysokospinovom stave je väčší než ión v nízko spinovom stave.

Z uvedeného vyplýva, že ten istý prvok môže meniť svoju mobilitu v závislosti od svojho oxidačného stavu. Typickými predstaviteľmi sú napríklad Fe a Mn, ktoré sú mobilné ako dvojmocné katióny Fe^{2+} a Mn^{2+} . Naopak, Fe^{3+} a Mn^{4+} už patria medzi nemobilné ióny a v povrchových podmienkach tvoria pevné minerály (tab. 5)

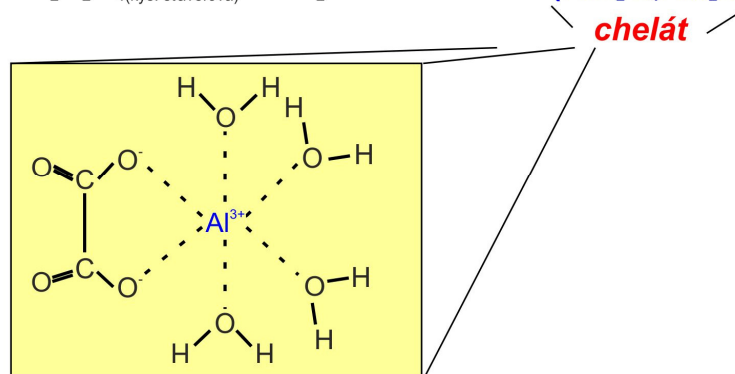
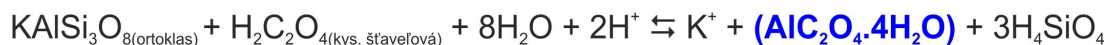
Ión	Polomer (Å)	Iónový potenciál (Z/r)	Spôsob vystupovania na povrchu (neutrálne pH, oxidačné podmienky)	
K^+	1,33	0,75	K^+	rozpustené ióny
Na^+	0,97	0,97	Na^+	
Ca^{2+}	0,99	2,02	Ca^{2+}	
Mn^{2+}	0,80	2,50	Mn^{2+}	
Fe^{2+}	0,74	2,70	Fe^{2+}	
Mg^{2+}	0,66	3,03	Mg^{2+}	Fe_2O_3 , hematit $\text{Al}(\text{OH})_3$, gibbsit MnO_2 , pyroluzit SiO_2 , kremeň
Fe^{3+}	0,64	4,68	$\text{Fe}(\text{OH})_3$	
Al^{3+}	0,51	5,88	$\text{Al}(\text{OH})_3$	
Mn^{4+}	0,60	6,66	$\text{Mn}(\text{OH})_4$	
Si^{4+}	0,42	9,52	H_4SiO_4	
B^{3+}	0,23	13,04	BO_3^{3-}	rozpustené oxyanióny
P^{5+}	0,35	14,28	PO_4^{3-}	
S^{6+}	0,30	20,00	SO_4^{2-}	
C^{4+}	0,16	25,00	CO_3^{2-}	

Tab. 5: Hodnoty iónového potenciálu hlavných prvkov horninotvorných minerálov a spôsob ich vystupovania na zemskom povrchu v oxidačnom prostredí s pH blízku 7 ($E_h > 0$, $\text{pH} \approx 7$). Ióny s potenciálom medzi 3 až 12 (nemobilné) v uvedených podmienkach precipitujú v podobe sekundárnych minerálov (zdroj: Blatt et al., 2006)

Mobilita základných prvkov tvoriacich väčšinu horninotvorných minerálov je uvedená v tab. 5. Mobilné ióny sú počas zvetrávania pomerne rýchlo uvoľňované z minerálov a sú ľahko transportované vodou (v závislosti od pH a E_h). Nemobilné prvky tvoria v oxidačných podmienkach zemského povrchu stabilné minerály, vďaka ktorým zostávajú v zvetrávacom profile. Ich vyluhovanie a transport je minimálny. Výnimkou je ich mobilita spôsobená reakciami s organickými látkami, alebo transport na povrch ílových minerálov (absorbpcia). Napríklad komplexy Fe^{3+} s organickými látkami umožňujú pomerne značnú mobilitu Fe^{3+} v povrchových vodách. Takéto komplexy označujeme ako **cheláty** (kapitola II.4.1).

II.4.1 Cheláty

Termínom **cheláty** sa označujú stabilné organické komplexy, v ktorých je atóm prvku uzavretý organickými skupinami. Vznikajú spojením anorganického iónu a organickej látky (kyseliny, aminokyseliny), ktorá musí byť schopná obsadiť najmenej 2 koordinačné miesta (má aspoň 2 voľné elektróny). Pri ich spojení vznikajú cyklické komplexy = cheláty (obr. II.4). Do chelátov prednostne vstupujú malé prvky s veľkým nábojom, ako sú Si^{4+} , Al^{3+} a kovové prvky (Fe^{3+}). Tieto prvky patria k nemobilným katiónom a za normálnych okolností zostávajú na mieste zvetrávania. Ich transport je umožnený práve extrakciou chelátujúcimi látkami, ktoré zabránia ich precipitácii do stabilných oxidov, hydroxidov a pod.



Obr. II.4: Schematický diagram znázorňujúci tvorbu komplexu Al^{3+} a kyseliny šťaveľovej = **chelát** (zdroj Blatt et al., 2006).

Prvky obklopené organickými látkami sú transportované až do momentu rozloženia organickej komponenty. K tomu dochádza napríklad pri vstupe do morskej vody s alkalickým pH, alebo oxidáciou organickej komponenty. Najväčší význam majú pri transporte Fe^{3+} .

Ak sú chelátujúce látky prítomné na povrchu minerálov, môžu svojím pôsobením akcelerovať alebo spomaľovať rýchlosť rozpúšťania daného minerálu.

II.5 Aktivita iónov (*a*) a iónová sila vody

Prvky a soli sú vo vode rozpustené vo forme hydratovaných katiónov a aniónov, kedy k sebe priťahujú molekuly vody a okolité ióny opačného náboja (obr. II.2). Ióny sa nimi obklopujú bez tvorby kryštálovej mriežky a vytvárajú s nimi tzv. **iónové páry** alebo tiež **komplexy**. Vo vytvorenom iónovom páre dôjde k vyrovnaniu príťažlivých síl opačne nabitých iónov a preto už tieto ióny nevstupujú do ďalších reakcií. Ich ochota vstupovať do ďalších chemických reakcií vedúcich k tvorbe minerálov sa tak znižuje. Termínom **aktivita** daného iónu (napr. aktivita Na) vyjadrujeme, koľko z prítomných iónov (napr. Na) rozpustených vo vode je skutočne voľných pre prebehnutie reakcie (napr. tvorbe NaCl).

Aktivita iónov (*a*) je termodynamická veličina, ktorá sa označuje aj ako **efektívna koncentrácia iónov** a môžeme ju vypočítať z Gibsovej voľnej energie. Zatiaľ čo absolútna koncentrácia iónu v roztoku zodpovedá množstvu všetkých rozpustených iónov daného prvku vo vode, pri efektívnej koncentrácii alebo aktivite iónu hovoríme o množstve iónov daného prvku ochotných vstupovať do reakcií.

Časť iónov rozpustených vo vode je viazaná v komplexoch, takže nie všetky ióny sú ochotné vstupovať do reakcií. Preto je efektívna koncentrácia takmer vždy menšia ako absolútna koncentrácia iónov. Čím viac bude ión daného prvku tvoriť komplexy (iónové páry) tým nižšia bude hodnota aktivity daného prvku.

Z toho vyplýva, že aktivita prvku je silne ovplyvňovaná množstvom iónov prítomných v danej vode. Čím viac iónov bude prítomných vo vode, tým viac budú vzájomne interagovať, následkom čoho sa bude znižovať ich ochota vstupovať do chemických reakcií: *S nárastom koncentrácie iónov dochádza k ich vzájomným interakciám a tým klesá ich aktivita.* Tento

fenomén sa označuje aj ako **iónová sila vody (I)**. Iónovú silu vody môžeme vypočítať podľa vzorca:

$$I = \frac{1}{2} \cdot \sum c_i \cdot Z_i^2$$

kde c je koncentrácia daného iónu v mol/l a Z je mocenstvo daného iónu.

Príklad: Voda obsahuje 0,003 mol/l Na^+ , 0,025 mol/l Ca^{2+} a 0,13 mol/l CO_3^{2-} . Aká je iónová sila daného roztoku?

$$I = \frac{1}{2} \cdot (\text{Na} \cdot 1^2 + \text{Ca} \cdot 2^2 + \text{CO}_3 \cdot 2^2)$$

$$I = \frac{1}{2} \cdot (0,003 \cdot 1^2 + 0,025 \cdot 2^2 + 0,13 \cdot 2^2) = \underline{\underline{0,3115}}$$

Sladká voda má nízku salinitu, čiže má nízku koncentráciu rozpustených iónov (tab.4). Nízky obsah iónov sťažuje tvorbu iónových párov, čo znamená, že takmer všetky ióny prítomné v sladkej vode budú ochotné kedykoľvek reagovať. Iónová sila sladkej vody je veľmi malá (cca 0,0015).

V morskej vode máme 35 ‰ rozpustených solí, čiže jej jónová sila je veľká (cca 0,72; tab.4). Pomerne vysoký obsah rozpustených iónov umožňuje ich väzbové interakcie. Časť iónov je tak vždy blokovaná v iónových pároch, čo vedie k znižovaniu ich efektívnej koncentrácie. V tomto prípade bude ich aktivita vždy nižšia než celková koncentrácia daného iónu v roztoku.

Viazanie iónov v iónových pároch a komplexoch má niekoľko významných aspektov. Napríklad ak dôjde v dôsledku vytvorenia anoxických podmienok k bakteriálnej redukcii sulfátových iónov (SO_4^{2-}), uvoľní sa veľké množstvo Mg, ktoré bolo predtým viazané v komplexe so sulfátovým iónom. Uvoľnené Mg potom môže vstupovať do ďalších reakcií, napríklad do tvorby dolomitu (Blatt et al., 2006). Komplexy s organickými kyselinami (cheláty) sú zas dôležité napríklad Fe^{3+} , ktoré je inak v povrchových podmienkach nemobilné.

II.6 Dynamická rovnováha, saturácia (Ω) a rovnovážna konštanta (K)

Aby došlo k precipitácii minerálu z vody, voda musí obsahovať dostatočné množstvo prvkov tvoriacich daný minerál. Inak povedané, musí obsahovať všetky zložky daného minerálu v dostatočnom pomere. Nasýtenosť vody stavebnými elementmi daného minerálu sa potom označuje ako **saturácia (saturation)**.

V zriedených roztokoch ako je riečna voda sa saturovanosť / nasýtenosť / s ohľadom na minerál stanovuje pomerne ľahko. V tomto prípade nasýtený roztok zodpovedá stavu, kedy sa minerál (napr. halit) prestal rozpúšťať, lebo voda už nedokáže prijať ďalšie ióny. V tomto momente je roztok nasýtený s ohľadom na daný minerál. Rozpúšťanie síce prebieha ďalej, ale rýchlosť rozpúšťania (k_1) je rovnaká ako rýchlosť jeho opätovnej tvorby (k_2). Stav, kedy je rýchlosť tvorby minerálu rovnaká ako rýchlosť jeho rozpúšťania ($k_1 = k_2$) sa označuje ako **dynamická rovnováha**.

V termodynamike sa tento stav vyjadruje pomocou **rovnovážnej konštanty (K)**. Rovnovážnu konštantu môžeme vypočítať z aktivity reagujúcich prvkov a aktivity produktu. Napríklad rovnovážnu konštantu pre reakciu $\text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ (rozpustený) $\rightleftharpoons \text{CaCO}_3$ vypočítame ako:

$$K_{\text{CaCO}_3} = \frac{a_{\text{CaCO}_3}}{a_{\text{Ca}} \cdot a_{\text{CO}_3}}$$

Hodnota rovnovážnej konštanty sa mení so zmenou teploty a tlaku, pričom platí, že: pri **K=1** sa dosiahne rovnováha v momente, keď je v zmesi rovnaké množstvo rozpustených reaktantov (Ca^{2+} a CO_3^{2-}) a výsledného produktu (CaCO_3).

K<1, bude rovnováha dosiahnutá skôr, čiže v zmesi budú dominovať reaktanty nad produktom (v zmesi bude viac rozpustených iónov Ca^{2+} a CO_3^{2-} ako vytvoreného CaCO_3).

K>1 bude rovnováha dosiahnutá v momente, keď bude vo výslednej zmesi viac produktu ako reaktantov.

Na lepšie pochopenie môžeme znovu použiť príklad tvorby kalcitu. S rastúcou teplotou klesá rozpustnosť CO_2 , ktoré sa musí z roztoku odstrániť precipitáciou kalcitu. V momente, keď bude dosiahnutá nová rovnováha, bude výsledný roztok chudobnejší o CO_2 (reaktant) a bohatší o CaCO_3 (produkt).

O roztoku **saturovanom na daný minerál** hovoríme vtedy, ak je daný minerál v dynamickej rovnováhe s okolitou vodou. Rozpúšťanie aj precipitácia stále prebieha, ale navonok nepozorujeme ani úbytok ani nárast sledovaného minerálu. V tomto bode je hodnota saturácie **$\Omega = 1$** .

O **nenasýtenom** alebo **podsaturovanom** roztoku na daný minerál (**$\Omega < 1$**) hovoríme vtedy, ak je koncentrácia iónov v roztoku nižšia, než je hodnota potrebná na dosiahnutie rovnováhy. V tomto prípade je roztok voči danému minerálu agresívny a bude ho rozpúšťať.

Ak je koncentrácia iónov vyššia než koncentrácia potrebná na dosiahnutie rovnováhy, roztok označujeme ako **supersaturovaný** alebo **presýtený**; **$\Omega > 1$** . Takýto roztok sa snaží zbaviť nadbytočných iónov v podobe precipitácie daného minerálu.

V koncentrovanejších roztokoch (morská voda) je výpočet saturácie vody ohľadom na daný minerál skomplikovaný zníženou aktivitou iónov v dôsledku vyššej iónovej sily morskej vody. Na výpočet saturácie (Ω) na daný minerál tak potrebujeme poznať aktivitu jednotlivých iónov v daných podmienkach (zloženie vody, teplota a tlak). Hodnotu saturácie potom vypočítame ako:

$$\Omega = \frac{IAP}{K}$$

kde IAP je aktivita minerálu (produktu) a K je rovnovážna konštantka reakcie daného minerálu pre danú teplotu a tlak. Napríklad IAP pre CaCO_3 vypočítame nasledovne:

$$IAP_{(\text{CaCO}_3)} = a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$$

kde za aktivitu Ca^{2+} a CO_3^{2-} dosadíme hodnoty platné pre daný roztok (teplota, tlak, prítomnosť iných iónov). CaCO_3 bude z daného roztoku vznikať iba v prípade, že výsledná hodnota Ω bude väčšia ako 1 (supersaturovaný roztok).

Ak to zhrnieme, potom:

$\Omega < 1$ – roztok je **podsaturovaný** na daný minerál = rozpúšťanie minerálu

$\Omega = 1$ – roztok je **saturovaný** na daný minerál = nepozorujeme zmenu

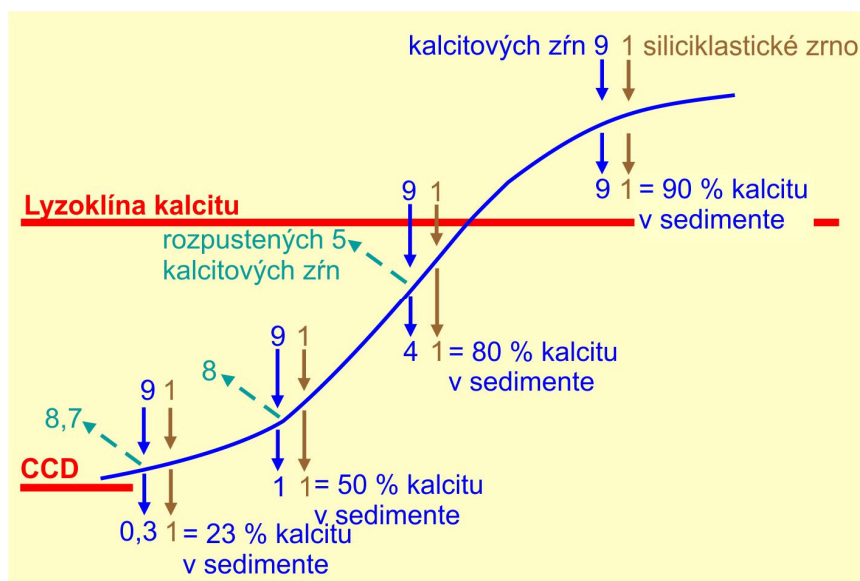
$\Omega > 1$ – roztok je **supersaturovaný** na daný minerál = tvorba minerálu

II.6.1 Lyzoklína a kompenzačná hĺbka

Termíny lyzoklína a kompenzačná hĺbka pre daný minerál sa odvodzujú od saturácie vody na tento minerál. Napríklad **lyzoklína** kalcitu zodpovedá saturácii vody na kalcit = 1. Nad lyzoklínou kalcitu je voda supersaturovaná na kalcit, čo znamená, že voda má tendenciu kalcit tvoriť a nerozpúšťa ho. Z tohto dôvodu organizmy s kalcitovými schránkami uprednostňujú prostredie nad lyzoklínou kalcitu a tu dochádza aj k jeho inorganickej precipitácii.

Pod lyzoklínou kalcitu je voda vzhľadom na kalcit podsaturovaná, čiže dochádza k rozpúšťaniu kalcitu. Rýchlosť rozpúšťania rastie s klesajúcou saturáciou. Hranica kedy je už rýchlosť rozpúšťania kalcitu väčšia než rýchlosť jeho dodávania sa označuje ako **CCD**, čiže **kalcit kompenzačná hĺbka** (calcite compensation depth).

Na obr. II.5 je znázornené ako sa s nárastom rozpúšťania kalcitu s hĺbkou mení jeho zastúpenie v sedimentoch. Aragonit je rozpustnejší ako kalcit, preto je lyzoklína aragonitu umiestnená nad lyzoklínou kalcitu a aragonit kompenzačná hĺbka (ACD) je umiestnená nad CCD.



Obr. II.5: Množstvo karbonátov v sedimente ako funkcia rýchlosti rozpúšťania (podľa Broecker, 2007). Množstvo karbonátov v sedimente je funkciou vodnej hĺbky a závisí od: **1)** rýchlosti sedimentácie a akumulácie nekarbonátových častíc (hnedá šípka); **2)** rýchlosti sedimentácie a akumulácie kalcitu (modrá šípka) **3)** rýchlosti rozpúšťania kalcitu (prerušovaná šípka)

Umiestnenie lyzoklín a kompenzačných hĺbok závisí od viacerých faktorov modifikujúcich saturáciu vody, ako je teplota, tlak, koncentrácia prvkov a plynov. Pristupujú aj ďalšie faktory ako je cirkulácia vody a organická produkcia. Ak použijeme príklad kalcitu, potom:

1) Nárast teploty spôsobuje pokles rozpustnosti CO_2 , čo vedie k precipitácii kalcitu. S narastajúcou teplotou sa teda lyzoklína kalcitu posúva do väčších hĺbok.

2) Nárast obsahu CO_2 vedie k jeho väčšiemu prestupu do oceánu. CO_2 sa v moriach rozpúšťa reakciou:



Produkcia H^+ iónov vedie k poklesu pH (kapitola II.7). Kyslé prostredie je voči kalcitu agresívne, čiže lyzoklína kalcitu a CCD sa posúvajú smerom k hladine.

3) Cirkulácia vody určuje, ako rýchlo sa z vody odstráni CO_2 vznikajúce rozkladom organickej hmoty na morskom dne. V prípade horšej cirkulácie dochádza k acidifikácii vody (viď bod 2) a posunu línií smerom k hladine.

4) Miesta výstupu studenej vody z dna (upwelling) sú typické vysokým obsahom živín a nízkym obsahom kyslíka. Vysoký obsah živín spôsobuje mohutný rozvoj organizmov, z ktorých väčšina tvorí karbonátové schránky. Vysoká produkcia kalcitových schránok spôsobí lokálny nárast saturácie vody na kalcit, čo v danej lokalite zníži rýchlosť ich rozpúšťania. Výsledkom bude posúvanie sa CCD do väčších hĺbok.

V súčasnosti sa v oceánoch hĺbka lyzoklíny kalcitu pohybuje od cca 2 500 m v Pacifiku po cca 4 000 m v Atlantiku. Hĺbka uloženia CCD sa mení od 4 200 – 4 500 m v Pacifickom oceáne po 5 000 m v miernych a tropických oblastiach Atlantického oceánu. Hladina aragonitovej lyzoklíny je cca 500 m v Pacifiku a 2 000 m v Atlantiku. Rozdiely v hĺbke uloženia lyzoklín a CCD v jednotlivých oceánoch vyplývajú z rozdielu v ich cirkulácii (kapitola I.3.2). Pacifický oceán je starší a rozklad organickej hmoty v ňom spôsobil kyslejšie pH hlbokých oceánskych vôd v porovnaní s Atlantikom, čo viedlo k posunu hladín smerom hore.

Posun hladín s nárastom acidifikácie vody vplyvom globálneho nárastu obsahu CO_2 nemá významný vplyv na organizmy žijúce v plytkých vodách, ale má výrazný vplyv na organizmy žijúce v hlbokých vodách. Spôsobuje masívne vymieranie hlbokomorských spoločenstiev a/alebo ich posúvanie do menších hĺbok. Úroveň hladiny CCD tiež určuje hĺbku, po ktorú ešte môžu vznikajú akumulácie karbonátov.

II.7 Acidita (pH) a alkalinita prostredia

Faktor vyjadrujúci **aciditu prostredia** (vody) sa označuje ako **pH**. Zodpovedá negatívnemu 10 logaritmu aktivity vodíkových iónov v roztoku:

$$pH = -\text{Log}_{(10)} \cdot a_{H^+}$$

Príklad: aktivita H^+ iónov = 0,0001. Aké je pH?

$$pH = -\text{Log}_{(10)} \cdot 0,0001 = 4,$$

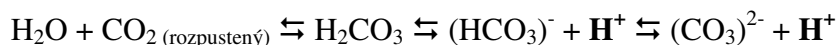
PH roztoku je 4.

Príklad: aktivita H^+ iónov = 0,000001. Aké je pH?

$$pH = -\text{Log}_{(10)} \cdot 0,000001 = 6$$

PH roztoku je 4.

Zjednodušene povedané, čím viac je v roztoku voľných H^+ iónov, tým nižšie je pH. Vodíkové ióny vznikajú rozkladom vody na H^+ a OH^- a ďalšími chemickými a biochemickými reakciami, ktoré produkujú H^+ ióny. Najvýznamnejšie hodnotu pH ovplyvňuje proces viazania CO_2 vo vode, pri ktorom sa uvoľňujú H^+ ióny:



Platí:

Neutrálne prostredie: pH = 7 (hodnota sa môže nepatrne meniť v závislosti od teploty a tlaku).

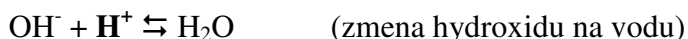
Acídne (kyslé) prostredie: pH menej ako 7; → vysoká aktivita H⁺

Alkalické (zásadité) prostredie: pH viac ako 7; → nízka aktivita H⁺

V prírode sa hodnota pH pohybuje v intervale od pH = 1 do pH = 11. Vyššie hodnoty sa vyskytujú len zriedkavo, napr. v hypersalinných alkalických jazerách (jazero Magadi). **Dažďová voda** má neutrálne až slabo kyslé pH, ktoré je spôsobené vstupom atmosférického CO₂ do dažďových kvapiek. **Pôdna a podzemná voda** majú pH blízke 4 – 5, ktoré je spôsobené ďalším pridávaním CO₂ dýchaním organizmov, produkciou organických a anorganických kyselín a rozkladom organickej hmoty v pôde. **Močiarna voda** má pH 4 z rovnakého dôvodu. **Riečna voda** má pH blízke neutrálnemu, zatiaľ čo **morská voda** má pH slabo alkalické (8,3). PH morskej vody sa v priebehu času nepatrne mení s množstvom CO₂ v atmosfére. Vyšší prechod CO₂ z atmosféry do vody spôsobuje jej acidifikáciu vyššie uvedenou reakciou.

PH je dôležitý faktor ovplyvňujúci rozpustnosť a precipitáciu minerálov. Hodnoty pH, pri ktorých prudko narastá rozpustnosť minerálu, sú špecifické pre každý minerál. Napríklad rozpustnosť kremeňa prudko stúpa pri hodnotách pH nad 9, zatiaľ čo karbonáty sú pri takomto pH stabilné.

Termínom **alkalinita prostredia** sa označuje schopnosť prostredia neutralizovať aciditu a len čiastočne zodpovedá termínu pH. Acidita (pH) je tvorená H⁺ iónmi, zatiaľ čo alkalinita je tvorená najmä prítomnosťou OH⁻, CO₃²⁻ a HCO₃⁻ iónov. Spomínané ióny reagujú s uvoľnenými H⁺ iónmi a tak ich eliminujú z prostredia. Najdôležitejšie reakcie sú:

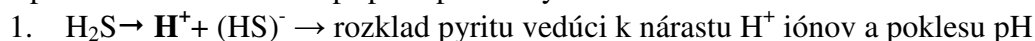


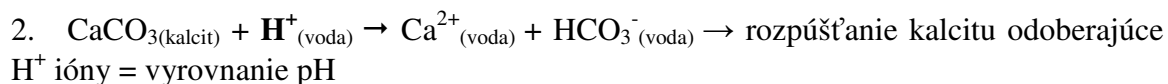
Môžeme si všimnúť, že ide o reakcie opačného smeru ako v prípade reakcií vedúcich k produkcii H⁺ iónov. Reverzibilita týchto reakcií spôsobuje, že väčšina povrchových vôd si udržuje pH blízke neutrálnemu. Schopnosť prostredia eliminovať vznikajúce ióny H⁺, čiže alkalinitu prostredia, vypočítame ako rozdiel sumy aniónov schopných viazať H⁺ a sumy prítomných H⁺ iónov:

$$\text{Alkalinita} = (\text{OH}^- + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}) - \text{H}^+$$

Termín alkalinita môže byť v povrchových prírodných systémoch zamieňaný za termín **pufrovanie (buffered)**. Pufrované roztoky (buffered solution) sú odolné voči zmenám pH vznikajúcich narastaním obsahu H⁺ iónov. Ako sme si už povedali, rezistencia k zmenám pH je spôsobená prítomnosťou látok eliminujúcich pridávané H⁺ ióny, teda prítomnosťou OH⁻, CO₃²⁻ a HCO₃⁻ iónov. Tieto ióny sú **pufre**, ktoré zabezpečujú stabilné pH vody.

Napríklad produkcia H⁺ iónov spôsobená rozpúšťaním pyritu by normálne viedla k drastickému poklesu pH vody. V pufrovaných roztokoch však dôjde ku konzumácii H⁺ iónov a pH zostane v ideálnom prípade prakticky nezmenené:





V prípade, že vo vode bude viac H^+ iónov ako karbonátových a bikarbonátových iónov (napr. prílev kyslej banskej vody), dôjde k prekonaniu pufrovacej schopnosti HCO_3^- a CO_3^{2-} iónov s následným poklesom pH vody.

II.8 Oxidačno – redukčný potenciál (*Eh* alebo *pe*) = redox potential

Oxidačno – redukčný potenciál je faktor, ktorý vyjadruje schopnosť prostredia redukovať alebo oxidovať prvky. Platí, že **oxidácia** je súbor chemických reakcií, pri ktorých prvok stráca elektrón a jeho valenčné číslo tým narastá:

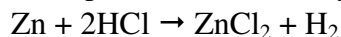


Redukčné reakcie spotrebúvajú voľné elektróny, čím dochádza k znižovaniu valenčného čísla prvku:



Voľné elektróny sa nemôžu hromadiť v sedimente, pretože by vznikal elektrický náboj. Všetky elektróny, ktoré jedna látka uvoľní musí iná látka prijať. Platí, že látka, ktorá výdajom valenčných elektrónov zvyšuje svoj oxidačný stav (je oxidovaná) zároveň pôsobí na svoje okolie ako redukčný činiteľ.

Príklad: Pri reakcii Zn s kyselinou chlorovodíkovou za vzniku vodíka je Zn oxidovaný a zároveň pôsobí ako redukčný činiteľ (zdroj elektrónov) na H:

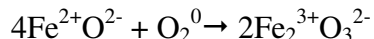


Z hľadiska výmeny elektrónov si túto reakciu môže rozdeliť na dve:

1. oxidácia zinku: $\text{Zn}^0 + 2\text{HCl} \rightarrow \text{Zn}^{2+}\text{Cl}_2 + 2\text{e}^- + \text{H}_2$
2. redukcia vodíku: $\text{Zn} + 2\text{H}^+\text{Cl} + 2\text{e}^- \rightarrow \text{ZnCl}_2 + \text{H}_2^0$

Z uvedeného príkladu zároveň vyplýva, že k oxidácii môže dôjsť aj bez prítomnosti kyslíka. Kyslík však jednoznačne zostáva najbežnejším oxidačným činiteľom (odoberateľom elektrónov) v sedimentačných prostrediach.

Príklad: Oxidácia oxidu železnatého za prítomnosti kyslíka:



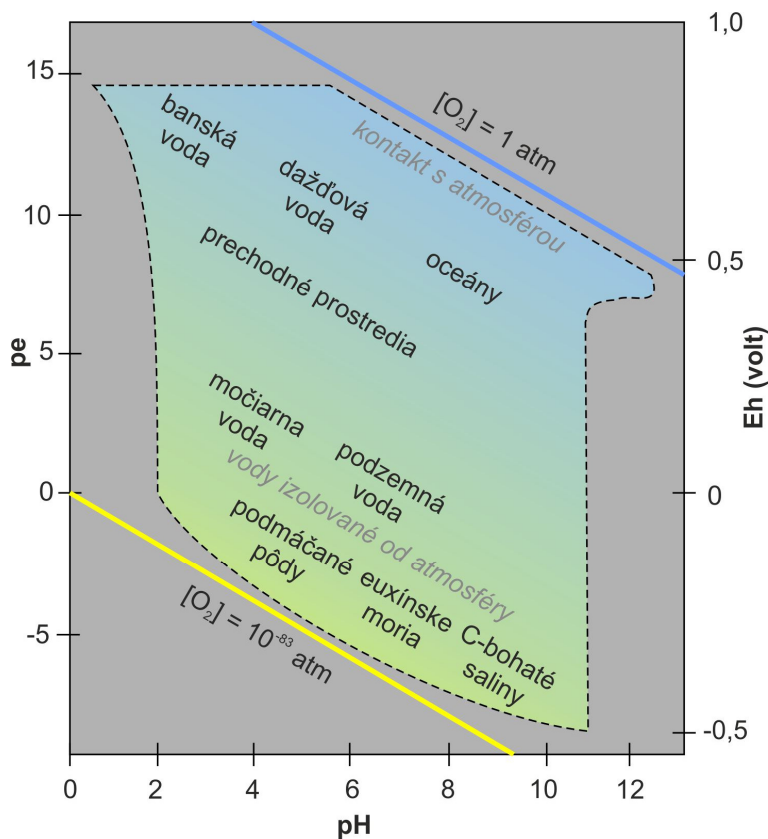
kde kyslík prijme 4 elektróny uvoľnené oxidáciou Fe:

1. oxidácia železa: $4\text{Fe}^{2+}\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3 + 4\text{e}^-$
2. redukcia kyslíka: $4\text{FeO}^{2-} + \text{O}_2^0 + 4\text{e}^- \rightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_3^{2-}$

Ak to zhrnieme, tak **redukčné prostredie**, vyjadrené negatívnymi hodnotami Eh, zodpovedá prostrediu, kde došlo k zníženiu valenčného stavu katiónov spojeného s prijatím elektrónov z prostredia. Väčšinou je viazané na neprítomnosť kyslíka, ktorý by uvoľnené elektróny prijal.

V **oxidačnom prostredí** dochádza k zvýšeniu valenčného stavu katiónov spojeného s uvoľnením elektrónov do okolia a je vyjadrené pozitívnymi hodnotami Eh. Väčšinou je spojené s prítomnosťou kyslíka, ktorý uvoľnené elektróny prijme.

Ako vidieť z uvedených príkladov, oxidácia aj redukcia zodpovedá migrácii elektrónov. Oxidačno – redukčný potenciál sa preto vyjadruje buď ako negatívny logaritmus aktivity elektrónov - **pe**, alebo ako relatívna intenzita oxidácie alebo redukcie v roztoku – **Eh**. V tomto prípade sa redukčný potenciál prostredia porovnáva s referenčnou hodnotou získanou z reakcie: $2\text{H}^+ + 2\text{e}^- \rightarrow \text{H}_2$, v laboratórnych podmienkach (25° C, atmosférický tlak), kedy je $E_h = 0$. Hodnota Eh sa udáva vo voltoch. V slovenskej literatúre sa uprednostňuje vyjadrovanie oxidačno – redukčného potenciálu vo forme Eh. Vzťah medzi pe a Eh je znázornený na obr. II.6. Platí, že $E_h = 0$ zodpovedá 0,059 pe.

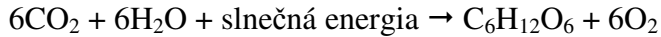


Obr. II.6: Znázornenie vzťahu Eh a pe na príklade povrchových vôd (upravené podľa Faure, 1991)

Oxidačno – redukčné reakcie môžu v sedimentoch prebiehať čisto chemicky, ale väčšinou sa jedná o biochemické a biologické reakcie. Je to spôsobené tým, že povrch Zeme je husto osídlený rôznymi formami organizmov, pričom všetky reakcie vedúce k tvorbe a rozkladu organickej hmoty sú v skutočnosti oxidačno – redukčné reakcie (obr. II.7).

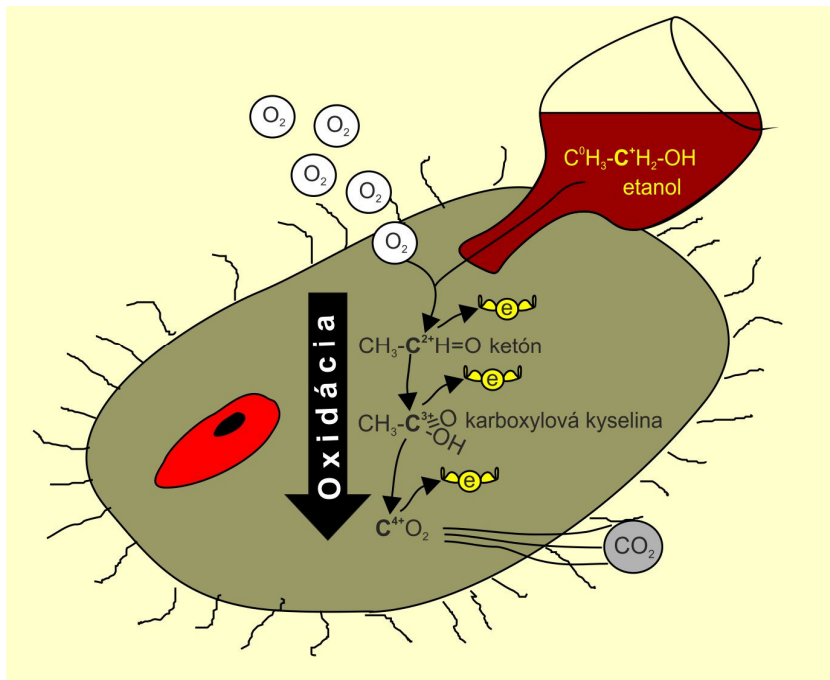
II.9 Organizmy a ich príspevok k Eh, pH, rozkladu a precipitácii minerálov

Organizmy svojou činnosťou výrazne urýchľujú oxidačno – redukčné reakcie vedúce k rozkladu alebo precipitácii minerálov. Táto skutočnosť vyplýva z povahy reakcií, pri ktorých sa buduje alebo rozkladá organická hmota. Pri tvorbe organickej hmoty dochádza k redukcii uhlíka z formy $C^{4+}O_2$ do $C^0_6H_{12}O_6$:



Naopak, pri rozklade organickej hmoty dochádza k oxidácii organického uhlíka C^0 do $C^{4+}O_2$ (obr. II.7), takže všetky reakcie vedúce k tvorbe a rozkladu organickej hmoty sú oxidačno – redukčné.

Tvorba organickej hmoty vyžaduje prísun energie (slnčné žiarenie); sú to endotermické reakcie. Rozkladom organickej hmoty sa energia uvoľňuje, sú to exotermické reakcie. Túto energiu organizmy využívajú na svoj rast a pohyb.



Obr. II.7: Zjednodušená schéma oxidačno-redukčných reakcií v organizmoch na príklade rozkladu organickej hmoty baktériou za účelom získania energie pre životné pochody. Celý systém funguje na princípe oxidačno-redukčných reakcií, kedy rozklad organických látok oxidáciou uvoľňuje elektrón (energiu), pričom je uvoľnenie elektrónu sprevádzané zmenou mocnosti uhlíka z C^0 (organické látky) na C^{4+} , čo umožní jeho odstránenie v podobe CO_2 .

Nie všetky organizmy majú rovnaký vplyv na tvorbu a rozklad minerálov. Z hľadiska získavania energie rozdeľujeme organizmy na:

1. Autotrofné organizmy si tvoria vlastnú organickú hmotu, pričom využívajú externý zdroj energie. Z geologického hľadiska sú menej zaujímavé **fotoautotrofné**, čiže fotosyntetizujúce organizmy, ktoré ako zdroj energie využívajú slnečné žiarenie. Fotón zo Slnka „nabije“ existujúci elektrón a dostane ho do vyššieho spinového stavu. Táto energia sa potom využije pri tvorbe organickej hmoty reakciou uvedenou vyššie.

Geologicky významnejšie sú **chemoautotrofné**, alebo inak **litotrofné** organizmy žijúce mimo dosah slnečného svetla. Ako zdroj energie využívajú elektróny v kryštálových mriežkach minerálov substrátu, pričom sa opäť využívajú oxidačno – redukčné reakcie. V zjednodušenom príklade baktéria vylúči na povrch minerálu napríklad kation Fe^{3+} , ktorý zreaguje

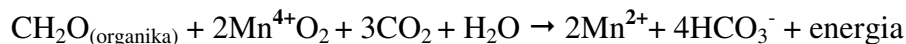
s väzbovým elektrónom minerálu na Fe^{2+} . Organizmus si elektrón z Fe^{2+} zoberie a znovu vytvorený Fe^{3+} pošle po ďalší elektrón. V mineráli spôsobí odstránenie väzbového elektrónu rozpad väzby a minerál sa rozkladá. Litotrofné organizmy teda nahradili slnečné žiarenie energiou (elektrónmi) derivovanou z oxidačno - redukčných reakcií medzi anorganickými molekulami vo svojom prostredí, ktoré katalyzujú enzymaticky.

Do tejto skupiny organizmov patria rôzne Fe, S, N a CH_4 oxidujúce baktérie, ktoré sa vyskytujú najmä v extrémnych podmienkach horúcich prameňov na kontinentoch a v moriach, ale bežné sú aj v sedimentoch a pôdach. Ako výsledok ich katalytickej činnosti dochádza k precipitácii rôznych sekundárnych minerálov, najmä železa, okolo a vo vnútri ich kolónii. Na našom území sú to napríklad aeróbne autotrofné baktérie rodu *Thyobacillus*, rozkladajúce sulfidy (pyrit) na oxidy Fe.

2. Heterotrofné organizmy získavajú energiu na životné pochody a stavbu svojich tiel rozkladom už vytvorenej organickej hmoty (cukrov, tukov, bielkovín), ktorú prijali požitím. Geologicky menej významné sú **aeróbne organizmy**, ktoré na rozklad prijatej organickej hmoty využívajú kyslík (obr. II.7).

Z hľadiska biochemickej tvorby minerálov sú dôležité **anaeróbne organizmy** žijúce v oblastiach bez prístupu kyslíka, ktoré na oxidáciu organickej hmoty využívajú iné prvky zo svojho okolia. Patria sem Mn, Fe, a sulfáty redukujúce baktérie (napr. rod *Desulfovibrio*). Energiu na životné procesy získavajú rozkladom organickej hmoty oxidačno - redukčnými reakciami, kde je oxidačný účinok kyslíka nahradený redukciou Mn^{4+} na Mn^{2+} , redukciou Fe^{3+} na Fe^{2+} , či redukciou sulfátových aniónov S^{6+}O_4 alebo síry S^0 na S^{2-} .

Príklad: Využitie Mn^{4+} na odoberanie elektrónov (e) pri rozklade organickej hmoty:



Význam týchto reakcií si môžeme uviesť na príklade tvorby sedimentárnych železných a mangánových rúd. Redukcia Fe^{3+} na Fe^{2+} , alebo Mn^{4+} na Mn^{2+} vedie k nárastu mobility týchto prvkov (kapitola II.4). Ich bakteriálnou redukciou tak dochádza k nárastu ich migrácie v pórových fluidách až do miesta ich opätovnej oxidácie. V prípade vhodných podmienok tak môže dôjsť k vytvoreniu ložiskových akumulácii železa a mangánu. Rovnako ovplyvňujú tieto baktérie aj vznik fosfátov a sedimentárnych sulfidických rúd.

Pre významný vplyv organizmov označujeme chemické reakcie vedúce k rozpadu a precipitácii minerálov ako **biochemické reakcie**.

Organizmy ovplyvňujú takmer všetky nízkoteplotné minerálne reakcie na povrchu Zeme. Takmer všetky sedimenty a sedimentárne horniny boli nejakým spôsobom ovplyvnené organizmami. Generálne môžeme povedať, že pre rozklad a tvorbu minerálov majú najväčší vplyv prokaryotické organizmy, najmä cyanobaktérie. Štúdiu tvorby minerálov vplyvom metabolických pochodov baktérií a iných prokaryota sa venuje celý vedný odbor - **geobiológia**. Z učebných textov venujúci sa geobiológii je novinkou slovenský učebnice Základy geomikrobiológie (Konhauser, 2007) od Majzlana a Majzlana (2015). Obsahuje kapitoly venujúce sa vlastnos-

tiam organizmov, ich metabolizmu, biomineralizácii, mikrobiálnemu zvetrávaniu a pod. Jednou z nových anglických učebníc v tomto odbore je učebnica Knoll et al. (eds., 2012).

Súhrnom možno povedať, že metabolické pochody organizmov významne ovplyvňujú sedimenty a sedimentárne horniny. Fotoautotrofné organizmy odoberajú CO₂ zo svojho okolia a produkujú kyslík, čím modifikujú pH a Eh. Pri metabolickom spaľovaní fotosyntézou vytvorených organických látok, alebo pri rozklade organickej hmoty, prebieha reakcia opačným smerom = produkcia CO₂. Uvoľňovanie CO₂ pri rozklade organickej hmoty a jeho následné rozpúšťanie vo vode spôsobuje pokles pH prostredia. Zmeny pH a Eh priamo ovplyvňujú zvetrávacie reakcie a produkcia CO₂ je dôležitá pre tvorbu karbonátov.

Metabolické procesy organizmov urýchľujú prebiehajúce chemické reakcie a zvyšujú mobilitu niektorých chemických prvkov. Geologicky významné baktérie sa priamo podieľajú na rozpúšťaní a precipitácii minerálov a ich činnosť môže viesť až k tvorbe ekonomicky významných ložísk nerastných surovín.

Veľká časť sedimentárnych hornín je priamo budovaná anorganickými schránkami organizmov, ktoré si organizmy vytvorili extrakciou látok z okolitej vody a katalyzovaním ich precipitácie. Patria sem vápence budované CaCO₃ schránkami koralov, ulitníkov, rias, atď., ako aj silicity budované opálovými schránkami radiolárií, silicispongií, diatomaceae, atď.

Termínom „**morský sneh**“ (**marine snow**) sa označujú agregáty obsahujúce organické zvyšky a anorganické schránky planktonických organizmov, ktoré klesajú z povrchovej vrstvy vody smerom k oceánskemu dnu. Agregáty vznikajú zlepovaním sa organických a anorganických zvyškov organizmov vplyvom vyprodukovaných organických látok (hlienu). Len vďaka zlepeniu sa do väčších častíc môžu tieto schránky sedimentovať na morskom dne a vytvárať **hlbokomorský kal (ooze)**. Morský sneh je zdrojom potravy pre hlbokomorské organizmy a zároveň umožňuje vznik hlbokomorských vápencov a silicitov. Vzťah klimatických podmienok, oceánskeho prúdenia a organickej produkcie sa venuje biologická oceánografia (napr. učebnice Lalli a Parsons, 1997; Miller a Wheeler, 2012).

II.10 Farba sedimentov a pôd

Farba sedimentov a pôd odráža oxidačno – redukčné podmienky v sedimente počas depozície a diagenézy. Od nich závisí valencia prvkov tvoriacich farebné minerály ako aj prítomnosť organickej hmoty, ktorá má tiež vplyv na výslednú farbu sedimentu.

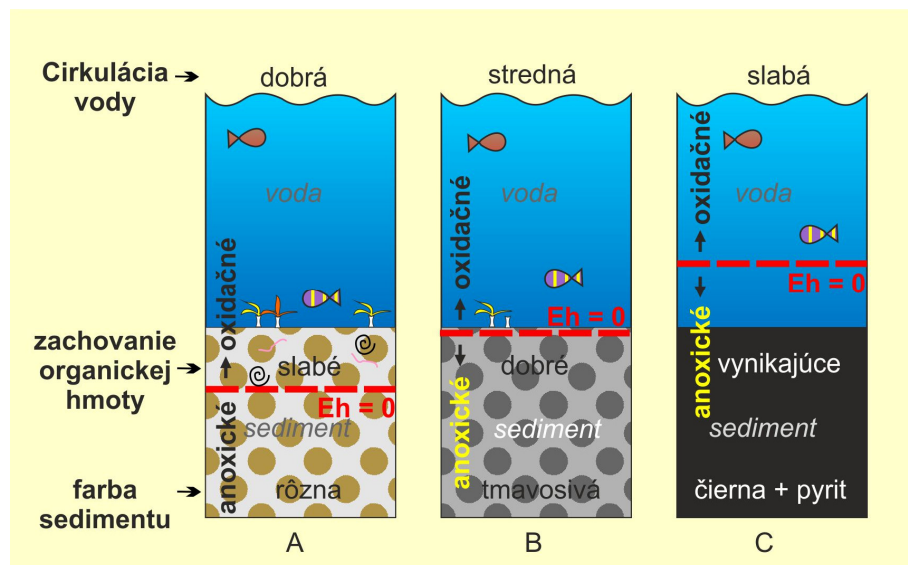
II.10.1 Vzťah kyslík – organická hmota a ich vplyv na sfarbenie sedimentu

V moriach a oceánoch sa kyslík dostáva do vody len na styku s atmosférou alebo fotosyntézou vo fotickej zóne. Najviac kyslíka je teda v povrchovej časti telesa vody a jeho ďalšia distribúcia silne závisí od cirkulácie v danom telese vody. V prípade dobrej cirkulácie je kyslík prítomný v celom telese voľnej vody. Obsah rozpusteného kyslíka vo vode je kontrolný faktor určujúci množstvo organickej hmoty prvého cyklu v sedimente, kde rozklad organickej hmoty spotrebováva kyslík reakciou:



Obsah kyslíka určuje, koľko organickej hmoty sa rozloží a aká bude výsledná farba sedimentu. Napríklad množstvo organickej hmoty v sedimentoch kontinentálneho šelfu v mexickom zálive je pod 1,5 % v zóne s obsahom kyslíka 5 ml/l (Friedman & Sanders, 1978). V hlbších častiach s obsahom kyslíka pod 3 ml/l stúpa obsah organickej hmoty v sedimente na 5 %. Na základe obsahu kyslíka vo vode rozdeľujeme prostredia na:

1. **Aerobné (aerobic):** viac ako 1 ml rozpusteného kyslíka na jeden liter vody
2. **Dysaerobné (dysaerobic):** jeden liter vody obsahuje 0,1 – 1 ml rozpusteného kyslíka
3. **Anaerobné (anaerobic):** jeden liter vody obsahuje 0 – 0,1 ml rozpusteného kyslíka



Obr. II.8: Hranica oxidačného a anoxického prostredia (hrubá prerušovaná červená čiara; Eh = 0) sa môže vyskytovať **A)** vo vnútri sedimentu; **B)** tesne pod povrchom sedimentu; **C)** v telese vody (Tucker, 2001)

V prostredí s dostatkom kyslíka sa všetka organická hmota rozloží na CO_2 a výsledný sediment môže mať pestré farby (okrová, červená; obr. II.8A). Pod povrchom sedimentu je dostatok kyslíka, ktorý umožňuje prežitie organizmov živiacich sa prežiaraním sedimentu. Výsledkom je častá bioturbácia.

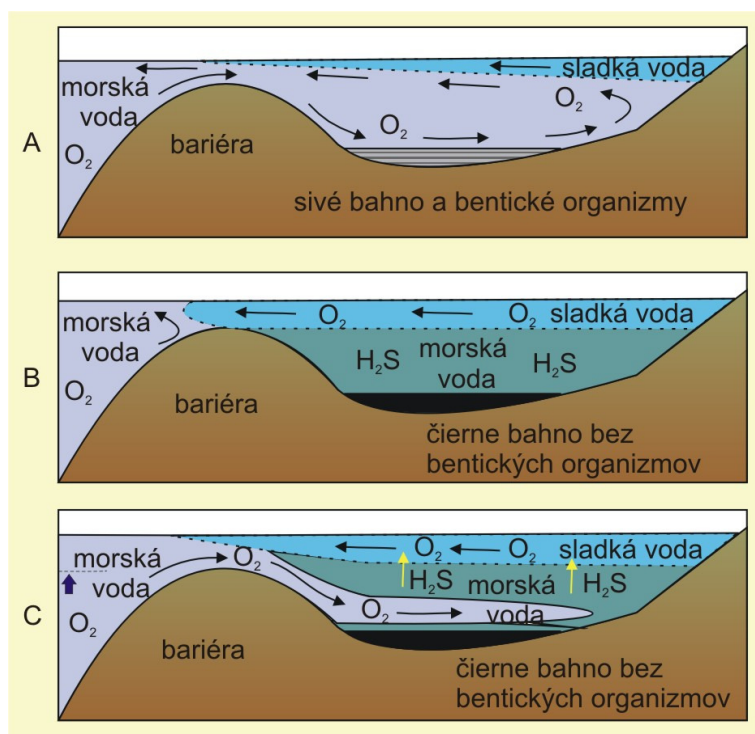
Vo vodnom prostredí, kde je kyslíka približne rovnako ako rozkladajúcej sa organickej hmoty sa všetok kyslík spotrebuje na jej rozklad. Eh prostredia sa zmení na redukčné už tesne pod povrchom sedimentu. Výsledné sivé a zelené farby sú spôsobené zvyšnou organickou hmotou (šedá) a prítomnosťou redukčných Fe^{2+} minerálov ako sú glaukonit a chlorit (obr. II.8B), ktoré sú zelenej farby. Nedostatok kyslíka tesne pod povrchom sedimentu minimalizuje bioturbáciu.

V prípade veľmi nízkeho obsahu kyslíka v pomere k obsahu organickej hmoty, množstvo kyslíka nestačí na jej rozklad. Hranica anoxického prostredia sa môže nachádzať už vo vode nad povrchom sedimentu. Vysoký obsah nerozloženej organickej hmoty spôsobí čierne sfarbenie sedimentu. Nedostatok kyslíka sa prejaví aj neprítomnosťou dnových organizmov a bioturbácie (obr. II.8C).

Nízky obsah kyslíka je najčastejšie spôsobený zlou cirkuláciou, ktorá nedokáže zabezpečiť dostatočný prísun kyslíka z povrchových vôd. Slabá až žiadna cirkulácia tak spôsobuje vznik stratifikovaných telies vody, kde sa pri dne nachádza zóna bez kyslíka. Takéto panvy sa označujú termínom **anoxické panvy**. V zóne bez kyslíka profitujú anaeróbne organizmy, ktoré na metabolické pochody využívajú redukciu síry. Vedľajším produktom sulfát (SO_4^{2-}) re-

dukujúcich baktérii (napr. rod *Desulfovibrio*) je jedovatý plyn – sírovodík. Prostredie s obsahom H_2S sa nazýva **euxinické** (podľa Pontus Euxinus = Čierne more). Rozhranie medzi vodou obsahujúcou kyslík a vodou obsahujúcou sírovodík korešponduje s hodnotou $Eh = 0$. Toto rozhranie môže byť situované vnútri vodnej panvy alebo vnútri intersticiálnej (juvenilnej) vody v sedimentoch panvy (obr. II.8). Keďže je sírovodík jedovatý plyn, jeho prítomnosť silne obmedzuje prítomnosť organizmov. Prítomnosť sulfidov (S^{2-}) sa v sedimentárnom zázname prejaví prítomnosťou pyritu. Pyrit je tak bežnou súčasťou tmavých morských sedimentov. Termínom **framboidálny pyrit** sa opisujú viac alebo menej sférické agregáty mikrokryštálov pyritu, ktoré su typické pre toto prostredie.

K stratifikácii telies vody dochádza pri obmedzení cirkulácie napr. vrstvou sladkej vody pri hladine a / alebo prekážkou na dne. Panvy s malým až žiadnym obsahom kyslíka na dne sa vyznačujú estuáriovým typom cirkulácie (kapitola I.3.2.6), napr. fjordy. Vrstva sladkej vody môže v bazénoch čiastočne oddelených od otvoreného mora spôsobiť neprítomnosť kyslíka v spodnej časti tvorenej hustejšou morskou vodou (obr. II.9). V prípade, že je vrstva sladkej vody hrubá viac ako je hĺbka vody nad prekážkou oddeľujúcou bazén od otvoreného mora, zabráni táto vrstva prieniku normálne okysličenej vody z otvoreného mora. Pod vrstvou ľahkej sladkej vody sa spotrebuje kyslík a bez prísunu čerstvej, okysličenej morskej vody sa pri dne vytvorí vrstva neokysličenej vody (obr. II.9B). Následne môže dôjsť k bakteriálnej produkcii sírovodíka. V prípade, že hladina mora náhle stúpne, okysličená morská voda sa dostane do panvy a umiestni sa v úrovni zodpovedajúcej jej hustote. Ak sa okysličená voda umiestni pod vodou obsahujúcou sírovodík, vytlačí jedovatý plyn smerom k hladine a môže spôsobiť hromadné otravy organizmov (obr. II.9C). K takýmto udalostiam dochádzalo v Čiernom mori počas pleistocénnych interglaciálov.



Obr. II.9: Typy semiizolovaných paniev (upravené podľa Ström, 1939 in Friedman a Sanders, 1978). **A)** Dobre ventilované panvy, ktoré sú dostatočne zásobované kyslíkom z morskej vody – napr. fjordy. **B)** Euxínske panvy, kde výška bariéry určuje úroveň stratifikovanej vody bez kyslíka. Sladká voda s nižšou hustotou bráni prístupu okysličenej morskej (miešanie s morskou vodou je pomalé). Napr. časti Čierneho a Baltického mora, niektoré fjordy. **C)** Občasne ventilované panvy – nárast morskej hladiny spôsobí prísun okysličenej morskej vody cez prekážku. Okysličená morská voda sa umiestni na základe svojej hustoty, pričom jej umiestnenie pod vodou obsahujúcou H_2S , môže spôsobiť vytlačenie H_2S do plytších úrovní a masívny úhyn organizmov. Napr. Čierne more počas kvartérnych období.

II.10.2 Sfarbenie sedimentov a pôd

Sfarbenie sedimentov a pôd spôsobuje prímies farebných minerálov a organickej hmoty. Najbežnejšími minerálmi určujúcimi farbu sedimentu sú minerály železa. Ich farba závisí od podmienok v sedimente/pôde.

Červenú farbu spôsobuje prítomnosť hematitu $\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$, a to už v koncentráciách menších než 1%. Hematit vzniká oxidáciou Fe minerálov v suchej (aridnej) klíme. Je zodpovedný za červené sfarbenie púštnych pieskov a je typický aj pre pôdy semiaridného kontinentálneho prostredia.

Červenohnedé až žltohnedé sfarbenie spôsobuje prítomnosť goethitu a minerálov skupiny limonitu (oxihydroxidy Fe^{3+}). Okrové až žltohnedé sfarbenie pôd tiež indikuje oxidačné prostredie, ale humídnejšiu klímu ako v prípade červeného (hematitového) štádia. Zároveň môže byť toto sfarbenie medzistupňom pri tvorbe červených pôd (krátke vystavenie oxidácii). Oxihydroxidy Fe sa totiž vyplavujú zo zvetrávaných hornín pred stabilnejším hematitom. Červené až červenohnedo sfarbené hlbokomorské sedimenty (radiolarity, červené íly) sú výsledkom nulového terigénneho prínosu, dobre okysličenej vody a prítomnosti Fe vo forme oxyhydroxidov. Červené sfarbenie sa vytvorí dehydratáciou oxihydroxidov na hematit, čo spôsobuje aj zmenu farby zo žltohnedej na červenú.

Sivozelenú až zelenú farbu spôsobuje prítomnosť Fe^{2+} minerálov. V sedimentoch a pôdach sú to často ílové minerály a iné fylosilikáty zelenej farby, napr. glaukonit, chlorit, chamozit a berthierin. Vzniká redukciou Fe^{3+} v sedimente, zaplavených pôdach, alebo pod hladinou podzemnej vody. Zelená farba tak indikuje redukčné (zamokrené, postoxidačné) prostredie.

Sivá a čierna farba je spôsobená prítomnosťou organickej hmoty. Prítomnosť nerozloženej organickej hmoty indikuje anoxické prostredie. Podobné sfarbenie dáva aj jemno rozptýlený pyrit, ktorý je tiež typický pre redukčné ale sulfidické prostredie.

Žltá a olivová farba je výsledkom miešania farebných pigmentov, najmä organickej hmoty a minerálov Fe^{2+} . Poukazuje na redukčné prostredie.

Svetlomodré sfarbenie spôsobuje prítomnosť anhydritu. Ten je ale pre svoju vysokú rozpustnosť prítomný len zriedkavo.

Škvrité / mramorizované / sfarbenie vzniká prenikaním vody s redukčnými podmienkami cez diskontinuity alebo priepustnejšie vrstvy do sedimentov vytvorených v oxidačných podmienkach, alebo naopak. V prvom prípade spôsobí prenikajúca redukčná voda zelenosivé sfarbenie diskontinuit a ostatný sediment si zachováva pôvodnú, napr. žltohnedú, farbu. Tento typ sfarbenia je bežný v jazerných sedimentoch postihnutých pedogenézou (tvorbou pôdy napr po vysušení jazera). Druhým spôsobom vzniku škvritého sfarbenia je prepracovanie bioturbáciou, kedy má sediment prepracovaný organizmom inú farbu ako pôvodný sediment / pôda (Obr. II.10).



Obr. II.10: Škvrnité a mramorizované sfarbenie. A) Škvrnitá textúra vytvorená bioturbáciou. Chodbičky sú vyplnené nadložným sedimentom inej farby. Zdroj: [www.ig.cas.cz /tecto/ sedbasins /atlas/](http://www.ig.cas.cz/tecto/sedbasins/atlas/) B) Mramorizované sfarbenie vznikajúce presakovaním vody cez diskontinuity.

Po prečítaní tejto kapitoly by mal študent rozumieť a vedieť vysvetliť termíny ako oxidácia, redukcia, pH, alkalinita, saturácia, cheláty, aktivita iónov, mobilita iónov a iónová sila vody. Pochopenie týchto termínov, je dôležité pre následné štúdium precipitácie minerálov a sedimentárnych hornín, ako aj pre pochopenie procesov diagenézy.

Študent by mal tiež vedieť o príspevku organizmov k tvorbe sedimentov a poznať termíny ako fotická, eufotická, či dysfotická zóna, lyzoklína a CCD a mal by chápať ich význam pre vznik sedimentov. Tiež by mal rozumieť vzťah medzi obsahom kyslíka, organickej hmoty a sfarbením sedimentov.

Kapitola III. Zvetrávanie

Zvetrávanie je komplex povrchových procesov, ktorých výsledkom je mechanický rozpad pevných hornín do voľných častíc a chemický rozklad alebo alterácia minerálov do veľmi jemnozrnných častíc (íly) a prvkov rozpustených vo vode. Fyzikálne zvetrávanie zahŕňa tvorbu a rozširovanie trhlín v zvetrávanej hornine a vedie k tvorbe veľkých úlomkov horniny. Chemické a biochemické zvetrávanie je vyvolané reakciami vodných roztokov na povrchu minerálov a hornín v nenasýtenej (vadóznej) zóne, obvykle do hĺbky okolo 100 m. O biochemických procesoch hovoríme preto, lebo vegetácia a jej rozklad významne ovplyvňujú zvetrávacie reakcie extrakciami živín a produkciou organických aj anorganických kyselín. Výsledkom sú koloidy a jemnozrnné častice tvoriace pôdny profil, ktorého charakteristika závisí od klimatických podmienok, času a od typu horninového podložia.

III.1 Fyzikálne zvetrávanie

Fyzikálne zvetrávanie je vyvolané externým alebo interným tlakom na horninové či minerálne diskontinuity (poruchy), pričom tento tlak spôsobuje fragmentáciu danej horniny / minerálu. Pôsobí vo všetkých klimatických zónach, ale dominuje v oblastiach s aridnou klímou.

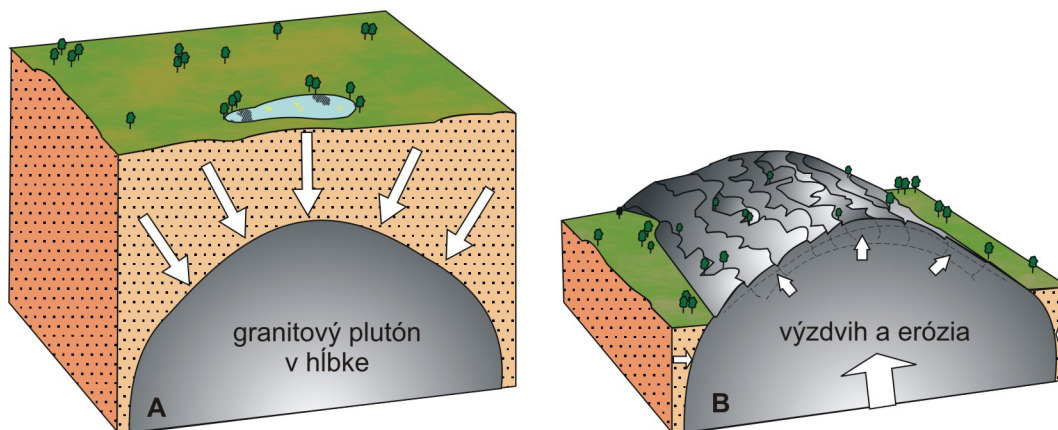
III.1.1 Základné procesy fyzikálneho zvetrávania

III.1.1.1 Insolácia (*termálna expanzia*)

Takmer všetky látky zahrievaním zväčšujú svoj objem. Ak je hornina zohriata slnečným žiarením, nepatrne mení svoj objem. Opätovné zmeny objemu zohrievaním a chladnutím spôsobujú vznik trhlín / diskontinuít / a v konečnom dôsledku vedú k úplnému rozpadu horniny. Rôzne sfarbené minerály sa ohrievajú rôzne. Podľa laboratórnych experimentov nie je tento mechanizmus zvetrávania významný.

III.1.1.2 Odstránenie záťaže nadložia (*exfoliácia*)

Všetko čo je umiestnené nad danou horninou na ňu pôsobí vlastnou váhou, „lisuje ju“. Tento tlak označujeme ako **litostatický tlak**. Po odstránení tlaku nadložia dôjde k expanzii obnaženej horniny. Vytvorí sa systém expanzných trhlín paralelných s povrchom (obr. III.1), ktoré sa stanú základom ďalšieho, fyzikálneho aj chemického, rozpadu. Exfoliácia sa prejavuje „cibuľovitým“ odlupovaním (obr. III.1 a III.2E). Vzniká iba v masívnych telesách bez tektonických porúch. V tektonicky porušených horninách sa expanziou vznikajúce napätie odvedie po existujúcich zlomových líniách.



Obr. III.1: Exfoliácia na príklade granitového plutónu. **A)** na granitový plutón v hĺbke pôsobí okolité horniny svojou váhou (litostatický tlak). **B)** výdvih a erózia nadložných hornín majú za následok odstránenie tlaku. Hornina začne expandovať, pričom sa vytvorí systém puklín, pozdĺž ktorých sa hornina odlupuje podobne ako šupky cibule (zdroj: <http://imgkid.com/physical-weathering-of-rocks-exfoliation.shtml>- upravené).

III.1.1.2 Zmeny objemu

Roztváranie trhlín v horninách je najčastejšie spôsobené nárastom objemu látok, ktoré ich vyplňajú. K zmenám objemu materiálu môže dochádzať viacerými spôsobmi. Patria sem:

Cykly zamrzania a rozmrzania vody, kedy sa mení objem vody pri zmene skupenstva. Ľad má o cca 9 % väčší objem ako voda a preto zamrznutie vody v trhline spôsobí jej roztláčanie a zväčšovanie (obr. III.2A).

Ľad, ako pevná látka, zároveň drží primrznuté fragmenty a odštiepené časti pokope. Po roztopení ľadu odštiepená časť horniny odpadne. Z tohto dôvodu sú skalné rútenia a kamenné lavíny najbežnejšie hlavne v jarných mesiacoch, keď dochádza k topeniu ľadu. V súčasnosti je možné tento mechanizmus aplikovať na skalné rútenia a kamenné lavíny vznikajúce v dôsledku topenia sa permafrostu, napr. v Alpách.

Rozťahovanie trhlín ľadom je dobre pozorovateľné aj v nespevnených sedimentoch, kde sa vytvárajú **mrazové klíny** (obr. III.2B). V horizontálnom pohľade vytvárajú mrazové klíny polygonálnu sieť, tzv. **polygonálne pôdy**.

Kryštalizácia solí a rast kryštálov z cirkulujúcich vôd pôsobí rovnako ako tvorba ľadu. Kryštalizačná sila rôznych sulfátov, karbonátov a iných minerálov precipitujúcich z vody vyplňajúcej trhliny je dostatočná na ich ďalšie zväčšovanie. V pobrežných oblastiach kryštalizujú evaporitové minerály aj z morských aerosólov. Tie sa do vzduchu dostávajú lámaním vln v príbojovej zóne. Tieto minerály sú nestabilné a sú veľmi rýchlo opätovne rozpúšťané. Výsledkom ich pôsobenia sú textúry podobné včelím plástom (obr. III.2C). Často ich môžeme pozorovať na starovekých (rímskych a gréckych) stavbách situovaných blízko mora. V súčasnosti môžeme tento proces pozorovať aj v blízkosti komunikácií (betóny, obkladové kamene budov), ktoré sú počas zimy udržiavané chemickými posypmi.

Napučiavanie. Niektoré minerály majú schopnosť prijať vodu do svojej štruktúry a tým zväčšovať svoj objem. K takýmto minerálom patria napríklad ílové minerály skupiny smektitu. Nárast ich objemu spôsobuje roztláčanie diskontinuit.

Expanzia vzduchu. K rozširovaniu trhlín v príbojovej zóne prispieva expanzia vzduchu stlačeného prúdom vody z prichádzajúcej vlny = príbojové vlnenie. Prenikajúca voda stlačí vzduch, ktorý vyplňal trhlinu. Po ústupe vlny sa stlačený vzduch explozívne uvoľní.

III.1.1.4 Obrusovanie (abrázia, korázia)

V tomto prípade ide o mechanické pôsobenie pevných častíc nesených vetrom, vodou alebo ľadom na svoje horninové podložie. Každý typ prostredia (eolické, akvatické, glaciálne) produkuje špecifické abrázne textúry, povrchy a údolia.

Vietor dokáže transportovať iba častice menšie ako obliaky. Obliaky a väčšie častice alebo telesá, sú obrusované na nárazovej strane vetrom nesenými piesčitými časticami. To spôsobuje vznik vybrúsených plôch (faciet) na nárazovej strane. Klasy štrkovej veľkosti s vybrúsenými plochami v smere vetra sa označujú ako **hrance (ventifact)**. V prípade väčších telies vedie k vzniku typického kvapkovitého tvaru, zužujúceho sa v smere vetra označovaných ako **yardangy**.

Vo veľkej mierke môžeme pozorovať tvorbu údolí, ktorých eolický pôvod sa dá zistiť na základe prítomnosti hrancov, yardangov, kalkriet (vápňité kôry, viď. kapitola III.3.3.3), dún a iných sedimentov a textúr bežných pre eolické prostredie.

Vodné prúdy sú zodpovedné za vznik tzv. „**hrncov**“ (**potholes**), kedy obliaky zachytené v priehlbine dna rotujú vplyvom víriaceho sa prúdu vody. Výsledkom ich pôsobenia sú hlboké diery kruhovitého tvaru, tzv. hrnce. Vo veľkej mierke rieky produkujú údolia tvaru V.

Ľadovec spôsobuje obrusovanie podložných hornín výčnelkami ľadovca (tzv. kýlmi), ako aj ku spodnej strane ľadovca primrznutými úlomkami pevných hornín. Výsledkom sú vyleštené povrchy so striáciami a ryhami v smere pohybu ľadovca (obr. III.2F). Vo veľkej mierke ľadovce produkujú údolia tvaru U.

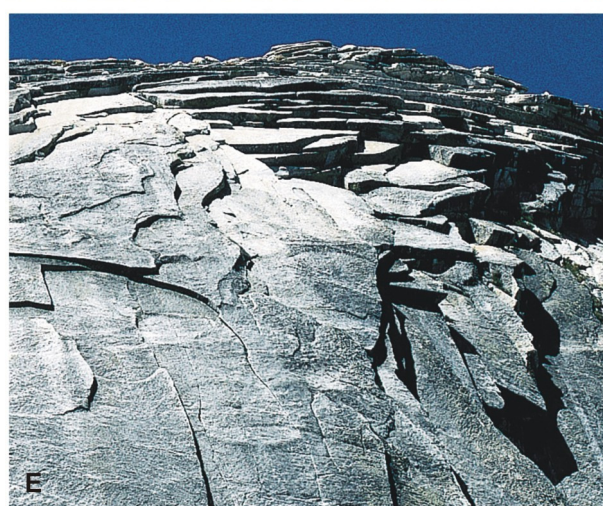
III.1.1.5 Bioerózia

K fyzikálnemu zvetrávaniu radíme aj mechanické pôsobenie organizmov na horninové podložie. Termínom **bioerózia** sa označuje trvalé porušenie pôvodnej štruktúry pevných hornín, schránok a pletív vrtacou činnosťou organizmov. (Prehrabávanie nespevnených sedimentov sa označuje ako **bioturbácia**). Môžeme sem zaradiť mechanické pôsobenie rastúcich koreňov rastlín, hmyz a vtáky budujúce si svoje príbytky v pieskovcoch a iných mäkkých horninách, ako aj ryby a iné živočíchy aktívne rozbíjajúce pevné schránky organizmov (napr. lastúrnikov a koralov) za účelom získavania potravy. K bioerózii môžeme zaradiť aj vrtavé bivalvie a hubky spôsobujúce diery v karbonátových horninách skalnatých pobreží (obr. III.2D), ktoré môžeme pozorovať na pobreží Chorvátska. V tomto prípade sa však uplatňuje kombinácia mechanického pôsobenia rotačného pohybu lastúr a organizmom vylučovaných kyselín, ktoré rozpúšťajú horninu.

Na druhú stranu, organizmy môžu spôsobovať aj mechanickú akumuláciu častíc napr. zachytávaním jemnozrnných častíc nesených vetrom alebo vodou do trsov rias, tráv a kríkov. Červy a iné živočíchy prežierajúce bahno produkujú fekálne pelety, kde zlepovaním ílovitých

Procesy na zemskom povrchu

častíc do väčších zŕn dochádza k nárastu veľkosti častíc. Väčšie častice sú odolnejšie voči chemickému zvetrávaniu a mení sa spôsob ich transportu.



Obr. III.2: Fyzikálne zvetrávanie **A)** roztrhanie pevnej horniny zmenami objemu vody pri mrznutí (zdroj: bc.outcrop.org/images/wheathering/pree4e/figure-07-12.jpg) **B)** fosílny mrazový klin (ice wedge cast) – roztrhanie permafrostu ľadom, vyplnený mladšími nadložnými sedimentmi (zdroj: Paul Whittlesea: www.chesterfieldlodge.fsnet.co.uk/field.htm) **C)** zvetrávanie spôsobené kryštalizáciou evaporitových minerálov z morských aerosólov (honeycomb wheathering; zdroj: http://classconnection.s3.amazonaws.com/743/flashcards/819743/jpg/salt_weathering_in_gozo1328669032535.jpg) **D)** zvetrávanie vyvolané vŕtavou činnosťou organizmov (zdroj: Maja Krzich <http://www.landfood.ubc.ca/soil200/components/mineral.htm>) **E)** exfoliácia (zdroj: bc.outcrop.org/images/wheathering/pree4e/figure-07-13.jpg) **F)** horniny obrúsené postupom ľadovca - Nórsko 1) celkový pohľad, 2) detail

III.1.2 Základné faktory fyzikálneho zvetrávania

Fyzikálne zvetrávanie nepôsobí rovnakou silou na všetky horniny rovnako. Medzi základné faktory, ktoré ovplyvňujú rýchlosť fyzikálneho zvetrávania patrí:

Odolnosť hornín voči zvetrávaniu - vychádza z fyzikálnych vlastností zvetrávanej horniny. Fyzikálne vlastnosti horniny určuje minerálne zloženie a štruktúra horniny, ako aj prítomnosť tektonických porúch. Diskontinuity, vrstevné plochy a kliváže sú miestami, kde dochádza k rozpadu hornín vplyvom fyzikálneho zvetrávania. V prípade sedimentárnych hornín je dôležitým faktorom aj stupeň ich litifikácie. Platí, že mäkké horniny ako ílovce a bridlice, sú fyzikálnym zvetrávaním erodované oveľa rýchlejšie ako pieskovce, vápence a pod.

Odolnejšie časti hornín a horninových komplexov často tvoria elevácie a vypreparované výbežky. Môžeme pozorovať napríklad vypreparované kremenné žily či fosílie na povrchu zvetrávaných hornín.

Expozícia voči erodujúcemu činiteľu - stupeň vystavenia zvetrávanej horniny voči zvetrávajúcej činiteľu určuje rýchlosť erózie. Ako príklad si môžeme uviesť morské pobrežia s rôznym stupňom odkrytia voči príbojovým vlnám. Pobrežia chránené pred vlnami z otvoreného mora príbrežnými ostrovmi, barmi a útesmi sú deštruované oveľa pomalšie ako nechránené pobrežia, kde sú útesy priamo vystavené účinku vlnenia.

Variácie v sile a energii zvetrávacieho činiteľa - závisia od lokálnych podmienok, napr. smeru a sily prúdenia vetra, vody alebo ľadu; sily prílivu; či variáciách v lokálnej klíme.

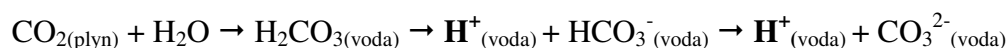
III.2 Chemické zvetrávanie

Na Zemi platí **princíp zachovania hmoty**, ktorý hovorí, že všetky prvky ktoré boli prítomné v horninách pred ich zvetrávaním, musia byť v rovnakom množstve zastúpené v sedimentoch vzniknutých ich rozkladom (za predpokladu konštantného zloženia oceánskej vody). Inými slovami, všetky prvky, ktoré obsahoval napríklad granit, musia po jeho rozpade ďalej existovať. Granit pôvodne zložený zo živca, kremeňa a biotitu sa rozpadne na zmes kaolinitu, kremeňa, oxidov železa ktoré vytvoria pôdu a časť prvkov odíde v podobe roztoku do oceánu. Z tohto dôvodu sa spriemerované chemické zloženie všetkých sedimentov zhruba rovná priemernému chemickému zloženiu zemskej kôry.

Procesy chemického zvetrávania sa vyskytujú vo všetkých klímach, ale rýchlejšie prebiehajú v teplých a hlavne vlhkých klimatických podmienkach. Je to spôsobené tým, že väčšina chemických zvetrávacích reakcií je vyvolaná reakciami vodných roztokov s povrchom minerálov.

III.2.1 Voda v procesoch zvetrávania

Do procesov zvetrávania vstupuje povrchová a podzemná voda, ktorá je dotovaná zrážkami – **meteorickou vodou**. Meteorická voda (zrážky) je počas prechodu atmosférou modifikovaná atmosférickými plynmi a zvyčajne obsahuje cca 10 ppm prímiesí, ktoré sú tvorené aerosólmi, prachovými časticami a industriálnym znečistením. Aerosóly morských solí sa do atmosféry dostávajú rozprašovaním morskej vody pri lámaní sa vln. Spôsobujú zvýšený obsah Na^+ a Cl^- v dažďovej vode pobrežných oblastí. Prach sa do atmosféry dostáva v aridných oblastiach alebo pri sopečných výbuchoch a impaktoch meteoritov. Je tvorený silikátmi, karbonátmi, sadrovcom a anhydritom. K nim sa pridáva popol, sadze a tiež nitráty a sulfáty z industriálnej činnosti. Z atmosférických plynov má na vlastnosti zrážkovej vody najväčší vplyv CO_2 , pretože ovplyvňuje pH vody produkovaním H^+ iónov už viac krát spomínanou reakciou:



V súčasnosti má dažďová voda mierne kyslé pH (cca 5,5 – 6). Nárast obsahu CO_2 v atmosfére spôsobuje jeho väčší prechod do zrážkovej vody a tým nárast jej acidity. Industriálne produkované oxidy síry a dusíka reagujú s dažďovou vodou podobným spôsobom - produkujú kyslé dažde s lokálnym pH nižším ako 4 - 5. Vulkanické plyny uvoľnené počas erupcií (HCl , SO_2 a SO_3) môžu spôsobiť až extrémne nízke pH.

V kontakte s pevných povrchom Zeme sa voda ďalej obohacuje o prímiesi. Zatiaľ čo dažďová voda obsahuje iba 10 ppm rozpustených látok, **podzemná voda** ich v dôsledku zvetrávacích chemických reakcií obsahuje 100 až 1000 ppm. Ich zloženie bude závisieť od zloženia zvetrávaných hornín. Najčastejšie obsahuje mobilné kationy Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} a K^+ a anióny HCO_3^- s veľmi malým množstvom SO_4^{2-} a Cl^- . K obohateniu podzemnej vody o mobilné prvky môže dôjsť iba v prípade jej kontaktu s aktívne zvetrávanou horninou. Rozlišujeme 2 zóny podpovrchovej vody:

Vadózna zóna je zóna od povrchu po hladinu podzemnej vody. Je nedosýtená meteorickou vodou, čo znamená, že prázdne priestory v pôde sú vyplnené zmesou vody a atmosférických plynov = oxidačné prostredie. Voda v tejto zóne sa označuje ako **vadózna voda**. Vo vadóznej zóne je plne rozvinutý ekosystém baktérií, húb, bezstavovcov a koreňového systému vyšších rastlín. Spolu menia prostredie uvoľňovaním organických kyselín a zvyšovaním obsahu pôdneho CO₂ dýchaním a rozkladom organickej hmoty, čo vedie k narastajúcej acidifikácii vody. Pridaný CO₂, humínové kyseliny a fulvokyseliny znižujú pH na 4 - 5. Niektoré korene rastlín a huby produkujú kyseliny, ktoré môžu lokálne znížiť pH na 2. V rudných oblastiach môže byť pH vody znížené produkovaním anorganických kyselín bakteriálnou činnosťou, napr. baktérií živiacich sa oxidáciou sulfidov (pyritu) za vzniku kyseliny sírovej (*Thyobacillus*).

Freatická zóna je zóna pod hladinou podzemnej vody. V nej sú už všetky priestory vyplnené vodou označovanou ako **freatická voda**. Rovnaké podmienky sú aj v dnových sedimentoch jazier a v močiaroch. V prípade väčšieho množstva organickej hmoty sa kyslík prítomný vo vode spotrebuje na jej rozklad, čím sa už v hĺbke niekoľkých mm pod povrchom sedimentu / pod hladinou podzemnej vody / vytvára anoxické prostredie. Medzi vadóznou a freatickou zónou sa vyskytuje **kapilárna voda**.

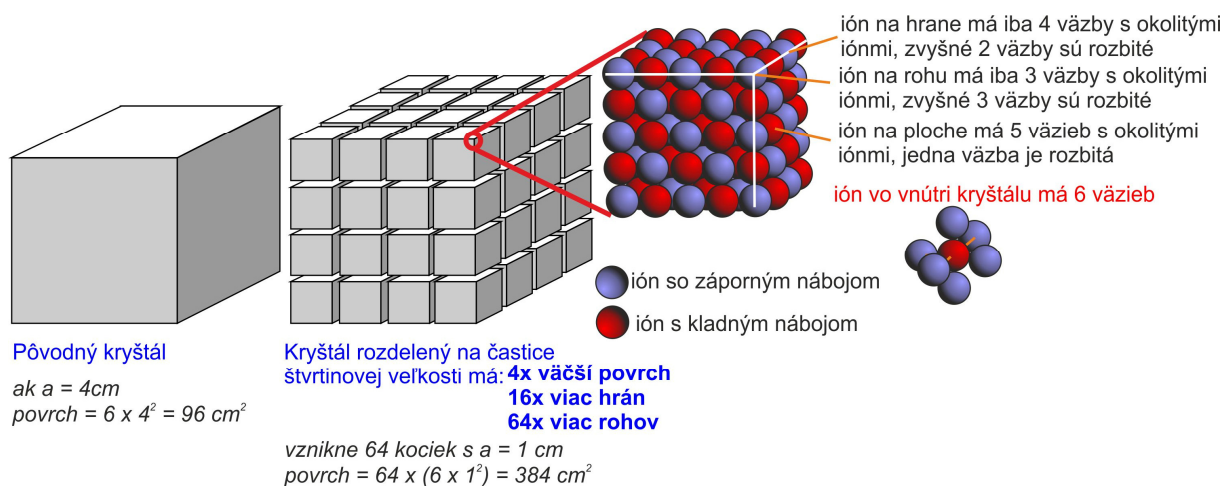
Povrchové telesá vody (rieky, jazerá) sú dotované dažďovou aj podzemnou vodou. Množstvo rozpustených látok v nich sa teda pohybuje medzi hodnotami 10 – 1000 ppm. Ich pH je často blízke neutrálnemu.

III.2.2 Faktory ovplyvňujúce chemické zvetrávanie

Základom zvetrávacích chemických reakcií je výmena iónov medzi rozkladaným kryštálom a okolitou vodou. Naviazanie iónov z okolitých roztokov umožňujú neukončené väzby na povrchu kryštálov, ktoré vytvárajú na povrchu kryštálu náboj. Náboj priťahuje opačne nabité ióny z okolitej vody a vznikajúce chemické reakcie spôsobujú rozpad pôvodnej štruktúry minerálu. Najviac neukončených väzieb je na rohoch a hranách kryštálov (obr. III.3), preto platí, že hornina s menšími kryštálmi je rozkladaná rýchlejšie ako hrubokryštalická hornina. Z tohto dôvodu patrí medzi najdôležitejšie faktory chemického zvetrávania **kryštalinita minerálov** a **merný povrch** (pomer povrch : objem), kedy veľký merný povrch znamená väčšiu plochu, cez ktorú môže byť zrno alebo kryštál alterovaný. Platí, že čím menšie je zrno / kryštál, tým väčší je jeho merný povrch. (obr. III.3).

Z uvedeného tiež vyplýva, že ideálne stechiometrické kryštály sú odolnejšie než kryštály so substitúciami, pretože pri nahradení prvku iným prvkom s odlišným valenčným číslom vzniká ďalší náboj (napr. substitúcia Al³⁺ za Si⁴⁺). Minerály s defektmi v kryštálovej mriežke a amorfné látky bez akejkoľvek kryštálovej štruktúry sú rozložiteľné najľahšie. Ploché a lištovité kryštály sú rozkladané rýchlejšie než sférické, pretože ploché kryštály majú veľkú plochu a malú hrúbku, čo umožňuje ľahší prienik fluíd do minerálu. Polykryštalické agregáty sú rýchlo rozkladané alteráciami pozdĺž kryštálových rozhraní.

Procesy na zemskom povrchu



Obr. III.3: Vzťah veľkosti častice a jeho reaktivity (zdroj <http://www.gly.uga.edu/rail-sback/Fundamentals/8150Edges&Corners06.jpg>). Nedokončené väzby na okrajoch povrchu kryštálu vytvárajú náboj podporujúci chemický rozklad. Čím je hornina jemnozrnnejšia, tým viac rohov, hrán a reakčných povrchov (plôch) obsahuje. Preto sú jemnozrnne horniny rozkladané rýchlejšie než hrubozrnne horniny.

Ďalším dôležitým faktorom je **štruktúrna integrita** horniny, keďže roztok (voda) sa do horniny dostáva cez diskontinuity ako sú tektonické poruchy, vrstevné plochy, kryštálové plochy, kliváže, fázové rozhrania v mineráloch, povrchy dvojčatenia a pod. Poruchy, diskontinuality a kryštálové plochy tak určujú rozsah chemickej alterácie minerálu / horniny.

Sila reakcie medzi iónmi rozpustenými v okolitej vode a iónmi v mineráli závisí od **typu väzby**, ktorou je ión viazaný v mineráli. Rôzne väzby majú odlišnú susceptibilitu (citlivosť) na rozklad polarizovanou vodou (voda rozložená na H^+ a OH^- ióny) a rozpustenými iónmi. Horninotvorné minerály ako také sú tvorené hlavne iónovou alebo kovalentnou väzbou.

Iónová väzba vzniká medzi prvkami, ktoré sú v periodickej tabuľke prvkov od seba vzdialené (napr. NaCl, kde Na je v 1 stĺpci a Cl je v 7 stĺpci). Tieto prvky majú veľký rozdiel v elektronegativite (schopnosti priťahovať väzbové elektróny), čo spôsobuje že prvok s väčšou elektronegativitou si „ukradne“ valenčný elektrón. Ten obieha iba okolo atómu s vyššou elektronegativitou, pričom vzniká kation a anión, ktoré spolu držia len vďaka príťažlivosti dvoch opačne nabitých iónov. Takáto väzba je veľmi náchylná na rozklad polarizovanou vodou a iónmi rozpustenými vo vode. Minerály tvorené iónovou väzbou (napr. NaCl) tak budú mať vysokú náchylnosť na rozklad polarizovanou vodou a rozpustenými iónmi.

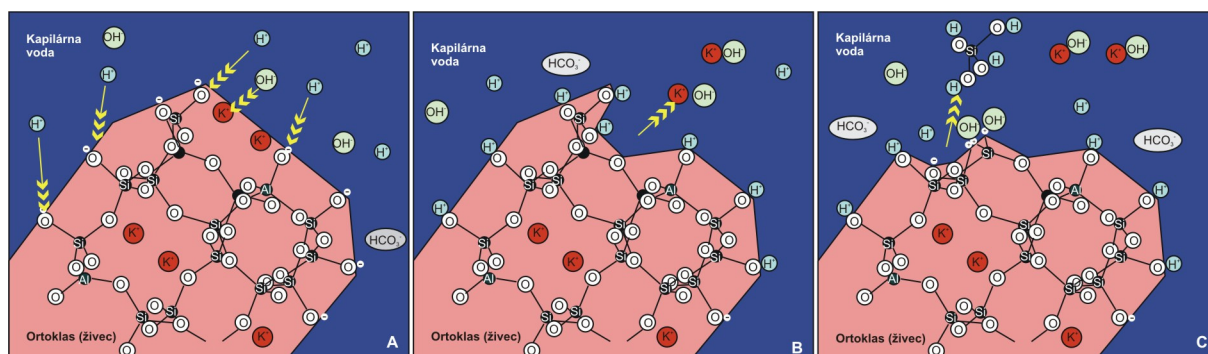
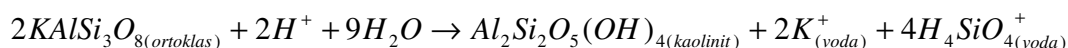
Kovalentná väzba vzniká medzi prvkami umiestnenými v tabuľke blízko seba (napr. SiO_2 , kde Si je 4 stĺpec a O je 6 stĺpec). Tieto prvky majú pomerne malý rozdiel v elektronegativite. V tomto prípade väzbové elektróny obiehajú okolo oboch atómov tvoriacich väzbu. Takáto väzba je voči rozkladu pomerne odolná – má nízku susceptibilitu na rozklad polarizovanou vodou.

III.2.3 Procesy chemického zvetrávania

Medzi základné procesy chemického zvetrávania patrí výmena iónov medzi minerálom a okolitou vodou (hydrolýza), zmena oxidačného stavu prvkov a prijatie vody do štruktúry minerálu. Aj keď jednotlivé zvetrávacie reakcie definujeme separátne, v prírode pôsobia spoločne.

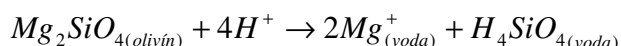
III.2.3.1 Hydrolýza

Hydrolýza je reakcia, pri ktorej dôjde k výmene vodíkového katiónu z okolitej vody za katión v mineráli. Ióny z vodného roztoku sú priťahované opačne nabitými atómami na povrchu minerálu, ktoré nemajú ukončené väzby (ich valenčné elektróny nie sú v rovnováhe, obr. III.3). Anióny priťahujú H^+ ióny a iné katióny z roztoku, zatiaľ čo katióny priťahujú OH^- a iné anióny prítomné v roztoku. Naviazanie H^+ iónov na anióny minerálu (hydratovanie aniónov) spôsobuje stratu ich schopnosti udržať pôvodné katióny a tie odchádzajú do roztoku (obr. III.4). Prednostne sú vyplavované mobilné ióny tvoriace iónovú väzbu. Napríklad pri hydrolýze živcov (obr. III.4), kyslík v kryštálovej štruktúre živca zachytáva H^+ ióny z okolitej vody a mení sa na hydroxilové skupiny (OH^-). Tým sa stráca jeho schopnosť udržať draslík, ktorý je vylúhovaný do roztoku. K odštiepeniu tetraédra Si-O dôjde až po jeho kompletnej protonizácii H^+ iónmi. Do okolitého roztoku je uvoľnený v podobe H_4SiO_4 . Reakcia pokračuje ďalším presakovaním vody a odplavovaním rozpustných zložiek do roztoku. Výsledkom je ílový minerál a roztok obohatený K^+ a H_4SiO_4 . Reakciu môžeme napísať rovnicou:

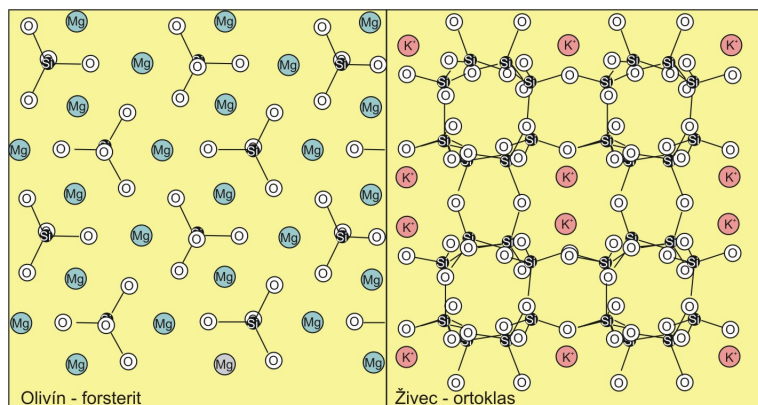


Obr. III.4: Rozklad živcov hydrolýzou. **A)** Kyslík v kryštálovej štruktúre živca zachytáva H^+ ióny z okolitej vody a mení sa na hydroxilové skupiny (OH^-). **B)** Tým stráca schopnosť udržať draslík, ktorý je vylúhovaný do okolitej vody. **C)** Po kompletnej protonizácii tetraédra (naviazania H^+ iónov na všetky kyslíky) dôjde k odštiepeniu celého SiO_4 tetraédra v podobe H_4SiO_4 do roztoku. Výsledkom je ílový minerál a roztok obohatený o vylúhované prvky (v tomto prípade o draslík a kyselinu kremičitú). Reakcia pokračuje ďalším presakovaním vody a odplavovaním rozpustných zložiek v roztoku).

Keďže iónové väzby sú hydrolýzou rozkladané rýchlejšie ako kovalentné väzby, účinnosť hydrolýzy bude závisieť od typu väzby (kapitola III.2.2) a jej zastúpení v štruktúre minerálu. Najbežnejšie horninotvorné minerály (silikáty) sú tvorené kovalentnou a iónovou väzbou. Keďže iónová väzba je náchylná na rozklad hydrolýzou, odolnosť minerálu voči chemickému zvetrávaniu sa zvyšuje s narastajúcim podielom kovalentných väzieb. Najstabilnejšie sú minerály, ktoré majú vysoký obsah kovalentných väzieb Si – O. Naopak, čím viac iónových väzieb bude minerál obsahovať, tým rýchlejšie bude podliehať rozkladu. Dôležité je aj prepojenie väzieb v štruktúre minerálu. Ako príklad možno použiť olivín - forsterit ($MgSiO_4$) a ortoklas ($KAlSi_3O_8$). Štruktúra olivínu pozostáva z izolovaných tetraédrov tvorených kovalentnou väzbou Si-O a jednotlivé tetraédre sú vzájomne pospájané iónovou väzbou cez Mg ióny (obr. III.5). Po rozpade iónovej väzby a vyplavení Mg sa stratí prepojenie medzi tetraédrami Si-O. Štruktúra sa zrúti a minerál sa rozpadne na jednotlivé tetraédre Si – O, ktoré odchádzajú do roztoku ako H_4SiO_4 :



Naproti tomu, K-živec má značné množstvo vzájomne prepojených kovalentných väzieb Si-O (obr. III.4,5). Preto odstránenie malého množstva K^+ viazaného iónovou väzbou, významne neovplyvní štruktúru minerálu. K jej rozkladu dôjde až po odstránení značného množstva katiónov draslíka.

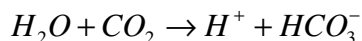


Obr. III.5: Znázornenie rozdielov v štruktúre rôznych silikátových minerálov. Olivín je tvorený tetraédrami Si-O (kovalentná väzba), ktoré sú vzájomne pospájané Mg iónmi (iónová väzba). Živec je tvorený vzájomne prepojenými tetraédrami Si-O, ktoré sú doplnené K iónmi. Rýchlosť rozpadu olivínu bude väčšia ako rýchlosť rozpúšťania živca, pretože po vylúhovaní Mg iónov už nič nespája tetraédre Si-O a štruktúra minerálu sa úplne rozpadne.

Kde sa vo vode objavujú vodíkové katióny? Už aj časť molekúl čistej vody sa rozkladá na ióny reakciou:



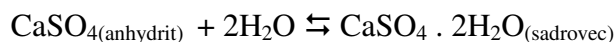
Väčšina H^+ iónov vo vode však vzniká **karbonitizáciou**, čiže rozpúšťaním CO_2 vo vode reakciou:



Množstvo voľných vodíkových iónov v roztoku vyjadruje pH. Hodnota pH teda zároveň určuje potenciál prostredia rozkladať minerály hydrolýzou. Vo všeobecnosti platí, že v alkalickom prostredí (vysoké pH = málo H^+) k hydrolýze nedochádza.

III.2.3.2 Hydratácia / dehydratácia

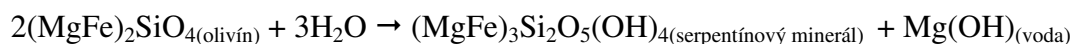
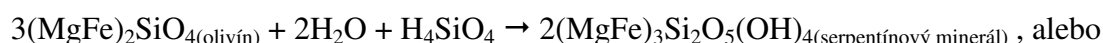
Hydratácia je absorbovanie vody minerálom a dehydratácia je uvoľňovanie vody zo štruktúry minerálu. Výsledkom je vznik sekundárnych minerálov. Bežnou hydratačnou reakciou je zmena anhydritu na sadrovec (v opačnom smere je to dehydratačná reakcia):



Bežnou reakciou v povrchových podmienkach je dehydratácia hydroxidov na oxidy:



Z rozkladu silikátových minerálov sem môžeme uviesť napríklad hydratáciu olivínu na serpentínové minerály:



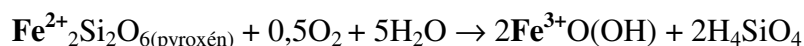
Hydratačné reakcie prebiehajú pri kontakte materskej horniny s vodnými roztokmi. Prijímanie vody do štruktúry minerálu často znamená zväčšovanie jeho objemu. Zväčšovanie objemu je zároveň mechanizmom fyzikálneho zvetrávania (kapitola III.1.1.2).

Dehydratačné reakcie v zvetrávacom profile môžeme pozorovať hlavne v aridnej klíme. Môžeme ich tiež pozorovať v prípade precipitácie minerálov z vodných roztokov (tzv. „zre-

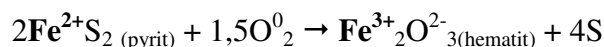
nie“), ako aj počas diagenézy, kedy v sedimente rastie teplota a tlak v dôsledku prekrytia ďalšími sedimentmi. Uvoľňovanie vody minerálom vo vnútri sedimentu (napr. dehydratácia sadrovca) počas diagenézy je často spojená s nárastom hydrostatického tlaku (tlaku fluíd), čo sa prejaví vznikom deformačných textúr (konvolútne zvrstvenie). Hydrostatický tlak zároveň pôsobí proti litostatickému tlaku (tlaku nadložia), čo vedie k menšej kompácii sedimentov.

III.2.3.3 Oxidácia / redukcia

Oxidácia je príjem elektrónov a redukcia je výdaj elektrónov atómom prvku, ktoré sú spojené so zmenou jeho oxidačného stavu (kapitola II.8). Oxidačno-redukčné reakcie sú najčastejšie viazané na zvetrávanie tmavých silikátových minerálov, ktoré vo svojej štruktúre obsahujú rýchlo oxidovateľné kationy ako je Fe^{2+} , Cr^{2+} a pod. V oxidačných podmienkach je Fe^{2+} obsiahnuté v tmavých mineráloch (olivín, pyroxén, amfibol, biotit) oxidované na Fe^{3+} , čím sa mení jeho veľkosť (obr. II.3, kapitola II.4). Menšie Fe^{3+} kationy už nezapadajú do štruktúry minerálu a odchádzajú do okolia. Porušené väzby v kryštálovej štruktúre zároveň vytvárajú náboj, čím sa vytvárajú podmienky na ďalší, hydrolytický, rozklad minerálu. Práve kombinácia oxidačno – redukčných a hydrolytických reakcií je zodpovedná za rýchlejší rozpad tmavých minerálov. Ako príklad si môžeme uviesť rozklad pyroxénu na hydroxidy Fe (minerály skupiny limonitu):



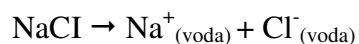
Ďalším príkladom zvetrávania oxidačno – redukčnými reakciami je rozpad pyritu na hematit a síru:



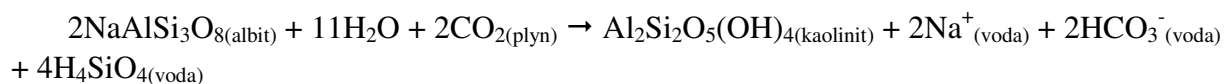
K oxidačným reakciám dochádza v prostredí s kladnými hodnotami Eh. Redukčné reakcie prevládajú v prostredíach so zápornými hodnotami Eh.

III.2.4 Kongruentné a inkongruentné reakcie

Podľa priebehu rozdeľujeme reakcie chemického zvetrávania na kongruentné a inkongruentné. Pri **kongruentných** zvetrávacích reakciách dochádza k úplnému rozpusteniu minerálu do roztoku s rovnakým iónovým zložením. Napr.:



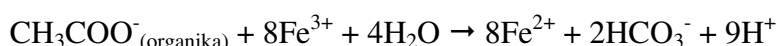
Pri **inkongruentných** chemických reakciách sa tvoria nové, amorfné substancie alebo minerály s nižšou rozpustnosťou (íly, oxidy), ktoré nahrádzajú rozpustnejší pôvodný minerál. Časť iónov odchádza do roztoku. Tento typ zvetrávania je typický pre silikáty ako sú živce, sludy, pyroxény a amfiboly:



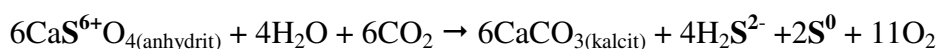
III.2.5 Biologický vplyv na chemické zvetrávanie

Chemické zvetrávacie procesy majú v sebe zakomponovanú aj významnú biologickú / biochemickú zložku. Patrí sem modifikácia zloženia pôdnej vody **prínosom CO₂** dýchaním a rozkladom organickej hmoty, **produkcia organických a anorganických kyselín** a tiež **katalytická činnosť** a **lúhovanie**.

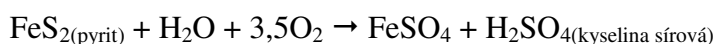
Uvoľňovanie CO₂ do pôdy dýchaním organizmov (rastliny, baktérie) spôsobuje pokles pH vody, čo umožňuje hydrolyzu. Ďalší pokles je spôsobený uvoľňovaním CO₂ a organických kyselín (kyselina šťaveľová, mliečna, octová) rozkladom organickej hmoty heterotrofnými organizmami. Typickými predstaviteľmi sú anaeróbne baktérie *Geobacter*, ktoré môžu žiť v pôde a zvodnených sedimentoch. Na rozklad organickej hmoty využívajú iné ióny schopné absorbovať elektróny. Napr. *Geobacter metallireducens* (gs-15) získavajú energiu oxidáciou prírodných acetátov za vzniku CO₂ a redukcie Fe³⁺ na Fe²⁺:



Podobnými organizmami sú sulfáty redukujúce baktérie rodu *Desulfovibrio*, ktoré žijú vo zvodnených sedimentoch a pôdach s vysokým obsahom organickej hmoty. Tieto baktérie sú kyslík tolerujúce, čo znamená že aj keď preferujú anaeróbne prostredie, môžu prežiť aj v prítomnosti kyslíka. Energiu získavajú redukciami síry, kedy pomocou viacerých enzýmov katalyzujú rozklad sulfátov. Môžu sa napríklad podieľať na rozklade anhydritu za vzniku čistej síry:



Autotrofné baktérie získavajúce energiu oxidáciou minerálov produkujú anorganické kyseliny (kyselinu sírovú, dusičnú,...). Príkladom takýchto organizmov sú baktérie rodu *Thyobacillus*, získavajúce energiu oxidáciou pyritu pričom dochádza k produkcii kyseliny sírovej:

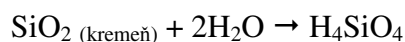


Aj vyššie rastliny používajú pri získavaní živín kyseliny, ktoré urýchľujú rozklad minerálov. Napr. symbiotické huby asociované s koreňovými systémami rastlín a lišajníky žijúce na skalách uvoľňujú týmto spôsobom anorganické živiny z minerálov ako je apatit (živina - P), biotit, amfibol (Mg, Ca, K, Fe) a umožňujú ich transfer do rastlín.

Nesmieme zabudnúť ani na organizmy, ktoré si v pevných horninách budujú svoje príbytky pomocou kombinácie mechanického pôsobenia a produkcie kyselín (napr. vŕtavé bivalvie).

III.2.6 Mechanizmus zvetrávania hlavných horninotvorných minerálov

Kremeň je tvorený tetraédrami, kde je Si⁴⁺ obklopené štyrmi kyslíkmi. Väzba medzi nimi je kovalentná, preto je kremeň extrémne odolný voči zvetrávaniu. To platí pre kyslé a neutrálne prostredie. Rozpustnosť kremeňa prudko stúpa pri pH viac ako 9, kedy sa kremeň rozpadá za vzniku kyseliny kremičitej reakciou:



Rozpúšťanie kremeňa je uľahčované substitúciou Al³⁺ za Si⁴⁺ v štruktúre a prítomnosťou diskontinuít (mikrotrhlín a pod.). Keďže kremeň kryštalizuje z magmy za najnižších teplôt

a tlakov, je v povrchových podmienkach najstabilnejší a nájdeme ho prakticky vo všetkých sedimentoch.

Živce (tektosilikáty) sú alumosilikáty, v ktorých Si-O a Al-O tetraédre tvoria 3D priestorovú štruktúru (kovalentné väzby) s kationmi Na, Ca a K na kontaktoch (iónové väzby). Rýchlosť rozpúšťania živcov je závislá od pH. Pri nízkom pH podliehajú hydrolýze. Zo znižujúcim sa počtom H^+ iónov v okolitej vode sa rozklad hydrolýzou spomaľuje a pri neutrálnom pH je reakčná rýchlosť nízka. Hydrolýzou sa zo štruktúry živcov odstraňujú mobilné kationy Na, Ca, K, ktoré odchádzajú do roztoku. Pri pokračujúcom rozklade sa odštiepia tetraédre Si v podobe kyseliny kremičitej a zvyšné Si + Al zostáva v podobe ílových minerálov alebo hydroxidov Al (gibbsitu – obr. III.4).

Najrýchlejšie sa rozkladajú plagioklasy s vysokým obsahom anortitovej molekuly (Ca – plagioklasy), stabilnejšie sú plagioklasy s malým obsahom anortitovej molekuly (Na plagioklasy, albit) a najstabilnejšie sú K-živce (ortoklas, mikroklín, sanidín). Rozdielne rýchlosti rozkladu sú spôsobené odlišnou silou iónových väzieb medzi Ca, Na, K a tetraédrami Si – O.

Fylosilikáty (sľudy a íly) obsahujú kovalentné väzby vo vrstvách tetraédrov Si-O a oktaédrov Al-O a iónové väzby s kationmi Mg, Na, K, Fe, ktoré ležia medzi vrstvami. Zvetrávanie prebieha rozkladom iónovej väzby hydrolýzou. Rozklad sľúd obsahujúcich kationy Fe^{2+} urýchľuje oxidácia, preto sú tmavé sľudy skupiny biotitu rozkladané rýchlejšie ako svetlé sľudy (skupina muskovitu). Rozklad sľúd prebieha najpomalšie pri pH 6 a so stúpaním či klesaním hodnoty pH rýchlosť rozpadu narastá.

Ílové minerály majú štruktúru podobnú sľudám. Sú tvorené 1 oktaédrickou Al – O vrstvou a 1 alebo 2 tetraédrickou Si-O vrstvou / vrstvami (dvojvrstvové a trojvrstvové íly). Tie tvoria pakety, medzi ktorými sa nachádzajú kationy (Ca, Na, K, Fe,...) viazané iba slabými vodíkovými väzbami. Sú produktom zvetrávania, najčastejšie rozpadu živcov. Pri chemickom zvetrávaní sa z nich uvoľňujú medzivrstevné kationy a neskôr aj tetraédre Si.

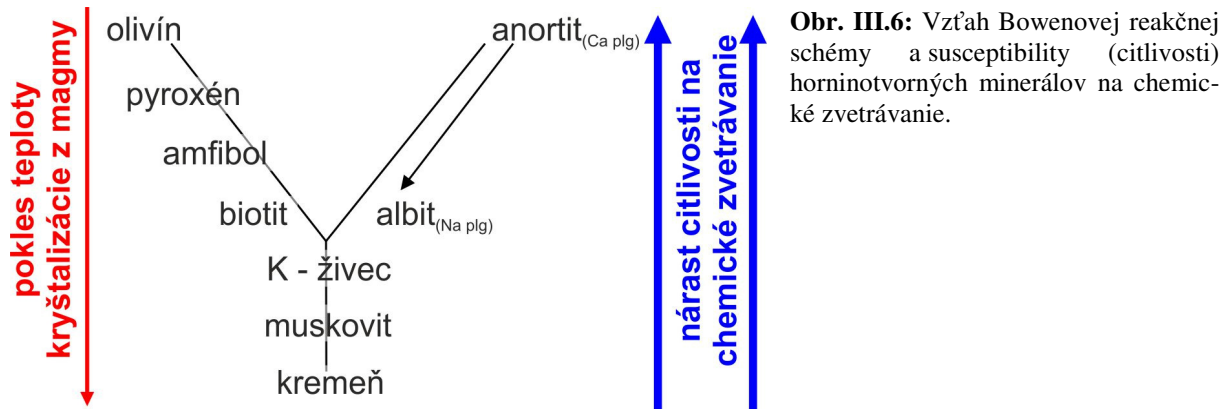
Tmavé minerály: amfiboly, pyroxény (inosilikáty) a olivíny (nezosilikáty) sú tvorené reťazcami tetraédrov (inosilikáty) alebo iba izolovanými tetraédrami Si-O (nezosilikáty), ktoré sú spolu pospájané mobilnými kationmi Ca, Na, Mg a Fe (iónová väzba, obr. III.5). Rozklad prebieha hydrolýzou, ktorá odstráni mobilné kationy a spôsobí tak rozpad štruktúry. Keďže na hydrolýzu sú potrebné H^+ ióny, ktorých množstvo závisí od pH, bude sa rýchlosť rozpúšťania zvyšovať s klesajúcim pH. Rozklad urýchľuje oxidácia Fe^{2+} v štruktúre tmavých minerálov.

III.2.7 Rýchlosť chemického zvetrávania

Rýchlosti zvetrávacích chemických reakcií boli sledované pomocou laboratórnych experimentov a terénnych pozorovaní. Na ich základe bolo vytvorených niekoľko schém opisujúcich relatívnu stabilitu minerálov. Vo všeobecnosti zodpovedá nárast stability minerálov Bowenovej schéme (obr. III.6), kedy olivíny a anortity vznikajúce za najvyšších teplôt a tlakov sú rozkladané veľmi rýchlo. Kremeň, muskovit a draselný živec vznikajúce za najnižších teplôt a tlakov sú voči zvetrávaniu v povrchových podmienkach najmenej citlivé.

Rýchlosti rozpúšťania silikátových minerálov nezávisí iba na minerálnom zložení, ale aj na mechanizme rozkladu, teplote, prítomnosti elektrolytov a organických látok, pH, dodávaní vody a topografie oblasti (drenáž). Rozpúšťanie CO_2 a kyselín v pôdnej vode vedie

k produkcii H^+ iónov, ktoré napomáhajú pri hydrolytickom rozklade minerálov. Drever a Stilling (1997) konštatujú, že vplyv organických kyselín na rýchlosť rozpúšťania silikátových minerálov je malá. Naopak, rozpúšťanie karbonátov a sekundárnych oxidov Fe a Al je silne závislé od prítomnosti organických kyselín ako aj od sekrečných produktov mikroorganizmov. Vplyv biosféry na zvetrávanie je teda veľmi výrazný.



III.2.8 Metódy zisťovania stupňa chemického zvetrávania sedimentov

Stupeň zvetrávania sa prejavuje na výslednom chemickom zložení sedimentu. Keďže počas zvetrávania sú prednostne vylúhované mobilné prvky (Ca, Na, K, Mg), produkt zvetrávania bude o tieto prvky ochudobnený v porovnaní s materskou horninou (obr. III.7).

Na princípe znižovania obsahu Ca, Na, K v porovnaní s Al a Si je založená väčšina indexov zvetrávania. Najpoužívanejší je index chemickej alterácie, čiže CIA index (Nesbitt a Young, 1982):

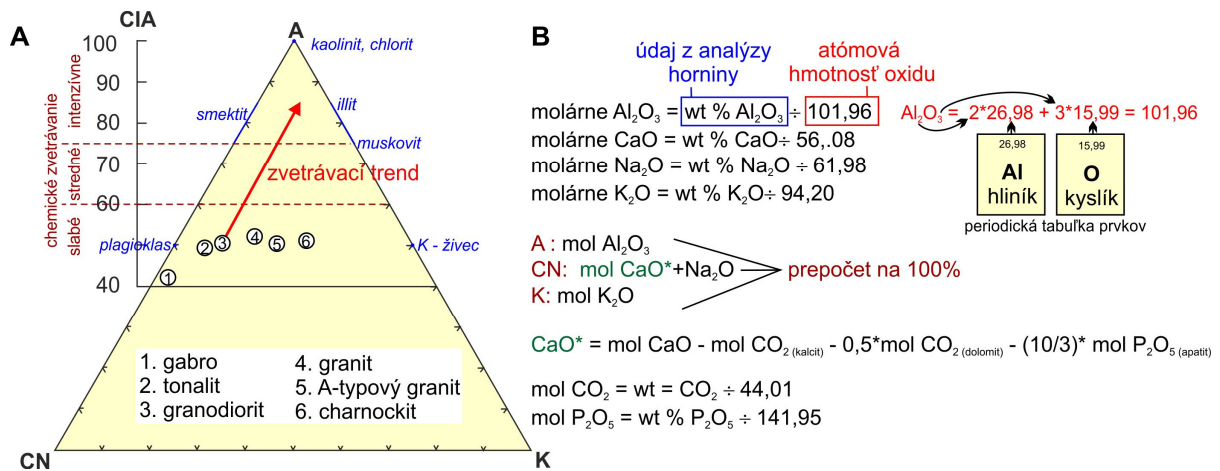
$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \cdot 100$$

kde za Al_2O_3 , Na_2O a K_2O priradíme obsah mólov Al_2O_3 , Na_2O a K_2O v nami analyzovanom sedimente. Treba si uvedomiť, že vo výsledkoch chemickej analýzy sedimentu sa obsah hlavných oxidov uvádza vo váhových percentách (wt%). Spôsob prepočtu váhových percent na molárny obsah je uvedený na obr. III.7B. Problematické je stanovenie obsahu CaO^* , ktoré má zodpovedať obsahu Ca pochádzajúceho zo silikátových minerálov. Keďže Ca vstupuje aj do apatitu ($Ca_5(PO_4)_3(F, OH)$) a hlavne karbonátov ($CaCO_3$ – kalcit, $(CaMg)CO_3$ -dolomit) je výpočet CaO^* komplikovaný. V prípade, že máme vo vzorke karbonáty (morské sedimenty), môžeme stanoviť obsah Ca z karbonátov v prípade, že máme stanovený obsah anorganického uhlíka. K uhlíku priradíme adekvátne množstvo mólov Ca potrebné na tvorbu karbonátov (inými metódami sa zistí, či je vo vzorke kalcit alebo dolomit) a v prípade nejakého obsahu P tiež odpočítame množstvo Ca potrebného na tvorbu apatitu podľa postupu uvedenom v obr. III.7B). Sumu CaO , ktorú sme spotrebovali na tvorbu karbonátov a apatitu odpočítame od celkového molárneho obsahu CaO a výsledok zodpovedá sume CaO^* . Keďže obsah C nie je štandardnou súčasťou chemickej analýzy hlavných prvkov, McLennan (1993) navrhol zjednodušenie, kde v prípade vysokého obsahu CaO , je obsah CaO^* rovnaký ako obsah NaO .

Procesy na zemskom povrchu

Vypočítané molárne obsahy Al_2O_3 , Na_2O , CaO^* a K_2O sa následne dosadzujú do vzorca na výpočet CIA indexu (vzorec je uvedený vyššie). Bežne sa tiež používa A-CN-K diagram (obr. III.7A), pre ktorý treba urobiť poslednú úpravu. Konkrétne treba prepočítať molárne obsahy daných oxidov tak, aby ich výsledný súčet bol 100 (molárny obsah každého vynásobeného oxidu vydáme ich spoločným súčtom a vynásobíme 100). Vynesené vzorky potom vytvárajú zvetrávací trend, ktorý môže zároveň indikovať chemické zloženie materskej horniny.

Hodnoty hlavných oxidov sú často pozmenené diagenetickými alteráciami (premenami počas pochovania), ktoré väčšinou vedú k nárastu obsahu K v sedimente. Patrí sem napríklad precipitácia ílových minerálov (illitu) v medzizrnných priestoroch alebo albitizácia plagioklasov, kedy v plagioklasoch dochádza k výmene Ca a Na za K. Diagenetický nárast K sa prejaví odklonom vpravo od zvetrávacieho trendu, ktorý je generálne rovnobežný s rozhraním A-CN.



Obr. III.7: Index chemickej alterácie **A)** A-CN-K diagram (Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1984). Červená šípka zodpovedá trendu zvetrávania granitov. **B)** Základné postupy spracovania chemickej analýzy pre potreby výpočtu CIA indexu a znázornenia v A-CN-K diagrame.

Príklad:

Oxid	obsah wt%	molárny obsah
Al_2O_3	1,38	$1,38/101,96 = 0,0135$
CaO	0,04	$0,04/56,08 = 0,0007$
Na_2O	0,30	$0,3/61,98 = 0,0048$
K_2O	0,15	$0,15/94,20 = 0,0090$
		suma mol = 0,0280

Nízky obsah CaO znamená, že $\text{CaO} = \text{CaO}^*$

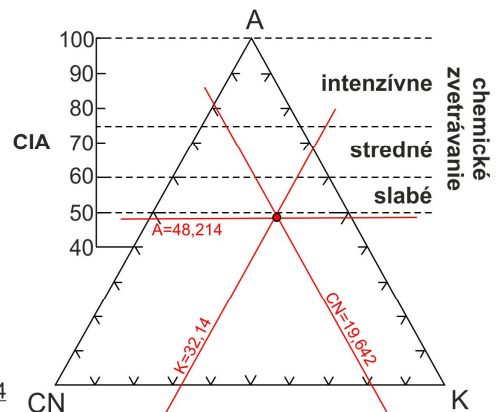
$$\text{CIA index} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100 = \frac{0,0135}{0,0280} \cdot 100 = \mathbf{48,214}$$

výpočet hodnôt dosadzovaných do A-CN-K diagramu

$$A = \text{mol Al}_2\text{O}_3 / \text{suma vynášaných oxidov} \cdot 100 = 0,0135 / 0,0280 \cdot 100 = \mathbf{48,214}$$

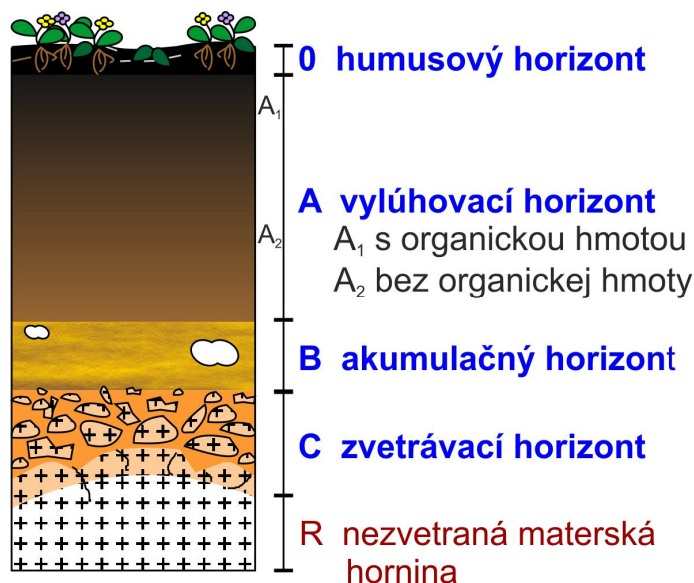
$$K = \text{mol K}_2\text{O} / \text{suma vynášaných oxidov} \cdot 100 = 0,0090 / 0,0280 \cdot 100 = \mathbf{32,14}$$

$$\text{CN} = \text{mol CaO}^* / \text{suma vynášaných oxidov} \cdot 100 + (\text{mol Na}_2\text{O} / \text{suma vynášaných oxidov} \cdot 100) = 2,5 + 15,142 = \mathbf{19,642}$$



III.3 Pôda (soil) – profil zvetrávania

Výsledkom zvetrávania hornín je pôda pokrývajúca povrch Zeme. Proces tvorby pôdy zahŕňa modifikáciu a rozpad pôvodných textúr a štruktúr materskej horniny. Termínom **materská hornina (parent rock)** sa označuje pôvodná hornina, ktorá je rozkladaná zvetrávaním. Od jej chemického a minerálneho zloženia závisí zloženie vznikajúcej pôdy. Fyzikálnym zvetrávaním sa hornina rozpadne na menšie častice, čo umožní lepší prístup vody. Nasleduje biochemické rozpúšťanie minerálov, ktorého výsledkom je tvorba oxidov, ílových minerálov a vylúhovanie mobilných iónov do pôdnej vody. Vylúhované ióny môžu migrovať s pôdnou vodou a pri zmene podmienok opätovne precipitovať do sekundárnych minerálov, často v podobe konkrécií, nodúl a kôr. Počas niekoľkých desaťročí zvetrávania sa vyformuje pôdny profil zložený z humusovej vrstvy a 3 hlavných horizontov (obr. III.8):



Obr. III.8: Schéma pôdneho profilu. V humusovom horizonte dochádza k rozkladu organickej hmoty. Z horizontu vylúhovania sú pretekajúcou meteorickou vodou odplavované uvoľnené ióny a ílovité častice. V akumulačnom horizonte dochádza k hromadeniu vylúhovaných častíc a k precipitácii sekundárnych minerálov v podobe konkrécií. V zvetrávacom horizonte dochádza k alterácii materskej horniny.

O humusový horizont je najvrchnejšia časť pôdy čiernej alebo sivej farby, tvorená predovšetkým organickou hmotou – humusom. Obsah minerálov je v nej veľmi malý.

A horizont (topsoil) alebo horizont vylúhovania, je tvorený nerozpustnými sekundárnymi minerálmi (ílimi) a rezistentnými minerálmi z materskej horniny (kremeň, muskovit). Je to vrchná časť pôdy, kde dochádza k rozpúšťaniu minerálov pôsobením pôdnej vody a kyselín produkovaných koreňmi rastlín a pôdnymi organizmami. Rozpustené zložky sú transportované do väčších hĺbok spolu s prenikajúcou zrážkovou vodou v podobe kationov a komplexov = vylúhovanie. Tiež dochádza k vyplavovaniu jemnozrnných pevných častíc (ílov) do horizontu B = eluvizácia.

B horizont alebo akumulčný horizont, je horizont, kam sú splachované produkty rozkladu minerálov z horizontu A. Vylúhované látky sa tu hromadia (akumulujú) procesmi biochemickej precipitácie, čiže tvorbou sekundárnych minerálov a konkrécií, alebo fyzikálnou depozíciou = iluvizáciou. Kontrolným faktorom je množstvo zrážok a kvalita drenáže. Od nich závisí, či budú mobilné prvky odnesené až do riek a oceánov (veľa zrážok), alebo či nastane ich akumulácia v horizonte B. Z uvedeného vyplýva, že v zložení B horizontu dominujú

íly a tvoria sa tu konkrécie Fe, Mn a Ca. Fe konkrécie vznikajú v humídnej klíme. V arídnej klíme, s nedostatkom vody na vyplavenie mobilných iónov, sú to kalcitové až sadrovcové konkrécie.

C horizont alebo horizont deštrukcie zahŕňa čiastočne zvetranú materskú horninu. Minerály v nej už bežne obsahujú oxidačné lemy. Zdravá, nezvetraná materská hornina sa označuje písmenom **R**.

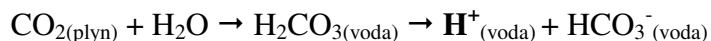
Vývoj pôd začína postupným vytváraním pôdných horizontov a pokračuje ich zvyrazňovaním a rastom hrúbky pôdy. **Slabo vyvinuté pôdy** s vytvorenými pôdnymi horizontmi vzniknú za 10^2 až 10^3 rokov. **Dobre vyvinuté pôdy** vznikajú počas dlhých období s nízkou depozičnou rýchlosťou, teda len s malým prínosom ďalšieho materiálu (cca menej než 1 mm za rok po dobu viac ako 10^3 rokov). „**Zrelé**“ **pôdy** dosahujúce hrúbku až niekoľko desiatok metrov sa tvoria približne 10^5 rokov. Na základe stupňa vývoja pôd a ich zloženia klasifikujeme pôdy do niekoľkých skupín, ktoré sa ďalej členia na druhy, typy a variety. Klasifikáciou a vývojom pôd a ich využitím sa venuje odbor **pedológia**.

Pôdy ako také sa v geologickom zázname zachovávajú zriedkavo, keď dôjde k prekrytiu pôdy mladšími sedimentmi (zvýši sa sedimentačná rýchlosť). Označujú sa ako **paleopôdy (paleosols)**. Môžeme ich identifikovať v kontinentálnych sedimentoch na základe prítomnosti odliatkov po koreňoch rastlín, prítomnosťou pedogénnych konkrécii, štruktúr a textúr (napr. mrazové klíny), ako aj neprítomnosťou textúr a štruktúr typických pre transport a depozíciu sedimentov. Najčastejšie sú zachované v eolických prostrediach. Napríklad prítomnosť paleopôd v sprašových komplexoch indikuje obdobia humídnejšej klímy (interglaciály), ktoré sa striedajú s arídnejšou klímou glaciálov, kedy sa usadzujú spraše (viate prachy).

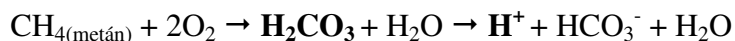
Napriek malému zachovaniu paleopôd vo fosílnom zázname, pochopenie ich vývoja je pre geológa veľmi dôležité. Poukazujú na obdobia zníženej sedimentačnej rýchlosti a možno z nich vydedukovať klimatické podmienky v čase ich vzniku. Procesy prebiehajúce pri pôdotvornom procese sú zároveň zodpovedné za vznik nerastných surovín, ako sú kaolíny, bauxity, či Fe laterity.

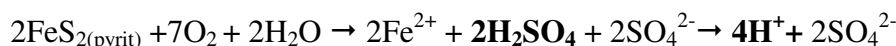
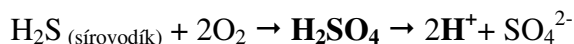
III.3.1 Zmena acidity a alkalinity v zvetrávacom profile

Ako bolo povedané, pôdna voda je často kyslejšia než povrchová voda v dôsledku produkcie CO_2 pôdnymi organizmami a rozkladom organickej hmoty. Ten reaguje s pôdnou vodou za vzniku H_2CO_3 . Následná reakcia:

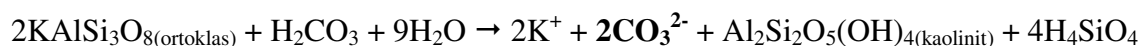
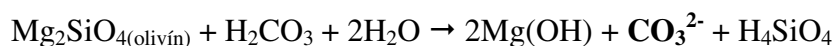


produkuje H^+ ióny, čím sa zvyšuje aktivita H^+ a výsledné pH sa znižuje. Aktivita H^+ iónov je dôležitá pri hydrolytickom rozklade minerálov, kde H^+ ióny hrajú dôležitú úlohu (kapitola III.2.3.1). Medzi najbežnejšie zvetrávacie reakcie produkujúce H^+ ióny v pôde sú:



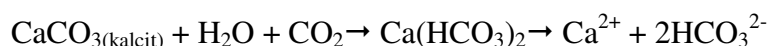
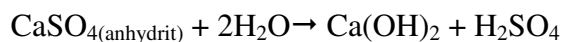


Rozklad silikátových minerálov obsahujúcich prvky alkalických kovov a kovov alkalických zemín ako sú Na, Ca, K a Mg, vedie k nárastu pH prostredia. Pri týchto reakciách sa H^+ ióny z kyselín (najmä H_2CO_3) spotrebujú na hydrolytický rozklad minerálov. Vyluhované kationy a bikarbonátové a karbonátové anióny (HCO_3^- a CO_3^{2-}) vstupujú do novotvorených minerálov, alebo tvoria komplexy rozpustené v pôdnej vode (CaCO_3 , Na_2CO_3 , KOH , MgOH). V zvetrávacom profile sa tak hromadia HCO_3^- ióny, ktoré zvyšujú alkalitu prostredia (kapitola II.7). Ako príklad si môžeme uviesť reakcie:



Môžete si všimnúť, že reakcie rozkladu organickej hmoty a hydrolytického rozkladu minerálov pôsobia proti sebe, kedy rozklad organickej hmoty vedie k produkcii H^+ iónov, ktoré sú následne spotrebované pri hydrolyze. Výsledné pH pôdneho profilu by tak v ideálnom prípade malo byť neutrálne. V humídnych klímach s dostatkom vody na rozvoj vegetácie je však produkcia CO_2 veľká, čo spôsobuje kyslý charakter pôd. Naopak, v aridnej klíme nedostatok zrážok neumožňuje rozvoj vegetácie, čo vedie k veľmi nízkej produkcii CO_2 . Vodíkové ióny vyprodukované rozkladom H_2CO_3 sú spotrebované na prebehnutie zvetrávacích reakcií, zatiaľ čo v pôde sa hromadia bikarbonátové a karbonátové ióny (HCO_3^- a CO_3^{2-}). Výsledná reakcia zvetrávacieho profilu je potom zásaditá.

Soli, ako je anhydrit (CaSO_4) a kalcit (CaCO_3) sú zlúčeninami zásad a kyselín, takže ich rozpúšťanie neovplyvňuje ani aciditu ani alkalitu prostredia. Pridanie CO_2 z rozkladu organickej hmoty vedie k tvorbe bikarbonátových iónov, čím sa neutralizuje vznikajúca pôdna kyslosť.



III.3.2 Parametre ovplyvňujúce typ vznikajúcej pôdy

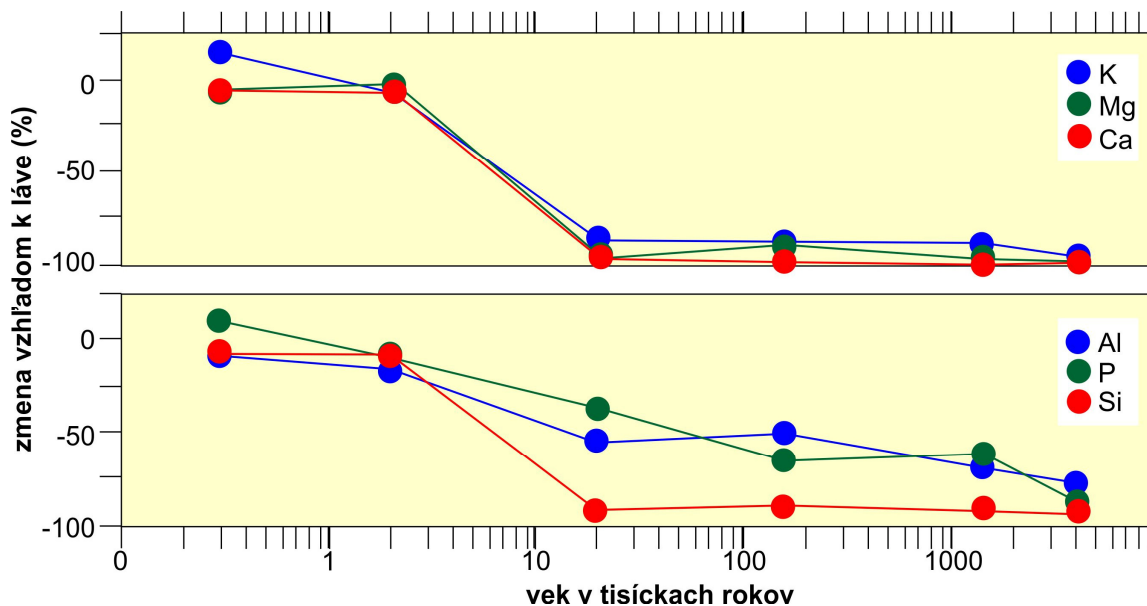
III.3.2.1 Klimatické podmienky

Pre chemické zvetrávanie je najdôležitejší prísun vody. Zároveň platí, že rýchlosť chemických reakcií rastie s narastajúcou teplotou, čo znamená, že zvetrávacie profily budú mohutnejšie v teplej a humídnej klíme. Teplota spolu s množstvom a rozložením zrážok tiež ovplyvňuje rozvoj vegetácie a rýchlosť rozkladu organickej hmoty, ktorá určuje charakter a typ vznikajúcich pôd.

III.3.2.1.1 Podzoly a laterity

Tento typ pôd vzniká v **humídnej klíme**, kde je dostatočná produkcia organických kyselín a CO_2 čo vedie k znižovaniu pH. Výsledkom je kyslá reakcia pôdnej vody (pH 4 -7), ktorá podporuje hydrolytický rozklad minerálov (kapitola III.2.3.1). Ten vedie k vylúhovaniu mobilných kationov Ca, Na, K zo silikátových minerálov a ich rozpad na ílové minerály. Vysoké množstvo zrážok spôsobuje odstránenie mobilných prvkov z pôdy do povrchových vôd (obr.

III.9). Prítomné organické chelátujúce látky(kapitola II.4.1) umožňujú aj transport inak nemoobilných prvkov. Výsledkom sú minerálne zrelšie pôdy zložené dominantne z nemoobilných prvkov, ako je Fe^{3+} , Al^{3+} , Si^{4+} . Na základe zvýšeného obsahu Fe sa pôdy humídnej klímy označujú ako **pôdy obsahujúce Fe**, ktoré ďalej delíme na podzoly a laterity.



Obr. III.9: Zvetrávanie a vylúhovanie jednotlivých prvkov počas vývoja pôd na Havaji (zdroj: Vitousek et al., 1997). Môžeme si všimnúť, že v teplej, humídnej klíme Havaja sú zo zvetrávacieho profilu pomerne rýchlo odstránené mobilné prvky ako K, Mg a Ca (cca 20 tisíc rokov). Vďaka neutrálnemu pH je odstraňované aj Si, zatiaľ čo množstvo Al je pomerne stabilné.

Tvorba **podzolov** prebieha pri nižších teplotách (**chladná, humídna klíma**), kedy sa organická hmota rozkladá pomaly. Nahromadené organické kyseliny spôsobujú nízke pH pôdy (4 - 5,5). Pri takto nízkom pH je Al mobilnejšie ako Si (obr. III.10), čiže po vylúhovaní mobilných prvkov dochádza k prednostnému transportu Al, zatiaľ čo Si zostáva v pôde.

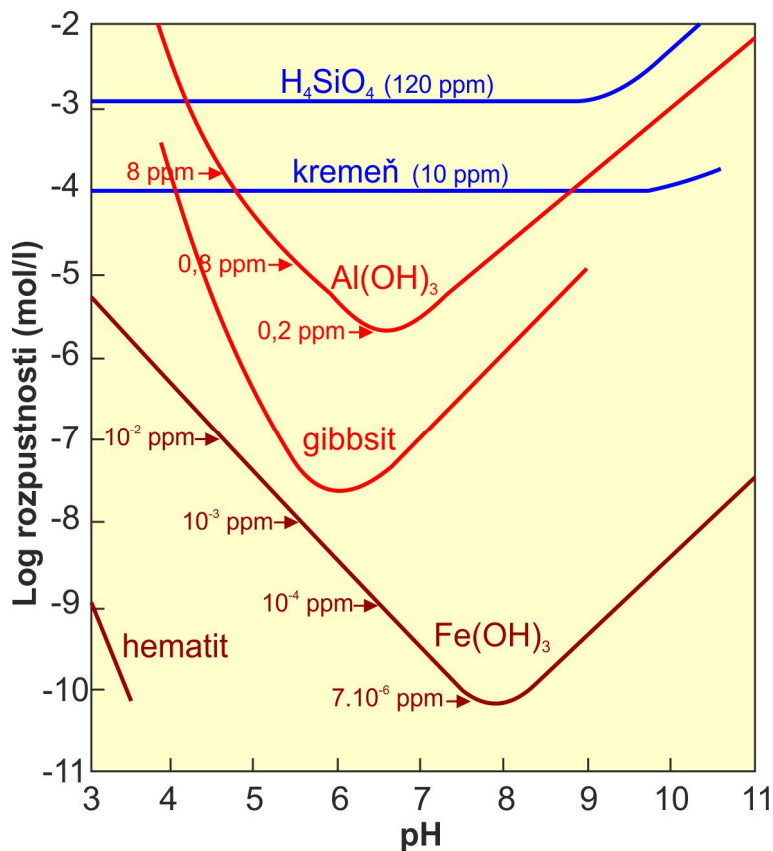
Tvorba **lateritov** prebieha pri vyšších teplotách a väčšom objeme zrážok (**teplá, humídna klíma**). Vyššie teploty vedú k rýchlejšiemu priebehu chemických reakcií vrátane rozkladu organickej hmoty. V dôsledku rýchleho rozkladu organickej hmoty je pH pôdy takmer neutrálne (pH 5 - 9). Pri takomto pH je Si mobilnejšie ako Al (obr. III.10) a preto dochádza k odstráneniu Si pred Al v zvetrávacom profile (obr. III.9). V konečnom štádiu zvetrávania tak v pôdnom profile ostávajú iba stabilné prvky tvoriace oxidy a hydroxidy Fe a Al, ktoré označujeme ako **Fe laterity a bauxity**.

III.3.2.1.2 Ca pôdy a sodné pôdy

Vznikajú v **aridnej klíme**, kde nedostatok zrážok vedie k redukcii vegetácie a tým aj organických kyselín a pôdneho CO_2 . Mobilné prvky Ca, Na a K uvoľnené pri rozklade silikátových minerálov tvoria v styku s vodou zásady, ktoré zvyšujú pH (kapitola III.3.1). Nedostatok vody nedokáže mobilné prvky odstrániť z pôdy do povrchových tokov a malé množstvá organických kyselín a CO_2 nedokážu vytvoriť kyslú reakciu pôdnej vody. Z tohto dôvodu má pôdna voda neutrálnu až zásaditú reakciu (pH 7 - 9).

Keďže výpar je väčší ako zrážky, dochádza ku kapilárnemu vztlínaniu podzemnej vody obsahujúcej mobilné prvky uvoľnené počas chemického zvetrávania. Vyparovaním kapilárnej

vody sa v nej rozpustené prvky vyhrádzajú do podoby sekundárnych minerálov a konkrécií; najčastejšie kalcitu, sadrovca, prípadne halitu. Ich hĺbkové umiestnenie bude variovať s množstvom zrážok. Čím menšie budú zrážky, tým plytšie k povrchu budú sekundárne minerály a konkrécie precipitovať.



Obr. III.10: Rozpustnosť kryštalických a amorfných foriem Si, Al a Fe ako funkcia pH (zdroj, Blatt et al., 2006)

III.3.2.2 Drenáž

Na odstránenie vylúhovaných prvkov / iónov do vodných tokov je potrebný dostatok vody pri vhodnej drenáži (odvodnení) terénu. V oblastiach so zlou drenážou (odvodnením) môže vysoká hladina podzemnej vody spôsobiť redukčné prostredie (Eh - 0,1 až - 0,4). Následné oxidačno - redukčné zmeny menia mobilitu jednotlivých prvkov, najmä Fe - **tvorba glejov**.

III.3.2.2.1 Gleje

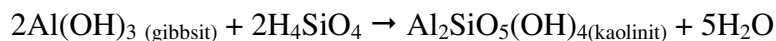
Gleje sú pôdy vznikajúce v oblastiach s vysokou úrovňou podzemnej vody (fluviálne plošiny), prípadne v periodicky zatápaných oblastiach (sezónne humidná klíma). Redukčné prostredie pod hladinou podzemnej vody je spôsobené spotrebovaním kyslíka pri rozklade organickej hmoty. V redukčnom prostredí prechádza Fe³⁺ do mobilnej formy Fe²⁺, výsledkom čoho je zmena sfarbenia pôdy zo žltej až červenej (Fe³⁺) na zelenú (Fe²⁺). Preto sa permanentne zaplavené pôdy vyznačujú modrosivou až zelenosivou farbou.

V prípade sezónne humidnej klímy (striedanie vlhkých a suchých období) dochádza vplyvom oxidačno - redukčných reakcií k tvorbe Fe - Mn konkrécii v pôdach. Počas zaplavenia pôdy migruje mobilné Fe²⁺ k miestu nukleácie (najčastejšie kalcitové zrnko). V suchom období nastane oxidácia Fe²⁺ do minerálov skupiny limonitu (Fe³⁺OOH). Výsledkom je tvorba a rast Fe konkrécií v pôde.

III.3.2.3 Topografia terénu

Topografia terénu má vplyv na intenzitu a typ zvetrávania, transport častíc ako aj na typ vznikajúceho sedimentu. Čím väčší je **sklon terénu**, tým rýchlejší je odnos produktov zvetrávania. Odnos produktov zvetrávania umožňuje vstupovať do reakcií ďalším časticiam materskej horniny a zabraňuje spätným reakciám. Pri veľmi rýchlom odnose (strmé svahy) je materiál transportovaný tak rýchlo, že nestihnú prebehnúť reakcie chemického zvetrávania. V takomto výrazne prevýšenom teréne dominujú hruboklastické sedimenty, ktoré sú rýchlo transportované. Dokonalé chemické zvetrávanie je možné len pri nízkom sklone reliéfu, ktorý udrží reaktanty na mieste a umožní tak ich úplný rozklad. Pre plochý reliéf sú typické mohutné pôdy.

Na druhej strane, ak sa na zvetrávanej hornine vytvorí v dôsledku chemických reakcií hrubá vrstva pôdy, táto zabraňuje ďalšiemu zvetrávaniu. Výsledkom je zastavenie rozkladu a lúhovania prvkov z materskej horniny. V krajnom prípade môže dôjsť až k **spätným reakciám**. Napr. ak v konečnom produkte zvetrávania - Al laterite zostane zvetrávaním uvoľnená H_4SiO_4 , ktorá nebude odnesená preč, dôjde k spätnej reakcii za opätovnej tvorby kaolinitu:



III.3.2.4 Zloženie materskej horniny

Charakter a typ vznikajúcej pôdy výrazne limituje zloženie materskej horniny, ktoré určuje východiskové zloženie chemických prvkov. Napr. na vznik bauxitu (Al laterit) je potrebná materská hornina bohatá na Al (arkóza, syenit). Pokiaľ materská hornina neobsahuje minerály Al (napr. peridotity), bauxit nevznikne ani najdokonalejším zvetrávaním.

III.3.3 Koncové štádia vývoja pôd (extrémne pôdy, durikrusty)

V ideálnych podmienkach sa vývoj pôd končí vytvorením tvrdej, často nepriepustnej kôry v horizonte B, ktorá sa označuje ako **durikrusta**. Keď durikrusta zabráni rastlinám čerpať podzemnú vodu, spôsobí rozpad vegetácie a degradáciu prostredia (obr. III.11). Medzi pravé durikrusty predstavujúce konečné štádium chemického zvetrávania patria **bauxity** a **Fe laterity**.

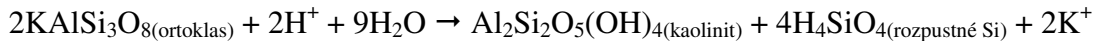
Termínom **kalkrety, kaliče (calcrete/ caliche)** sa označujú Ca kôry (kalkrusty), ktoré nepatria medzi pravé durikrusty, pretože vznikajú hromadením a precipitáciou mobilných prvkov v dôsledku nízkych zrážok a nie dokonalým chemickým zvetrávaním.

Posledným typom durikrusty sú **silkrety (silcrete)** alebo Si kôry či silkrusty, ktoré môžu vznikáť rôznymi procesmi v rôznych klimatických podmienkach.

III.3.3.1 Bauxit (bauxite / aluminocrete / Al-laterite)

Bauxit vzniká v teplej, humídnej klíme, ktorá umožňuje dokonalé chemické zvetrávanie. Je tvorený najmä hydroxidmi Al (gibbsit, diaspor, boehmite), pričom jeho tvorba vyžaduje intenzívnejšie a kontinuálnejšie zrážky v porovnaní s Fe lateritmi. Podmienkou je nízky reliéf a materské horniny obsahujúce Al minerály (napr. živce) ako sú syenity, granity, ruly, bridlice

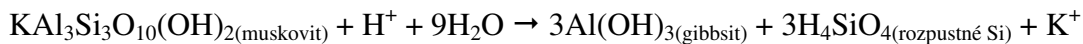
a živcové či arkózové pieskovce. Rozklad prebieha odstránením mobilných prvkov (Ca, Na, K) z minerálov za vzniku kaolinitu:



Uvoľnené mobilné prvky (Ca, Na, K, Mg) sú odoberané rastlinstvom ako živiny, alebo odchádzajú do povrchových tokov. Pri pokračujúcom zvetrávaní dochádza k rozkladu kaolinitu za vzniku gibbsitu a odnosu Si, kedy je nárast pomeru Al/Si v prospech Al spôsobený lepšou rozpustnosťou Si pri pH 5-9 (obr. III. 10):



Hydroxidy Al (gibbsit, diaspor, boehmite) môžu vznikať aj priamym rozkladom bez medzistupňa v ílových mineráloch:



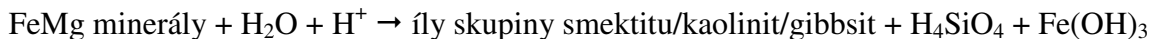
Vylúhovanie Al z horizontu A do horizontu B prebieha pomocou organických kyselín (chelátov) alebo fyzikálne - splachovaním v rámci ílov a malých častíc (eluvizácia).

Z hľadiska ekonomického využitia bauxitov je dôležité odstránenie Si a Fe. Treba si uvedomiť, že všetky laterity obsahujú nejaké Fe hydroxidy, ktoré spôsobujú ich červené sfarbenie. Nehovoríme teda o dokonalom odstránení Fe. Fe môže byť odtransportované spolu s Si vo forme chelátov, prípadne odseparované oxidačno-redukčnými reakciami.

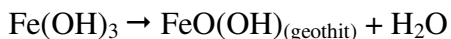
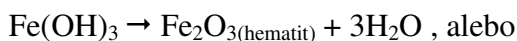
III.3.3.2 Fe laterit (Fe laterite / ferricrete)

Fe laterity a kôry vznikajú v teplej, sezónne humídnej klíme. Sú tvorené najmä hematitom, ale obsahujú aj gibbsit a kaolinit. Ako Fe laterity označujeme len tie, ktoré obsahujú viac ako 50% Fe oxidov a hydroxidov.

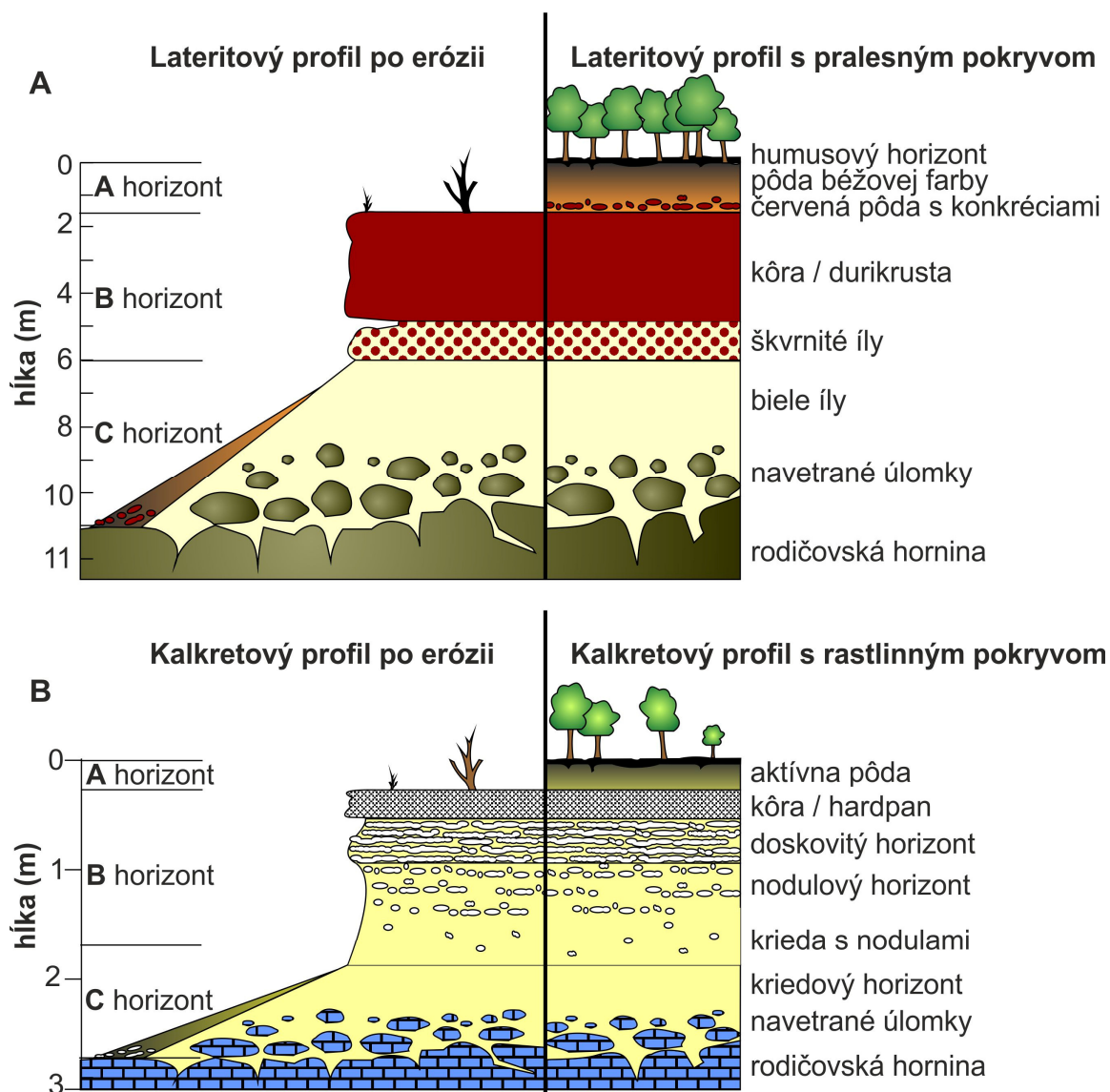
Podmienkou vzniku železitých kôr je nízky reliéf a materská hornina bohatá na tmavé minerály obsahujúce Fe (pyroxény, olivíny, amfiboly, biotit). Medzi takéto horniny patria napr. peridotity, gabrá, bazalty a amfibolity. Tmavé minerály svojím rozpadom poskytujú zdroj Fe, prípadne aj Ni. Rozklad prebieha rovnako ako v predchádzajúcom prípade, odstránením mobilných prvkov (Ca, Na, K) a Si:



Nasleduje dehydratácia hydroxidov Fe:



Transport Fe do B horizontu prebieha rovnako ako v prípade Al, v podobe chelátov, alebo fyzikálne, eluvizáciou, čiže splachovaním v podobe častíc ílovitej veľkosti. Následne Fe precipituje v podobe peloidov (koncentrické guľôčky s veľkosťou nad 2 mm) a konkrécií, ktoré sa neskôr spájajú do tvrdej kôry (obr. III.11).



Obr. III.10: Schematický náčrt extrémne vyvinutých pôdnych profilov. **A)** Lateritový profil **B)** Kalkretový profil. Vytvorenie nepriepustnej vrstvy môže viesť k deštrukcii rastlinného spoločenstva zabránením prístupu k podzemnej vode. Následná erózia pôdy spôsobí odkrytie durikrusty, či hardpanu.

III.3.3.3 Ca kôry (*calcrete / caliche / hardpan*)

Ca kôry, alebo tiež kalkrety či kaliče, sa vyvíjajú v oblastiach, kde evaporácia vody prevláda nad zrážkami. Ich tvorba zahŕňa zvetrávanie minerálov spojené s uvoľňovaním mobilných Ca kationov do roztoku. Vyššia evaporácia spôsobí, že sa pôdne vody stanú saturované s ohľadom na kalcit, výsledkom čoho je tvorba Ca konkrécií v horizonte B (obr. III.11).

Hĺbka vzniku Ca konkrécií a ich spájanie sa do kontinuálnej kôry závisí od množstva zrážok. Aj keď k akumulácii pôdneho kalcitu môže dochádzať pri zrážkach nad 100 cm za rok, kontinuálne kôry pôdneho kalcitu, teda kalkrety alebo inak kaliče, sa tvoria len pri priemerných zrážkach pod 50 cm za rok. Nárast množstva zrážok spôsobuje posúvanie horizontu tvorby Ca kôry do väčších hĺbok pôdneho profilu (z niekoľkých 10 cm od povrchu do hĺbky 2 m), ako aj porušenie jej kontinuity, keď sa namiesto kôry tvoria iba iregulárne konkrécie.

Z uvedeného vyplýva, že základnými podmienkami pre vznik tohto typu pôd je aridná klíma a materská hornina bohatá na Ca (spraše, horniny tvorené Ca silikátmi, karbonáty).

Tento typ pôdy vzniká aj v prípade sezónnej aridity, v tomto prípade sa však Ca konkrétne často vyskytujú spolu s Fe konkréciami.

III.3.3.4 Si kôry (silcrete)

Na rozdiel od Fe a Al lateritov, ktoré sú reziduálnymi kôrami zvetrávania vznikajúcimi odstránením ostatných prvkov, Si kôry vznikajú precipitáciou z podzemnej vody obohatenej o rozpustené Si. Silkrety sú teda pôdy, kde došlo k precipitácii opálového cementu medzi jednotlivými časticami pôdy.

Zatiaľ čo bežná podzemná voda obsahuje 20 ppm Si, na tvorbu silkriet je treba cca 120 ppm Si v roztoku, pretože pri tejto koncentrácii je voda saturovaná s ohľadom na opál. K saturácii podzemných vôd o Si môže dochádzať rôznymi mechanizmami v rôznych prostrediach:

V humídnych oblastiach je zdrojom Si lateritické zvetrávanie. Ide o Si odstránené pri tvorbe bauxitov a Fe lateritov, ktoré migruje v podzemnej vode v podobe H_4SiO_4 alebo v podobe chelátov do viac oxidačného prostredia. Vyšší prísun kyslíka spôsobí rozklad organickej komponenty chelátu a Si precipituje buď priamym nárastom kremenných kryštálov, alebo vo forme opálu v medzizrnných priestoroch. Nasleduje rekryštalizácia opálu na mikrokryštalický kremeň. Výsledná hornina, **rohovec**, je zložená z detritických zrn spojených Si cementom.

V aridných oblastiach je saturácia o Si spôsobená alkalickým pH v zvetrávacom profile. V podmienkach vysokej alkalinity (pH viac ako 9) dochádza k výraznému nárastu rozpustnosti kemitého materiálu (vulkanické sklo, kremeň,..) s následným vylúhovaním Si do podzemnej vody, jeho migrácii a opätovnej precipitácii v medzizrnných priestoroch pôdy / sedimentu. Silkrety vznikajúce v aridných podmienkach sú typické prítomnosťou karbonátov a evaporitových minerálov.

Kemité kôry sa môžu tvoriť aj okolo horúcich prameňov **vulkanických oblastí**. V tomto prípade je zdrojom Si devitrifikácia vulkanických skiel a nárast rozpustnosti kremeňa v dôsledku vysokej teploty vody. Po ochladnutí vody sa Si vyzráža do podoby silkrety.

Po preštudovaní tejto kapitoly by mal študent poznať a vedieť vysvetliť základné procesy fyzikálneho a chemického zvetrávania, a poznať faktory, ktoré ich ovplyvňujú. Tieto vedomosti by mal vedieť dať do súvisu s typom vznikajúcej pôdy. Pozná termíny ako kalkreta, bauxit, silkreta, Fe laterit, pozná mechanizmus ich vzniku a prostredie ich výskytu.

Kapitola IV. Základné fyzikálne parametre transportu a sedimentácie

Sedimentárne horniny vznikajú zvetrávaním už existujúcich pevných hornín ako sú granity, andezity, dolomity, vápence, svory, ruly a pod. Častice uvoľnené fyzikálnym a chemickým zvetraním sú nasledovne transportované do miesta sedimentácie v podobe pevných častíc, koloidov alebo prvkov rozpustených v roztoku.

Procesy transportu a sedimentácie pevných častíc vychádzajú z fyzikálnych zákonov. Vedú k tvorbe **sedimentárnych telies** ako sú čeriny, duny, bary a pod. V sedimentárnom zázname ich vieme dešifrovať na základe sedimentárnych textúr, ktoré nám spätne pomáhajú určiť spôsob transportu a prostredie sedimentácie. Základnými transportnými mechanizmami v prírode sú:

1. **sedimentárne gravitačné prúdy:** pohyb je viazaný viac na gravitačné sily ako na sily fluida. Patrí sem rútenie skál, kamenné lavíny, zrnotoky, fluidizované prúdy, bahnotoky, turbiditové prúdy, zosuvy, pyroklastické prúdy a pod. Sú zodpovedné za katastrofické udalosti.
2. **priame prúdenie fluíd:** častice sú nesené silami fluida (transport riekami, vetrom, ľadom)

Upozornenie!

Vzorce v nasledujúcich kapitolách sú uvedené za účelom lepšieho znázornenia vzťahu medzi parametrami vstupujúcimi do fyzikálnych procesov. **Je možné ich používať iba pri teoretickom a laboratórnom modelovaní procesov a z tohto dôvodu nie je potrebné učiť sa vzorce. Dôležité je pochopenie vzájomných vzťahov (ako daný parameter ovplyvňuje daný proces)**

IV.1 Rezistencia (odolnosť) voči pohybu

Aby došlo k transportu zvetraného materiálu, musí dôjsť k prekonaniu odolnosti (rezistencie) častíc voči pohybu. Tá zodpovedá tretej sile, ktorá je výsledkom vzájomného pôsobenia **gravitácie, detritických častíc a fluida v medzizrnných priestoroch.**

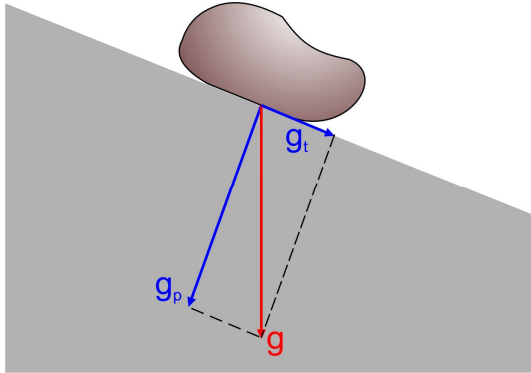
IV.1.1 Gravitácia a trecia sila

Gravitácia je najzákladnejšou hnacou silou, ktorá sa snaží premiestniť všetky častice (pevné, kvapalné aj plynné) „zhora dole“. Gravitácia pôsobí na všetky častice v sedimentárnom telese (čerine, dune, bare) rovnomerne a vytvára tak **sily telesa**. Pôsobenie gravitácie rozdeľujeme do dvoch zložiek tvoriacich vektor (obr. IV.1):

1. **Tangenciálna zložka (g_t)** – pôsobí pozdĺž povrchu svahu a vytvára **šmykové napätie**. Ak šmykové napätie prekročí kritickú hranicu, častice sa začnú pohybovať dolu svahom.
2. **Kolmá zložka (g_p)** – pôsobí kolmo na povrch svahu a môžeme ju vyjadriť ako tlak, ktorý zodpovedá hmotnosti častice. Kolmá zložka gravitácie spolu s tvarom a opracovaním zfn

vytvára **trečiu silu**, ktorá pôsobí proti pohybu častíc. Platí, že drsný a nepravidelný povrch častice vedie k nárastu trenia (trecej sily).

Z uvedeného vyplýva, že obe zložky gravitácie pôsobia proti sebe, pričom **k pohybu častice dôjde v prípade, že tangenciálna zložka (šmykové napätie) prekoná trečiu silu.**



Obr. IV.1: Zložky gravitácie: g_t – tangenciálna zložka (tangential component of gravity) pôsobí pozdĺž povrchu a vedie k pohybu častice; g_p – kolmá zložka gravitácie (perpendicular component of gravity) drží časticu na mieste = tvorí trečiu silu; g – výsledná sila gravitácie. Častica sa začne hýbať ak bude g_t väčšia ako g_p . Nárastom sklonu svahu sa zväčšuje g_t a znižuje g_p (zdroj: http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/slopestability.htm).

IV.1.2 Detritické častice

V prípade detritických častíc platí, že v rovnakých podmienkach sa inak správa osamotená častica (zrnko piesku) a inak sa správa sedimentárne teleso (zrnká piesku v dune). Za odlišné správanie sa separátnej častice (zrnko piesku) a sedimentárneho telesa (duna) je zodpovedné vzájomné pôsobenie častíc medzi sebou, prítomnosť fluida, ako aj ďalšie pridané sily. Patrí sem:

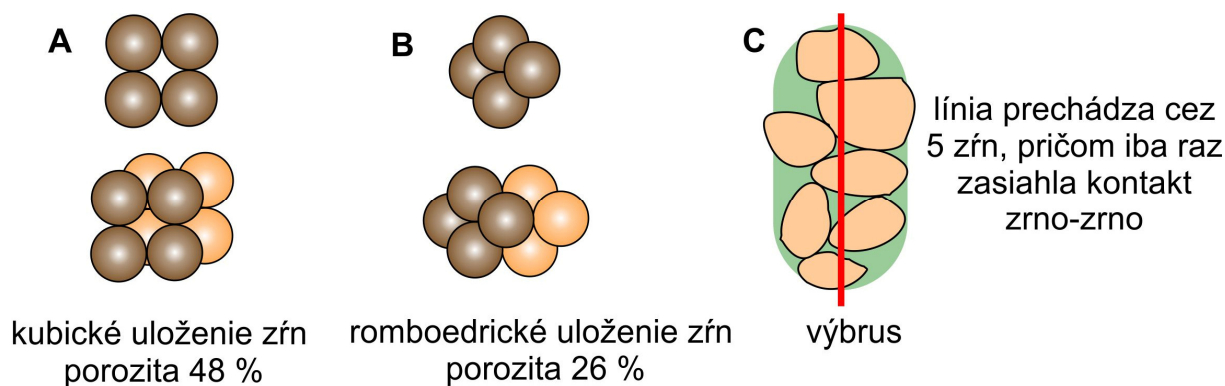
1. trenie medzi časticami
2. podmienky vo vnútri intersticiálnych fluíd (intersticiálny = medzizrnný)
3. kohezívne sily, inak tiež efekt elektrostatických síl

IV.1.2.1 Kontakty medzi zrnami a trenie (frikcia)

Trečiu silu sme si definovali už vyššie. V telese sedimentárnych častíc (čerine, dune, pôde) sa trecia sila zvyšuje počtom kontaktov zrno-zrno. V miestach dotyku medzi zrnami totiž vzniká ďalšie, pridané trenie, ktoré pôsobí proti pohybu častíc.

Množstvo kontaktov medzi časticami závisí od **tesnosti uloženia častíc (packing)** - niekedy prekladané ako stesnanie). Je to dôležitý parameter, ktorý môže byť vypočítaný ako pomer objemu zrn voči celkovému objemu horniny. Rozdiel medzi objemom zrn a celkovým objemom horniny potom zodpovedá totálnej porozite v hornine (percento priestorov medzi zrnami, ktoré sú prázdne alebo vyplnené spojivom). Čím lepšie bude sediment vytriedený a zrná lepšie opracované, tým lepšie bude uloženie zrn a výsledná porozita bude menšia (obr. IV.2). V sedimente, kde sú zrná uložené tesne pri sebe sa zvyšuje počet kontaktov zrno – zrno, čím rastie aj výsledné trenie. Množstvo kontaktov zrno-zrno v sedimente tak ovplyvňuje sklon svahu, pri ktorom sa sediment začne pohybovať. Napríklad piesky s dobrým (tesným) uložením častíc sa začnú pohybovať pri 40° sklone svahu, zatiaľ čo piesky s väčším objemom pórov (menej tesné uloženie) sa začnú pohybovať už pri 30° sklone svahu.

Procesy na zemskom povrchu



Obr.IV.2: A + B) Rôzne možnosti uloženia (stesnania) častíc (zdroj: Tucker, 2001). C) Príklad pozorovania vo výbruse (zelená farba predstavuje matrix). Na pozorovanej línii prechádzajúcej cez 5 zrn, bol iba v jednom prípade zachytený kontakt zrno-zrno.

Opracovanie častíc neovplyvňuje len stupeň tesnosti uloženia častíc v sedimente. Platí, že trenie medzi časticami sa zvyšuje s nepravidlosťami na ich povrchu. Sedimentárne teleso zložené z častíc s hladkými a dokonale zaoblenými povrchmi bude mať výslednú treciu silu nižšiu než teleso tvorené neopracovanými časticami. Takéto teleso sa začne pohybovať pri nižšom šmykovom napätí – menšom sklone svahu.

Generálne platí, že **teleso sa hýbe**, ak tangenciálna zložka gravitácie (g_t) prekročí treciu silu vo vnútri telesa častíc a **teleso častíc sa nehýbe** ak je trecia sila väčšia ako tangenciálna zložka gravitácie (šmykové napätie). V tomto prípade si častice v sedimentárnom telese udržia svoje kontakty zrno-zrno a teleso častíc sa chová ako pevné. Je rezistentné voči sklzu a bude šíriť strihovú vlnu (S vlny v seizmológii). Treciu silu pôsobiacu v telese častíc ovplyvňuje tiež kohézia a fluidá v pórových priestoroch.

IV.1.2.2 Efekt elektrostatických síl (kohézia)

Tento efekt vychádza z elektrostatických síl, ktoré existujú medzi elektricky nabitými časticami. V detritických časticách vzniká náboj v prípade, že zrno (častica) je tvorená minerálom, ktorý nemá ukončené alebo vyrovnané väzby medzi iónmi v kryštálovej štruktúre. To môže byť spôsobené napríklad substitúciou Al^{3+} za Si^{4+} , kedy zámena trojmocného katiónu za štvormocný spôsobí, že jednému kyslíku zostane prebytočný elektrón, ktorý vytvorí náboj. Neukončené väzby sú na hranách, rohoch a plochách kryštálov (obr. III.3).

V prípade veľkých zrn zložených z viacerých kryštálov sa náboje vyrovnajú v rámci detritickej častice a tá sa potom voči okoliu javí ako zrno bez náboja. V malých zrnách a kryštáloch nie je dostatok možností na vyrovnanie náboja v rámci zrna. Malé častice potom vykazujú na svojom povrchu náboj, ktorý k nim priťahuje opačne nabitú zrná. Takéto zrná sa chovajú ako malé magnety, kedy vytvorená elektrostatická sila drží častice pri sebe.

Sedimentárne telesá držiace pokope vďaka elektrostatickým silám sa označujú ako **kohezívne** alebo **súdržné**. Na začatie ich transportu treba značnú silu, ktorá musí prekonať efekt elektrostatických síl držiacy častice vo vzájomnom kontakte. Kohézia teda zvyšuje rezistenciu telesa voči pohybu.

Ako bolo naznačené vyššie, efekt elektrostatických síl nepôsobí na rôzne veľké častice rovnako.

1. **Častice s veľkosťou pod 2 ϕ** (0,25 mm a viac = hrubý piesok a štrk) sú bez efektu elektrostatických síl.

2. **Častice s veľkosťou 2 až 5 ϕ** (jemnozrnný piesok až hrubozrnný prach) majú premenlivý elektrostatický efekt. Častice tejto veľkosti môžu byť bez efektu (nesúdržné), ale aj s efektom elektrostatických síl (súdržné).

3. **Častice s veľkosťou nad 5 ϕ** (pod 0,03 mm = strednozrnný prach až íl) majú výrazný efekt elektrostatických síl.

Z uvedeného vyplýva, že elektrostatické sily pôsobia iba medzi časticami prachovej a ílovej veľkosti a sila efektu závisí od množstva týchto častíc v sedimentárnom telese: **veľkosť elektrostatického náboja je proporcionálna vzhľadom k množstvu častíc produkujúcich náboj.**

Ako kohezívne sedimenty tak označujeme hlavne ílovité sedimenty a bahná, ktoré sa vďaka efektu elektrostatických síl správajú počas erózie, transportu a sedimentácie inak ako nekohezívne piesky a štrky. Keďže väčšie častice nie sú viazané pomocou elektrostatických síl do kohézie, sedimentárne telesá z nich vytvorené sú rýchlo erodovateľné a disperzibilné. Vďaka neprítomnosti kohézie dokáže voda zdvihnúť z dna jednotlivé piesčité zrná a vytvárať z nich čeriny. Zdvihnúť ílovitú časticu z vrstvy kohezívneho (súdržného) bahna je pre prúd vody oveľa náročnejšie, dokonca až nemožné (zdvihne agregát častíc). Z tohto dôvodu sú transportné mechanizmy a vznikajúce sedimentárne textúry rozdeľované na základe prítomnosti kohézie.

Kohézia, čiže súdržnosť sedimentárneho telesa, môže byť okrem efektu elektrostatických síl spôsobená aj ďalšími procesmi, ako je cementácia, prerastanie sedimentu vegetáciou alebo zlepením sedimentu organickou hmotou. Všetky tieto procesy zvyšujú súdržnosť sedimentárneho telesa a zvyšujú tak jeho rezistenciu voči pohybu.

IV.1.3 Intersticiálne fluidá (fluidá v medzizrnných priestoroch)

Fluidá v medzizrnných priestoroch môžu pôsobiť na teleso sedimentárnych častíc rôzne, v závislosti od typu fluida. Vo všeobecnosti ich pôsobenie závisí od úrovne hladiny podzemnej vody.

IV.1.3.1 Pórová voda

Pórová voda vyplní všetky voľné póry v telese častíc pod úrovňou hladiny podzemnej vody. Ako sa voda snaží urobiť si miesto, odtláča častice od seba. Zrná strácajú vzájomný kontakt, čím sa znižuje výsledná trecia sila a tým aj rezistencia (odolnosť) telesa častíc voči šmyku / pohybu. Ako príklad by sme si mohli uviesť tvorbu zosuvov pôdy po dlhotrvajúcich výdatných dažďoch.

Sila akou pôsobí voda v medzizrnných priestoroch sa označuje ako **hydrostatický tlak (P_h)**, ktorý môžeme vypočítať podľa vzorca:

$$P_h = P_a + \rho hg \quad [Pa]$$

kde P_a je atmosférický tlak, ρ je hustota fluida, h je hĺbka meraná od hladiny vody a g je gravitačná konštanta.

Z uvedeného vzorca vyplýva, že s narastajúcou hĺbkou sa hydrostatický tlak zvyšuje. Keďže hydrostatický tlak rastie s hĺbkou platí, že v spodnej časti telesa častíc bude vplyv pórovej vody väčší než vo vrchnej časti.

IV.1.3.2 Kapilárna voda

Kapilárna voda, čiže voda vzlínajúca v kapilárach nad hladinu podzemnej vody, pôsobí odlišne. Táto voda je gravitačne sťahovaná k hladine podzemnej vody, pričom počas klesania priťahuje steny kapiláry k sebe. „Pricucáva“ tak častice k sebe a tým sa zvyšuje trecia sila a rastie odolnosť telesa sedimentárnych častíc voči pohybu. Váha kapilárnej vody tak pôsobí silami, ktoré sa označujú ako **negatívny pórový tlak**.

Efekt negatívneho pórového tlaku je zodpovedný napríklad za to, že z vlhkého piesku dokážete postaviť hrad s kolmými stenami. Keby sme postavili pieskový hrad v jame, ktorú by sme následne zaplavili vodou (hydrostatický tlak pórových vôd), hrad by sa rozpadol a piesok by sa uložil pod sypným uhlom.

Z dôvodu interakcií medzi časticami a časticami a fluidom sa väčšina konceptov spojených s fyzikálnym transportom sedimentárnych telies týka spoločnej odpovede častíc tvoriacich sedimentárne teleso na šmykové napätie. Kľúčovým záverom, ktorý vyplýva z týchto štúdií je, že z analýzy chovania sa individuálnych častíc sa prakticky nedá predpovedať ich chovanie ako celku (sedimentárneho telesa).

IV.2 Fluidum a prúdy

Fluidum je akákoľvek substancia schopná teieť. Najbežnejšími fluidami na zemskom povrchu sú voda, vzduch a ľad, ale môžeme sem zaradiť aj ropu, rôzne plyny (metán, CO₂), minerálne živice atď.

Fluidá ako také **majú zanedbateľnú rezistenciu voči šmyku**, čiže takmer žiadnu odolnosť voči pohybu. Už aj malé napätie (malý sklon svahu) spôsobuje, že sa fluidum začne pohybovať.

Z hľadiska transportu materiálu vystupuje fluidum v dvoch hlavných úlohách: v **sedimentárnych gravitačných prúdoch** fluidum pôsobí ako mazadlo znižujúce trenie (kapitola IV.1.3.1). Pri **priamom transporte fluidami** sú za transport pevných častíc priamo zodpovedné sily fluida (kapitola IV.3). V tomto prípade fluidum pôsobí ako transportný činiteľ.

IV.2.1 Základné parametre fluidných a gravitačných prúdov

Správanie sa fluida závisí od jeho vlastností, ktoré zároveň určujú aj fyzikálne podmienky transportu častíc. Najdôležitejšie vlastnosti fluida určujúce podmienky transportu sú **hustota a viskozita**.

IV.2.1.1 Hustota (ρ) a efektívna objemová hustota

Hustota (objemová hmotnosť) je fyzikálna veličina vyjadrujúca podiel hmotnosti (m) na jednotku objemu (V):

$$\rho = \frac{m}{V} \quad [kg / m^3]$$

Hustota fluida sa mení so zmenou teploty, tlaku, salinity a množstva nesených častíc. Platí, že s nárastom **salinity** vody rastie aj jej hustota. Nárast **teploty** spôsobuje rozpínanie častíc vody aj vzduchu, výsledkom čoho je pokles hustoty fluida. Odpoveď fluida na nárast **tlaku** je rôzna v závislosti od typu fluida:

Časť fluíd, konkrétne **plyny**, odpovedajú na zmenu tlaku zmenou svojho objemu (expansionou alebo kontrakciou). Keďže hustota je vyjadrenie pomeru hmotnosti na jednotku objemu, zmena objemu fluida sa prejaví na hodnote hustoty. Inými slovami, nárast tlaku pôsobiaceho na vzduch spôsobí jeho kontrakciu, pričom narastie hodnota hustoty stlačeného vzduchu. Keďže hustota plynov nie je pri danej teplote konštantná, ale varíruje v závislosti od tlaku, označujú sa ako **stlačiteľné fluidá**.

Príklad: Vzduch o objeme 3 m^3 má hmotnosť $1,2257 \text{ kg}$

$$\rho = \frac{1,2257}{3} = 0,408567 \text{ kg} / \text{m}^3$$

Ak dôjde vplyvom tlaku k jeho kontrakcii na objem 1 m^3 , dôjde k zmene jeho hustoty:

$$\rho = \frac{1,2257}{1} = 1,2257 \text{ kg} / \text{m}^3$$

Naopak, **kvapaliny** s nárastom tlaku menia svoj objem len minimálne, takže ich hustota je pri danej teplote konštantná. Z tohto titulu sa označujú ako **slabo stlačiteľné fluidá**.

V prípade, že fluidum transportuje **pevné častice**, dochádza k zmene jeho hustoty v závislosti od množstva nesených častíc a ich hustoty. Pre pochopenie vzťahov a správania sa takéhoto fluida, potrebujeme poznať skutočnú hustotu zmesi častice + fluidum. Táto hustota sa označuje ako **efektívna objemová hustota** a získame ju sčítaním hustoty fluida a hustoty nesených častíc:

$$\rho_b = (1 - c)\rho_f + c\rho_s$$

kde c je frakčná koncentrácia solida (solidus = pevné častice), ρ_s je hustota solida, ρ_f je hustota fluida.

IV.2.1.2 Dynamická viskozita (μ), šmykové napätie (τ) a rýchlostný gradient fluida

Dynamická viskozita (μ), označovaná aj ako absolútna viskozita, vyjadruje vnútornú odolnosť fluida voči pohybu (deformácii), čiže vnútorné trenie. Od hodnoty dynamickej viskozity závisí, ako „ochotne“ bude dané fluidum tiecť.

Ak si predstavíme fluidum, napríklad riečny prúd, ako súbor jednotlivých vrstiev vody, potom dynamická viskozita zodpovedá tangenciálnej sile potrebnej na pohyb danej vrstvy

fluida horizontálnym smerom určitou rýchlosťou, pri zachovanej vzdialenosti od ostatných vrstiev fluida (obr. IV.3).

Termínom **tangenciálne šmykové napätie** (τ), sa označuje sila pôsobiaca medzi jednotlivými vrstvami fluida. Vychádza z tangenciálnej zložky gravitácie, čiže zodpovedá sklonu svahu (obr. IV.1). V prípade laminárneho prúdenia Newtonovského fluida (viď nižšie), kedy si vrstvy fluida udržiavajú od seba rovnakú vzdialenosť, môžeme výpočet dynamickej viskozity napísať vzorcom:

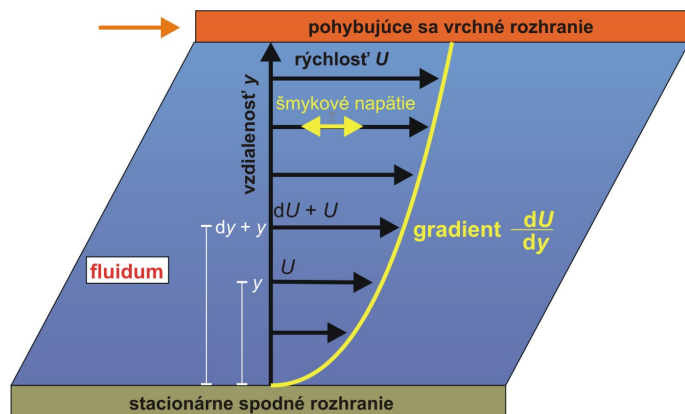
$$\mu = \frac{\tau}{dU/dy} \quad [Pa / s] \text{ alebo } [kg / (m \cdot s^{-1})]$$

kde τ (tau) = šmykové napätie, dU/dy = rýchlostný gradient fluida (rýchlostný gradient šmykovej deformácie).

Úpravou predchádzajúceho vzťahu dostaneme vzorec na výpočet šmykového napätia pôsobiaceho vo fluide:

$$\tau = \mu \cdot \frac{dU}{dy}$$

Rýchlostný gradient fluida (dU/dy), alebo tiež gradient rýchlosti deformácie fluida, vyjadruje zmenu rýchlosti prúdenia smerom od dna k hladine (obr. IV.3). Napríklad riečne prúdy sú brzdené trením o dno, čo spôsobuje, že rýchlosť prúdenia je najmenšia pri dne a smerom k hladine rastie. V tomto prípade vypočítame rýchlostný gradient ako prírastok rýchlosti pohybu medzi vrstvami fluida (dU) v závislosti od vzdialenosti týchto vrstiev (dy).



Obr. IV.3: Znázornenie pohybu laminárneho fluida medzi dvoma platňami, z ktorých vrchná sa pohybuje. Trenie medzi fluidom a platňami spôsobuje prechod fluida do šmyku (pohybu). Sila potrebná na začatie pohybu udáva viskozitu fluida. Keďže sa pohybuje iba vrchná platňa, v hornej časti prúdi fluidum rýchlejšie. Brzdenie trením sa o spodnú platňu spôsobuje nelineárny rast rýchlosti prúdenia smerom hore (žltá čiara), označovaný ako **rýchlostný gradient** fluida.

Keďže dynamickej viskozity určuje stupeň vnútorného trenia vo fluide, jej hodnota závisí od príťažlivých síl medzi časticami fluida. Nárast **salinity** vody spôsobuje nárast iónovej sily pôsobiacej medzi molekulami vody, čiže rastie aj viskozita. Nárast **teploty** spôsobuje pokles dynamickej viskozity fluida, pretože spôsobuje rýchlejší pohyb molekúl, takže molekuly sú vo vzájomnom kontakte kratší čas. Nárast teploty tak spôsobuje zoslabenie intermolekulárnych väzieb, čím klesá ich vzájomné trenie.

Naopak, hodnota viskozity plynov rastie spolu so stúpajúcou teplotou, pretože nárast teploty spôsobuje nárast počtu kolízií medzi jednotlivými molekulami plynu. Nárastom počtu kolízií molekúl sa znižuje ich schopnosť zapojiť sa do koordinovaného pohybu – tečenia.

Hodnota dynamickej viskozity fluida sa mení aj s **množstvom pevných častíc** nesených vo fluide. Keďže každý pevný povrch je potenciálnou šmykovou plochou, nárastom obsahu pevných častíc sa zvyšuje vnútorné trenie, čiže stúpa hodnota dynamickej viskozity zmesi fluidum + pevné častice. Tento nárast je dôležitý najmä pre mechaniku pohybu sedimentárnych gravitačných prúdov, napr. bahnotokov. Zmena viskozity v závislosti od množstva a veľkosti nesených častíc sa vyjadruje ako **relatívna viskozita** (μ_r).

Relatívna viskozita (μ_r) je bezrozmerné číslo, kde sa porovnáva nameraná hodnota k štandarde. Na jej výpočet existuje niekoľko rovníc, ktorých použitie limituje koncentrácia, veľkosť, tvar nesených častíc a dokonca aj typ prúdenia. Vo všeobecnosti platí, že viskozita extrémne zriedených zmesí fluidum + pevné častice je jednoduchou funkciou objemového zlomku pevných častíc (Thomas, 1965), kde

$$\mu_r = 1 + k_1 \Phi$$

kde Φ je objemový zlomok pevných častíc v danej zmesi a koeficient k_1 je pre laminárne prúdy je 2,5.

V prípade vyšších koncentrácií pevných častíc už musí byť použitá rovnica modifikovaná o interakcie medzi jednotlivými časticami. Ako príklad si môžeme uviesť rovnicu Thomasa (1965):

$$\mu_r = 1 + 2,5\Phi + 10,05\Phi^2 + A \exp(B\Phi)$$

kde hodnota koeficientu A je 0,00273 a B je 16,6.

Viskozita hustých sedimentárnych gravitačných prúdov môže byť následne opísaná ako relatívna viskozita likvidnej fázy:

$$\mu_s = \mu_r \cdot \mu_l$$

kde μ_s je dynamická viskozita sedimentárneho gravitačného prúdu; μ_l je dynamická viskozita likvidnej zložky (vody) a μ_r je relatívna viskozita (bezrozmerné číslo).

Pomer hustoty a dynamickej viskozity je často udávaný ako koeficient vyjadrujúci pôsobenie šmykového napätia na fluidum. Označuje sa ako **kinetická / kinematická / viskozita** (ν), kde:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}$$

IV.2.1.3 Typy fluíd na základe vzťahu medzi viskozitou a šmykovým napätím

Prímes pevných častíc neovplyvňuje len hustotu a dynamickú viskozitu zmesi fluida a pevných častíc. Mení aj spôsob ako daná suspenzia odpovedá na šmykové napätie. Vplyv množstva pevných častíc na chovanie sa fluida môžeme vyjadriť aj vzťahom (Bagnold, 1954, 1956):

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt[3]{C^*/C} - 1}$$

kde λ je lineárna koncentrácia zrn (pomer veľkosti zrn k vzdialenosti medzi časticami), C je objemová koncentrácia častíc, ktorá stúpa do maximálnej hodnoty C^* kedy sú všetky častice v kontakte. Hodnota C sa vypočíta podľa rovnice: $C = 1 - \text{porozita}$;

Z uvedeného vyplýva, že hodnota λ narastá s počtom kontaktov medzi zrnami. Pohyb zmesi fluidum + pevné častice je možný, ak hodnota $\lambda = 22$ a menej, pričom platí, že pri hodnote $\lambda = 22$ až 14 sa **zmes fluida a častíc správa ako granulárna pasta** (nie-Newtonovské fluidum). Pri hodnotách $\lambda =$ menej ako 14 sa **zmes fluida a častíc správa ako Newtonovské fluidum**.

IV.2.1.3.1 Newtonovské fluidá (Newtonian fluid)

Pre Newtonovské fluidá platí, že **ich dynamická viskozita (μ) nie je závislá od gradientu rýchlosti deformácie (dU/dy) respektíve šmykového napätia (τ)**. Ich správanie sa riadi Newtonovým zákonom viskozity, ktorý hovorí že: *rýchlosť deformácie fluida je v smere kolmom k povrchu úmerná k šmykovému napätiu pôsobiacemu paralelne s povrchom*. Z toho vyplýva, že rýchlosť pohybu Newtonovských fluíd sa mení iba v závislosti od veľkosti šmykového napätia (obr. IV.4.A). Dynamická viskozita týchto fluíd je pri danej teplote konštantná a nie je závislá od rýchlosti prúdenia či veľkosti šmykového napätia. Ak budeme zväčšovať sklon svahu, rýchlosť prúdenia týchto fluíd bude lineárne narastať.

Medzi newtonovské fluidá patrí napríklad voda (transport riekou). Ich názov vychádza z faktu, že ich správanie môžeme opísať štyrmi rovnicami fluidnej dynamiky, vychádzajúcimi z Newtonovho zákona viskozity a Newtonovho zákona dynamiky. Konkrétne je to rovnica kontinuity vyjadrujúca zákon zachovania hmoty pre fluidum a tri Navier – Stokesove rovnice pre pohyb, vyplývajúce z Newtonovho zákona dynamiky pre fluidá. Tieto štyri rovnice opisujú chovanie sa fluíd v podmienkach platných pre Newtonovu dynamiku. V ideálnom prípade môžu byť z týchto rovníc a údajov o tvare fluidných rozhraní, gravitácii a ďalších pôsobiacich síl, odvodené vysvetlenia všetkých fluidných a sedimentačných fenoménov.

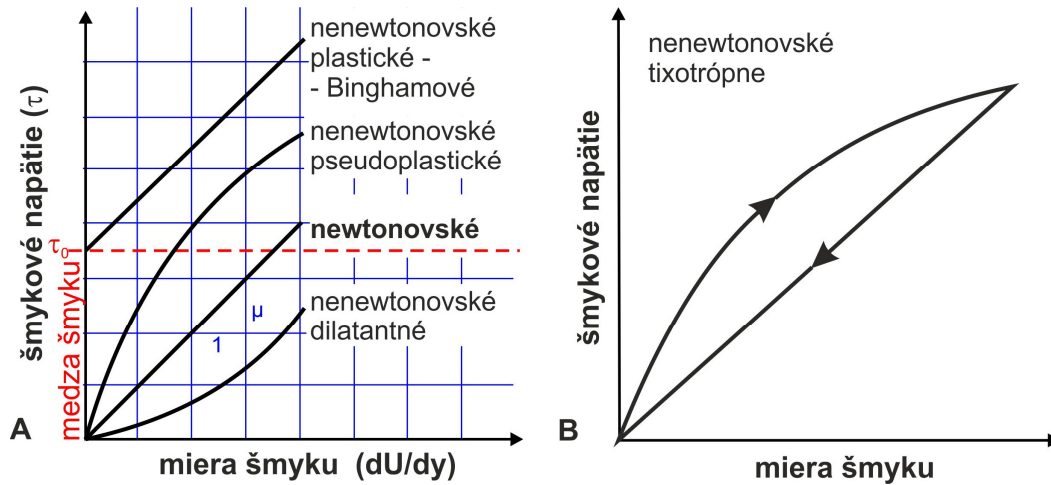
IV.2.1.3.2 Nenevtonovské fluidá (Non-Newtonian fluid)

Do tejto kategórie patria fluidá s vysokým obsahom nesených častíc (napr. bahnotoky, suťotoky, lahary, vrtné výplachy, asphalt a pod.), kde prúdenie ovplyvňujú aj interakcie medzi časticami. Z nášho pohľadu je najdôležitejšou interakciou kohézia, spôsobená elektrostatickými silami medzi časticami ílovitej veľkosti (kapitola IV.1.2.2). Správanie sa týchto hustých /koncentrovaných/ fluíd sa nedá opísať Newtonovými zákonmi.

Pre nenevtonovské fluidá platí, že **ich dynamická viskozita sa mení so zmenou hodnoty šmykového napätia (τ), resp. s gradientom rýchlosti deformácie (dU/dy)**. Nárast ich rýchlosti tečenia nebude lineárny s rastom šmykového napätia, pretože so zvyšujúcou sa hodnotou šmykového napätia sa bude meniť aj odpor fluida voči pohybu (viskozita). Podľa toho, ako sa mení dynamická viskozita v závislosti od šmykového napätia, rozdelíme nenevtonovské fluidá na:

1. **Pseudoplastické fluidá**, ktorých viskozita klesá s nárastom šmykového napätia. Čím väčšie šmykové napätie (sklon svahu) na ne bude pôsobiť, tým menší bude ich odpor voči

tečeniu. Pri rovnakých parametroch prúdenia tak môžu tiecť rýchlejšie než Newtonovské fluidá (obr. IV.4.A). Medzi pseudoplastické fluidá patrí napr. asfalt a ľad.



Obr. IV.4: Typy fluid v závislosti od vzťahu dynamickej viskozity a šmykového napätia. **A)** vzťah nárastu rýchlosti prúdenia a šmykového napätia: Newtonovské fluidá – viskozita sa s τ nemení (lineárny nárast rýchlosti s napätím), Nenevtonovské pseudoplastické fluidá – s nárastom τ klesá viskozita = nárast rýchlosti tečenia, dilatantné – viskozita stúpa s nárastom τ = spomalenie rýchlosti tečenia s nárastom šmykového napätia, plastické fluidá - začínajú sa pohybovať až keď napätie prekročí medzu tekutosti / kritickú hodnotu šmykového napätia τ_0 . (zdroj: https://en.wikipedia.org/wiki/File:Viscous_regimes_chart.png); **B)** Znáročenie správania sa časovo závislých nenevtonovských fluid na príklade tixotropnej látky (po ukončení pôsobenia šmykového napätia sa vracia do pôvodného stavu)

- Dilatantné fluidá** sú typické nárastom dynamickej viskozity so zvyšovaním šmykového napätia. Keďže ich odpor voči tečeniu rastie spolu s narastajúcim šmykovým napätím (napr. sklonom svahu), pri rovnakých parametroch prúdenia môžu byť pomalšie než Newtonovské fluidá (obr. IV.4.A). Medzi dilatantné látky patria suspenzie s veľmi vysokým obsahom pevných častíc, napr. zrnok.
- Plastické fluidá** začnú tiecť, až keď tangenciálne šmykové napätie dosiahne určitú hodnotu. Táto hodnota sa označuje ako **hranica tekutosti, medza tekutosti** alebo **kritické šmykové napätie** (τ_0).

Prečo začínajú plastické fluidá tiecť až po prekročení nejakej kritickej hodnoty šmykového napätia (τ_0)? Začínajú tiecť až keď šmykové napätie prekoná rezistenciu telesa častíc voči pohybu. Napríklad v zmesi ílovitých častíc a vody musí najprv dôjsť k prekonaniu elektrostatickej sily (kohézie), ktorá drží ílovité častice pri sebe. Až keď šmykové napätie prekoná kohéziu, začne sa zmes ílovitých častíc a vody chovať ako viskózne fluidum (bahnotok) a začne tiecť. Okrem bahnotoku do tejto skupiny patria aj vrtané a odpadové kaly, koncentrované kašovité, zrnité suspenzie a pod.

Podľa toho ako látky reagujú na zmenu šmykového napätia od bodu τ_0 (hranice tekutosti), plastické fluidá ďalej delíme na:

3A. Binghamové /plastické/ fluidá, ktoré sa po dosiahnutí kritickej hodnoty šmykového napätia správajú ako Newtonovské fluidá, čiže od bodu τ_0 je nárast ich rýchlosti prúdenia lineárny s rastúcim šmykovým napätím (obr. IV.4.A).

3B. Cassonové /plastické/ fluidá, kde je nárast rýchlosti od hranice tekutosti nelineárny, pričom viskozita klesá so stúpaním τ od bodu τ_0 . Čiže od prekročenia medze tekutosti sa tieto fluidá správajú ako pseudoplastické látky.

3C. Plasticky dilatantné fluidá majú tiež nelineárny nárast rýchlosti od hranice tekutosti, kedy viskozita stúpa so stúpaním τ od bodu τ_0 . Tieto fluidá sa od prekročenia medze tekutosti budú správať ako dilatantné látky.

IV.2.1.3.3 Časovo závislé správanie sa Neneutronovských fluíd

Niektoré suspenzie majú schopnosť relaxácie, čo znamená, že po skončení pôsobenia šmykového napätia sa vracajú späť do pôvodného stavu. Tieto látky sú tvorené gélovitými zlúčeninami, ktorých štruktúra je daná typom častice, ktorá nesie ostatné zložky. Ak začne pôsobiť šmykové napätie, väzby medzi jednotlivými časticami v suspenzii zoslabnú (zmena viskozity). Látka čiastočne stráca pôvodnú štruktúru a jej chovanie sa začína podobať tekutine. Viskozita týchto látok sa teda mení s rastúcim šmykovým napätím. Po skončení pôsobenia šmykového napätia sa väzby obnovia a látka vráti do pôvodného gélovitého stavu.

Toto neneutronovské časovo závislé správanie sa látok sa delí v závislosti od zmien viskozity vzhľadom k šmykovému napätiu na:

1. Tixotropné látky, ktorých viskozita klesá s nárastom šmykového napätia a po skončení jeho pôsobenia sa vracia do pôvodnej hodnoty (obr.IV.4.B). Ide o vratný dej, pri ktorom dochádza k skvapalneniu gélu nárastom šmykového napätia (bez zmeny teploty).

Medzi tixotropné látky patria gély a polymérové roztoky, ako napríklad disperzie montmorillonitových ílov (bentonitov). Táto ich vlastnosť je využívaná vo vrtnom priemysle (vrtný výplach), kedy sa po odstránení šmykového napätia (tečenia) suspenzia vráti do pôvodného „gélovitého“ stavu, čím sa zabráni usadzovaniu odvrátených úlomkov hornín v špici vrtu.

2. Rheopexné látky sú charakteristické tým, že ich dynamická viskozita narastá so zvyšovaním šmykového napätia a po jeho skončení sa vracia do pôvodnej hodnoty. To znamená, že látka sa s nárastom šmykového napätia stáva tuhou a po jeho skončení sa opätovne mení na gél. Medzi tieto látky patria niektoré suspenzie, soli a pod.

IV.2.2 Rozhrania prúdu

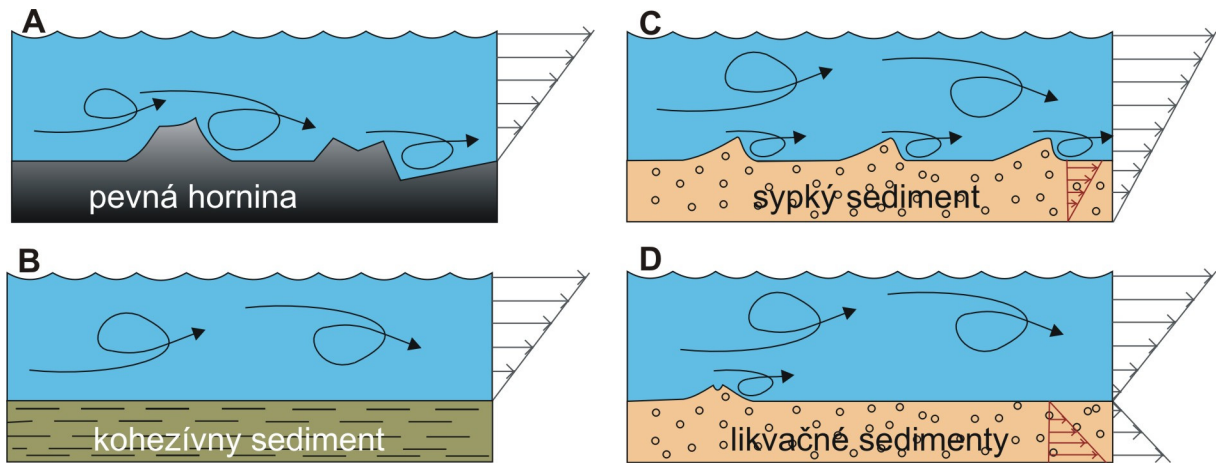
Každý prúd fluida je ohraničený spodným a vrchným rozhraním. **Spodným rozhraním prúdu** je v prípade väčšiny vodných prúdov, vetra, ľadovcov a sedimentárnych gravitačných prúdov ich dno. Výnimku tvoria len prúdy existujúce vo veľkých telesách vody, ktorých spodným rozhraním je stagnantná voda bez pohybu (napr. povrchové oceánske prúdy). Zloženie a tvar dna ovplyvňuje správanie sa prúdu. Dno môže byť zložené:

- z pevných hornín
- zo súdržného / kohezívneho materiálu - bahno
- z nesúdržného materiálu – štrkopiesky, piesky

V prípade spodného rozhrania tvoreného **pevnými horninami a kohezívnym (súdržným) materiálom** je povrch dna zároveň aj šmykovou plochou, po ktorej sa fluidum po-

hybuje. K treniu (brzdenu fluida) dochádza na kontakte fluida a dna, výsledkom čoho je nárast rýchlosti prúdenia od povrchu dna smerom k hladine (obr. IV.5A, B). Sediment ani pevné horniny tvoriace rozhranie sa nepohybujú. Rozdiel medzi dnom tvoreným kohezívnym materiálom (bahnom) a pevnými horninami je v prítomnosti nerovností dna. Tvrdé horniny vytvárajú nerovnosti, ktoré spôsobujú separácie prúdu s následnými turbulenciami a zmenami v rýchlosti prúdu (obr. IV.5A). Vznikajúce turbulencie a variácie v rýchlosti prúdenia podporujú transport materiálu. Kohezívne sedimenty (bahno) tvoria zvyčajne hydrodynamicky hladké dno, ktoré umožňuje rovnomerné prúdenie fluida (obr. IV.5B).

Ak dno tvoria **nesúdržné sedimenty** (piesky, štrky), vrchná vrstva sedimentu sa pohybuje spolu s nadložným fluidom v smere prúdenia (obr. IV. 5C, D). Z tejto pohyblivej vrstvy sedimentu sa tvoria dnové sedimentárne telesá (čeriny, duny, bary a pod.). Tie vytvárajú nepravidelný povrch dna, ktorý vedie k separácii prúdu a tým aj k turbulenciám a variáciám v rýchlosti prúdenia (obr. IV.6).



Obr. IV.5: Znázornenie vzťahu turbulentné fluidum – dno, v závislosti na zložení rozhrania (dna) s naznačením rýchlosti pohybu vody a priľnavého sedimentu. **A)** dno tvorené pevnými horninami; **B)** kohezívnymi sedimentmi (bahno); **C)** nekohezívnymi sedimentmi (piesok), **D)** likvačnými sedimentmi tečúcimi pod fluidom (sedimentárny gravitačný tok v smere prúdenia nadložného fluida). Vynesené na základe idealizovaného vzťahu (log) rýchlosť - výška (podľa Sandersa, 1965 in Friedman a Sander (1978)). V prípade A a B prúdenie prebieha iba vo fluide, zatiaľ čo v prípade nekohezívnych sedimentov tvoriacich dno (C, D) dochádza k prúdeniu aj vo vnútri sedimentu vďaka fluide v intersticiálnych priestoroch.

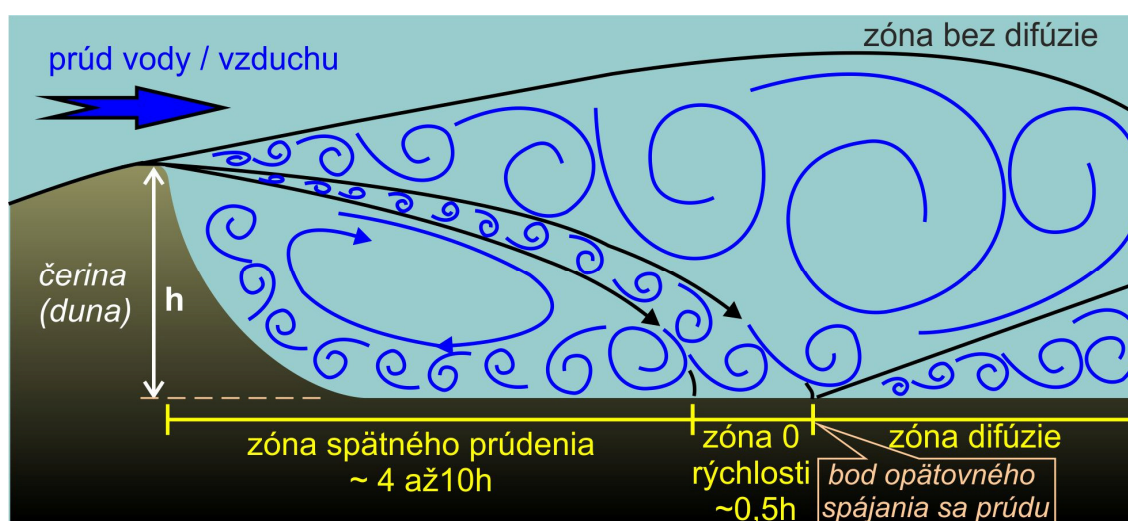
Vrchné prúdové rozhranie je v prípade rieky hranica voda/vzduch. Vzduch nad hladinou má v porovnaní s vodou zanedbateľnú hustotu a preto na tomto rozhraní nevzniká trenie. V tomto prípade sú všetky sily rezistencie voči pohybu viazané na spodné rozhranie (dno) a žiadne na vrchné rozhranie (hladina). Riečny prúd je tak brzdený iba trením o dno, takže jeho rýchlosť prúdenia rastie od dne smerom k hladine a víry vznikajú len na spodnom rozhraní.

Tento predpoklad nebude platiť v prípade, že horné rozhranie bude tvoriť iné fluidum s malým rozdielom v hustote. Príkladom je turbiditový prúd, kde je vrchným rozhraním čistá, okolitá voda. V tomto prípade dochádza k treniu aj na vrchnom prúdovom rozhraní, ktorého dôsledkom je vznik turbulencií a vírov aj na hromom prúdovom rozhraní. Rovnakým prípadom je aj prúd sladkej vody v mori (vyústenie rieky do mora), prúd metánu v atmosfére, alebo pyroklastický prúd.

IV.2.3 Turbulencie a separácia prúdu

Turbulencie fluida pozostávajú z náhodných vírov, ktorých veľkosť je limitovaná iba hĺbkou prúdu (pozri kapitolu V.2.1.1). Sú generované trením na prúdových rozhraniach (napr. dne), alebo vo vnútri prúdu, v oblastiach intenzívneho šmyku – napr. pri strete dvoch prúdov z rôznych smerov (sútok dvoch riek), kontakte vodného prúdu so stojatou vodou, alebo v mieste stretu prúdu so zónou spätného prúdenia za prekážkou (obr. IV.6).

Turbulencie vznikajú na spodnom rozhraní prúdu (dne) aj vtedy, keď je rozhranie prúdu hydrodynamicky hladké, napr. tvorené vrstvou bahna. Aj hydrodynamicky hladké dno totiž nie je úplne rovné. Obsahuje malé vyvýšeniny a depresie, na ktorých sa generujú turbulencie. Dno s čerínami alebo inými prekážkami (trčiace kamene) je na tvorbu vírov úplne ideálne (obr. IV.5, 6).



Obr. IV.6: Schéma tvorby vírov za prekážkou na dne (dunou) s vyznačením zóny so spätným prúdením. h je výška prekážky (zdroj: Walker a Nickling, 2002).

K **separáciám prúdu** dochádza v prípade prúdenia riedkeho fluida cez prekážku (hrebeň čeriny, duny, trčiace kamene a pod.). Prechod prúdu ponad prekážku sa podobá polovičnej tryске, kde je prietok z jednej strany zúžený, čiže prúd musí ísť na tomto mieste rýchlejšie. Oblasť za prekážkou potom môžeme rozdeliť do niekoľkých zón (obr. IV.6):

Vrchná časť prúdu, nezasiahnutá pôsobením prekážky, si udržuje pôvodnú rýchlosť. Táto zóna nie je ovplyvnená frikciou (brzdením o prekážku). Jednotlivé vrstvy fluida si v tejto zóne udržiavajú vzájomnú vzdialenosť, čiže nedochádza k difúzii (prieniku) jednotlivých vrstiev fluida. Táto zóna sa označuje ako **zóna bez difúzie** a nevznikajú v nej víry.

Pod ňou sa nachádza **zóna difúzie**, kde fluidum idúce veľkou rýchlosťou ponad prekážku interaguje s pomalšie prúdiacim fluidom za prekážkou. Trenie vznikajúce na hranici dvoch rýchlostí prúdenia spôsobuje vznik vírov (turbulencií). Dochádza tu teda k vzájomnému prieniku (difúzii) jednotlivých vrstiev fluida. Zóna difúzie dosahuje dno až vo vzdialenosti, ktorá sa najčastejšie rovná 6 až 8 násobku výšky prekážky (h ; obr. IV.6). Od tohto bodu potom dochádza k opätovnému spájaniu sa prúdu.

Pod zónou difúzie je úzka **zóna nulovej rýchlosti prúdu**, ktorá oddeľuje zónu difúzie od **zóny spätného prúdenia** v „závetrí“ prekážky (obr. IV.6). V zóne spätného prúdenia sa fluidum pohybuje opačným smerom. Oblasť spätného prúdenia je zároveň oblasťou ukladania

suspendovaného materiálu, čím dochádza k rastu a pohybu sedimentárnych telies ako sú čeriny a duny.

Zhrnutím možno povedať, že separácie prúdu vedú k tvorbe vírov (turbulencií), ktoré vznikajú frikciou na rozhraniach vyššie vymenovaných zón. Všetky prípady platia pre prúdenie vody aj vzduchu.

IV.2.4 Bezrozmerné čísla opisujúce prúdenia fluíd

Tieto čísla vychádzajú zo základných rovníc fluidnej mechaniky a možno ich použiť ako kritéria opisujúce fenomény prúdenia fluíd. Sú to vlastne koeficienty vyjadrujúce pomery reálnej situácie k štandardu, napr. rýchlosť voči štandardnej rýchlosti, dĺžky k referenčnej dĺžke a pod. Vytvorenie a vloženie bezrozmerných koeficientov do rovníc fluidnej mechaniky si vyžiadalo veľký počet premenných v rovniciach fluidnej mechaniky. Najznámejšími koeficientmi sú **Reynoldsovo číslo (Re)** a **Froudovo číslo (Fr)**.

Obe čísla vychádzajú z porovnávania modelovej a reálnej situácie, kedy sa uvažuje, že ak máme rovnaký tvar rozhraní a rovnaké Reynoldsovo a Froudovo číslo, bude sa fluidum v reálnej situácii správať vo všetkých aspektoch rovnako ako v modelovej situácii. Základné princípy zostanú totožné a meniť sa bude iba veľkostná škála fenoménov (Blatt et al., 1972). Derivácie týchto čísel sú dôležité pre väčšinu hydraulických fenoménov vrátane sedimentácie. Napríklad funkciou Reynoldsového čísla je koeficient odporu (drag coefficient), ktorý vyjadruje odpor fluida proti sedimentácii častíc (kapitola IV.2.5).

IV.2.4.1 Reynoldsovo číslo (Re) = laminárne a turbulentné prúdy

Reynoldsovo číslo dáva do vzťahu **inertné a viskózne sily fluida**. Vo všeobecnosti platí, že **nízke Reynoldsové čísla** znamenajú dominanciu viskózných síl fluida, ktoré vedú k laminárnemu prúdeniu (pomalé prúdy). **Vysoké Reynoldsové čísla** znamenajú dominanciu inertných (zotrvačných) síl fluida (rýchle prúdy).

Ak si predstavíme prúd vody ako na seba položené vrstvy fluida, potom o **laminárnom prúdení** hovoríme vtedy, ak tieto vrstvy fluida dodržia vzájomnú vzdialenosť a nevznikajú žiadne nepravidelné víry, spôsobujúce prechod (difúziu) jednej vrstvy fluida do druhej. Problémom je, že každý prúd fluida (rieka, vietor) je ohraničený väčšinou stabilným pevným rozhraním (dno), ktoré sa nehýbe. Vrstva fluida, ktorá je v kontakte s týmto rozhraním, je trením oň spomaľovaná, čo vedie k zakriveniu priebehu najspodnejších vrstiev fluida = vznik turbulencií. Z toho vyplýva, že väčšina riedkych povrchových tokov je turbulentná.

O **turbulentnom prúdení** hovoríme vtedy, keď sú vo fluide prítomné turbulencie (víry), ktoré spôsobujú difúziu (prienik) jednotlivých vrstiev fluida.

V prípade **fluviálneho systému** (riedkych vodných prúdoch) sa na výpočet Reynoldsovho čísla používa vzorec:

$$Re = \frac{UL\rho}{\mu}$$

kde U je referenčná rýchlosť (napr. rýchlosť prúdenia), L referenčná dĺžka (napr. prierez koryta), ρ hustota a μ je dynamická viskozita.

V prípade laminárneho prúdenia je možné za referenčnú dĺžku použiť aj veľkosť častice. Túto úpravu už nemôžeme použiť pri vyšších hodnotách Reynoldsovho čísla, kedy za časticami nesenými vo fluide vznikajú turbulencie (obr. IV.7). Každá častica vo fluide je totiž potenciálnou šmykovou plochou, kde spomalenie prúdu o jej povrch vedie k zakriveniu dráhy fluida, výsledkom čoho sú víry (turbulencie). Vytvorené víry vedú k pridanému nadnášaniu častíc podporujúcich ich transport, vďaka čomu prestáva platiť Stokesov zákon (kapitola IV.3.2.1) umožňujúci takúto modifikáciu vzorca. Z uvedeného zároveň vyplýva, že takmer všetky riedke vodné prúdy transportujúce častice sú turbulentné.

Odlišným prípadom sú fluidá meniace svoju viskozitu, čiže **neneutronovské fluidá** (husté gravitačné prúdy) a **stlačiteľné plyny** (vietor), pre ktoré platia osobitné pravidlá.

Pre husté gravitačné prúdy platí, že prímes pevných častíc mení hustotu a viskozitu fluida transportujúceho dané častice (kapitola IV.2.1). Keďže je každý pevný povrch šmykovou plochou vytvárajúcou trenie, s narastajúcou koncentráciou pevných častíc v zmesi fluidum + nesené častice rastie viskozita tejto zmesi. Zároveň platí, že viskozita zmesi rastie s prímesou detritických častíc rýchlejšie než jej hustota. Čím viac bude vo vyššie uvedenom vzorci rásť menovateľ (μ), tým nižšie bude výsledné Re číslo. Inak povedané, pri rovnakej rýchlosti a hĺbke prúdu spôsobí nárast viskozity pokles hodnoty Reynoldsového čísla. Nízka hodnota Reynoldsovho čísla znamená, že prúdy s vysokou viskozitou budú dominantne laminárne.

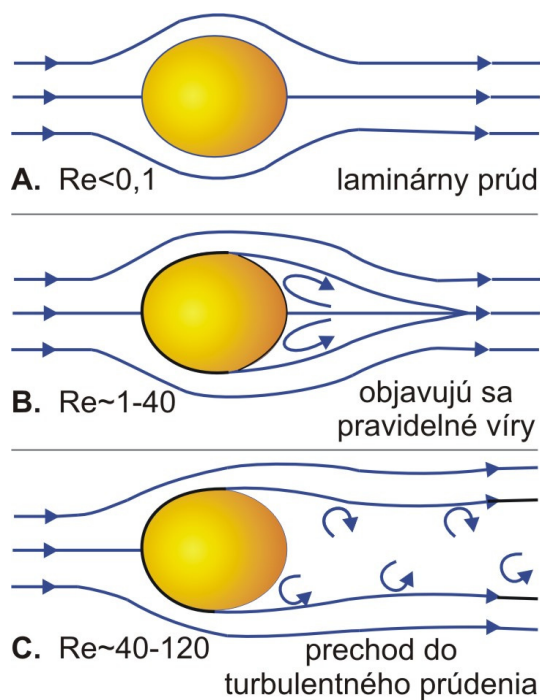
Z uvedeného vyplýva, že nárast koncentrácie pevných častíc zabraňuje tvorbe turbulencií fluida. Husté sedimentárne gravitačné prúdy s vysokým obsahom pevných častíc voči fluidu (napr. bahnotoky, úlomkotoky) tak budú bez turbulentného prúdenia.

IV.2.4.1.1 Kritické hodnoty Reynoldsovho čísla

Podľa vyskytujúcich sa fenoménov prúdenia fluíd boli stanovené kritické hodnoty Reynoldsovho čísla, pri ktorých sa prúdenie mení z laminárneho na turbulentné.

Kritická hodnota na prechod z laminárneho prúdenia do turbulentného závisí na referenčnej dĺžke, rýchlosti, geometrii a iných vlastnostiach fluidného systému. Už malé odchýlky v tvare a zakrivení rozhrania prúdu môžu zmeniť podmienky prúdenia.

V prírodných fluidách je najdôležitejšou premennou prítomnosť nesených častíc. Inak sa správa prúd čistej vody v potrubí a inak sa správa rieka nesúca klastické častice, ktoré sú potenciálnymi šmykovými plochami (obr. IV.7). Z tohto titulu nie je kritická hodnota Re čísla striktné udávaná, ale pohybuje sa v pomerne širokom rozpätí. Reynoldsovo číslo tak môže byť použité ako vodítko naznačujúce správanie sa fluíd.



Obr. IV.7: Progresívny vývoj brázd za časticami v závislosti od veľkosti Reynoldsovho čísla (podľa Blatt et al., 1972). **A)** Pri nízkych Re číslach si trajektórie častíc fluida zachovávajú rovnakú vzdialenosť = laminárne prúdenie. **B)** Pri náraste Re čísla nad hodnotu 1 sa vo fluide za nesenými časticami začínajú objavovať prvé víry, ktoré sú najprv pravidelné. **C)** S nárastom hodnoty Re čísla sa víry stávajú iregulárnymi a fluidum sa mení na plne turbulentné (zdroj: Blatt et al., 1972).

Pre prúdy čistých fluíd, bez nesených pevných častíc, sú kritické hodnoty Reynoldsovho čísla nasledovné:

Re do 500 = laminárne prúdenie, rozdielne vrstvy fluida kľžu plynulo po sebe a nevznikajú žiadne nepravidelné víry, spôsobujúce prechod jednej vrstvy fluida do druhej.

Re 500 až 2000 = prechod medzi laminárnym a turbulentným prúdením

Re nad 2000 = plne turbulentné prúdenie, kedy existujúce víry spôsobujú difúziu (priemik) jednotlivých vrstiev fluida.

Pre geologicky významné systémy transportujúce pevné častice môžu byť kritické hodnoty Re zhrnuté nasledovne:

Re do 1 až 10 = laminárne prúdenie

Re 10 až 300 = čiastočne turbulentný prúd, kedy sa za časticami začínajú tvoriť víry, ktoré narastajú zo zvyšujúcim sa Reynoldsovým číslom (obr. IV.7). Prvé víry sú pravidelné, ale s narastaním Re sa začínajú stávať nepravidelnými.

Re nad 300 až 2000 = plne turbulentné prúdenie

V zhrnutí možno povedať, že všetky vodné systémy transportujúce pevné častice sú turbulentné. V prípade sedimentárnych gravitačných prúdov platí, že husté gravitačné prúdy nesúce veľké množstvo klastických častíc, sú dominantne laminárne.

IV.2.4.2 Froudovo číslo (Fr) = subkritické a superkritické prúdy

Rovnako ako v prípade Reynoldsovho čísla, aj Froudovo číslo dáva do pomeru dve sily. V tomto prípade sú to **inertné a gravitačné sily** fluida. Froudovo číslo vypočítame podľa vzorca:

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gL}}$$

kde U je priemerná rýchlosť prúdu, g je gravitačné zrýchlenie a L je referenčná dĺžka. Ak za dĺžku dosadíme hĺbku vody D (napr. hĺbku vody v rieke), dostaneme vzorec:

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gD}}$$

Ak zoberieme do úvahy, že rýchlosť (U) gravitačných vln, ktorých vlnová dĺžka je dlhšia v porovnaní s hĺbkou vody, sa rovná \sqrt{gD} (výsledné Fr bude 1), získame dôležitý aspekt Froudovho čísla, ktorý hovorí: *Ak je Froudovo číslo väčšie ako jedna, vlny nemôžu postupovať proti prúdu, pretože rýchlosť prúdu je väčšia ako rýchlosť postupu vln proti prúdu.*

Froudovo číslo odráža **Bernoulliho princíp** (kapitola IV.3.1), ktorý hovorí, že suma potenciálnej (tlak) a kinetickej energie (rýchlosť) musí byť zachovaná na všetkých bodoch prúdovej línie. Nárast rýchlosti prúdu je tak kompenzovaný poklesom hydrostatického tlaku pôsobiaceho na častice (dno) a častice sú zdvíhané.

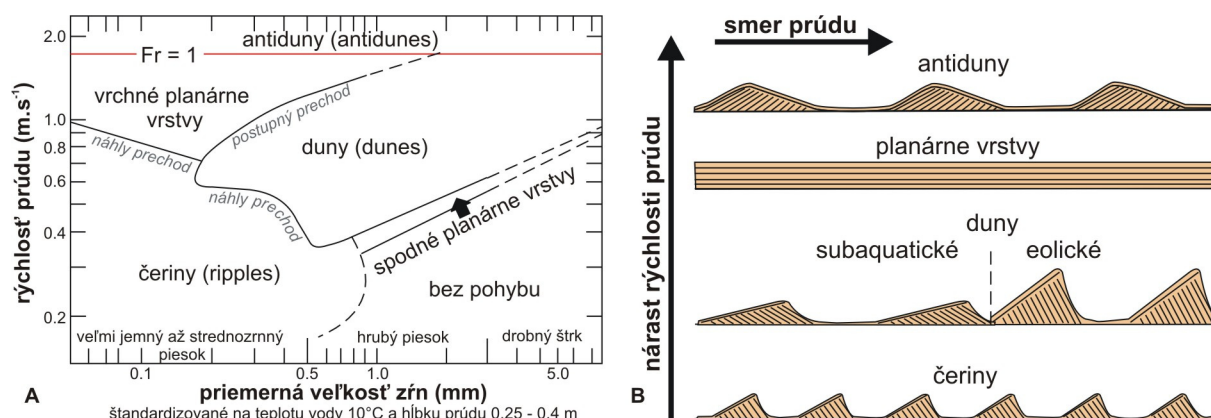
Z toho vyplýva, že v miestach s malou hĺbkou prúdu, kde sa rýchlosť prúdenia zvyšuje, rastie aj unášacia schopnosť fluida. Tieto prúdy majú **$Fr > 1$** a označujú sa ako **superkritické prúdy**. V superkritických prúdoch dominuje erózia dna a transport, čo je spojené s deštrukciou starších sedimentárnych telies na dne prúdu a vznikom planárnych vrstiev (pri Fr blízkom 1).

Zo sedimentárnych telies vznikajú v týchto podmienkach len antiduny (obr. IV.8), ktoré sa tvoria v miestach spomalenia prúdu pred prekážkou. Nad prekážkou vznikajú vlny, kde dochádza k lámaniu sa hrebeňa vln v smere proti prúdu (vznik vodných valcov). Spomalenie prúdu vedie k zníženiu jeho unášacej schopnosti a spôsobuje ukladanie častíc. Častice tak sedimentujú na náveternej strane a záveterná strana je erodovaná v dôsledku opätovného nárastu rýchlosti prúdenia za prekážkou. Antiduny tak majú vnútornú stavbu orientovanú v opačnom smere ako ostatné dnové sedimentárne telesá (obr. IV.8B). Pre viac informácií o ich vzniku a stavbe pozri kapitolu V.2.1.1.2.

Naopak, v miestach s veľkou hĺbkou prúdu sa rýchlosť prúdenia znižuje, čím narastá hydrostatický tlak pôsobiaci na častice. To obmedzuje výdžvih častíc z dna a ich transport. Z tohto titulu majú prúdy s veľkou hĺbkou nízke Froudovo číslo. Prúdy s **$Fr < 1$** sa označujú ako **subkritické prúdy**.

V subkritických prúdoch ($Fr < 1$) nízka rýchlosť prúdu spôsobuje, že častice sú nesené len prerušovane. Dočasne ukladané častice tvoria sedimentárne telesá ako sú duny, čeriny a bary (obr. IV.8). Tieto sedimentárne telesá sa pohybujú v smere prúdu postupným prenášaním častíc dolu prúdom. Náveterná strana je erodovaná a sedimentácia prebieha len na záve-

ternej strane sedimentárneho telesa. Preto je vnútorná laminácia týchto telies sklonená v smere prúdu (obr. IV.8B). Pre viac informácií o ich vzniku pozri kapitolu V.1.1.



Obr. IV.8: Vplyv Froudovho čísla na tvar a stavbu sedimentárnych telies. **A)** Zmena sedimentárnych foriem v závislosti od rýchlosti prúdu a priemernej veľkosti zŕn (upravené podľa Southard and Boguchwal, 1990). Štandardizované na vodu s teplotou 10°C a hĺbku prúdu 0,25 - 0,4 m. **B)** Znázornenie vnútornej stavby sedimentárnych telies vzhľadom na smer prúdu.

Prechod od pomalého subkritického do rýchleho superkritického prúdu môže byť hladký, ale opačný prechod, z rýchleho superkritického prúdu do pomalého subkritického, je vždy doprevádzaný **hydraulickým skokom (hydraulic jump)**. Hydraulický skok je strata rýchlosti prúdenia (zníženie kinetickej energie), ktorá sa prejaví nárastom potenciálnej energie, čiže rastom výšky vodnej hladiny = vlnou. Čím väčšia bola počiatočná rýchlosť prúdu pred spomalením, tým vyššia bude vlna. Pri vysokých počiatočných rýchlostiach dôjde až zlomeniu vlny a jej rolovaniu proti prúdu (vytvorí sa vodný valec).

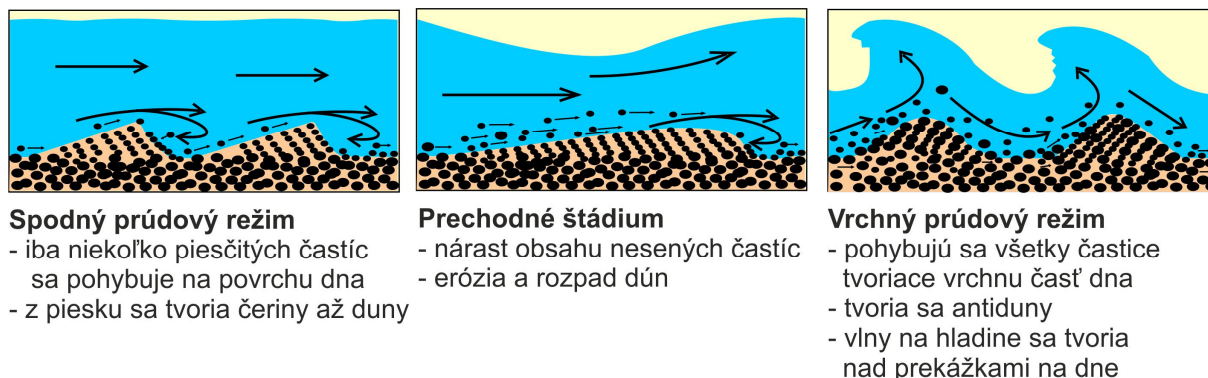
IV.2.4.2.2 Prúdové režimy

Termín **prúdový režim** sa používa na stručný opis prostredia transportu. Zahŕňa celý komplex premenných, ktoré sa inak nedajú vyjadriť. V prírode si totiž len ťažko vystačíme s jednoduchými hydraulickými zákonmi ako sú rýchlosť prúdu a šmykové napätie. Potrebujeme zahrnúť aj teplotu vody, typ a množstvo nesených klastických častíc, typ rozhrania, zmeny viskozity a podobne. Všetky tieto premenné ovplyvňujú rýchlosť sedimentácie častíc. **Koncept prúdového režimu je teda generalizované vyjadrenie hydraulických podmienok sedimentácie.**

Prúdovým režimom teda vyjadrujeme vzťah medzi fluidným prúdom a tvarom rozhrania (napr. dno rieky alebo povrch na púšti), čiže či dochádza k separáciám prúdu a aký je fázový vzťah medzi morfológickými vlastnosťami spodného a vrchného rozhrania prúdu (či sa nad vyvýšeninou dna vyklenie aj fluidum). Všetky tieto parametre ovplyvňujú spôsob transportu sedimentu a tým aj vznikajúce sedimentárne textúry. Typ prúdového režimu zodpovedá deleniu prúdov na základe hodnoty Froudovho čísla. Poznáme:

Spodný prúdový režim, zodpovedá **subkritickým prúdom** s Froudovým číslom menším ako 1. Je typický malým a prerušovaným transportom materiálu vyplývajúcim z nízkej rýchlosti fluida.

Prúd v spodnom prúdovom režime je príliš pomalý aby dokázal unášať celé veľkostné spektrum. Hrubo zrnitý materiál zostáva ležať na dne a transportované sú len jemnejšie častice, čím dochádza k veľkostnému vytriedeniu sedimentu. Rozhranie dna – prúd je tvarované sedimentárnymi telesami ako sú čeriny a duny, ktoré vznikajú ako dôsledok prerušovaného transportu materiálu a jeho dočasného hromadenia. Tieto sedimentárne telesá tvoria nerovnosti dna, ktoré spôsobujú separáciu prúdu (obr. IV.6) s následnou tvorbou vírov a spätných prúdov. Zvlnenie na hladine nie je vo fáze s nerovnosťami dna (obr. IV.9), čiže prechod fluida ponad prekážku sa neprejaví zvýšením hladiny nad danou prekážkou.



Obr. IV.9: Znárodnenie základných rozdielov v rôznych prúdových režimoch (zdroj: Friedman a Sanders, 1978).

Prechodné štádium zahŕňa prechod z jedného režimu do druhého (Fr 0,87 – 1). S nárastom hodnoty Fr čísla sa rýchlosť prúdu zvyšuje, čím sa zvyšuje aj jeho unášacia schopnosť. Prúd je schopný niesť častice plynulo, bez dočasného uloženia vo forme sedimentárných telies. Zároveň rastie aj jeho schopnosť erózie dna (výzdvihu častíc z dna), pričom rastie aj veľkostné spektrum častíc, ktoré dokáže transportovať. Výsledkom je postupné zastavenie rastu sedimentárných telies až ich erózia, ktorá vedie k znižovaniu ich výšky.

Toto štádium zodpovedá napríklad prichádzajúcej povodni (prechod zo spodného do vrchného prúdového režimu), kedy s rastúcou rýchlosťou prúdenia rastie obsah transportovaného materiálu, ako aj veľkosti častíc, ktoré prúd dokáže transportovať. To vedie k postupnej erózii čerín, zatiaľ čo duny sa ešte zachovávajú. Poklesom nerovností dna prestáva byť prúd separovaný, ale hladina ešte nie je vo fáze s dnom (obr. IV.9).

Vrchný prúdový režim zodpovedá rýchlym, **superkritickým prúdom** s Fr väčším ako 1 (napr. povodne). Pri týchto rýchlostiach sa do pohybu dostávajú aj väčšie častice. Transport častíc je kontinuálny a veľký. Keďže sú transportované takmer všetky zrnitostné spektrá (od ílu po štrk), nedochádza k zrnitostnému vytriedeniu sedimentu.

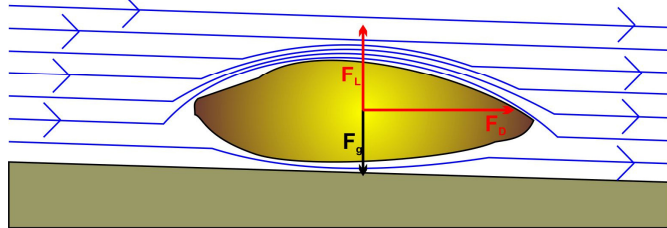
Pôvodné sedimentárne telesá (čeriny, duny) sú erodované a častice, ktoré ich tvorili, sú transportované preč. Tým sa vyhladzuje dna a rozhranie voda – sediment je rovné (vrchné planárne vrstvy) alebo je tvorené efemerálnymi (rýchlo sa meniacimi) antidunami. Relatívne rovné dna neumožňuje separáciu prúdu a zvlnenie na vrchnom prúdovom rozhraní (hladine) je vo fáze s reliéfom dna (obr. IV.9), čiže vlna sa tvorí nad nerovnosťou dna.

IV.3 Mechanizmus transportu častíc

Pevné častice môžu byť transportované silou fluida (vlečenie, saltácia, suspenzia), vplyvom šmykového napätia (gravitácia), alebo môžu byť pasívne nesené. S **pasívnym nesením (plug)** sa stretávame v prípade hustých sedimentárnych gravitačných prúdov (často newtonovské fluidá), kde sa spodná časť prúdu pohybuje vplyvom šmykového napätia, zatiaľ čo vrchná časť je pasívne nesená na tejto pohyblivej vrstve (napr. suťotoky, bahnotoky, zrnotoky, pozri kapitolu V.3). Vďaka pasívnemu neseniu v týchto sedimentoch nedochádza k ich opracovaniu ani k zrnitostnému vytriedeniu.

Pri transporte častíc fluidom sú dôležité **sily fluida (F_F ; fluid forces)**, ktoré sú zodpovedné za akceleráciu pevných častíc a ich zotrvačnosť v pohybe, čiže za výzdvih častice z dna (erózia) a jej pohyb spolu s prúdom (transport). Sily fluida tvorí prúd fluida okolo pevných častíc, pričom ich veľkosť rastie spolu s rýchlosťou prúdu. Sú výsledným vektorom **vlečných síl fluida (F_D)** a **zdvižných síl fluida (F_L)** (obr. IV.10).

F_L - zdvižné sily fluida (lift)
 F_D - vlečné sily fluida (drag)
 F_g - gravitácia

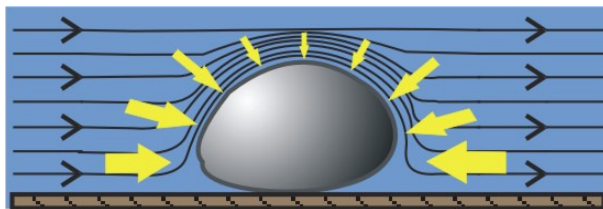


Obr. IV.10: Zjednodušené znázornenie síl pôsobiacich na časticu vo fluide.

IV.3.1 Zdvižné sily fluida (F_L) a Bernoulliho princíp

Zdvižné sily fluida (F_L - lift) pôsobia kolmo na povrch a vyplývajú z **Bernoulliho princípu**, ktorý vychádza z princípu zachovania energie: *Suma všetkých foriem mechanickej energie vo fluide pozdĺž prúdovej línie musí byť rovnaká na všetkých bodoch tejto línie. Súčet kinetickej a potenciálnej energie tak musí zostať konštantný.*

Vo fluidnej mechanike pre prúdy s nízkou viskozitou (rieky, vietor) to znamená, že súčet **rýchlosti** (kinetická energia) a **tlaku** (potenciálna energia) vo fluide musí byť konštantný. To znamená, že nárast rýchlosti fluida je kompenzovaný poklesom tlaku vo fluide. Ak máme v prúde vody prekážku (časticu), prúd vody musí tiecť na tomto mieste rýchlejšie ako prúd v mieste bez prekážky. Rýchlejšie tečenie je vyvážené klesaním hydrostatického tlaku pôsobiaceho na časticu a častica je zdvíhaná (obr. IV.11).



Obr. IV.11: Znázornenie Bernoulliho princípu zachovania energie. Nárast rýchlosti fluida je kompenzovaný poklesom tlaku. Výsledkom je výzdvih častice do miesta najnižšieho tlaku.

Hmotnosť zdvíhanej častice (F_G) pôsobí proti zdvižným silám fluida. Výslednú zdvižnú silu fluida tak získame odčítaním gravitačnej sily (F_G) vychádzajúcej z hmotnosti častice.

Z uvedeného vyplýva, že veľký význam na výzdvih častice má jej veľkosť a tienie okolitými časticami. V prípade, že máme väčšiu časticu obklopenú menšími časticami (častica trčí nad okolie), funguje Bernoulliho princíp. Vyčnievajúca častica sa dostane do pohybu ako prvá (ak jej hmotnosť neprekročí unášaciu schopnosť fluida).

Rovnako veľké častice uložené vedľa seba sa budú vzájomne tieniť, čiže budú pôsobiť ako celistvé dno, čo neumožní aplikovať Bernoulliho princíp na konkrétnu časticu. K výzdvihu a transportu týchto častíc dôjde až keď sa zvýši celková rýchlosť prúdu (povodne).

S hĺbkou fluida, napríklad vody, rastie aj tlak (váha), ktorým voda pôsobí na častice. Čím je voda hlbšia, tým väčší tlak pôsobí na častice pri dne. Častice v plytkej vode sú tak zdvíhané skôr ako častice v hlbkej vode. Závislosť zdvižných síl na hĺbke vody sa uplatňuje aj pri vlnení, kedy variácie v hĺbke vody vyvolané prechodom vlny spôsobujú zmenu tlaku pôsobiaceho na časticu. Prechod vlny cez plytkú vodu s hĺbkou menšou než polovica vlnovej dĺžky vlny tak vedie k výzdvihu častíc z dna a ich transportu (kapitola V.2.1.2). V tomto prípade si treba uvedomiť, že ak dno tvorí nekohezívny sediment (piesok) s vodou v intersticiálnych (pórových) priestoroch, tak fluktuácie tlaku fluida pôsobia nielen na hranici voda/sediment, ale aj v intersticiálnych priestoroch v sedimente.

Princíp poklesu tlaku na výzdvih častice z dna a začatie jej transportu pôsobí aj pri turbulenciách. Vieme, že turbulentný prúd je tvorený vírmi, pričom výzdvih častice je spôsobený vzostupnými prúdmi vody (vzostupné víry), ktoré spôsobujú pokles tlaku vody pôsobiaceho na časticu.

IV.3.2 Vlečné sily fluida (F_D) a koeficient odporu (C_D)

Vlečné sily fluida (F_D - drag) pôsobia paralelne s povrchom. Vychádzajú z rýchlosti prúdenia a odporu (drag), ktorý kladie fluidum častici počas jej sedimentácie. Odpor fluida si môžeme predstaviť na príklade sedimentácie častíc v telese stojatej vody. Častice sú ku dnu priťahované gravitačnou silou a sily, ktorými fluidum bráni sedimentácii sa označujú ako odpor fluida (napr. nadnášanie človeka vodou). Rýchlosť, ktorou bude daná častica sedimentovať ovplyvňuje jej tvar, hmotnosť a odpor fluida, cez ktoré častica prechádza.

Odpor, ktorý kladie fluidum častici vychádza z viskozity fluida a tvaru častice a mení sa z rýchlosťou prúdu. Viskozita fluida je zodpovedná za **trenie vznikajúce na povrchu častice (surface drag; skin-friction drag)**. Vplyv **tvaru častice (form drag)** je odvodený od dynamického tlaku (dynamic pressure). Dynamický tlak vychádza z rozdielu rýchlosti prúdenia, keď prúd zrýchľuje alebo spomaľuje:

$$\text{dynamický tlak} = \rho \cdot \frac{U_1 - U_2}{2}$$

kde U_1 je počiatočná rýchlosť a U_2 je konečná rýchlosť. Z predchádzajúcej kapitoly vieme, že v newtonovských fluidách musí byť pokles rýchlosti kompenzovaný nárastom tlaku. Zo vzorca vyplýva, že najväčší dynamický tlak bude vyvíjaný v mieste prvého kontaktu fluida

s časticou (dochádza k spomaleniu fluida, čiže $U_1 > U_2$), zatiaľ čo v oblasti za časticou, kde dochádza opätovnému nárastu rýchlosti ($U_1 < U_2$), bude dynamický tlak dosahovať až negatívne hodnoty (obr. IV.12A).

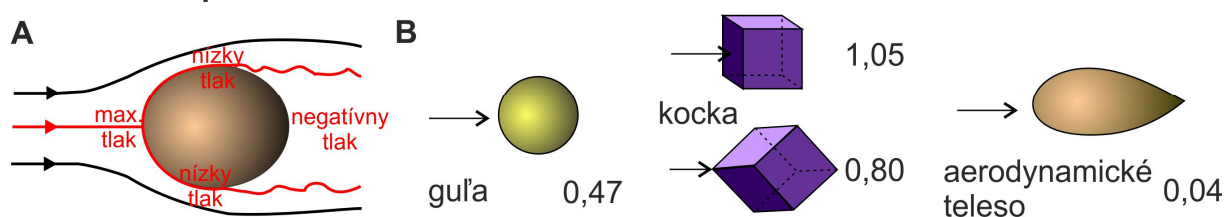
V tomto bode vstupuje do hry **rýchlosť prúdenia**. Pri pomalom, laminárnom prúdení sa najbližšia vrstva fluida “nalepí” na povrch častice, pričom ich vzájomná rýchlosť bude nulová. K vyrovnaniu vzájomnej rýchlosti s rýchlosťou prúdenia dochádza až v ďalšej vrstve fluida. Z toho vyplýva, že odpor v laminárnych prúdoch bude závisieť dominantne od viskozity fluida.

S narastajúcou rýchlosťou prúdenia budú rásť turbulencie na zväeternej strane častice. Vznikajúce turbulencie spôsobujú, že prúdenie tesne za časticou je nulové, alebo až opačného smeru, čo vedie k vysokým rozdielom dynamického tlaku na nárazovej a zväeternej strane častice. Pri turbulentom prúdení tak klesá význam viskozity a veľkosť odporu fluida proti sedimentácii častice je závislá dominantne od hustoty prostredia a tvaru častice.

Tvar častice, nepravidelnosti na jej povrchu a jej orientácia voči prúdovým líniam ovplyvňuje pri akých rýchlostiach začnú vznikať turbulencie a ich veľkosť. Príklad ako tvar častice ovplyvňuje odpor fluida je znázornený na obr. IV.12B. Na ňom môžeme vidieť, že časticiam aerodynamického tvaru kladie fluidum najmenší odpor a tieto častice budú sedimentovať ako prvé. Najväčší odpor kladie fluidum časticiam kockovitého alebo obdĺžnikového tvaru, takže tieto častice budú sedimentovať ako posledné. Preto sú sludy lupienkovitého tvaru transportované dlhšie ako sférické kremene rovnakej hmotnosti. Častice s neopracovaným povrchom (angulárne častice) budú vo fluide nesené dlhšie než opracované častice rovnakého tvaru.

Tvar častíc a nepravidelnosti na ich povrchu môžu viesť k rotácii častíc v prúde. Počas rotácie sú vrstvy fluida strhávané v smere rotácie, čo vedie k nárastu ich rýchlosti voči okolitým vrstvám fluida. Dochádza k uplatneniu Bernoulliho princípu, kde miesto rýchlejšieho prúdenia je miestom nižšieho tlaku, do ktorého je častica priťahovaná. Pri vhodnom smere rotácie (častica rotujúca v smere prúdenia) dochádza k rýchlejšiemu prúdeniu nad časticou = pridané nadnášanie. Ako príklad tohto mechanizmu si môžeme uviesť športy, kde sa využívajú rotácie lopty pri nadhodoch a pod. Vplyv natočenia zrna na veľkosť odporu fluida je znázornená na príklade kocky v obrázku IV. 12.B.

koeficient odporu



Obr. IV.12: A) Variácie tlaku fluida pôsobiaceho na časticu; B) Hodnoty koeficientu odporu vo vzdušnom prostredí pre jednotlivé tvary a ich orientácie. Hodnoty sú vypočítané pre $Re 10^4$. (zdroj: https://en.wikipedia.org/?title=Drag_coefficient).

Generálne platí, že:

1. častice majú tendenciu orientovať sa maximálnou plochou kolmo na smer sedimentácie
2. nepravidelnosti v distribúcii hmotnosti alebo v tvare povrchu spôsobujú rotáciu častice počas jej sedimentácie

3. vplyv tvaru častice sa začína prejavovať pri veľkosti jemnozrnného piesku a rastie spolu s veľkosťou zrna. Tvar ílovitých a prachovitých častíc nemá prakticky žiaden vplyv na hodnotu odporu fluida.

Z uvedeného vyplýva, že výpočet odporu fluida je prakticky nemožný, pretože zahŕňa veľké množstvo premenných. Z tohto dôvodu sa stanovuje experimentálne a vyjadruje sa ako **koeficient odporu (C_D drag coefficient)**. Koeficient odporu je bezrozmerné číslo využívané na kvantifikáciu odporu fluida. Jeho hodnota nie je konštantná, ale mení sa s rýchlosťou a smerom prúdenia, viskozitou a hustotou fluida, ako aj tvarom, veľkosťou a orientáciou častice.

Generálny vzorec na výpočet vlečných síl môžeme zapísať ako:

$$F_D = C_D \cdot A \cdot \frac{\rho \cdot U^2}{2}$$

kde ρ je hustota fluida, U je priemerná rýchlosť prúdu, C_D je koeficient odporu fluida a A je referenčná oblasť, čiže oblasť, na ktorú pôsobia vlečné sily fluida. V prípade častice guľovitého tvaru by sme túto oblasť vypočítali ako $\pi \cdot r^2$, nejedná sa teda o celý povrch častice, ale skôr o plochu prierezu touto časticou.

Rýchlosť prúdu, referenčná dĺžka a kinematická viskozita sú parametre vstupujúce aj do výpočtu Reynoldsovho čísla. Koeficient odporu (C_D) je tak funkciou Re , za predpokladu konštantného tvaru častice. Pri laminárnom prúdení je najdôležitejším parametrom viskozita a $C_D = 24/Re$. So zvyšujúcim sa Re dochádza k zakrivovaniu prúdových línii za časticou (obr. IV.7), čo vedie k nárastu vplyvu dynamického tlaku a veľkosť odporu fluida sa znižuje.

IV.3.2.1 Rýchlosť sedimentácie (Stokesov zákon)

Sedimentácia alebo usadzovanie je fyzikálny dej, pri ktorom dochádza vplyvom gravitácie a odstredivej sily k vypadávaniu a ukladaniu pevných častíc nesených vo fluidu. Vyplýva z rovnakých premenných, ktoré ovplyvňujú koeficient odporu fluida, čiže závisí od: veľkosti, tvaru a hustoty zrn, viskozity a hustoty fluida a od rýchlosti prúdu (šmykové napätie).

V prípade laminárneho prúdenia (Re menej ako 1), kedy ešte za časticou nevznikajú turbulencie spôsobujúce dodatočné nadnášanie, môže byť rýchlosť sedimentácie opísaná **Stokesovým zákonom**: *častica je usadzovaná vo vode konštantou rýchlosťou w vtedy, keď je sila odporu fluida v rovnováhe s gravitačnou silou pôsobiaca na časticu.*

V laminárnych prúdoch je sila odporu (koeficient odporu) závislá od viskozity fluida a zodpovedá hodnote $24/Re$. Gravitačná sila pôsobiaca na časticu vyplýva z veľkosti častice, rozdielu hustoty medzi časticou a fluidom a od gravitačného zrýchlenia g . V tomto prípade tak môžeme **rýchlosť sedimentácie častíc (w)** vypočítať podľa vzorca:

$$w = \left[\frac{(\rho_s - \rho) \cdot g}{18\mu} \right] \cdot D^2$$

kde ρ_s je hustota častice, ρ je hustota fluida, μ je dynamická viskozita a D je veľkosť častice.

Z uvedeného vzorca vyplýva, že väčšie častice budú sedimentovať rýchlejšie ako menšie častice. Zrná s väčšou hustotou budú ukladané rýchlejšie ako častice s menšou hustotou. Táto úprava vzorca však neberie do úvahy nadnášajúce turbulentné prúdenie a pridané nadnášanie častíc spôsobené ich tvarom. Z tohto titulu platí Stokesov zákon len pre sedimentáciu častíc v pokojných až stojacich fluidách s laminárnym prúdením (veľmi nízkym Re) a iba pre častice ílovitej až prachovitej veľkosti, kde je vplyv tvaru častice na odpor fluida zanedbateľný. Na výpočet rýchlosti sedimentácie častíc v turbulentných prúdoch sa Stokesov zákon nedá použiť.

Z tohto dôvodu je najväčšie využitie spomínaného zákona v geológii v laboratóriách na stanovenie zrnitosti jemnozrnných sedimentov (do veľkosti piesku) sedimentačnými metódami. Výsledkom analýzy je sedimentačná rýchlosť častíc udávaná v jednotkách PSI, kde $PSI = -\log_2 w$. Zo sedimentačnej rýchlosti častíc sa dá pomocou Stokesovho zákona spätne vypočítať veľkosť častíc:

$$D = \frac{\sqrt{w}}{\sqrt{C_D}}$$

kde D je veľkosť častice, w je sedimentačná rýchlosť a C_D je koeficient odporu, ktorý v prípade laminárneho prúdenia a zanedbateľného vplyvu tvaru častice môžeme vypočítať z rozdielu hustoty medzi časticou a fluidom, gravitačného zrýchlenia a viskozity fluida (hranatá zátvorka v predchádzajúcom vzorci):

$$C_D = \frac{(\rho_s - \rho) \cdot g}{18\mu}$$

IV.3.3 Kritická trakčná sila

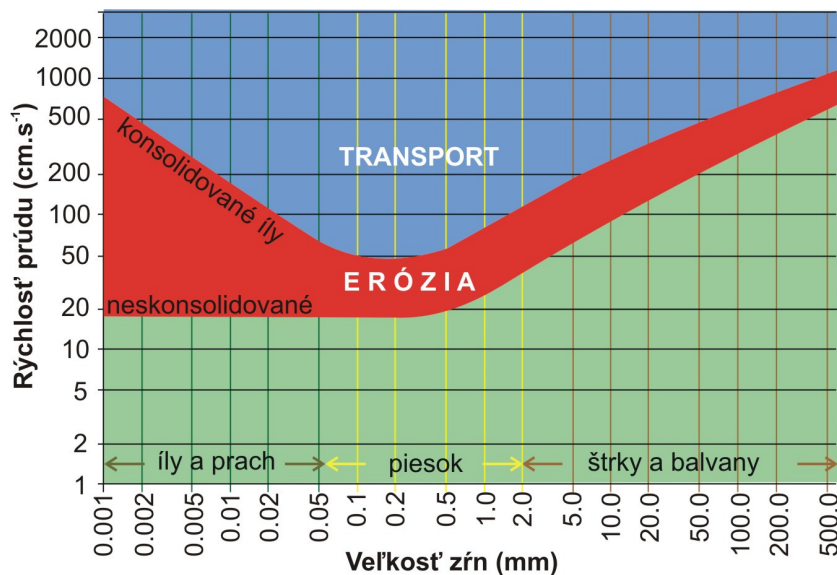
Pri priamom transporte fluidom, sa častice dostávajú do pohybu vplyvom zdvižných a vlečných síl fluida. Veľkosť pôsobiacich síl závisí od rýchlosti fluida, ktorá je výsledkom pôsobiaceho šmykového napätia. Veľkosť sily potrebnej na výzdvih a transport častice danej veľkosti tak môžeme vyjadriť pomocou *kritického šmykového napätia* alebo *kritickej rýchlosti prúdu* pri danej hĺbke. Vyjadrenie sily potrebnej na transport častice danej veľkosti pomocou šmykového napätia zobrazuje *Shieldsov diagram*. Vzťah rýchlosti prúdu potrebnej na výzdvih a transport častice danej veľkosti zobrazuje *Hjulstromov diagram* (obr. IV. 13).

Nezávisle od spôsobu vyjadrenia, označujeme silu potrebnú na výzdvih častice z dna (eróziu) a jej transport ako **kritickú trakčnú silu**. Ak prúd dosiahne kritickú trakčnú silu pre transport častice veľkosti 2 mm, začnú byť častice veľkosti 2 mm zdvíhané z dna a transportované preč. V prípade, že prúd nedosahuje potrebnú kritickú trakčnú silu, častice tejto veľkosti ležia na dne bez pohybu. Ak sa rýchlosť prúdu zníži pod hodnotu potrebnú pre transport častíc veľkosti 2 mm, zrná tejto veľkosti začnú sedimentovať.

Hodnoty kritickej trakčnej sily, nezávisle od toho či ju vyjadríme ako šmykové napätie alebo ako rýchlosť prúdu, sa líšia pre častice rôznych veľkosti (obr. IV. 13). Pre častice veľkosti hrubozrnného piesku a štrku platí, že hodnota kritickej trakčnej sily potrebnej na začatie transportu rastie spolu s veľkosťou zrna.

Jemnozrnné častice (jemnozrnný piesok, prach) vytvárajú na dne vrstvičku sedimentu, v ktorej sú jednotlivé zrná akoby uzavreté. Táto vrstvička sedimentu vytvára hydrodynamicky hladké rozhranie medzi prúdom a sedimentom, čím sa obmedzuje pôsobenie Bernoulliho princípu na výzdvih častíc. Z tohto dôvodu je na začatie transportu potrebná väčšia kritická trakčná sila (väčšie šmykové napätie / väčšiu rýchlosť prúdu), než aká by zodpovedala iba veľkosti častíc.

Kohezívne častice (íl až jemnozrnný prach), medzi ktorými sa uplatňujú elektrostatické sily (viď kapitola IV.1.2.2), vyžadujú na začatie transportu ešte vyššiu kritickú trakčnú silu. Tá musí prekonať kohezívnu silu, ktorou sú jednotlivé častice priťahované k sebe. Čím viac sú tieto častice konsolidované (napr. utlačené vlnením a prúdením) tým väčšiu silu musí prúd vyvinúť na ich eróziu a transport. V realite to znamená, že pri erózii dna prakticky nedochádza k výzdvihu separovaných častíc ílovitej veľkosti. Prúd zdvíha agregáty ílovitých častíc (vločky, pelety a pod.), v ktorých ílovité častice držia spolu vplyvom kohezívnych síl. Veľkosť agregátov ovplyvňuje hodnotu potrebnej kritickej trakčnej sily.



Obr. IV.13: Hjulstromov diagram - grafické znázornenie rýchlosti prúdu potrebnej na začatie pohybu rôznych veľkostných frakcií sedimentu. Platí pre riedke prúdy s hĺbkou približne 1 m.

Z uvedených faktov vyplýva postupnosť transportu veľkostných frakcií v závislosti od rastúcej rýchlosti prúdu. Pri narastajúcej rýchlosti prúdu sa ako prvé začínajú pohybovať zná piesčitej veľkosti. Rýchlosť prúdu potrebná na začatie pohybu hrubších častíc narastá s ich veľkosťou (hmotnosťou), pričom s narastajúcou veľkosťou sa dôležitým stáva ich tvar (viď koeficient odporu). Rýchlosť prúdu potrebná na začatie pohybu častíc ílovitej veľkosti narastá vďaka ich kohezívnym silám (obr. IV.13).

Víry a separácie prúdu spôsobujú lokálne variácie v rýchlosti prúdenia, čo vedie k redukcii priemernej rýchlosti prúdu potrebnej na začatie transportu zrn. Napríklad, aj keď je priemerná rýchlosť prúdu menšia ako kritická trakčná sila pre transport častíc 0,5 mm, lokálne zrýchlenie prúdu pri prekonávaní prekážky (napr. čeriny) môže postačovať na ich výzdvih.

IV.3.4 Mechanizmus pohybu častíc

Aby došlo k začatiu pohybu sedimentu, musia vlečné a zdvižné sily fluida prekonať gravitáciu a kohezívne sily, ktoré držia časticu na dne. Medzi kohezívne sily môžeme okrem efektu elektrostatických síl pri ílovitých časticiach zaradiť aj cementáciu, povlaky cyanobaktérii a vegetáciu.

V prípade kohezívnych sedimentov závisí ich výzdvih aj od stavu ich konsolidácie. Môžu byť napríklad flokulované, kedy sú ílovité častice zliepané do väčších útvarov, tzv. vločiek, vplyvom elektrostatických síl. Môžu byť tiež peletizované (napr. fekálne pelety červov prežierajúcich sediment), alebo môžu mať vrstevnatú stavbu vplyvom kompaktácie alebo vysychania. Najťažšie sú erodovateľné práve kompaktiou a vysychaním stlačené íly. Od podmienok konsolidácie potom závisí, či budú íly zdvíhané ako individuálne vločky alebo ako kusy konsolidovaných ílov štrkovej veľkosti. Keďže vznikajú synsedimentárnou eróziou dna sedimentárneho priestoru, zaradujeme ich medzi **intraklasty**.

Nekohezívne sedimenty zložené z izolovaných zŕn (piesok, štrk) sú najľahšie erodovateľné.

Podľa spôsobu pohybu zŕn vo fluide poznáme:

1. Materiál transportovaný po dne – splaveniny (bed load)
2. Materiál transportovaný v suspenzii - plaveniny (suspended load)

IV.3.4.1 Materiál transportovaný v suspenzii (suspended load)

Materiál transportovaný v suspenzii (**suspended load**), v slovenčine označovaný ako **plaveniny**, je tvorený len relatívne malými zrnami (íly, prachy, jemné piesky – do cca 0,1 mm). Maximálna veľkosť v suspenzii unášaných častíc je závislá od rýchlosti prúdenia a hustoty týchto častíc. O suspenzii hovoríme vtedy, keď **sú častice dlhodobo nesené vo vnútri fluida, pričom ich sedimentácii bráni opätovné nadnášanie vírmi a turbulenciami fluida** (obr. IV.14).

Podmienkou zachovania častice vo fluide je, aby bola najsilnejšia fluktuácia v rýchlosti fluida (vír, turbulencia) väčšia, než sedimentačná rýchlosť častice. Rýchlosť pohybu častíc zodpovedá rýchlosti prúdenia. Hlavné faktory ovplyvňujúce nesenie častíc vo fluide tak môžeme zhrnúť nasledovne: Sedimentačná rýchlosť častíc určuje rýchlosť vypadávania častíc zo suspenzie a je závislá od rýchlosti prúdenia a od veľkosti a hustoty nesených častíc. Od rýchlosti prúdenia teda závisí veľkosť častíc, ktoré sa budú pohybovať v suspenzii. Unášacia kapacita fluida vychádza z princípu, že nárast množstva nesených častíc zabraňuje vzniku turbulencií, čím zároveň klesá schopnosť fluida udržať častice v suspenzii. Vo všeobecnosti platí, že rieky majú neobmedzenú schopnosť transportovať íly v suspenzii. Vplyv množstva nesených častíc je dôležitý pre husté sedimentárne gravitačné prúdy.

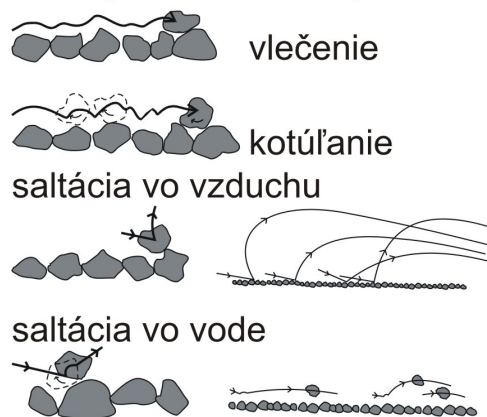
Na základe spôsobu, ako sa nesený materiál dostal do suspenzie, poznáme:

1. **Dnový suspendovaný materiál (suspended bed-material load)**, ktorý je derivovaný eróziou dna. Vytvára **gradačnú suspenziu**, kde smerom ku dnu narastá množstvo suspendovaného materiálu. V tomto prípade dochádza k výmene častíc so substrátom.
2. **Spláchnutý materiál (wash load)**, kde sú plaveniny do prúdu dodávané z okolia, napríklad ronom alebo povrchových splachom. Sú jemnozrnnejšie a vytvárajú **uniformnú suspenziu**, čiže ich distribúcia je rovnaká v celom prúde.

V prípade eolického transportu materiálu v suspenzii tiež rozoznávame:

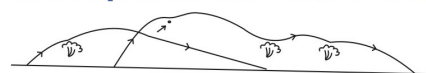
- A. **suspensie nesené v nízkych výškach (2-5 km)**, ktoré sú vyvolané silným povrchovým vetrom alebo sú tvorené pyroklastickými prúdmi.
- B. **suspensie nesené vo vysokej atmosfére /stratosfére/ (10 – 15 km)**, ktoré vznikajú extrémnymi udalosťami ako sú impakty meteoritov a extrémne silné sopečné výbuchy na kontinentoch.

Transport materiálu po dne



Obr. IV.14: Spôsoby transportu materiálu vo fluide. Ťažké a väčšie častice sú transportované po dne vlečením alebo kotúľaním. Menšie častice sú transportované saltáciou. Výška skoku závisí od hustoty fluida. Najdokonalejšia saltácia je vo vzduchu. Transport v suspenzii podporujú turbulencie fluida.

Transport materiálu v suspenzii



IV.3.4.2 Materiál transportovaný po dne (*bed load*)

Materiál transportovaný po dne (**bed load**), v slovenskej literatúre označovaný ako **splaveniny**, zahŕňa hrubšie častice (cca nad 1 mm), ako sú piesky a štrky. V tomto prípade **častice zostávajú počas transportu v trvalom alebo prerušovanom kontakte s dnom**. Rýchlosť ich pohybu je nižšia ako je rýchlosť prúdu, pretože sú spomaľované kolíziami s dnom a medzi sebou. Pohyb častíc môže byť vyvolaný kolíziou s inou časticou (prenos momentu hybnosti), alebo je spôsobený vlečnými a zdvižnými silami fluida. Tento spôsob pohybu sa označuje ako **trakčný transport**.

Rozoznávame dva hlavné spôsoby pohybu materiálu transportovaného po dne: saltáciu a vlečenie/rolovanie.

Saltácia je transport „prískokmi“, kedy po vyzdvihnutí častice dochádza k jej postupnému klesaniu, pričom je transportovaná v smere prúdenia (obr. IV. 14). Po dosadnutí na dno sa proces opakuje. Hlavnou silou pre začatie transportu sú zdvižné sily fluida alebo vyrazenie častice inou, dopadajúcou časticou = impakt. Termínom **pripovrchové tečenie** sa označuje pohyb častíc ako výsledok ich kolízie so saltačnými časticami, kedy hnacou silou pre pohyb ďalšieho zrna je náraz saltačne nesenéj častice pri jej dopade.

Rovnako ako v prípade suspenzie, aj veľkosť saltačných častíc závisí od ich hustoty a od rýchlosti a hĺbky prúdu. Saltácia je najlepšie vyvinutá pri eolickom transporte. To je spôsobené rozdielom hustoty medzi časticou a fluidom. Vzduch s nízkou hustotou kladie časticiam oveľa menší odpor, než voda s vyššou hustotou, čo umožňuje vyššie „skoky“ saltačných častíc v eolickom prostredí (obr. IV.14). Aj nám sa vo vode kráča oveľa horšie ako na súši. Pri

rovnakom šmykovom napätí tak budú častice vo vzduchu zdvíhané až 800 krát vyššie než vo vode.

Vlečenie a kotúľanie je pohyb častíc, kedy sú zrná v takmer permanentnom kontakte s dnom (obr. IV.14). Pohybujú sa v tenkej vrstve na dne v smere prúdenia. Základom pohybu je nadnesenie častice zdvižnými silami fluida (v tomto prípade je už nadnesenie minimálne) a posun častice v smere pohybu prúdu vlečnou silou fluida alebo kolíziou s inou časticou s odovzdaním momentu hybnosti. Od tvaru častice závisí, či bude častica vlečená alebo kotúľaná a pri akej rýchlosti prúdu sa začne pohybovať. Platí, že častice valcovitého tvaru sa začínajú pohybovať skôr ako častice čepelovitého tvaru. Posledné sa do pohybu dostávajú častice diskovitého tvaru. Opracované častice sa začnú pohybovať skôr ako angulárne (neopracované) zrná rovnakej veľkosti.

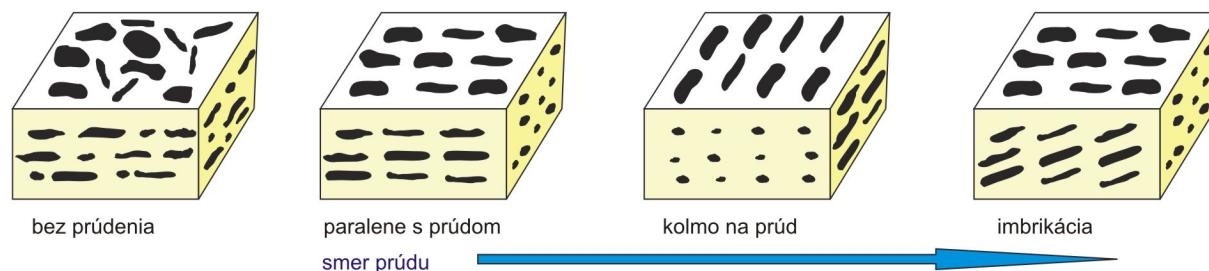
IV.3.4.3 Orientácia zrn

Orientácia zrn závisí od fyzikálnych procesov a podmienok v čase sedimentácie, najmä od typu prúdenia, spôsobu transportu a tvaru častíc. Má vplyv na výslednú porozitu a permeabilitu sedimentu a môže byť zmenená po uložení sedimentu sekundárnymi procesmi, napr. bioturbáciou alebo sklzavaním.

Malé častice (íly) transportované v suspenzii, sú ukladané bez prednostnej orientácie spôsobenej prúdením. Íly a sľudy patria medzi fylosilikáty, takže tvoria veľmi ploché, lištovité kryštály. Odpor fluida spôsobuje, že sa tieto minerály ukladajú podobne ako listy papiera. Usmernenie ílov v bridliciach je tak výsledkom ich fyzikálnych vlastností.

Pri trakčnom transporte (transport po dne) získajú častice orientáciu vzhľadom na smer prúdenia (obr. IV.15). Variácie v orientácii klastov vyplývajú z odlišných mechanizmov pohybu závislých **od tvaru zrn**. Častice kotúľané po dne sa orientujú dlhou osou (a) kolmo na prúd. Ak sa častica pohybuje preklápaním sa cez fixný otočný bod (os otáčania), bude dlhá os orientovaná paralelne so smerom prúdu. Častice aerodynamického tvaru sa orientujú hrubším koncom proti prúdu. Výnimkou sú sférické častice, pretože guľa nemôže zaujať prednostnú orientáciu.

Ďalším faktorom vplývajúcim na orientáciu zrn je **typ prúdenia**. Platí, že laminárne prúdenie, ktoré je typické pre husté gravitačné prúdy, umožňuje iba orientáciu zrn paralelne s prúdom (suťotoky, zrnotoky). Rovnakú orientáciu produkujú aj riedke fluidné prúdy v podmienkach prúdenia zodpovedajúcim vrchným planárnym vrstvám (obr. IV.8).



Obr. IV.15: Rôzna orientácia zrn vznikajúca depozíciou (zdroj: Boggs 2009).

Termínom **imbrikácia** sa označuje škrídlivé usporiadanie veľkých častíc diskovitého a čepeľovitého tvaru. V tomto prípade je najväčšia plocha častice sklonená proti prúdu (obr. 15). Tento sklon zabezpečuje časticiam najstabilnejšiu pozíciu, pretože prúd vody dopadajúci na plochu častice ju tlačí do vrstvy sedimentu. Tým sa eliminujú zdvižné sily fluida a častica je fixovaná.

Imbrikácia je najlepšie vyvinutá v dobre vytriedených sedimentoch. Vyšší objem matrix (napr. obliaky v piesčitej vrstve) zabráni fixácii častíc a výsledná imbrikácia bude veľmi malá.

V riečnych sedimentoch tvorí uhol, ktorý zvierajú častica s dnom, okolo 15°. Na plážach sú klasty orientované kolmo na smer vln a piesčité častice sú orientované v smere vracajúcej sa vody. Uhol imbrikácie je menší ako v prípade riek. Príklady imbrikácie v závislosti od prostredia a mechanizmu transportu sú v tab.6.

Typ sedimentu	Uhol sklonu proti prúdu	Orientácia dlhej osi
Fluviálne štrky	10 – 30°	kolmo k prúdu; menej často paralelne s prúdom
Glaciálne štrky	slabá imbrikácia	paralelne s prúdom
Lahary (štrkové klasty)	slabá imbrikácia, malý uhol	variabilne
Suťotoky	slabá imbrikácia	tendencia k paralelnej orientácii
Turbidity (štrkové klasty)	10°	paralelne s prúdom
Plážové štrky	uhol presahujúci sklon pláže	variabilne

Tab. 6: Orientácia klastov štrkovej veľkosti v jednotlivých prostrediach (zostavil Boggs (2009) z údajov od rôznych autorov).

Viac informácií o jednotlivých fyzikálnych faktoroch, ako aj citácie na originálne práce nájdete v učebniciach Bridge a Demicco (2008), Friedman a Sanders (1978), Blatt et al. (1972).

Po absolvovaní kapitoly IV by mal študent poznať faktory ovplyvňujúce uvedenie sedimentu do pohybu. Rozumie termínom ako subkritické a superkritické prúdenie, Re, separácia prúdu, prúdový režim, newtonovské a nnewtonovské správanie sa fluíd, Bernoulliho princíp, odpor prostredia a vie aký majú význam pre transport a sedimentáciu materiálu.

Kapitola V. Transportné procesy a ich prejavy

Transport častíc je výsledkom pôsobenia gravitačných síl a síl fluida. Na základe pomeru pôsobenia týchto síl rozdeľujeme transportné procesy do dvoch veľkých skupín:

1. **Transport priamym prúdením fluíd** – častice sú transportované najmä silami fluida. Patria sem častice nesené riečnymi a morskými prúdmi, vlnením, vetrom a ľadom.
2. **Transport sedimentárnymi gravitačnými prúdmi** – častice sú transportované dominantne vplyvom gravitačných síl. Zahŕňajú procesy skalného rútenia, sklzávania, solifikácie, zosuvy, kamenné lavíny, bahnotoky, znotoky, suťotoky, pyroklastické prúdy, turbiditné prúdy a pod.

Upozornenie!

Problém textúra – štruktúra vyplýva z opačného významu týchto termínov v slovenskej a anglickej termínológii:

Textúra, anglicky **structure**, vyjadruje makroskopickú stavbu horniny (zvrstvenie)

Štruktúra, anglicky **texture**, vyjadruje mikroskopickú stavbu horniny

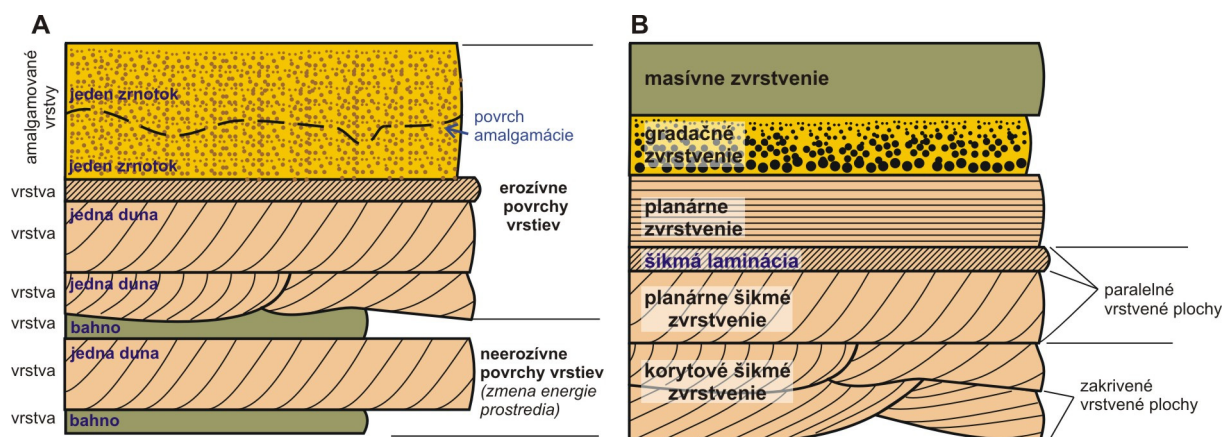
Vzhľadom na skutočnosť, že odborným jazykom v geológii je angličtina, veľa autorov používa tieto termíny v anglickom význame. Niektorí autori problém riešia používaním termínov mikroštruktúra a makroštruktúra. **V tomto texte sú termíny používané v pôvodnom význame: textúra (structure) pre makroskopickú stavbu a štruktúra (texture) pre mikroskopickú stavbu.**

V.1 Vrstva (*bed*) a zvrstvenie (*bedding*)

Vrstva je základná jednotka v sedimentológii a v sekvenčnej analýze. Je to z toho dôvodu, že **každá udalosť v sedimentácii uloží iba jednu vrstvu sedimentu**. Každý transportný proces sa tak prejaví uložením jednej vrstvy. Napríklad prechod jednej duny sa v sedimentárnom zázname prejaví jednou vrstvou, rovnako ako spustenie jedného suťotoku alebo turbiditného prúdu (obr. V.1A).

Vrstva je definovaná ako ploché teleso jednotného petrografického zloženia, ohraničené vrstevnými plochami. Sme schopní ju laterálne sledovať do vzdialenosti pár metrov až niekoľko kilometrov a mala by byť relatívne uniformná.

Z hľadiska nomenklatúry je dôležité si povedať, že teleso hrubé viac ako 1cm sa označuje ako **vrstva (bed)**, zatiaľ čo teleso s hrúbkou pod 1 cm je **lamína (lamina)**.



Obr. V.1: Vrstvy a zvrstvenie **A)** Každá vrstva je produktom jednej transportnej udalosti. Hranice medzi nimi, vrstvené plochy, sú horizontmi erózie a nedepozície alebo obdobiami kedy došlo k zmene energie. **B)** Základné typy vnútorného usporiadania vrstiev. Rozdiel medzi lamináciou a zvrstvením je v hrúbke vnútorných vrstiev = foresetov. O laminácii hovoríme vtedy, ak vnútorné foresety majú hrúbku menšiu ako 1cm. O zvrstvení hovoríme vtedy, ak sú vnútorné foresety hrubšie ako 1cm.

Vrstvené plochy (bedding surfaces) oddeľujú jednotlivé vrstvy od seba. Zodpovedajú eventom erózie, nedepozície alebo zmenám energie sedimentačného prostredia.

Erózia sa bežne vyskytuje na báze nového transportného eventu. Napr. turbiditné prúdy počas tečenia erodujú svoje podložie. Erózia a nedepozícia medzi transportnými udalosťami sa prejavia ukladaním vrstiev rovnakého zloženia a charakteru nad sebou (obr. V.1A). Opakujúce sa vrstvy príbuzného zloženia a vnútornej štruktúry (napr. viac vrstiev vznikajúcich prechodom dún) sa označujú ako **jednoduché skupiny vrstiev (simple bedset, alebo tiež coset)**.

V prípade, že vrstvy nemajú výraznú vnútornú stavbu, ktorá by zvýraznila jednotlivé transportné udalosti, nemusí byť eróznym povrchom viditeľný. V tomto prípade môže byť veľmi obtiažne až nemožné oddeliť jednotlivé vrstvy od seba. Takého vrstvy sa označujú ako **amalgamované (splynuté, obr. V.1A)**. Sú typické pre gravitačné prúdy tvoriace vrstvy s masívnym zvrstvením, ako sú zrnotoky, suťotoky a pod.

Ak sa medzi transportnými udalosťami vyskytujú obdobia kľudnej sedimentácie, výsledkom bude striedanie sa vrstiev zložených z odlišného materiálu (obr. V.1A). Hrubo zrnnejší, trakčne transportovaný materiál zodpovedajúci eventom s vyššou energiou prúdenia sa strieda s bahnom sedimentujúcim v obdobiach s malou až žiadnou energiou prúdenia. Ak máme v geologickom zázname striedanie sa vrstiev s odlišnou litológiou (piesok, bahno), ktoré sú ale geneticky viazané na jedno sedimentačné prostredie, hovoríme o **zložených skupinách vrstiev (composite bedset)**, ktoré označujeme tiež ako **heterolitické zvrstvenie** (pre viac informácií pozri kapitolu V.2.1.3).

Zvrstvenie (bedding), čiže vnútorná stavba vrstiev, sa primárne tvorí počas transportnej udalosti. Typ zvrstvenia závisí od mechanizmu pohybu zrn a fyzikálnych vlastností prúdenia. Základné typy primárneho zvrstvenia sú na obr. V.1B a ich vznik si vysvetlíme pri jednotlivých transportných mechanizmoch. Napríklad o šikmom zvrstvení hovoríme vtedy, ak máme sedimentárne teleso (vrstvu), ktoré obsahuje šikmo orientované vnútorné vrstvy označované ako **foresety**. Tie zodpovedajú jednotlivým etapám posunu sedimentárneho telesa, napr. duny. (obr. V.2, pre viac pozri kapitolu V.1.1).

Rovnako ako v prípade vrstiev, aj v tomto prípade treba pri nomenklatúre brať do úvahy hrúbku vnútorných vrstiev. V prípade že vnútorné vrstvy dosahujú hrúbku vrstvy (nad 1 cm),

hovoríme o **zvrstvení (bedding)**. V prípade, že vnútorné vrstvy majú hrúbku lamíny, hovoríme o **laminácii (lamination)** (obr. V.1B).

Okrem primárneho (depozičného) zvrstvenia vznikajúceho ukladaním transportovaného sedimentu (obr. V.1), poznáme aj sekundárne typy zvrstvenia viazané na deformáciu sedimentu po jeho uložení. Patrí sem napríklad **konvolútne zvrstvenie (convolute bedding)** ako aj ďalšie textúry viazané na deformáciu vplyvom rozdielnej hustoty dvoch na seba nasadajúcich vrstiev (**vankúšové, plameňové a guľovité textúry; pillow, flame a ball structure**), textúry spôsobené únikom vody (**miskovité a pilierovité textúry; dish a pillar structure**) ako aj textúry vznikajúce činnosťou organizmov.

V.1.1 Dnové formy sedimentárnych telies (bedforms) a zvrstvenie

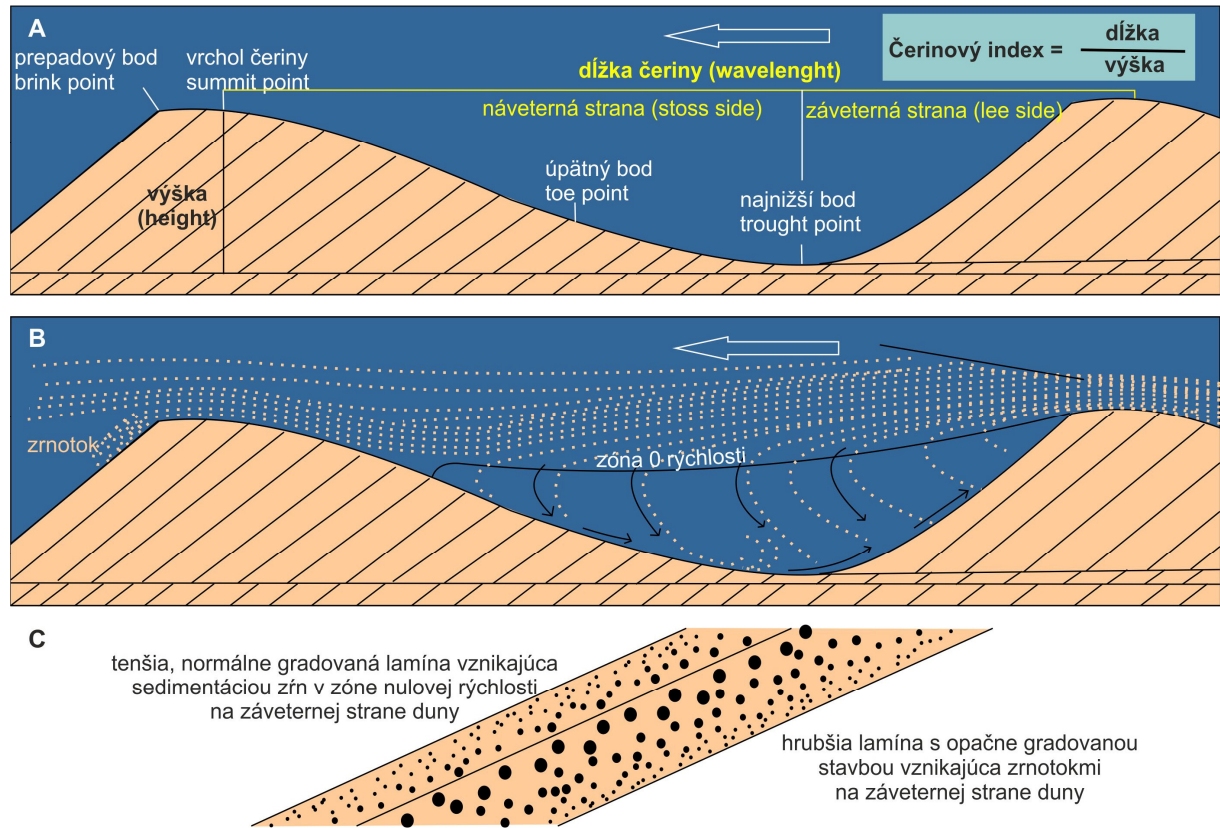
Sedimentárne telesá vznikajú dočasným uložením častíc pri prerušovanom transporte **nekohezívneho** sedimentu. Každé sedimentárne teleso je definované ako jeden geometrický element, čiže **čerina, duna, antiduna, bar** (obr. IV.8) a vzniká iba z materiálu transportovaného po dne (Allen, 1982). V literatúre sa môžeme stretnúť aj s označením megačeriny (megaripple) a pieskové vlny (sand wave). Sú to staršie termíny, kde megačeriny zodpovedajú dunám a pieskové vlny zodpovedajú barom. Väčšina dnových sedimentárnych telies je viazaná na transport priamym prúdením fluíd, ale môžu vznikať aj pri transporte v turbiditných prúdoch alebo bazálnych prívaloch. Základné parametre na opis sedimentárnych telies sú uvedené na obr. V.2A.

Sedimentárne telesá môžeme klasifikovať ako mikroformy, mezoformy a makroformy (Jackson 1975). Výskyt a geometria **mikroforiem** (čeriny, prúdová lineácia) závisí od charakteristík prúdu blízko dna, ako je hraničné Reynoldsovo číslo a veľkosť zrn na dne. Ich životnosť je menšia než periodicita dynamického eventu (napr. záplavy v rieke). **Mezoformy** (duny) sú limitované hĺbkou prúdu a vyvíjajú sa v závislosti od zmien prúdenia v priebehu eventu (záplavy). **Makroformy** (bary) sú závislé na geomorfologickom režime a sú relatívne odolné voči zmenám v dynamike prúdenia. Ak bary tvoria piesčité prahy v rieke, potom ich dĺžka zodpovedá šírke kanála a ich výška je závislá na hĺbke generujúceho prúdu.

Vnútorná stavba sedimentárnych telies vzniká ich migráciou v smere prúdu (okrem antidún), pričom jednotlivé etapy pohybu sa zachovávajú vo forme vnútorných vrstvičiek = **foresetov**. Tieto etapy pohybu sú výsledkom premiestňovania naakumulovaného materiálu z prepádového bodu čeriny/duny a to buď sedimentáciou častíc v zóne nulovej rýchlosti a reverzného prúdenia na prepádovej (záveternej) strane sedimentárneho telesa, alebo zrnotokom /zosuvom materiálu z prepádového bodu čeriny (obr. V.2). V ideálnom prípade (hlavne eolické duny) sa posun sedimentárneho telesa sedimentáciou v zóne spätného prúdenia prejaví tenším foresetom s normálnou gradáciou (obr. V.2C). Posun sedimentárneho telesa zrnotokmi sa v sedimentárnom zázname prejaví hrubším foresetom s obrátenou gradáciou (obr. V.2C). Vo väčšine prípadov však vnútornú stavbu foresetov nevieme rozlíšiť. Platí, že s nárastom rýchlosti prúdenia rastie aj rýchlosť migrácie telies.

Keďže vrchná časť sedimentárneho telesa je odstránená eróziou pri pokračujúcom prúdení, zo sedimentárnych telies sa v geologickom zázname zachováva najmä ich spodná časť (obr. V.2). Z uvedeného vyplýva, že výsledkom prechodu jednej duny bude jedna vrstva

ohraničená povrchni erózie, ktorá bude obsahovať sety šikmo uklonených vnútorných vrstvičiek - foresetov, zodpovedajúcich jednotlivým etapám posunu danej duny.



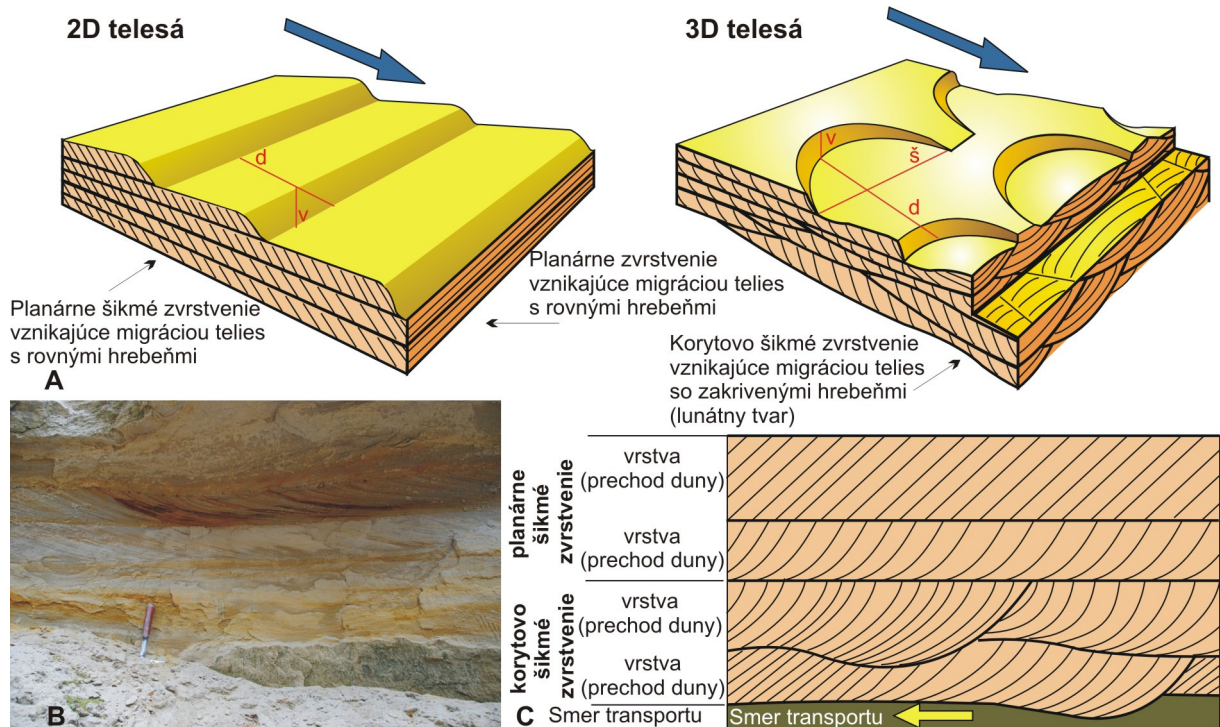
Obr. V.2: Stavba sedimentárnych telies **A)** základné parametre sedimentárneho telesa a výpočet čerinového indexu. **B)** Spôsoby posunu sedimentárnych telies - akumulácia napadaných častíc v zóne reverzného prúdenia na záveterej strane, alebo zrnotokmi = zosuvmi naakumulovaného materiálu z hrebeňa čeriny. **C)** Vnútorňa stavba foresetov šikmého zvrstvenia (zdroj: Tucker, 2003).

Geometriu sedimentárnych telies ovplyvňuje rýchlosť prúdenia a množstvo transportovaného materiálu. Od rýchlosti prúdenia závisí **tvar hrebeňov (crest)** sedimentárnych telies. Pri nízkych rýchlostiach prúdenia sú hrebene rovné a s narastajúcou rýchlosťou prúdenia sa hrebene zakrivujú a môžu získať až jazykovitý tvar. V oblastiach s limitovaným dodávaním sedimentu budú mať hrebene lunátny (mesiačikovitý) tvar.

Sedimentárne telesá s rovnými hrebeňmi sa označujú ako **2D**, pretože na ich opis stačia dva rozmery: výška a dĺžka (obr. V.3A). Ich migráciou vzniká **planárne šikmé zvrstvenie (tabular cross-bedding; planar cross-bedding)**. O planárnom šikmom zvrstvení hovoríme vtedy, keď sú vrstevné plochy jednotlivých vrstiev so šikmým zvrstvením orientované paralelne (obr V.3). Planárne šikmé zvrstvenie pozoruje v prierezoch kolmých na hrebene čerín / dún; zatiaľ čo v rezoch rovnobežných s hrebeňmi pozorujeme **planárne zvrstvenie (planar stratified, alebo tiež planar / horizontal / paralell bedding;**(obr. V.3A).

Telesá so zakrivenými hrebeňmi sa označujú ako **3D** sedimentárne telesá, pretože na ich opis sú potrebné tri rozmery: dĺžka, výška a šírka (obr. V.3A). Postupom 3D sedimentárnych telies vzniká **korytovo šikmé zvrstvenie (trough cross-bedding, trough cross-strata;**obr. V.3). O korytovom šikmom zvrstvení hovoríme vtedy, keď sú vrstevné plochy jednotlivých vrstiev zakrivené.

Procesy na zemskom povrchu



Obr. V.3: Typy sedimentárnych telies a s nimi spojené zvrstvenia. **A)** 2D sedimentárne telesá majú rovné hrebene a dajú sa opísať 2 rozmermi: dĺžkou a výškou. 3D telesá majú zakrivené hrebene a preto na ich opis treba 3 rozmery: dĺžku, výšku a šírku. **B)** Planárne šikmé zvrstvenie vznikajúce migráciou riečnych dún (zdroj: autor) **C)** Planárne šikmé zvrstvenie má rovnobežné vrstevné plochy a vzniká migráciou sedimentárnych telies s rovnými hrebeňmi. Korytovo šikmé zvrstvenie má zakrivené vrstevné plochy a vzniká migráciou sedimentárnych telies so zakrivenými hrebeňmi (zdroj: Boggs, 2009).

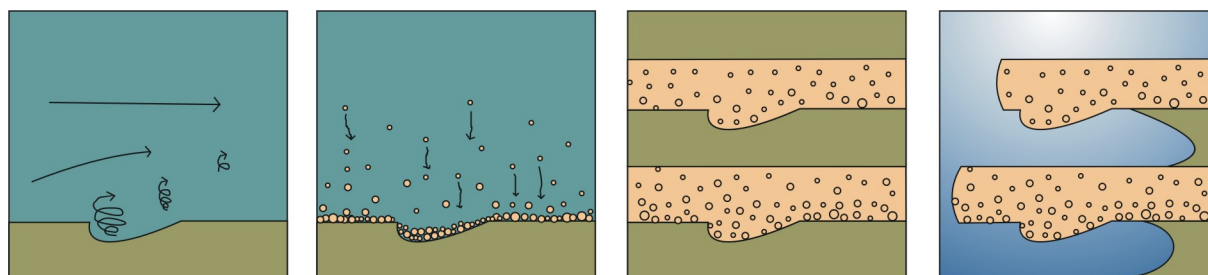
Bežným javom je, že sedimentárne telesá rastú na starších telesách. Väčšie sedimentárne telesá môžu vzniknúť spojením dvoch menších, prípadne sa väčšie sedimentárne teleso môže rozdeliť do dvoch menších. Na povrchu väčších telies (duny, bary) sa v kľudnejších obdobiach s pomalším prúdením tvoria malé, rýchlo sa pohybujúce sedimentárne telesá (čeriny).

V.1.2 Tvorba erózných stôp na vrstevných plochách

V prípade prítomnosti **kohezívnych sedimentov** (íly, bahno) sa dnové formy sedimentárnych telies (čeriny, duny) nevytvárajú. Dôvodom je fakt, že dodávané častice ílovej veľkosti sú počas prúdenia permanentne nesené v suspenzii a k ich depozícii dochádza až po strate rýchlosti prúdenia (riečna niva, jazero, hlboké more). Výnimkou sú prípady, keď prúd transportuje ílovité pelety alebo vločky ílov veľkosti piesku alebo štrku. V tomto prípade sa budú pelety a vločky správať ako nekohezívne zrná a budú tvoriť sedimentárne telesá. V sedimentárnom zázname sa sedimentárne telesá formované z peletov piesčitej veľkosti prejavujú zodpovedajúcim zvrstvením (šikmé alebo planárne zvrstvenie).

Klasy štrkovej veľkosti zložené z ílovitých častíc vznikajú napríklad desikáciou (vysychaním) bahna (napr. po ústupe záplavy) alebo podmytím a zosunutím brehu. Keďže pochádzajú z vlastného depozičného priestoru (sú erodované v rovnakom priestore v akom sú opätovne uložené) označujú sa ako **intraklasty (intraclasts; prípadne rip-up clasts** – ak sú vyerodované z podložia). Horniny zložené z intraklastov štrkovej veľkosti sa označujú termínom **intraformačné zlepenec**.

Ak tvoria kohezívne sedimenty dna, ich erózia (výzdvih) si vyžaduje lokálny nárast síl fluida, čiže víry. Kohézia medzi nimi zároveň spôsobuje, že ryhy vznikajúce vlečením predmetov po dne nebudú okamžite zasypané, ako by to bolo v prípade piesku. Stopy po erózii dna turbulenciami alebo vlečením predmetov sa tak môžu v určitých prípadoch zachovať v podobe rôznych **erózných stôp (erosion markings)**; Allen, 1982). Proces vzniku stôp po erózii je naznačený na obrázku V.4. Keďže íly sú náchylnejšie na zvetrávanie, tieto stopy na odkryvoch pozorujeme vo forme odliatkov na spodnej strane nadložných piesčitých vrstiev (obr. V. 4).



1. Erózia dna prúdom (kohezívne sedimenty)

2. Sedimentácia častíc prachu a piesku

3. Pochovanie, diagenéza (spevnenie), prípadne rotácia

4. Výzdvih a selektívne zvetrávanie (erózia)

Obr. V.4: Vznik erózných stôp na vrstevných plochách a ich zachovanie ako odliatkov na spodnej strane nadložných vrstiev (sole marks) na príklade stôp po prúdení - flute casts (upravené podľa Ricci Lucchi, 1995)

Zo stopami po erózii, ktoré zahŕňajú stopy **po prúdení (flute casts)**, **vlečení predmetov (tool marks)**, **vlečné ryhy (groove casts)**, **výmole (scour-and-fill, cut-and-fill structures)** a **korytá (channels)**, sa nestretávame len v priamom prúdení fluída, ale môžeme ich pozorovať aj na báze sedimentárnych gravitačných prúdov (turbiditov, suťotokov, pyroklastických prúdov a pod.). Z týchto stôp sú najdôležitejšie **stopy po prúdení (flute cast)**, pretože umožňujú dešifrovať smer prúdenia (obr. V.4, pozri tiež kapitolu V.2.1).

V.2. Transport priamym prúdením fluíd

Pri transporte priamym prúdením fluíd je množstvo fluida väčšie ako objem nesených častíc a hlavným hnacím mechanizmom sú sily fluida. K transportu detritických častíc dochádza iba v prípade, že sily fluida prekonajú silu gravitácie. Pohyb častíc je tak silne závislý od ich hustoty a veľkosti. Sily fluida rastú so zvyšujúcou sa rýchlosťou prúdenia, takže každá rýchlosť prúdu má svoje maximum veľkosti častíc, ktoré je prúd schopný transportovať. Výsledkom je separácia veľkostných frakcií, inak nazývaná aj **hydraulické vytriedenie (hydraulic sorting)**.

Medzi najbežnejšie fluidá transportujúce pevné častice na povrchu Zeme patria: vodné prúdy a vlnenie, vietor a ľadovec.

V.2.1 Vodné prúdenie

Vodné prúdy v riekach, jazerách a moriach sú spolu so sedimentárnymi gravitačnými prúdmi z hľadiska transportu materiálu a formovania zemského povrchu najdôležitejšie.

Z predchádzajúcich kapitol vieme, že voda je Newtonovské fluidum, čiže jej viskozita sa s rastúcim šmykovým napätím nemení. Spodným rozhraním prúdu vody môže byť pevné dno (rieky, plytké moria a jazerá), alebo ním môže byť teleso stojacej vody (morské prúdy, prúdy v jazerách). Vrchným rozhraním prúdov je najčastejšie vzduch, čo spôsobuje, že k treniu dochádza len na spodnom rozhraní. Vďaka treniu a vlastnostiam vody je prevažná väčšina vodných prúdov na povrchu Zeme turbulentná.

Vodné prúdy spôsobujúce transport častíc môžu byť generované viacerými mechanizmami, ktoré sa prejavujú aj v sedimentárnom zázname. Poznáme:

1. Riečne prúdenie
2. Vetrom vyvolané vlnenie a prúdenie
3. Prílivovo-odlivové (tidálne) prúdenie a vlnenie
4. Vlnenie a prúdenie spôsobené katastrofickými udalosťami (tsunami)

Špeciálnym typom sú vnútorné vlny, teda vlny vo vnútri hustotne stratifikovaných telies vody (vlny na hranici medzi dvomi vrstvami vody rôznej hustoty). Tie môžu byť vyvolané variáciami salinity, teploty alebo koncentrácie suspendovaného sedimentu.

V.2.1.1 Jednosmerné prúdenie - rieky

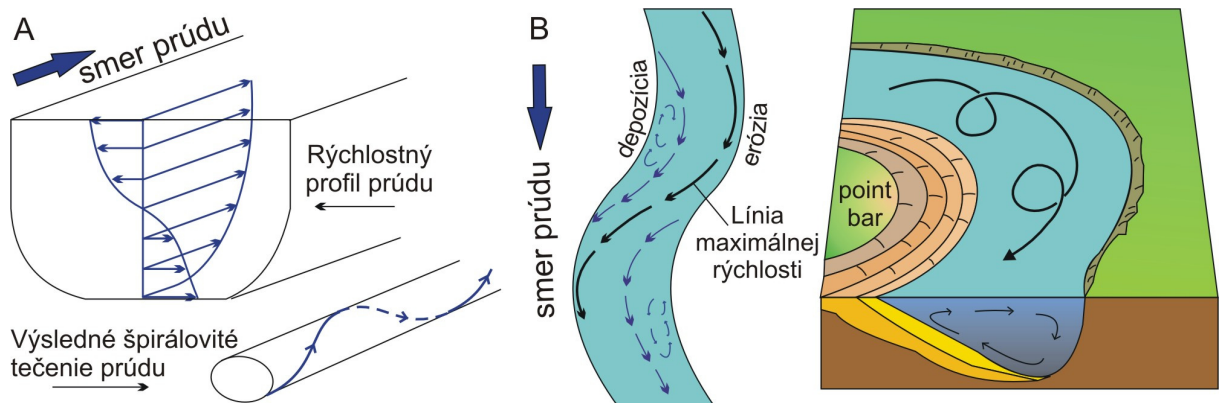
Riečne prúdenie je spôsobené gravitáciou, kedy voda prúdi z topografických elevácií (kontinentu) do depresí (morí a oceánov). Rýchlosť prúdenia sa odvíja od sklonu svahu.

V riekach k treniu dochádza iba na spodnom prúdovom rozhraní – dne. Trením sa spomaľuje rýchlosť tečenia, takže prúd tečie najpomalšie pri dne a smerom k hladine rýchlosť tečenia rastie (obr. V.5; pre viac pozri kapitolu IV.2.1.2). Na základe vplyvu trenia tak môžeme prúd vody rozdeliť do troch zón:

1. Na báze prúdu sa vplyvom brzdenia o dno vytvára veľmi tenká, bežne menej než milimeter hrubá, **viskózna vrstva**, kde dominuje laminárne prúdenie. Táto vrstva je zodpovedná za špirálovité tečenie prúdu (Taylor – Gortlerové víry).
2. Nad viskóznou vrstvou sa nachádza 3 až 7 krát hrubšia **nárazová vrstva (buffered zone)**, kde sa prúdenie mení z laminárneho na turbulentné. V tejto zóne vznikajú turbulencie ako dôsledok rozdielnej rýchlosti prúdenia.
3. **Vnútoraná zóna** prúdu je už plne turbulentná, pričom platí, že veľkosť vírov sa zväčšuje so vzdialenosťou od spodného rozhrania.

Z toho vyplýva, že takmer všetky povrchové vodné prúdy sú turbulentné a veľkosť vírov vo vodnom prúde určuje hĺbka vnútornej zóny (hĺbka prúdu mínus niekoľko mm).

Výsledný **rýchlostný profil prúdu** (obr. V.5A) je tvorený dvoma zložkami. Prvú zložku pôsobiacu v smere prúdu, tvorí rýchlostný gradient prúdu, kde rýchlosť prúdenia rastie od dna smerom hore. Druhá zložka je spôsobená odstredivou silou a pôsobí v bočnom smere. Výsledkom je špirálovité tečenie prúdu, ktoré je zodpovedné napríklad za tvorbu meandrov v riekach. V tomto prípade sa rýchlo tečúca voda z vrchnej časti prúdu ponára ku dnu, pričom jej veľká rýchlosť spôsobuje eróziu nárazového brehu. Tečením popri dne smerom k druhému brehu koryta sa prúdenie trením o dno spomaľuje, čo vedie k depozícii oderodovaných sedimentov v podobe point barov na nánosovom brehu rieky (obr. V.5B).



Obr. V.5: **A)** Rýchlostný profil prúdu (podľa Bridge, 2003). Pokles rýchlosti smerom ku dnu je spôsobený trením o dno. Nárast rýchlosti do strán je výsledkom odstredivej sily. Výsledkom je špirálovité tečenie prúdu. **B)** Ak na rieke existuje záhyb, hybnosť vody spôsobuje, že prúdenie po vonkajšom obvode bude rýchlejšie ako pri vnútornej obvode (odstredivá sila). Vyššia rýchlosť znamená eróziu nárazového brehu. Zároveň vzniká sekundárne prúdenie, ktoré je zodpovedné za transport materiálu po dne k opačnému (nánosovému) brehu, kde sa rýchlosť prúdenia spomaľuje a vedie k ukladaniu transportovaného materiálu – vzniká point bar (zdroj: http://www.uleth.ca/vft/Oldman_River/Pointbar.jpg).

V.2.1.1.1 Erózia, transport a sedimentácia pri jednosmernom prúdení vody

Erózia a transport sedimentov je určovaná fluktuáciami rýchlosti prúdu v priestore a čase. Bežné sú dlhé periódy pomerne malej erózie alebo sedimentácie a krátke epizódy prudkého nárastu erózie nasledované sedimentáciou (povodne v riekach). Obdobia nedepozície alebo silnej erózie sa v sedimentárnom zázname prejavujú ako vrstevné plochy oddeľujúce jednotlivé vrstvy sedimentu.

Erózia prúdom spôsobuje, že jemnozrnné časti sú odnášané a na dne zostávajú iba najväčšie a najťažšie (najhustejšie) častice. Tie svojou prítomnosťou zabraňujú ďalšej erózii dna.

Pri poklese rýchlosti prúdu dochádza najprv k sedimentácii väčších / ťažších častíc transportovaných po dne. So znižujúcou sa rýchlosťou prúdu vypadávajú stále menšie častice. Častice elipsovitého alebo tyčinkovitého tvaru sú ukladané dlhou osou paralelne s prúdom. Diskovité a tabulárne častice majú tendenciu k škridlovitému usporiadaniu, kedy sa zabárajú svojou maximálnou plochou v smere proti prúdu (**imbrikácia**).

Pre častice transportované po dne (vlečenie, saltácia) zároveň platí, že veľkosť transportovaných častíc sa znižuje v smere dolu prúdom. To je spôsobené poklesom šmykového napätia a intenzity turbulencií pozdĺž prúdovej línie.

Po časticiach transportovaných vlečením po dne, sedimentujú častice strednej veľkosti, ktoré sú na hranici transportu v suspenzii. Môžu vytvárať jemnozrnnú pokryvnú vrstvu, alebo sa môžu infiltrovať do pórových priestorov medzi veľkými zrnami. V druhom prípade dochádza k redukcii vytriedenia sedimentu.

Najjemnejšie častice, ktoré sú nesené v suspenzii, sa takmer nikdy neukladajú na materiál nesený po dne. Vodné prúdy majú totiž takmer neobmedzenú kapacitu k ich transportu. Preto k ich sedimentácii a akumulácii môže dochádzať iba v tých miestach, kde je intenzita turbulencií veľmi nízka (riečna niva, jazero, hlboké more).

Ťažké minerály sedimentujú vďaka svojej väčšej hustote spolu s ľahkými zrnami väčšej veľkosti. Relatívne malé zrná tak môžu prepadnúť do pórových priestorov medzi veľkými zrnami. Nasledujúci nárast rýchlosti prúdu môže odstrániť relatívne veľké ľahké zrná, ale menšie ťažké minerály zostávajú na svojom mieste a v priebehu času sa môžu koncentrovať. Magnetické minerály môžu byť počas depozície orientované voči magnetickým pólom Zeme, ale iba v prípade, ak ich orientáciu neovplyvní prúdenie.

Rovnaké procesy erózie, transportu a sedimentácie, ktoré pozorujeme v riekach, sa uplatňujú aj v jednosmerných prúdoch derivovaných inými mechanizmami, napríklad v morských prúdoch generovaných vetrom a vlnením.

V.2.1.1.2 Sedimentárne telesá tvorené jednosmerným prúdením vody

Sedimentárne telesá a erózne znaky vznikajúce prúdením vody sú závislé od rýchlosti prúdenia, hĺbky a šírky prúdu, prierezu koryta a šmykového napätia na báze prúdu. Platí, že rýchlosť prúdu musí rásť, ak sa zužuje prierez koryta a klesať ak sa prierez koryta rozširuje. So zrýchľovaním prúdu začína dominovať erózia, zatiaľ čo pokles rýchlosti prúdenia je spájaný so sedimentáciou.

Sedimentárne telesá vznikajú z transportovaných nekohezívnych sedimentov, pričom ich geometria a vnútorná stavba závisia od rýchlosti prúdu a veľkosti častíc na dne (obr. V.6). Vzťah rýchlosti prúdu, veľkosti častice a vlastnosti fluida (viskozita a hustota) vyjadruje kritické Reynoldsovo číslo (Shields, 1936):

$$\text{Re}_b = \frac{U \cdot D}{\nu} \approx \frac{10D}{\delta_v}$$

kde U je rýchlosť prúdu, D je veľkosť častice v mm, ν je kinematická viskozita a δ_v je hrúbka viskózne vrstvy fluida. Pri Re_b menšom ako 10 zrná nevyčnievajú nad viskóznou vrstvou prúdu a vytvárajú hydraulicky hladké rozhranie. Hydraulicky hladké rozhranie neumožňuje uplatnenie Bernoulliho princípu, takže na začatie pohybu častíc musí pôsobiť vyššie kritické šmykové napätie. Ak je Re_b viac ako 70-100 máme ostré hydraulické rozhranie (turbulencie podporujú transport) a na začatie pohybu stačí menšie šmykové napätie.

Prúdové čeriny (current ripple) vznikajú v podmienkach hydrodynamicky hladkého prúdového rozhrania (Re_b je menšie ako 10) a subkritickom prúdení (Fr menšie ako 1, obr. IV.8). Ak sa pozrieme na vzorec výpočtu Re_b vidíme, že dôležitá je veľkosť častíc na dne. Pre čeriny platí, že ich tvorba je možná len v prípade, že dno tvoria častice menšie ako 0,7 mm. Pri väčších časticiach by nebola dodržaná podmienka hydrodynamicky hladkého rozhrania. Spodný veľkostný limit veľkosti častíc je obmedzený faktom, že najmenšie častice sa pohybujú permanentne v suspenzii a tak nemôžu tvoriť sedimentárne telesá.

Čeriny sa začínajú tvoriť ako výsledok variácii rýchlosti prúdu a sedimentačnej rýchlosti (Allen, 1982). S narastajúcim turbulentným pohybom dochádza k lokálnej erózii a redepozícii sedimentu, pričom sa tvoria hrebene kolmé na prúd = čeriny. S ich narastajúcou výškou dochádza k separácii prúdu na záveternej strane (obr. IV.6), ktorá spôsobuje ďalšiu eróziu a redepozíciu v smere dole prúdom.

Prúdové čeriny majú asymetrický tvar v priereze paralelnom s prúdom, kde je dlhšia nánosová strana sklonená pod miernejším uhlom a kratšia prepádová strana je strmšia (obr. V.2). Bežne sú 10 až 15 (max. 60) cm dlhé a 1 až 2 (max. 6) cm vysoké. Ich čerinový index je zvyčajne medzi 8 až 15 (tab.7). Platí, že dĺžka čeriny je proporcionálna k priemernej veľkosti zrna a závisí od hĺbky prúdu. Plne vyvinuté prúdové čeriny majú tendenciu mať zakrivené až jazykovité hrebene. V oblastiach s limitovaným dodávaním sedimentu budú mať lunátny (mesiačikovitý) tvar.

V sedimentárnom zázname sa prúdové čeriny zachovávajú pomerne zriedkavo. Je však možné pozorovať aj kompletne zachované prúdové čeriny, ktoré sa dajú spoznať podľa ich asymetrického tvaru. Kompletné zachovanie čerín si vyžaduje ich prekrytie jemnozrnným sedimentom v období s nízkou energiou prostredia (bez prúdenia). Keďže pri migrácií prúdových čerín v smere toku sa zachovávajú len foresety prepádovej strany, v sedimentárnom zázname sa zachovávajú v podobe **šikmej laminácie (cross-lamination)**. V prípade čerín s rovnými hrebeňmi budeme v rezoch paralelných s hrebeňmi pozorovať **planárnu lamináciu (planar lamination; obr. V.3)**. O laminácii hovoríme preto, že hrúbka vnútorných foresetov nepresahuje 1cm, čiže sa jedná o lamíny. Sklon vnútorných lamín indikuje smer prúdenia (obr. V.2).

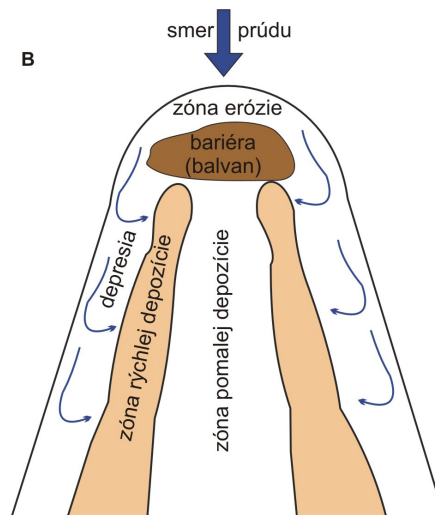
Prúdové čeriny sú typické nielen pre prostredie rieky a delty, ale aj pre ostatné prostredia s jednosmerným prúdením. Vyskytujú sa v oblasti pobrežia, šelfu ako aj hlbokého mora (pozri kapitolu V.2.1.2).

prostredie	Rozmery (dĺžka L a výška H)	čerínový index L/H
Eolické čeriny	L = 2,5 – 25 cm, H = 0,5 – 1 cm	najčastejšie 10 - 70
Čeriny vlnenia	L = 0,9– 200 cm, H = 0,3 – 25 cm	4 – 13, najčastejšie 6 - 7
Prúdové čeriny	L = do 60 cm, H = do 6 cm	nad 5, najčastejšie 8 - 15

Tab. 7: Rozdiely vo výške, vlnovej dĺžke a výslednom čerínovom indexe pre čeriny formované vetrom, vlnením a prúdom vody (Tucker, 2003).

Spodné planárne vrstvy (lower plane-bed phase) zodpovedajú režimu prúdenia, kedy $Fr < 1$ (subkritický prúd; obr. IV.8) a dnové rozhranie je hydrodynamicky prechodné až ostré (Re_b je viac ako 10). Takéto podmienky sa vytvárajú vtedy, keď je rýchlosť prúdu blízka rýchlosti potrebnej na začatie trakčného transportu a dno tvoria zrná väčšie ako cca 0,7 mm. Tieto zrná už presahujú výšku viskózne vrstvy fluida, takže na ich záveternej strane dochádza k separácii prúdu, čo spôsobuje prvé defekty na dne o výške niekoľkých zrn. Výsledkom je tvorba asymetrických telies, ktorých dĺžka je úmerná hĺbke prúdu, ale ich výška je veľmi malá (cca do 1 cm). Spodné planárne vrstvy tak nie sú skutočne planárne, ale zodpovedajú iniciálnemu štádiu tvorby dún (pomer dĺžka/ výška je väčší ako pri čerínach).

Pri takýchto nízkych rýchlostiach prúdu sa veľké zrná (štrky) ešte nehýbu. Menšie zrná (piesky) sú turbulenciami vyťahované z medzizrnných priestorov, čím dochádza k veľkostnému vytriedeniu sedimentov. Väčšie klasty (štrky) zostávajú v trógoch, zatiaľ čo menšie (piesčité) zrná sú ťahané v pásoch paralelných so smerom prúdu po vrstve nepohyblivých štrkov. Piesok tak tvorí šošovky alebo ribóny (sandy ribbons alebo bed-load sheets) malej výšky orientované paralelne s prúdom. Vzhľadom na ich malú výšku a pomerne veľkú dĺžku sa v sedimentárnom zázname prejavujú **planárnou lamináciou** až **planárnym zvrstvením**, v ktorom môže byť pozorovaná vertikálna variácia vo veľkosti zrn. Odstránením piesčitých častíc z medzizrnných priestorov sa vytvára otvorená štruktúra štrkov a v týchto podmienkach sa môže vyvíjať aj imbrikácia.



Obr. V.6: Textúry obtekania (current crescent scour) A) foto: C. Lindgren B) schématický diagram (upravené podľa Komar, 1976: *Beach Processes and Sedimentation* gatesscience.info /.../project/beach/swash.htm).

Rovnako ako v prípade čerín, aj spodné planárne vrstvy môžu vznikať vo všetkých prostrediach s jednosmerným prúdením vody (pláž, rieka, morské prúdy). Takéto prúdové podmienky sa môžu vyvinúť aj na existujúcich chrbtoch dún a barov. Môžu byť zodpovedné za vznik **textúr obtekania (current-crescent scour)**, kedy voda obtekajúca okolo nemobilného

štrkového klastu vymelie ryhu (obr. V.6). Tieto textúry sa v sedimentárnom zázname zachovávajú len veľmi zriedkavo.

Subakvatické duny (subaqueous dune) sú najbežnejšími sedimentárnymi telesami v jednosmernom prúde vody, kde dno tvoria piesčité a štrkovité častice. V staršej literatúre môžu byť označené aj ako megačeriny (megaripple).

Tvoria sa pri subkritickom prúde (Fr menej ako 1; obr. IV.8) a prechodnom až ostrom prúdovom rozhraní. Podmienkou sú vyššie rýchlosti prúdenia v porovnaní so spodnými planárnymi vrstvami. Veľkosť častíc tvoriacich dno musí byť väčšia ako 0,1 mm.

Duny majú rovnaký asymetrický tvar ako čeriny, ale sú väčšie. Dosahujú dĺžku od niekoľkých metrov po viac než 10 m a výšku do cca 0,5 m. Platí, že výška a dĺžka dún je závislá od hĺbky prúdu a mení sa s rýchlosťou prúdu. V podmienkach zodpovedajúcich prechodu zo spodných planárných vrstiev a čerín do dún (obr. IV.8), sú duny ešte relatívne dlhé a nízke. S narastajúcou rýchlosťou prúdu sa dĺžka dún skracuje. V strede poľa dún (obr. IV.8) dosahujú maximálnu výšku a smerom k prechodu do vrchných planárných vrstiev ich výška opätovne klesá. Zmeny v rýchlosti prúdenia spôsobené separáciou prúdu na záveternej strane dún umožňujú vznik čerín na ich povrchu.

Tvar hrebeňov dún je pri nízkych rýchlostiach prúdu mierne zakrivený. S narastajúcou rýchlosťou sa zakrivenie hrebeňov zväčšuje a duny získavajú sínusoidný až jazykovitý tvar. V prípade, že je prínos materiálu limitovaný, budú mať lunátny tvar. V sedimentárnom zázname sa duny so zakrivenými hrebeňmi prejavujú **korytovým šikmým zvrstvením** a duny s rovnými hrebeňmi **planárnym šikmým zvrstvením** (obr. V.3).

Subakvatické duny sa bežne tvoria v riekach a estuáriách. V porovnaní s eolickými dunami sú dlhšie a nižšie, čo znamená, že hrúbka jednotlivých vrstiev so šikmým zvrstvením je spravidla menšia než v prípade eolických dún.

Bary (bars) sú sedimentárne telesá veľkých rozmerov, ktoré patria do rovnakej kategórie ako duny. V staršej literatúre môžu byť označené aj ako pieskové vlny. Na rozdiel od dún vznikajúcich v hlbokých vodách, sa bary tvoria prúdením v plytkej vode veľkých riek. Zatiaľ čo dĺžka dún (menšie telesá) je limitovaná hĺbkou vody, dĺžka barov (väčšie telesá) je limitovaná šírkou prúdu. Môžu byť 100-ky m dlhé a x m vysoké. Podobné telesá sa tvoria tiež vplyvom prúdenia na plytkomorských šelfoch (klastických aj karbonátových).

Tvorba barov závisí na topografii dna. Napríklad k tvorbe point barov dochádza eróziou nárazového brehu rieky s následnou depozíciou erodovaného a transportovaného materiálu na nánosovom brehu (obr. V.5). Proces tvorby barov je tak viazaný najmä na obdobia vysokého stavu vody (povodne), otváranie nových ramien, rozširovanie existujúcich kanálov alebo ztváranie starých kanálov. Pri ich migrácii dochádza k erózii na strane proti prúdu a depozícii na strane po prúde. Zároveň platí, že počas vysokého stavu dochádza k depozícii na vrchnej časti baru, zatiaľ čo počas nízkeho stavu vody je vrchná časť barov vynorená a teda erodovaná. Z uvedeného vyplýva, že bary migrujú najmä počas vysokého stavu hladiny v dôsledku erózie a následnej depozície v laterálnom smere a v smere dolu prúdom. V sedimentárnom zázname sa zachovávajú ako **sety šikmého zvrstvenia veľkých rozmerov**, ktoré laterálne hrubnú. Jednotlivé sety šikmého zvrstvenia sú uklonené prednostne v jednom smere, zatiaľ čo iné sú konkávne alebo konvexné vzhľadom k povrchu.

Vrchné planárne vrstvy (upper plane-bed phase) vznikajú v prechodnom štádiu, kedy sa spodný prúdový režim mení na vrchný (prechod do superkritického prúdenia), čiže v intervale Fr 0,84 až 1 (obr. IV.8).

S nárastom rýchlosti prúdu narastá aj množstvo a veľkosť transportovaných zŕn. Hrebene pôvodných čerín a dún sú rýchlosťou prúdu erodované a v ich trógoch dochádza k depozícii, čím sa znižuje ich výška. Výsledkom sú sedimentárne telesá, ktoré pri svojej dĺžke dosahujú výšku len niekoľkých milimetrov. Sú asymetrické, ale vysoká erózia na hrebeni sedimentárnych telies spôsobuje, že vrchol sedimentárneho telesa sa posúva smerom proti prúdu (krátka nábehová strana a dlhá prepádová strana). Depozícia v režime vrchných planárnych vrstiev sa tak v sedimentárnom zázname prejaví ako **planárna laminácia** (vo vertikálnom smere), pričom jednotlivé lamíny nebudú dokonale planárne. Lamíny sú tvorené zrnami rôznych veľkostí, pričom môžeme pozorovať nárast, alebo pokles veľkostí zŕn smerom hore. Hrúbka lamín dosahuje max. niekoľko milimetrov a varíruje v laterálnom smere, pričom najhrubšie lamíny sú tvorené najväčšími zrnami.

Prejav sedimentácie v režime vrchných planárnych vrstiev môžeme v sedimentárnom zázname pozorovať aj na vrchnej vrstevnej ploche (horizontálny smer), kde pozorujeme takzvanú **prúdovú lineáciu (primary current lineation)** alebo tiež **parting lineation**). Prúdovú lineáciu tvoria sedimentárne telesá vrchných planárnych vrstiev, ktoré sa zachovávajú na vrchnej vrstevnej ploche. Ako sme si uviedli vyššie, jedná sa o niekoľko mm vysoké, ale relatívne dlhé sedimentárne telesá, ktoré sú od seba oddelené trógmi. Prúdové lineácia je tak tvorená trógami a hrebeňmi o výške niekoľkých zŕn, ktoré sú orientované paralelne so smerom prúdu. Dlhé osi zŕn sú orientované paralelne s prúdovou lineáciou. Na povrchu vrstvy tak budú dlhé, ale len pár mm vysoké výstupky a ryhy indikujúce smer paleoprúdenia.

Prúdová lineácia vzniká dominantne v podmienkach vrchných planárnych vrstiev pri jednosmernom prúdení vody v riekach a moriach. Zriedkavo sa môže vytvoriť aj v podmienkach spodných planárnych vrstiev.

Antiduny vznikajú v podmienkach superkritického prúdenia vrchného prúdového režimu ($Fr \geq 1$), kedy je vlnenie na hladine vo fáze nad zvlnením dna (obr. IV.8). Tento fakt je veľmi dôležitý pre vznikajúce antiduny, pretože prúd spomaľuje v momente keď stúpa do vlny nad prekážkou a za ňou opätovne zrýchľuje. Ako prúd spomaľuje pred nerovnosťou na dne (antidunou), dochádza k sedimentácii častíc na nárazovej strane antiduny. Za prekážkou prúd opätovne zrýchľuje, čo vedie k erózii záveternej strany antiduny. Antiduny teda rastú depozíciou na strane proti prúdu (hrebeňoch) a erodujú v trógoch. Ako antiduna rastie, stáva sa asymetrickou. Aj keď sú niektoré antiduny viac-menej stabilné, väčšinou migrujú proti prúdu v rýchlostiach niekoľko cm za sekundu. Keďže migrujú sedimentáciou na nárazovej strane, teda na opačnej strane ako v prípade predchádzajúcich sedimentárnych telies, aj ich vnútorná laminácia je vzhľadom k týmto telesám orientovaná opačným smerom (obr. IV.8).

Zriedkavá je migrácia antidún v smere dole prúdom. Vzniká, ak sa začnú povrchové vlny lámať v smere proti prúdu a vytvorí za veľmi turbulentná zóna, kde silne varíruje obsah suspendovaného materiálu. To spôsobí eróziu hrebeňa antiduny a sedimentáciu v jej trógu.

V sedimentárnom zázname sa antiduny zachovávajú zriedkavo. Na báze majú jemnozrný piesok s vysokou koncentráciou ťažkých minerálov. Nad ním sa nachádzajú sety vnútornej laminácie, ktorá je sklonená v smere proti prúdu. V trógoch sa väčšinou nachádzajú častice, ktoré sedimentovali zo suspenzie a vyznačujú sa slabou vnútornou lamináciou.

V.2.1.1.3 Erózne znaky tvorené v jednosmernom vodnom prúde

Erózne textúry vytvorené jednosmerným prúdením sa líšia v závislosti od typu dna. V prípade nekohezívnych sedimentov na dne je erózia viazaná hlavne na migráciu sedimentárnych telies. V tomto prípade sa z erózných stôp vo fosílnom zázname zachovávajú len vyrodované **kanály (channels)**, **výmole (scour)** a v prípade prítomnosti veľkých nepohyblivých klastov, ako sú kamene a lastúry, aj **textúry obtekania (current-crescent scour; obstacles;** obr. V.6).

Ak dno tvoria kohezívne sedimenty (bahno), k tvorbe sedimentárnych telies nedochádza, zatiaľ čo rôzne erózne stopy sa vyskytujú bežne (Allen, 1982). Vznik erózných stôp je daný rýchlosťou prúdu a stupňom konsolidácie bahna na dne. Sekvencia erózných stôp sa mení s narastajúcou rýchlosťou prúdu nasledovne:

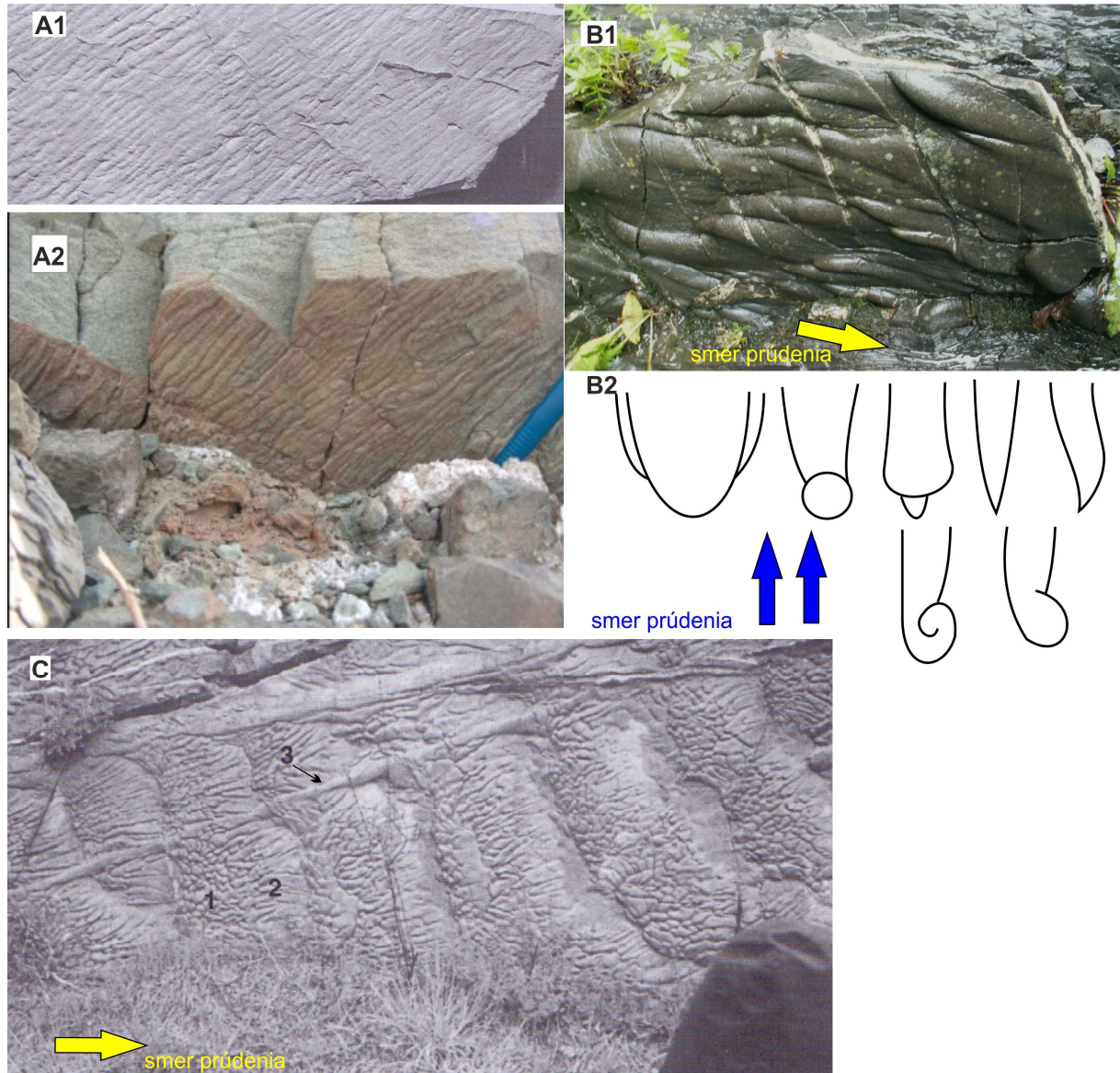
1. Ako prvé vznikajú **rovné longitudálne ryhy (grooves)** a **hrebene (ridges)**, ktoré sú analógom prúdovej lineácie v nekohezívnych sedimentoch. Ich priebeh je paralelný so smerom prúdenia (obr. V.7.A). S nárastom rýchlosti prúdu dochádza k zakriveniu priebehu týchto rýh. Na vrstevnej ploche potom vidíme **zakrivené longitudálne ryhy a hrebene**.
2. Pri rastúcej rýchlosti prúdu sa ako výsledok separácie prúdu za prekážkou (napr. mušle) a vznikajúcich vírov tvoria **stopy po prúde (flute marks)**. Najvýraznejšie sú na strane v smere proti prúdu a smerom po prúde vyznievajú (obr. V.4). Tento fakt je dôležitý pre stanovenie smeru prúdenia z geologického záznamu (obr. V.7.B1). Ich tvar môže variovať v závislosti od hĺbky a rýchlosti prúdu (obr. V.7.B2).
3. V podmienkach superkritického prúdenia (vrchný prúdový režim) sa na bahnitom dne tvoria **priečne hrebene (transverse ridge marks)**, ktoré majú tvar čerín. Na ich povrchu sa môžu vyskytovať longitudálne ryhy a stopy po prúde (obr. V.7.C).

Ďalšími, veľmi bežnými eróznymi stopami sú **stopy po vlečení predmetov (tool marks)** (obr. V.7.C). Vyskytujú sa v prípade slabo skonsolidovaného bahnitého dna a sú tvorené pevnými predmetmi nesenými prúdom, ako sú konáriky, mušličky a pod. Najčastejšie sa vyskytujú v podobe dlhých **rýh (groove casts)**, ale vyskytujú sa aj ako stopy po prerušovanom transporte ako je **rolovanie, poskakovanie** a pod. (**bounce, skip, roll,... marks**).

Všetky typy erózných stôp tvorených v bahnitom substráte sa v geologickom zázname najčastejšie zachovávajú ako **odliatky na spodných vrstevných plochách** nadložných piesčitých vrstiev – **sole marks** (obr. V.7A2).

Rovnako ako v prípade sedimentárnych telies, aj tieto stopy nie sú viazané iba na riečne prúdenie. Tvoria sa vo vhodných podmienkach všade tam, kde dominuje jednosmerné prúdenie. Základnou podmienkou je prekrytie vytvorených stôp pieskom, čo najlepšie spĺňa sedimentácia v turbiditových prúdoch. Najčastejšie tak erózne stopy nachádzame ako odtlačky na báze piesčitej vrstvy uloženej turbiditovým prúdom a na báze búrkových sedimentov. Môžeme ich nájsť aj v deltách a pod.

Procesy na zemskom povrchu

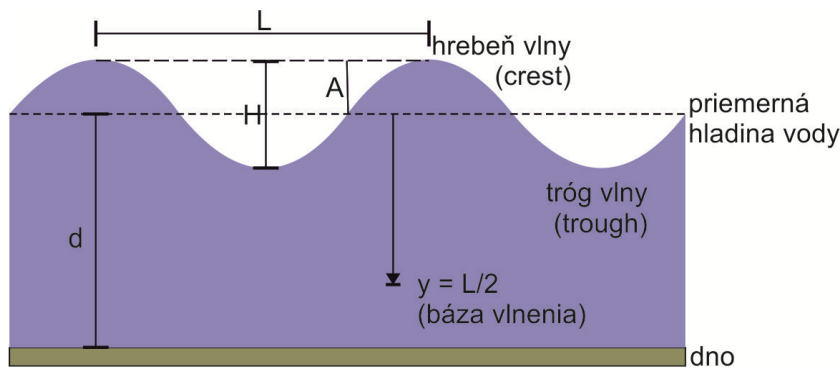


Obr. V.7: Postupný vývoj sedimentárnych textúr v kohezívnych sedimentoch (bahnité dno) v závislosti od sily prúdu. Erózne stopy generované prúdením sa najčastejšie zachovávajú na spodnej vrstevnej ploche nadložných piesčitých vrstiev. **A)** Pozdĺžne hrebene (longitudinal ridge marks), **A1**- šírka obrázka je 30 cm (zdroj: Bridge a Demicco, 2008), **A2** – pozdĺžne hrebene a ryhy na báze piesčitých vrstiev (longitudinal a furrow sole marks). Ceruzka je 8 mm široká (zdroj: de Lucca a Basilici, 2013). **B)** Stopy po prúdení (flute cast). **B1**- Fosílny záznam prúdových stôp (foto autor), **B2** - rôzne tvary prúdových stôp. Tvar prúdových stôp sa mení v závislosti od hĺbky prúdu a rýchlosti prúdu (upravené podľa Allen, 1984), **C)** Priečne erózne znaky (transverse erosional marks) na báze piesčitej vrstvy. Ako mierka je použitá hlava (zdroj: Bridge a Demicco, 2008). Na povrchu hrebeňov sú vyvinuté ďalšie stopy **1** – stopy po vtlačaní (load cast) pieskov vyplňajúcich trógy. **2** – stopy po prúdení (flute cast). **3** – ryhy po vlečení predmetov (tool marks).

V.2.1.2 Oscilačné a viacsmerové prúdenie – vlnenie a prúdenie vyvolané vetrom

Oscilačné a viacsmerové prúdenie vzniká v dôsledku prechodu vln generovaných vetrom, prípadne inými katastrofickými udalosťami (podmorské zosuvy, zemetrasenia, uvoľňovanie metánu z dna a pod.).

Vlny ako také môžeme najlepšie opísať oscilačnou teóriou, ktorá hovorí, že **vlny na otvorenom mori spôsobujú oscilácie vodných častíc po kruhovej orbite**. Počas vlnenia teda nedochádza k pohybu molekúl vody v smere vlnenia, ale iba k prenosu energie **oscilačným pohybom** vodných častíc. Základné parametre opisujúce vlny (obr. V. 8) sú:



Obr. V.8: Základné parametre opisujúce vlnenie. L – dĺžka vlny; H – výška vlny; A – amplitúda vlnenia; d – hĺbka vody; y – báza vlnenia

- **Výška vlny (H)** zodpovedá rozdielu medzi výškou vody v trógu vlny a výškou vody v jej hrebeni (obr. V.8).
- **Amplitúda vlnenia (A)** sa používa na vyjadrenie výšky vln v porovnaní s priemernou úrovňou hladiny vody. Vypočítame ju teda ako polovicu výšky vlny (H)

$$A = \frac{H}{2}$$

- **Dĺžka vlny (L)** je vzdialenosť od jedného hrebeňa vlny po druhý. Dĺžka vlny v hlbokej vode sa počíta podľa vzorca:

$$L = \frac{g \cdot T^2}{2\pi}$$

kde T je perióda vlnenia a g je gravitačná konštanta. V plytkej vode (nad bázou vlnenia – viď nižšie) sa v dôsledku brzdenia o dno dĺžka vlny skracuje. V tomto prípade sa dĺžka vlny vypočíta podľa vzorca:

$$L = T \sqrt{g \cdot d}$$

kde d je hĺbka vody, čiže vzdialenosť od priemernej hladiny vody po dno.

- **Periódna vlnenia (T)** sa stanovuje ako čas, za ktorý prejdú cez stanovený bod dva hrebene vln. Zodpovedá **rýchlosti prechodu vlny (c)**, ktorá sa rovnako ako výška vln mení s hĺbkou vody. V hlbokých vodách, kde nedochádza k brzdeniu vodných častíc o dno, sa rýchlosť prechodu vlny vypočíta podľa vzorca:

$$c = \sqrt{\frac{g}{2\pi/L}}$$

V plytkej vode (nad bázou vlnenia – vid' nižšie) sa rýchlosť prechodu vln znižuje trením o dno. To modifikuje aj vzorec:

$$c = \sqrt{(g \cdot d)}$$

- **Báza vlnenia** (y) označuje hĺbku vody, do ktorej zasahuje vlnenie. Bázu vlnenia môžeme vypočítať z dĺžky vlny (L), kde:

$$y = \frac{L}{2}$$

Ako bolo uvedené vyššie, vlnenie je **oscilačný pohyb vodných častíc**. Výška vlny (H) udáva priemer orbity, ktorú opisujú vodné častice na hladine pri prechode vlny (obr. V.8). Smerom do hĺbky sa priemer orbít exponenciálne znižuje (obr. V.9A). Báza vlnenia zodpovedá hĺbke, kde vodné častice opisujú orbitu, ktorá tvorí iba 4% orbity na povrchu a rýchlosť s akou ju vodné častice opisujú, je už veľmi blízka nule. Nulová rýchlosť vodných častíc znamená nulové sily fluida. Pod bázou vlnenia tak voda nemá silu na eróziu dna a transport častíc. Z tohto titulu vznikajú všetky sedimentárne telesá a textúrne znaky vyvolané vlnením len nad bázou vlnenia. Báza vlnenia je teda hranicou, nad ktorou sa vlnenie prejaví v sedimentárnom zázname tvorbou sedimentárnych textúr a transportom materiálu.

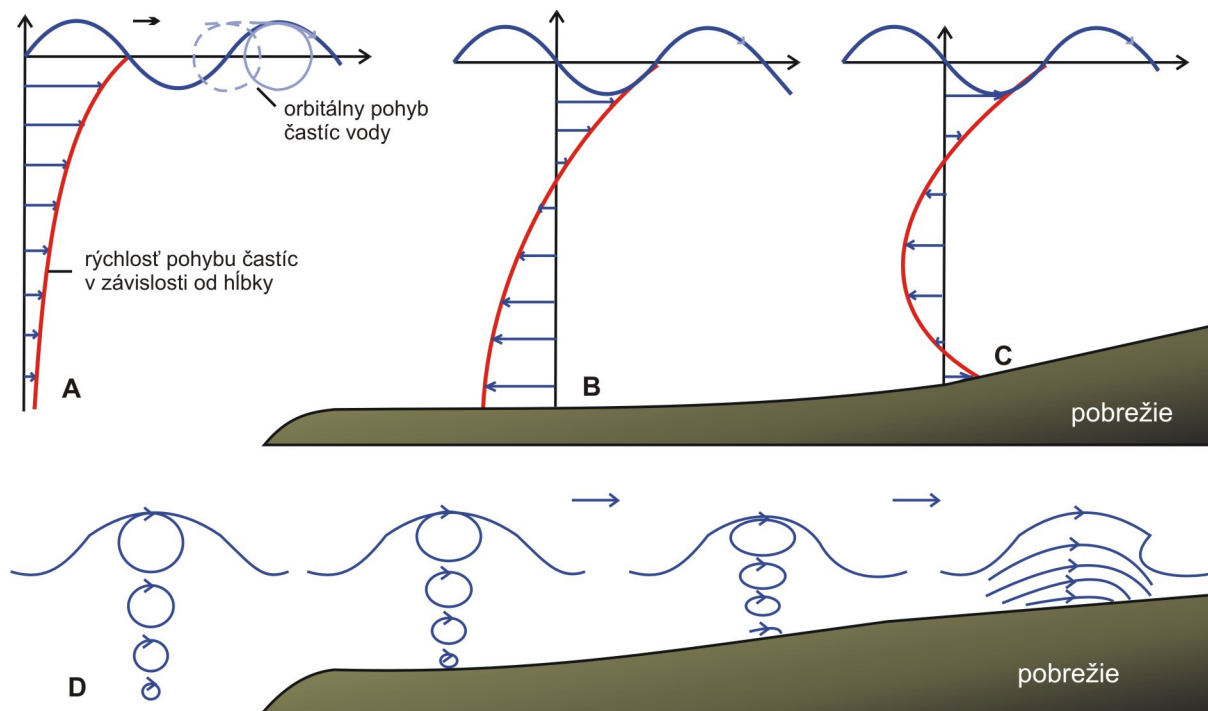
Z uvedeného vzorca zároveň vyplýva, že veľké vlny so značnou vlnovou dĺžkou, ako sú búrkové vlny a vlny tsunami, budú mať bázu vlnenia vo väčších hĺbkach než bežné vlny vyvolané vetrom.

K **translačnému pohybu vodných častíc**, čiže k skutočnému pohybu vody v smere vlnenia, dochádza iba ak sa dno nachádza nad bázou vlnenia (plytká voda pri pobrežiach). V tomto prípade sa v dôsledku brzdenia o dno začnú orbity splošťovať a nakoniec dôjde k ich otvoreniu (obr. V.9B-D). V momente otvorenia orbitálu platí, že vrchná časť orbity je zodpovedná za posun vody smerom k pevnine, zatiaľ čo spodná časť zodpovedajúca za návrat sa nahradí dnom (obr. V.9D). Oscilačný pohyb vodných častíc sa tak mení na **translačný**.

Pre eróziu a transport častíc na dne je dôležitá rýchlosť s akou vodné častice opisujú orbitu - **orbitálna rýchlosť** (u). Jej výpočet sa líši v závislosti od hĺbky vody, čo je spôsobené skutočnosťou, že vo vode plytšej ako je báza vlnenia dochádza k brzdeniu vody trením o dno. Ako sme si povedali vyššie, k transportu sedimentov vplyvom vlnenia dochádza len nad bázou vlnenia. V tejto zóne vypočítame maximálnu orbitálnu rýchlosť vodných častíc v blízkosti dna podľa vzorca:

$$u_{\max} = \frac{Hc}{2d} = H \sqrt{\frac{gd}{2d}}$$

kde H je výška vlny, c je rýchlosť prechodu vlny, d je hĺbka vody a g je gravitačná konštanta. Pri veľkých vlnách môže byť orbitálna rýchlosť vodných častíc až niekoľko metrov za sekundu.



Obr. V.9: Pohyb častíc vody počas vlnenia. **A – C)** znázornenie smeru a rýchlosti pohybu častíc v závislosti od hĺbky pri pohybe vlny smerom k pobrežiu. **A)** voľné more, **B a C)** brzdenie vodných častíc o dno spôsobuje deformáciu vlny. **D)** Zmena tvaru orbít, ktoré opisujú častice pri znižovaní hĺbky vody. Kruhové orbity voľnej vody sa brzdením o dno menia na eliptické až dôjde k ich otvoreniu.

Brzdením o dno sa vďaka deformáciám orbitálov menia aj výsledné charakteristiky vlny. Konkrétne dochádza k zmenšeniu vlnovej dĺžky a nárastu strmosti vlny (vlna sa skraca a zdvíha), pričom sa mení tvar vlny zo symetrického na asymetrický. Konštantná zostane iba perióda vlnenia (T).

Termínom **zóna lámania sa vln (breaker zone)** sa označuje zóna na pobreží, kde dochádza k zmene v smere línie hrebeňa vlny ako výsledku poklesu rýchlosti vlny s klesajúcou hĺbkou. Inými slovami: ako sa vlna približuje k pobrežiu, oscilačný pohyb častíc vody je pri dne zabrzdený do takej miery, že hrebeň vlny prebehne samotnú vlnu a vlna sa zlomí (obr. V.9.A-C).

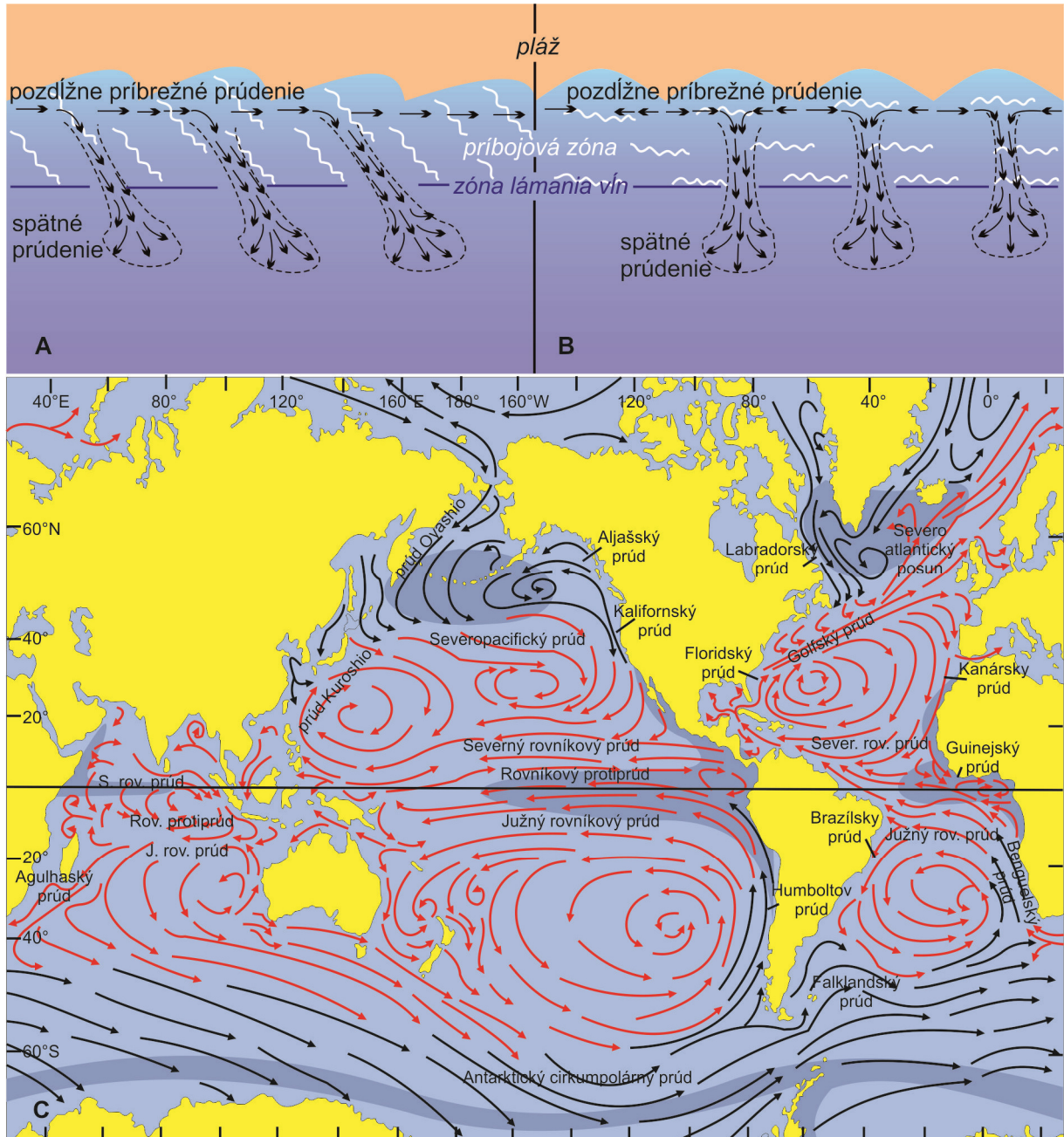
Zóna od miesta, kde došlo k prvému kolapsu (zlomeniu) vlny po breh sa označuje **príbojová zóna (surf zone)**. Práve pri lámaní vln dochádza k uvoľňovaniu energie. Od sklonu pobrežia (+ smeru a sily vetra, obdobia prílivu a pod.) závisí či vlna túto energiu uvoľní až na pobreží, alebo v prípade malého sklonu pobrežia už v príbojovej zóne.

Zóna výbehu vln na pobrežie (swash zone) zodpovedá miestu na pobreží, kde sa voda po prechode vlny vracia späť do panvy (jazera, mora). Ide teda o tú časť pobrežia, ktorú zasahujú vybiehajúce vlny. Tento pohyb vody je tiež zodpovedný za pohyb sedimentu.

Pri prechode vln okolo topografických elevácií, ako aj pri vstupe vln do zužujúcich sa estuárií a zálivov, môžeme pozorovať aj ďalšie zmeny v morfológii vln. Výška vln môže rásť v prípade, ak sa vlny spájajú (**konvergencia vln**), napríklad pri vstupe do zužujúceho sa zálivu alebo estuária. Môžeme pozorovať tiež odražanie (**refrakcia**) vln od prekážok, čo spôsobí vytvorenie ďalšieho smeru vlnenia, a tiež rozdeľovanie vln (**difrakcia**). V prípade stretu prichádzajúcej a odrazenej vlny môže dôjsť k **rezonančnej amplifikácii**, čo sa prejaví nárastom výšky prichádzajúcej vlny.

Prechod vln vyvolaných vetrom spôsobuje v blízkosti pobrežia tvorbu **prúdov**. Najintenzívnejšie prúdy sa vyvíjajú v príbojovej zóne.

Spätné prúdy (rip currents) vznikajú v zóne lámania sa vln. Predstavujú max. 100 m dlhé, lokálne prúdy vody vracajúcej sa do panvy cez otvory v príbrežných baroch (obr. V.10A, B). Smerom do panvy sa laterálne rozširujú a spomaľujú. Ich rýchlosť a dĺžkový dosah rastie so zvyšujúcou sa výškou vln.



Obr. V.10: Typy prúdenia vyvolaného vetrom. **A+B)** Pozdĺžne príbrežné prúdenie generované prichádzajúcimi vlnami a spätné prúdenie generované návratom vody do panvy cez kanály v príbrežných baroch (zdroj Bridge a Demico, 2008). **A** vlny prichádzajúce šikmo k pobrežiu spôsobujú silné príbrežné prúdenie. **B** vlny prichádzajúce kolmo k pobrežiu generujú slabšie príbrežné prúdenie. **C)** Geostrofické prúdenie vyvolané vetrom. Coriolisov efekt spôsobuje stáčanie sa prúdov v smere hodinových ručičiek na severnej hemisfére a proti smeru hodinových ručičiek na južnej hemisfére. Tmavé zóny sú zónami upwellingu (zdroj Cockell et. al., 2008)..

Pozdĺžne príbrežné prúdy (longshore currents) sú najčastejšie generované vlnami prichádzajúcimi šikmo k pobrežiu. V prípade, že vlny prichádzajú kolmo k pobrežiu, je toto prúdenie najslabšie. Tieto prúdy tečú paralelne s pobrežím (obr. V.10A, B).

Na veľkých vodných plochách (jazerá, moria, oceány) nevytvára vietor iba vlny, ale spôsobuje aj prúdenie povrchovej vody. Smer prúdenia vody nie je úplne zhodný so smerom vetra, ale je ovplyvňovaný Coriolisovým efektom, Ekmanovým transportom a pozíciou kontinentov (kapitola I.3.2.4). Vetrom vyvolané morské prúdy rešpektujú atmosférickú cirkuláciu a sú súčasťou globálnej oceánskej cirkulácie (Golfský prúd, Antarktický prúd,...). Nazývajú sa **geostrofické prúdy** (obr. V.10C) a ich hĺbkový dosah je cca 100 metrov. Z tohto dôvodu môžeme ich vplyv na transport sedimentov pozorovať iba v relatívne plytkých, pobrežných vodách. Na druhej strane, geostrofické prúdy a vetrom vyvolaný výstup a pokles hlbokých vôd (upwelling, downwelling) významne ovplyvňujú lokálne klimatické podmienky a distribúciu živín s kyslíka vo vode, čo sa prejavuje v charaktere vznikajúcich sedimentov, bez ohľadu na hĺbku vody (kapitola I.3.2).

V.2.1.2.1 Erózia a transport spôsobené vlnením

Vetrom vyvolané vlny vytvárajú symetrický, oscilačný pohyb vodných častíc, ktorý sa mení na asymetrický v zóne lámania sa vln na pobreží. K prechodu do asymetrického pohybu dôjde aj v prípade interakcie vlnenia so spätnými (rip current) a pobrežnými (longshore) prúdmi.

K výdvihu a transportu častíc vlnením dochádza len v oblasti nad bázou vlnenia a závisí od rýchlosti prídňových orbitálov, sklonu pobrežia a hĺbky vody. Ak dno tvoria nespevnené sedimenty, časť vody v medzivrtných priestoroch sa bude zapájať do orbitálneho pohybu, pričom bude dochádzať k nadvihovaniu sedimentárnych častíc. Orbitálna rýchlosť vodných častíc pri kontakte s dnom spôsobuje transport častíc v smere vlnenia.

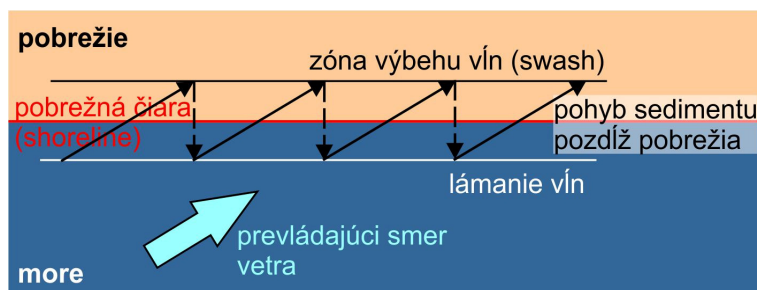
V hlbšej vode, kde prevláda sklon dna nad silou pohybu smerom k pobrežiu, sa sedimentárne častice po nadvihnutí pohybujú po svahu smerom do panvy. Bod, kedy dôjde k vyrovnaniu efektu sklonu pobrežia a sily pohybu smerom k pobrežiu sa označuje ako nulový bod. Nad týmto bodom je materiál transportovaný vlnením smerom k pobrežiu. Umiestnenie nulového bodu je rozdielne pre každú veľkostnú frakciu (závisí od veľkosti zrna), čo spôsobuje vytriedenie zrn podľa ich veľkosti.

V príbojovej zóne dochádza k otváraní prídňových orbitálov, pričom vrchná časť orbity je zodpovedná za pohyb vody k pobrežiu a spodná časť orbity je nahradená dnom. Príchod vln na pobrežie tak spôsobuje konvergentné prúdenie, kedy vlna na povrchu transportuje vodu na pláž a po dne dochádza k transportu vody smerom do panvy. Tým dostávame vertikálnu stratifikáciu prúdenia v plytkých pobrežných vodách, kde sa vrchná časť vody pohybuje v smere vlnenia (k pobrežiu) a spodná časť vody sa pohybuje opačným smerom (od pobrežia, obr. V.9B-C). Ako sa vlna blíži k brehu, skraca sa a dvíha, pričom narastá rýchlosť, akou vodné častice opisujú orbitály. S rastúcou rýchlosťou vodných častíc rastie aj veľkosť zrn, ktoré vlna dokáže transportovať. Vlna prichádzajúca k pobrežiu tak spôsobuje v príbojovej zóne trakčný transport materiálu smerom k pobrežiu. Pri výbehu vln na pobrežie sa rýchlosť pohybu spomaľuje a po zastavení sa voda vracia späť do panvy. Rýchlosť vracajúcej sa vody je dostatočná na transport materiálu neseného v suspenzii. Z uvedeného vyplýva, že

v príbojovej zóne dominuje trakčný transport k pobrežiu, zatiaľ čo materiál nesený v suspenzii je sťahovaný do panvy. Čím väčšie budú vlny, tým hrubozrnnejší materiál budú schopné transportovať. To znamená, že najhrubší materiál bude transportovaný počas silného, búrkového vlnenia.

Z uvedeného vyplýva, že veľkosť zŕn rastie od mora smerom k pobrežiu. Za dobré vytriedenie plážových pieskov je zodpovedné odstraňovanie menších častíc, ktoré sú do panvy splachované vodou vracajúcou sa z pláže. Ďalším faktorom môže byť vyvievanie jemných častíc vetrom po vysušení plážových pieskov (napr. počas odlivu).

Ak vlny prichádzajú šikmo k pobrežiu spôsobujú **transport sedimentov pozdĺž pobrežia (longshore drift)**. Častica (napr. zrno piesku) je vlnou nesená šikmo k pobrežiu, ale do mora sa vracia po kolmej dráhe. Nasledujúca vlna ho opätovne posunie šikmo k pobrežiu. Výsledkom je transport materiálu pozdĺž pobrežia (obr. V.11). Takto transportovaný materiál môže vytvárať piesčité výbežky do mora označované ako **kosy (spits)**.



Obr. V.11: Transport materiálu pozdĺž pobrežia (longshore drift) vplyvom šikmo smerujúcich vln (zdroj: www.daviddarling.info/encyclopedia/L/longshore_drift.html)

Kombinácia jednosmerného prúdenia (špätné, príbrežné prúdy) a oscilačného pohybu (vlnenie) vedie k nárastu transportnej rýchlosti. Transport je uľahčený kombináciou výzdvihu častíc oscilačným pohybom a vyššej rýchlosti prúdenia.

V.2.1.2.2 Akumulačné verzus erozívne pobrežia

Jedným z faktorov určujúcich či bude pobrežie erozívne, alebo akumulčné je prevládajúci smer vetra. V tomto prípade hrá úlohu Ekmanov transport (pozri kapitolu I.3.2.3), ktorý hovorí, že smer povrchových prúdov bude orientovaný v uhle cca 40-90° k prevládajúcemu smeru vetra, a to v smere hodinových ručičiek na severnej hemisfére a proti smeru hodinových ručičiek na južnej hemisfére.

O **akumulačných pobrežiach** hovoríme vtedy, ak prevládajúci smer vetra spôsobuje prúdenie povrchovej vody od kontinentu. V tomto prípade dôjde k nahradeniu povrchovej vody studenou vodou z hlbokjej vetvy oceánskej cirkulácie = **upwelling** (obr. I.15B). Vzostupné prúdenie dnových vôd smerom k hladine spôsobuje transport materiálu smerom k pobrežiu. V celkovom pohľade potom pozorujeme prúdenie povrchovej vody smerom do otvoreného mora, zatiaľ čo pri dne dominuje prúdenie smerom ku kontinentu. Dominancia dnového prúdenia smerom ku kontinentu sa prejaví eróziou morského dna a depozíciou materiálu transportovaného po dne na plážach. Jedine v blízkosti brehu sa objavuje slabé dnové prúdenie smerom do mora (špätné prúdy). Materiál transportovaný v suspenzii sa pohybuje smerom do panvy. Prevládajúci transport materiálu smerom k pobrežiu umožňuje vznik ochranných príbrežných bariér a pláží, čím sa znižuje erózia pobreží.

Akumulačné pobrežia zodpovedajú estuáriovému typu cirkulácie (kapitola I.3.2.6.1). V estuáriách je vplyv vetra nahradený silou prílivového prúdenia, ktoré spôsobuje pohyb morskej vody po dne v smere k pobrežiu. Prúdenie môže byť dostatočne silné na zastavenie materiálu transportovaného riekou. Hrubozrnnejší materiál (piesok) sa hromadí v podobe barov pri ústí estuária. Íly, flokulované na kontakte riečnej a morskej vody, sa hromadia na okrajoch estuária.

Erozívne pobrežia vznikajú, ak prevládajúci smer vetra spôsobí prúdenie povrchovej vody smerom ku kontinentu. Stály prísun povrchovej vody k pobrežiu vedie k jej ponáraniu sa do hlbších úrovní oceánu (*downwelling*). V dôsledku toho sa pri dne vytvára prúdenie smerom do otvoreného mora, čo spôsobuje eróziu pláží a transport sedimentov smerom do panvy. Slabé prúdenie ku kontinentu vyvolané vlnami sa vyskytuje iba pri plážach.

Takéto nastavenie zodpovedá anti-estuáriovému typu cirkulácie (kapitola I.3.2.6.2). V reverzných estuáriách je vplyv vetra nahradený poklesávaním vody vplyvom nárastu jej hustoty evaporáciou.

V.2.1.2.3 Sedimentárne telesá tvorené oscilačným a viacsmerným prúdením

Pri oscilačnom pohybe je sila prúdenia približne rovnaká v oboch smeroch, čo sa prejaví **symetrickými tvarmi telies**. Keďže je sila prúdenia v oboch smeroch rovnaká, prakticky nedochádza k trakčnému transportu a pohybu sedimentárnych telies.

Symetrické tvary telies môžeme pozorovať iba v tom prípade, keď je vetrom vyvolané jednosmerné prúdenie minimálne. Pri kombinácii vlnenia a jednosmerného prúdenia (spätne a príbrežné prúdy), ako aj v prípade translačného pohybu vln (príbojová zóna), budú tvary sedimentárnych telies **asymetrické**. V tomto prípade bude dochádzať k trakčnému transportu materiálu a pohybu sedimentárnych telies v smere pohybu vlny, alebo dominujúceho smeru prúdenia.

Charakteristiky sedimentárnych telies sa tak budú meniť v závislosti od dominancie jednosmerného prúdenia nad oscilačným pohybom vyvolaným vlnením.

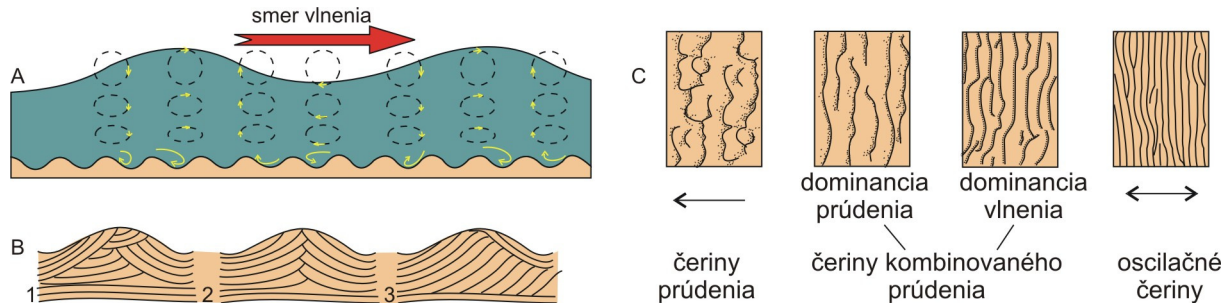
Oscilačné čeriny (wave ripples), často prekladané ako **čeriny vlnenia** alebo **vlnové čeriny**; sa tvoria z nekohezívneho materiálu transportovaného po dne v dôsledku oscilačného pohybu vyvolaného vlnením. Tvoria sa v prípade, že vetrom vyvolané vlny spôsobujú iba nízke rýchlosti orbitálov na dne.

Pri nízkych rýchlostiach orbitálov sa čeriny tvoria rolovaním zrn a čeriny sú pomerne malé (čerinový index > 10). Narastaním rýchlosti orbitálov rastú aj čeriny, pričom sa k ich formovaniu pridávajú aj víry na jednotlivých stranách čeriny. Čeriny vlnenia potom dosahujú dĺžku okolo 2,5 m a výšku do 25 cm, pričom čerinový index je v intervale 4-10 (zvyčajne 6 - 7; tab. 7).

Rast čerín je spôsobený zastavením pohybu prídnovej vody o hrebeň čeriny. Ako hrebeň vlny prechádza cez čerinu, separácia prúdu spôsobí depozíciu zo suspenzie na strane v smere pohybu vlny. Keď prechádza tróg vlny, tá istá sedimentácia prebieha na druhej strane čeriny (obr. V.12A).

Symetrické oscilačné čeriny (symetrické čeriny vlnenia) sa generálne nepohybujú, pretože sila prúdenia je na oboch stranách rovnaká. V skutočnosti sa individuálne čeriny môžu nepatrne pohybovať jedným alebo druhým smerom. Výsledkom je vnútorná laminácia, ktorá sa

líši od stavby čerín prúdenia. V symetrických čerínach sú vnútorné lamíny sklonené na oboch stranách, pričom nie sú v zhode s tvarom čeriny. Ich foresety sú diskordantné a spodné ohraňenie je iregulárne a zvlnené. Často sa vyskytujú pokryvné lamíny (obr. V.12.B). Tvar hrebeňov oscilačných čerín je rovný – sú to 2D telesá (obr. V.12.C).



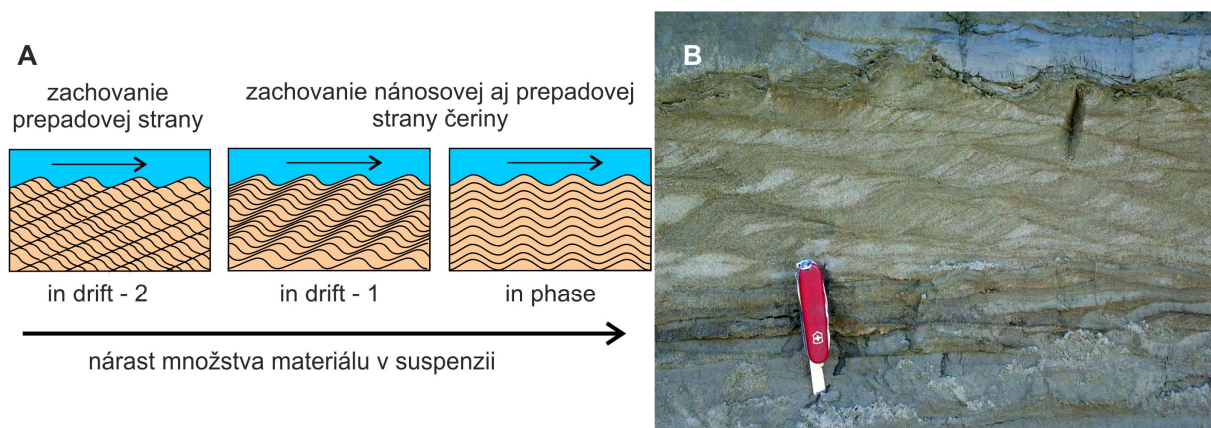
Obr. V.12: Oscilačné čeriny (tiež čeriny vlnenia alebo vlnové čeriny). **A)** Schematický náčrt pohybu vodných častíc pri vzniku oscilačných čerín. Na dne sa vytvárajú víry, ktoré sa v závislosti na smere pohybu vodných častíc v danom čase a mieste pohybujú vpravo alebo vľavo o hrebeňa čeriny, pričom pohyb častíc smeruje hore. **B)** Typy vnútornej stavby oscilačných čerín: 1. diskordantné vnútorné lamíny, 2. iregulárne, zvlnené spodné rozhrania, 3. pokryvné lamíny (zdroj: Tucker, 2003), **C)** Zmena tvaru hrebeňa sedimentárnych telies v závislosti od zmeny jednosmerného prúdenia na prúdenie oscilačné (zdroj: Harms et al., 1982).

Asymetrické oscilačné čeriny sa tvoria v prípade, že jeden smer pohybu vlny je silnejší než druhý. Takýto tvar majú čeriny vyskytujú v plytkej vode (prechod do translačného pohybu), pričom strmšia strana sa nachádza na strane splytčenia. V prípade asymetrických čerín bude vo vnútornej stavbe prevažovať laminácia strmšej strany čeriny, pričom prevaha tejto laminácie bude rásť s rastúcou asymetriou prúdenia. Zároveň bude dochádzať aj k zakrivovaniu hrebeňov čerín (obr. V.12.C), čím sa začnú podobať na čeriny prúdenia. Oscilačné čeriny vznikajúce v podmienkach s dominanciou jednosmerného prúdenia je už takmer nemožné odlíšiť od prúdových čerín.

Keďže sa v oscilačných čerínach zachováva laminácia na oboch stranách čeriny, v sedimentárnom zázname ich budeme v reze kolmom na hrebene pozorovať ako **lamináciu šplhavých čerín (climbing ripple cross-lamination / climbing ripple lamination; obr. V.13)**. V prípade nepohybujúcich sa symetrických oscilačných čerín dochádza iba k ich rastu smerom hore, pričom sa zachovávajú obe strany čeriny. V tomto prípade hovoríme o **čerínach vo fáze (ripple in phase; obr. V.13A)**, pretože ich hrebene sú umiestňované nad sebou. Ak vplyvom asymetrie vlnenia začne dochádzať k migrácii čerín v smere vlnenia, zvýši sa zachovanie strmšej, záveternej strany čeriny. V sedimentárnom zázname síce ešte budeme vidieť obe strany čeriny, ale dominovať bude laminácia strmšej strany. Zároveň budeme vidieť posun hrebeňa čeriny v smere dominujúceho prúdenia (obr. V.13A a B). Takúto lamináciu označujeme ako **čeriny v pohybe - 1 (ripple in drift-1)**. Pri silnej dominancii jedného smeru prúdenia a v bežných jednosmerných subkritických prúdoch (rieky), sa pri pohybe čeriny v smere prúdu zachovávajú sa iba lamíny prepadovej strany (obr. V.13A). Tento typ sa označuje ako **čeriny v pohybe - 2 (ripple in drift-2)**. Z geometrie paleočerín možno spätne vypočítať podmienky vlnenia.

Zachovanie oboch strán čerín je výsledkom nárastu sedimentácie materiálu zo suspenzie, kedy zvýšená sedimentácia konzervuje pôvodné čeriny a eliminuje ich eróziu. Laminácia šplhavých čerín in drift-1 tak môže byť pozorovaná aj v turbiditných prúdoch (interval T_c , kapi-

tola V.3.4), kde je splnená podmienka transportu prúdením ako aj značná depozícia zo suspenzie.



Obr. V.13: A) Typy laminácie šplhavých čerín. B) Laminácia šplhavých čerín in drift-1 v pleistocénnych jazerných sedimentoch (zdroj: <http://www.anr.state.vt.us/dec/geo/Photogalleryp13.htm>)

Interferenčné čeriny (interference ripple) sa vyskytujú vtedy, ak máme v oblasti obyčajne dva smery vlnenia (niekedy aj viac). Viaceré smery vlnenia sa vytvárajú v dôsledku odrážania sa vln (refrakcie) od prekážok, pričom si každý smer vlnenia vytvorí vlastný set oscilačných čerín. Interferenčné čeriny vzniknú v mieste, kde sa prekrývajú čeriny z viacerých smerov vlnenia (obr. V.14). Bežne sa vyskytujú na pobrežiach alebo tidálnych plošinách, kde je veľké množstvo barov a predmetov odrážajúcich a lámajúcich vlny. Môžu vznikajúť tiež interferenciou oscilačných čerín a prúdových čerín, takže ich môžeme pozorovať aj na povrchu riečnych barov. Ich potenciál zachovania je však veľmi nízky.



Obr. V.14: Oscilačné čeriny s interferenčnými čerinami v strede (červený kruh. Šípky ukazujú smery vlnenia. (recent, zdroj: Oscillatory flow ripples with interference ripples in center, Back Sound, NC southeasterngeology.org/.../ss050.gif)

Planárne vrstvy (plane-bed phase) vznikajú pri vyšších rýchlostiach prúdových orbitálov. Dynamicky zodpovedajú vrchným planárnym vrstvám tvoreným jednosmerným prúdením (obr. IV.8), ale ich tvorba je odlišná. Na rozdiel od jednosmerného prúdenia, oscilačný pohyb vody počas vlnenia neumožňuje tvorbu sedimentárnych telies. V tomto prípade sú planárne vrstvy tvorené prúdením vody vracajúcej sa z pláže do mora. Jednotlivé lamíny tak zodpovedajú depozícii materiálu počas návratu vody do panvy po prechode vlny. Oscilačný pohyb vody vyvolaný vlnením tiež umožňuje vryžovanie ťažkých minerálov. Ťažké minerály môžu tvoriť farebne odlišné lamíny a niekedy môžu dosiahnuť až ložiskové akumulácie (ryžoviská hematitu, zlata, a pod.) Keďže tento typ planárnej laminácie vzniká na piesčitých

plážach a v príbojovej zóne, označuje sa aj ako **plážová laminácia (beach lamination; Allen, 1982)**. Môže byť ovplyvnená tidálnymi pohybmi alebo búrkami. V prípade, že je vlnenie kombinované s jednosmerným prúdením, nie je možné určiť, ktoré prúdenie je zodpovedné za vznik lamín.

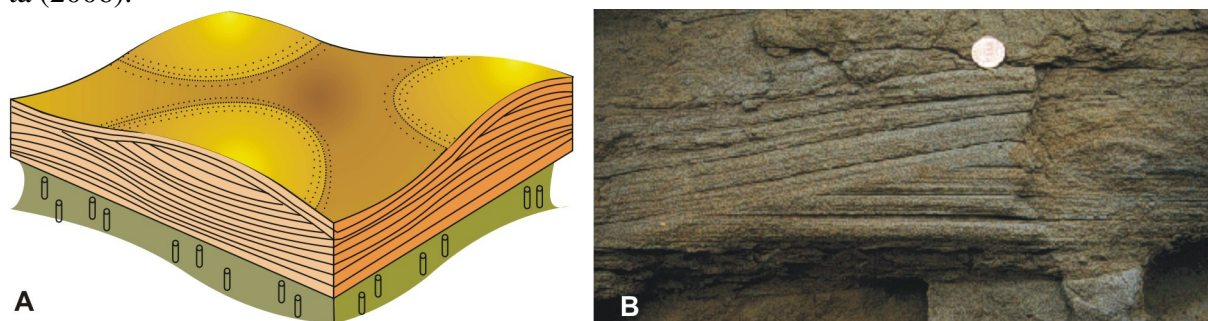
Hummocky (kopčeky) sa tvoria pri veľkých rýchlostiach prídňových orbitálov (veľké vlny s dlhými periódami). Pri týchto rýchlostiach sa 2D oscilačné čeriny menia na 3D sedimentárne telesá kupolovitého tvaru, ktoré sú kruhové až eliptické v priereze (obr. V.15A). Môžu byť decimetre vysoké a niekoľko metrov dlhé (dĺžka cca 0,5 – 5 m, výška cca 15-20 cm). Sú tvorené sedimentmi veľkosti hrubozrnného prachu až piesku. Bežne obsahujú sľudu a rastlinnú sečku.

Ich vnútorná laminácia je podobná laminácii oscilačných čerín a v prípade symetrických telies bude rovnaká v každom smere prierezu. Bázu tvorí ostrý erózný povrch, často so stopami po prúdení. Nasleduje planárne zvrstvenie prechádzajúce do konkávných a konvexných setov šikmého zvrstvenia, ktoré sa do seba zarezávajú pod malým uhlom (do 10 až 15°), so zakriveným eróznym povrchom (obr. V.15).

Ak dochádza iba k slabej migrácii v podmienkach vysokej depozičnej rýchlosti, lamíny na hrebeni aj v trógoch môžu byť zachované. Takúto lamináciu označujeme ako **kopčekovité zvrstvenie (hummocky cross-stratification)**, so zaužívanou skratkou **HSC** (obr. V.15). HSC je tak vlastne ekvivalentom laminácie šplhavých čerín.

Ak je depozičná rýchlosť nízka, laminácia hrebeňov sa nezachováva a v sedimentárnom zázname pozorujeme len lamináciu trógov. Takéto šikmé zvrstvenie sa označuje ako **SCS – swaley cross-stratification (šikmá laminácia tvaru plytkých depresí)**. Obe modifikácie kopčekovitého zvrstvenia sa vyskytujú medzi bázou bežného vlnenia a bázou búrkového vlnenia.

Spôsob vzniku týchto sedimentárnych telies ešte nie je úplne pochopený. Predpokladá sa, že vznikajú v priebehu búrkového vlnenia, pričom erózne textúry na báze indikujú aj prítomnosť jednosmerného prúdenia. Zvrstvenie sa tak pravdepodobne tvorí pri prechode jednosmerného prúdenia do oscilačného vlnenia a s tým spojenou depozíciou materiálu zo suspenzie na konci búrkovej aktivity. Vzniku HSC a SCS sa venuje napríklad práca Dumasa a Arnota (2006).



Obr. V.15: Kopčekovité zvrstvenie (Hummocky cross stratification), **A)** Schematický diagram kopčekovitého šikmého zvrstvenia (upravené podľa Walker, 1984) **B)** HSC (zdroj: southeasterngeology.org/SedimentaryStructures/ss1/htm).

Príbrežné bary sú výsledkom kombinovaného, oscilačného a jednosmerného prúdenia. V príbojovej zóne strháva turbulentný pohyb translačných vln jemné častice do suspenzie.

Materiál nesený v suspenzii je transportovaný vodou vracajúcou sa do panvy. Tento materiál, spolu s materiálom transportovaným príbrežnými prúdmi, vytvára príbrežné bary.

Termínom **tempestity (tempestites)** sa označujú sedimenty vznikajúce počas silných búrok, ktoré sú ukladané pod bázou búrkového vlnenia. Sú výsledkom gravitačného transportu materiálu (kapitola V.3) smerom do panvy ktorý je vyvolaný silným búrkovým vlnením. Jedná sa o vrstvy hrubozrnnejšieho materiálu v jemnozrnných šelfových sedimentoch, ktoré dosahujú hrúbku do cca. 0,5 m. Každá vrstva zodpovedá jednej silnej búrke. Spodné rozhranie je erozívne a sedimenty vykazujú gradačné a šikmé zvrstvenie so zjemňovaním veľkosti zrn smerom hore; podobne ako turbidity (Boumova sekvencia, kapitola V.3.2.4). Sú typické vysokým obsahom slúd, redeponovaných fosílií a rastlinnej sečky spláchnutej z kontinentu. Vrchná časť je často silne bioturbovaná organizmami prežierajúcimi sediment a prekrytá bahnom, sedimentujúcim počas obdobia relatívneho klúdu (do ďalšej búrky).

V.2.1.3 Reverzibilné a viacsmerne prúdenie vyvolané tidálnymi pohybmi

Tidálne pohyby vody, čiže **prílív (flood tide)** a **odlív (ebb tide)**, sú spôsobené **slapovými silami** Mesiaca a Slnka pôsobiacimi na Zem. Slapové sily vychádzajú z gravitačného pôsobenia telies a okrem iného spôsobujú vzduť hladiny vody. Ťažisko obežnej dráhy Mesiaca okolo Zeme sa nachádza vo vnútri Zeme, čo vyvoláva odstredivú silu. Vzduť vody na strane privrátenej k Mesiacu tak spôsobuje gravitačná sila, zatiaľ čo vzduť vody na odvrátenej strane Zeme spôsobuje odstredivá sila. Výsledkom je tvorba dvoch prílivov a dvoch odlivov súčasne. Vzduť vôd sa pohybuje zároveň s Mesiacom, pričom jeden obchod Mesiaca okolo Zeme trvá 24 hodín a 50 minút. Prílív na pobrežiach tak vrcholí každých cca 12,5 hodiny (cca 2x za deň).

Veľkosť pôsobiacich slapových síl môžeme vypočítať ako pomer hmoty telesa a jeho vzdialenosti. Slnko má väčšiu hmotnosť ako Mesiac, ale jeho veľká vzdialenosť od Zeme spôsobuje, že má iba 46 % príťažlivej sily Mesiaca. Napriek tomu slapové sily Slnka ovplyvňujú silu prílivu a odlivu. Počas splnu a novu Mesiaca sú Mesiac, Slnko a Zem postavené v jednej línii, takže dochádza k spoločnému pôsobeniu slapových síl Mesiaca a Slnka. V tomto období je sila prílivu najväčšia a prílivové vlny sú najvyššie. Takýto prílív sa označuje ako **skočný prílív** alebo tiež **skokový prílív (spring tide)**. V obdobiach, keď Zem, Mesiac a Slnko zvierajú pravý uhol (prvá a posledná štvrt Mesiaca) sa slapové sily Slnka a Mesiaca vzájomne rušia. Výsledkom je nízky a slabý prílív, ktorý sa označuje ako **hluchý** alebo **nízky (neap tide)**.

Z lokálneho hľadiska ovplyvňuje silu prílivu meniac sa vzdialenosť medzi Mesiacom a Zemou, sklon Zemskej osi voči rovine obehu Mesiaca a rozloženie kontinentov, ktoré formujú tvar oceánskych paniev. Rozloženie kontinentov a pozícia Mesiaca voči rovníku určuje typ prílivu (obr. V.16A-C):

1. O **poldňovom prílive (semidiurnal tide)** hovoríme vtedy, ak raz za 24 hodín a 50 minút (raz za tidálny deň) dôjde k dvom prílivom a dvom odlivom s približne rovnakou silou. Tento typ prílivu na Zemi dominuje (obr.V.16D).
2. O **poldňovom zmiešanom prílive (mixed semidiurnal tide)** hovoríme vtedy, keď síce dôjde k dvom prílivom a odlivom za deň, ale každý z prílivov bude mať odlišnú silu / výšku.

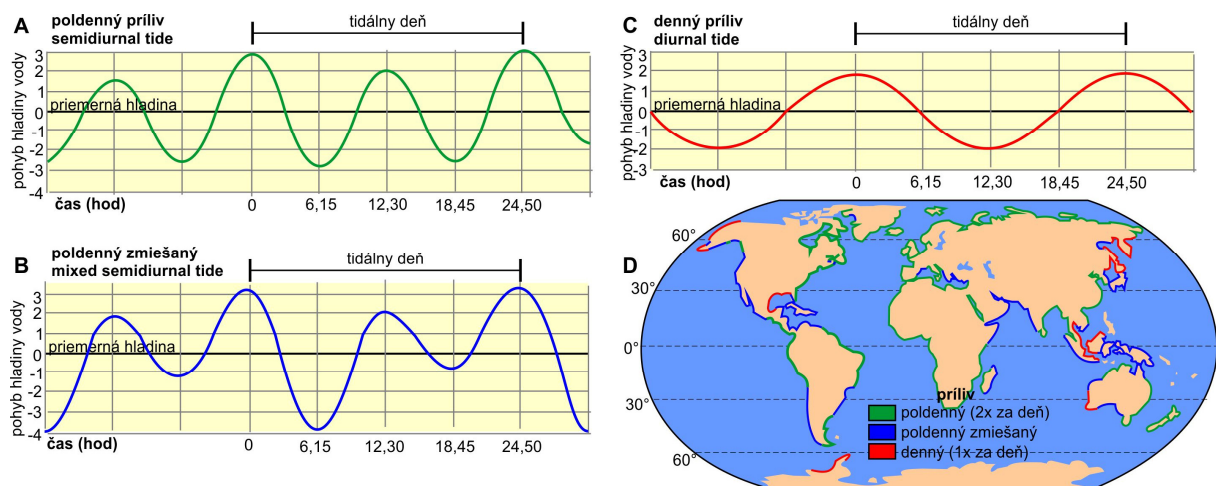
3. O **dňovom prílive (diurnal tide)** hovoríme vtedy, keď sa za tidálny deň objaví iba jeden príliv a odliv. Tento sa vyskytuje pomerne zriedkavo (obr.V.16D).

Vertikálne pohyby hladiny vody vyvolané slapovými silami (vzduť a pokles) spôsobujú horizontálne prúdenie smerom k pobrežiu a od pobrežia. Na pobreží sa tak okrem vlnením generovaných spätných a príbrežných prúdov pomerne významne uplatňuje aj **tidálne prúdenie**. Počas prílivu voda prúdi smerom ku kontinentu a počas odlivu smeruje od kontinentu. V priebehu dňa sa smer tidálneho prúdenia 4 x zmení. Striedanie sa opačných smerov prúdenia vytvára takzvané **reverzibilné** alebo **reverzné prúdenie**.

Dôležitým parametrom je **typ panvy**. V čiastočne uzavretých panvách (napr. Severné more, zálivy, estuária) sa pohyb prílivových vln zakrivuje a prílivové vlny krúžia okolo panvy. Zakrivenie je spôsobené konvergenciou prúdenia a trením o dno. Smer zatáčania určuje Coriolisov efekt (kapitola I.3). Príliv vo vnútri čiastočne uzavretej panvy na severnej hemisfére (napr. Severné more) sa tak bude pohybovať pozdĺž východného okraja kontinentu smerom na sever a pozdĺž západného okraja smerom na juh. Tento kruhovitý pohyb tidálnych prúdov v čiastočne uzavretých panvách má za následok fakt, že sa nebude vytvárať reverzné tidálne prúdenie. Prílivové prúdenie bude prichádzať po jednej strane zálivu a odlivové prúdenie bude odchádzať po jeho druhej strane. Kruživý pohyb prílivu okolo panvy zároveň vedie k tomu, že v centrálnej časti panvy je amplitúda prílivových vln blízka nule a smerom k pobrežiu sa výška prílivových vln zvyšuje.

Výšku prílivu môže modifikovať aj **sklon a tvar pobrežia**. Napríklad vhodne orientované zálivy lievikovitého tvaru môžu zväčšiť príliv až na 15 m (Fundyjský záliv v Kanade; záliv Mont-Saint-Michel vo Francúzku). Za vysoký príliv v týchto zálivoch je zodpovedná konvergencia, čiže spájanie sa prílivových vln. Konvergence rastú s typom prílivu a najväčšie sú pri skočnom prílive (spring tide).

Veľkosť a silu prílivu ovplyvňuje aj mnoho ďalších parametrov. Napríklad k maximálnym skočným prílivom dochádza vtedy, ak sa spln alebo nov prekrýva s jarnou alebo jesennou rovnodennosťou (raz za cca.18 rokov).



Obr. V.16: Rozdielne prílivové režimy spôsobené rozmiestnením kontinentov a sklonom Zemskej osi voči rovine behu Mesiaca. Čas v hodinách je len ilustratívny. **A)** Poldenný príliv (semidiurnal tide) prejavujúci sa dvomi prílivmi a dvomi odlivmi približne rovnakej sily za jeden obch Mesiaca (24,5 hod). **B)** Zmiešaný poldenný príliv (mixed semidiurnal tide), kedy síce dochádza k dvom prílivom a dvom odlivom za jeden obch Mesiaca, ale ich sila je rozdielna. **C)** Denný príliv (diurnal tide) sa prejavuje iba jedným prílivom a jedným odlivom za jeden obch Mesiaca. **D)** Priestorové rozšírenie jednotlivých typov prílivu v súčasnosti.(zdroj: A-C) <http://www.oc.nps.edu/nom/day1/partc.html>, upravené; D) <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8r.html>).

V.2.1.3.1 Erózia, transport a depozícia materiálu v tidálnom prúdení

Rýchlosť tidálneho prúdenia sa mení s postupujúcim prílivom alebo odlivom. Na začiatku prílivu je rýchlosť prúdenia nulová a postupom prílivu sa jeho rýchlosť zvyšuje. Maximálna rýchlosť (niekoľko metrov za sekundu) sa dosiahne približne v polovici prílivu a nasleduje spomaľovanie až zastavenie prúdenia. Po zastavení sa smer prúdenia otočí a jeho rýchlosť sa opätovne zvyšuje až do polovice odlivu. Keďže maximálne prílivové prúdy často nezodpovedajú dráham maximálnych odlivových prúdov, vznikajú rozdiely v transporte sedimentu v danom smere. Zároveň platí, že prúdy asociované s prílivovými vlnami sú silnejšie a trvajú kratšie ako prúdy vznikajúce počas odlivu.

Rýchlosť tidálneho prúdenia je dostatočná na transport štrku a piesku vlečením po dne a nesenie prachu a ílu v suspenzii. S nárastom rýchlosti prúdenia v danom smere rastie aj veľkosť častíc, ktoré je prúd schopný transportovať, čo sa prejaví nárastom erózie dna. Ako rýchlosť prúdenia klesá, dochádza k depozícii materiálu v danom smere transportu.

Počas obdobia s malými rýchlosťami prúdenia dominuje depozícia materiálu zo suspenzie – sedimentácia bahna. Počas rastúceho prílivu a odlivu je však tidálne prúdenie vždy niekoľko hodín dosť silné na formovanie čerín a dún. Keďže je tidálne prúdenie asymetrické, väčšina sedimentárnych telies migruje s dominantným smerom prúdenia. Stavba a migrácia týchto telies však môže byť ovplyvnená prúdením v opačnom smere, ako aj vetrom vyvolaným vlnením a prúdením.

V.2.1.3.2 Sedimentárne telesá a textúry viazané na tidálne prúdenie

Tidálne prúdenie má dve základné charakteristiky prejavujúce sa v sedimentárnom zázname. Konkrétne sú to pravidelné striedania sa smeru prúdenia a variácie v rýchlosti prúdenia. Tie sa pohybujú od nulových rýchlostí vedúcich k ukladaniu bahna zo suspenzie, po rýchlosti umožňujúce trakčný transport a tvorbu sedimentárnych telies.

Tidálne laminity (laminities) vznikajú na vyvýšených miestach tidálnych plošín, kde dominuje sedimentácia jemnozrnných sedimentov v dôsledku spomaľovania prúdenia počas maximálneho prílivu. Zároveň sa na týchto miestach nemôže vyvinúť prúdenie počas odlivu, pretože sú vynárané už na začiatku odlivu, kedy je ešte rýchlosť odlivového prúdenia veľmi malá. Tento mechanizmus je zodpovedný za depozíciu bahna na najvyšších častiach tidálnych plošín, čomu napomáha aj vyššia rezistencia bahna voči začatiu pohybu (erózii). Laminity v najvyšších častiach tidálnych plošín tak budú zložené iba z prílivových lamín ukladaných v období nulových rýchlostí, kedy sa prílivové prúdenie mení na odlivové. Počas odlivu sú tieto časti vynorené, takže k depozícii bahna nedochádza. V ideálnom prípade tak môžeme pozorovať 28 lamín zodpovedajúcich jednému mesačnému cyklu. Laminácia v týchto častiach plošín môže byť ovplyvnená iba silnými búrkami. Systematické zmeny v hrúbke lamín zodpovedajú periodickým zmenám v sile tidálnych prúdov (skočný a hluchý príliv).

Laminity v nižších častiach tidálnych plošín budú obsahovať lamíny tvorené depozíciou pri zmene prílivu na odliv (prílivové lamíny), ktoré sa budú striedať s lamínami ukladanými počas zmeny odlivu na príliv (odlivové lamíny). V tejto časti pobrežia už môžu byť laminity ovplyvňované aj bežným vlnením.

Ak bude tidálne prúdenie spomaľovať v priestore a čase, dostaneme sedimentárny záznam so zjemňovaním smerom hore. Ak bude tidálne prúdenie spomaľovať v priestore, ale zrýchľovať v čase, výsledkom bude nárast hrúbky jednotlivých cyklov (lamín).

Tidálne čeriny vznikajú rovnako ako čeriny jednosmerného prúdenia, ale môžu byť ovplyvňované reverzibilitou prúdenia. Ak je tidálne prúdenie silne asymetrické, bude vnútorná laminácia orientovaná iba v jednom smere, rovnako ako v čerinách jednosmerného prúdenia. V sedimentárnom zázname tak budeme pozorovať **šikmú lamináciu**. Ak sú však zachované oba smery prúdenia, môže reverzné prúdenie počas nízkeho stavu vody spôsobiť zrezanie hrebeňov čerín tvorených počas prílivu a tvorbu vnútorných lamín sklonených opačným smerom (obr. V.17A).

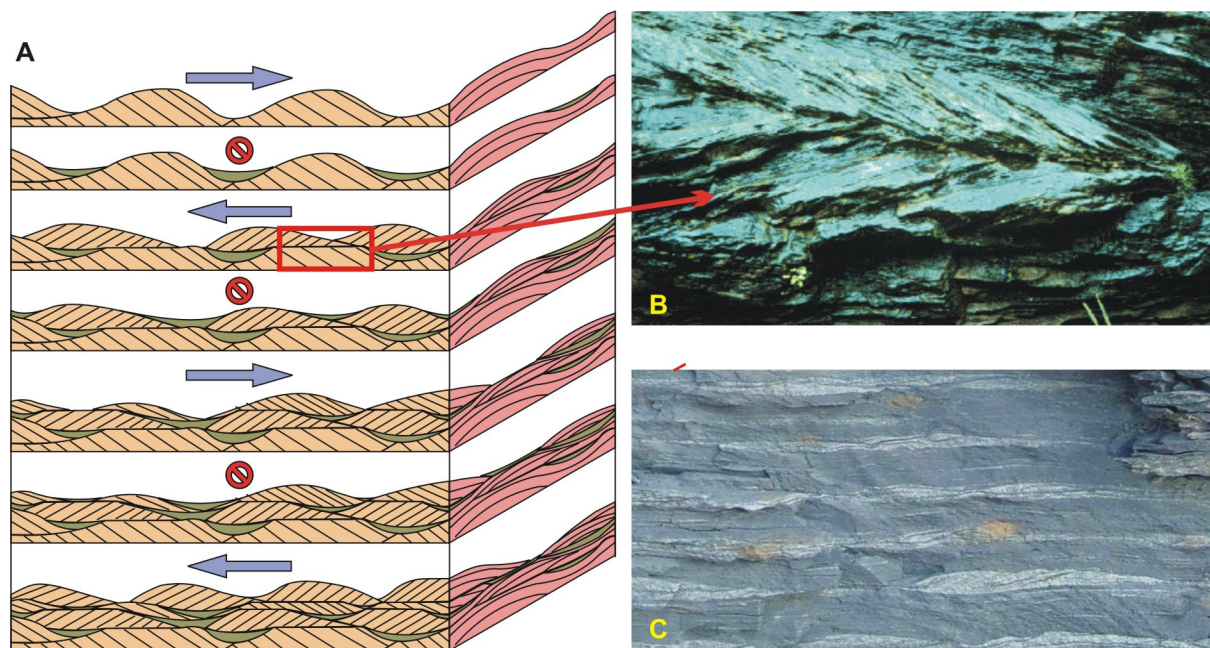
Textúra, kde sú lamíny dvoch nasledujúcich setov šikmého zvrstvenia orientované v opačnom smere sa označuje ako **laminácia rybej kosti (herringbone cross-stratification)**, čo môže byť niekedy prekladané aj ako protismerné krížové zvrstvenie (obr. V.17A-B). Vzniká v prípade, že je prúdenie v oboch smeroch takmer symetrické a je výsledkom migrácie čeriny jedným smerom počas prílivu a druhým smerom počas odlivu. Hranica oddeľujúca sety šikmého zvrstvenia zodpovedá obdobiu zmeny smeru prúdenia. Aj keď je zvrstvenie rybej kosti typické pre reverzibilné prúdenie tidálnych plošín, môžeme ho pozorovať aj v eolickom prostredí, ako aj vo vnútornej stavbe riečnych a morských barov. Vo všetkých prípadoch je toto zvrstvenie výsledkom zmeny smeru prúdenia.

Vo vyššej časti prílivových plošín môžeme často pozorovať jav, kedy sú tidálne čeriny vznikajúce počas maximálnych rýchlostí prúdenia prekrývané bahnom ukladaným počas nulových rýchlostí prúdenia (prechod medzi prílivom a odlivom). V sedimentárnom zázname sa migrácia čerín počas silného prúdenia prejaví piesčitými vrstvami so šikmou lamináciou, ktoré budú od seba oddelené vrstvami bahna sedimentujúceho zo suspenzie počas období s nízkou rýchlosťou prúdenia (obr. V.17A). Striedanie sa dvoch typov sedimentov, ktoré sú geneticky viazané na rovnaký proces vzniku, sa označuje ako **heterolitické zvrstvenie (heterolithic bedding)**. Zastúpenie piesčitých a ílovitých vrstiev sa líši v závislosti od sily a dĺžky trvania období so silným prúdením. Generálne vyčleňujeme tri typy heterolitického zvrstvenia, ktoré odrážajú energetický režim prostredia:

O **flazerovom zvrstvení (flaser bedding)** hovoríme vtedy, ak bahno pokrýva iba trógy čerín (obr. V.17A). Vysoké zastúpenie čerín v pomere k bahnu je výsledkom sedimentácie v prostredí, kde dominuje prúdenie a obdobia stojatej vody sú krátke.

Zvlnené zvrstvenie (wavy bedding) opisujeme vtedy, ak bahno pokrýva celý povrch čerín, pričom čeriny vytvárajú kontinuálnu vrstvu s čerinovým šikmým zvrstvením (ripple cross-lamination). V tomto prípade je hrúbka piesčitých a ílovitých vrstiev približne rovnaká. Vzniká v oblastiach, kde obdobia prúdenia približne zodpovedajú obdobiám bez prúdenia.

Šošovkovité alebo tiež **lentikulárne zvrstvenie (lenticular bedding)** je tvorené izolovanými šošovkami čerín, ktoré sú utopené v blate (obr. IV.17C). To hovorí o sedimentácii v nízkoenergetickom prostredí pokojných vôd s krátkymi periódami prúdenia.



Obr. V.17: A) Model vzniku heterolitických zvrstvení na príklade flaserovitého zvrstvenia. Počas periód prúdenia vznikajú čeriny produkujúce šikmé zvrstvenia. Počas obdobia kľudu sedimentuje zo suspenzie bahno, ktoré sa usadzuje na povrchu čerín. Modré šípky ukazujú smer prúdenia. B) zvrstvenie rybej kosti (herringbone cross bedding) vytvárané dvomi, opačne orientovanými setmi šikmého zvrstvenia. Je výsledkom symetrického reverzného prúdenia (zdroj: southeasterngeology.org). C) Šošovkovité zvrstvenie (lenticular bedding), ktoré je tvorené v bahne utopenými čerinami (zdroj: www4.uwm.edu/course/geosci697/tidal/tidal-deposits.html)

Pri interpretácii heterolitického zvrstvenia musíme vziať do úvahy všetky faktory modifikujúce jeho výslednú stavbu. Medzi tieto faktory patrí: rýchlosť prúdenia a odovodanie materiálu, ktoré určujú relatívne množstvo piesku a bahna; rôzne kombinácie vplyvu tidálneho prúdenia a prúdenia vyvolaného vlnením; typ tidálneho prúdenia, čiže či je na danom mieste tidálne prúdenie symetrické (reverzné) alebo asymetrické; čas, v ktorom dochádza k sedimentácii (prílív, vrcholiaci prílív, odliv,...); a pozícia na tidálnej plošine (intertidál alebo subtidál).

V intertidálnej oblasti bude stavba zodpovedať iba jednému zastaveniu prúdenia v priebehu jedného tidálneho cyklu, zatiaľ čo v subtidálnej oblasti budeme mať dve spomalenia v rýchlosti prúdenia na cyklus. Ak bude prúdenie symetrické a bude sa vyskytovať v oblasti, kde pôsobia prílivové aj odlivové prúdy (subtidál), bude bahno v trógoch rozdeľovať čeriny uložené v opačnom smere prúdenia. Ak bude tidálne prúdenie silne asymetrické, alebo sedimentácia prebieha na mieste, kde sa prejavuje iba prílivové prúdenie (intertidál), budú bahenné povlaky (mud drapp) oddeľovať čeriny orientované iba v jednom smere. Počas skočného prílivu (spring tide) bude sedimentovať väčšie množstvo čerín, zatiaľ čo počas hlučného prílivu (neap tide) bude sedimentovať väčšie množstvo bahna.

Všetky tri typy heterolitického zvrstvenia sú síce typické pre tidálne plošiny (waty), ale môžu sa vyskytovať aj v iných prostrediach, ktoré spĺňajú podmienky ich tvorby. Nájďme ich vo všetkých prostrediach, kde dochádzalo k periodickým zmenám v rýchlosti prúdenia (napr. čelo delty). Z tohto dôvodu musia byť pre identifikáciu tidálneho prostredia použité ďalšie faktory (spoločenstvá organizmov, stopy po raste kryštálov halitu a pod.). V prípade, že bolo bahno pokrývajúce čeriny peletizované invertebrátnymi organizmami, je vysvetlenie jeho sedimentácie ešte zložitejšie (môže byť transportované aj ako piesok).

Tidálne duny sú tvorené prílivovo-odlivovým prúdením, v parametroch zodpovedajúcich vzniku dún. Môžu mať 2D aj 3D geometriu a bežné sú u nich variácie vo vnútornej lamiácii, spôsobené zmenami v rýchlosti ako aj v smere prúdenia. Pomery ich výšky a dĺžky dávajú polymodálne spektrá. V sedimentárnom zázname sa prejavujú tvorbou stredne veľkých setov **šikmého zvrstvenia**. Hrúbky jednotlivých foresetov vo vrstve budú závisieť od sily prílivu, ktorá sa periodicky mení. Rovnaký mechanizmus ovplyvňuje aj celkovú hrúbku jednotlivých setov šikmého zvrstvenia. V rámci vrstiev tiež bežne pozorujeme povrchy reaktivácie, ktoré môžu byť spôsobené zmenou smeru prúdenia, slabnutím prúdu a v prípade silného jednosmerného prúdenia tiež predbiehaním sa jednotlivých dún. V prípade silnej prevahy jedného smeru prúdenia môžu byť sety šikmého zvrstvenia sklonené iba v jednom smere.

Ak tidálne duny vznikali pôsobením symetrického reverzného prúdenia, bude sa vytvárať **zvrstvenie rybej kosti (herringbone cross stratification)**. Vzniká rovnakým mechanizmom ako v prípade tidálnych čerín, ale hrúbka jednotlivých foresetov aj celých vrstiev bude väčšia.

Počas období pomalšieho prúdenia sa na povrchu dún tvoria tidálne čeriny a/alebo oscilačné čeriny. V periódach s veľmi pomalým až žiadnym prúdením sedimentujú na ich povrchu povlaky bahna označované ako **mud draps**. Tieto povlaky uľahčujú v sedimentárnom zázname rozpoznanie tidálnych dún od eolických, kedy v šikmých zvrstveniach, tvorených migráciou tidálnych dún, pozorujeme striedanie sa piesčitých foresetov s povlakmi bahna.

Sedimentárne telesá veľkých rozmerov vznikajúce tidálnym prúdením sú **tidálne hrebene, bary a tidálne delty**. V sedimentárnom zázname produkujú sety šikmého zvrstvenia veľkých rozmerov. Na ich povrchu sa bežne vyvíjajú čeriny a duny.

V.2.1.4 Vlnenie a prúdenie vyvolané katastrofickými udalosťami - tsunami

Vlny tsunami (cunami) sú najčastejšie vyvolané zemetraseniami s magnitúdom viac ako 7 na Richterovej stupnici. Tsunami sa netvoria pri každom zemetrasení. Vznikajú len vtedy, ak dôjde k zmene vykľutia oceánskeho dna, čiže k jeho výzdvihu alebo poklesu. Zmena vykľutia dna spôsobí vertikálne presuny oceánskej vody, ktoré sa na hladine prejavia vlnami tsunami. Platí, že veľkosť vln tsunami rastie s množstvom premiestnených hornín a silou zemetrasenia. Primárnym miestom ich vzniku sú subdukčné zóny, kde dochádza k trhaniu a poklesom zemskej kôry. Najničivejšie zaznamenané tsunami je z 26. 12. 2004, ktoré bolo vyvolané zemetrasením v Sumatransko – Andamanskej oblasti a vyžiadalo si viac ako 280 000 ľudských životov.

Ničivé tsunami môžu vyvolať aj slabšie zemetrasenia, ak spôsobia podmorské zosuvy. Vlny vyvolané podmorskými zosuvmi sú menšie než vlny vyvolané zemetrasením. Okrem toho môžu byť tsunami spôsobené zemetraseniami a zosuvmi spojenými so sopečnou činnosťou, ako sú erupcie, vpády pyroklastických prúdov do morí a najmä kolapsy sopiek za vzniku kaldery. Typickými príkladmi sú napríklad výbuchy Krakatoa (1883) alebo Santorini (1650 pñl.), kedy pri výbuchoch zanikli takmer celé ostrovy.

Vlny tsunami majú na otvorenom mori výšku často menšiu než jeden meter, ale majú veľmi veľkú dĺžku (10 - 500 km pri veľkých zemetraseniach) s periódou vlnenia 100 - 2000 s. Platí, že vlny s dlhou periódou vlnenia cestujú cez otvorené more rýchlejšie než vlny

s krátkou periódou (vlnová disperzia). Z toho vyplýva, že vlny tsunami cestujú cez oceán veľmi rýchlo. V blízkosti pobrežia dochádza v dôsledku brzdenia o dno k nárastu ich amplitúdy. Môžu narásť až do výšky niekoľkých desiatok metrov nad priemernú hladinu mora. Topografia pobrežia môže prichádzajúce vlny modifikovať ich difrakciou (lámaním) a refrakciou (odrážaním) o ostrovy a iné nerovnosti dna. Rezonančná amplifikácia odrazených a prichádzajúcich vln môže spôsobiť variácie vo výške vln pozdĺž pobrežia a môže spôsobiť až zdvojenie výšky prichádzajúcej vlny.

Na rozdiel od bežných vln, ktoré sa na pobreží lámu, vlny tsunami majú tendenciu tvoriť **prívaly vody (surge)** na kontinent. Tieto prívaly majú značnú rýchlosť ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a hĺbku až niekoľko metrov. Môžu zasiahnuť až niekoľko kilometrov do vnútrozemia, pričom ich dosah závisí od výšky vodného stĺpca a od topografie pobrežia. Podobné prívaly vody môžu tvoriť aj extrémne silné búrky.

V.2.1.4.1 Transport sedimentov a textúry spôsobené tsunami

Rýchlosť prúdenia vyvolaná vlnami tsunami je dostatočná na trakčný transport klastov až do veľkosti balvanov (metrové veľkosti). Piesok a jemnejšie častice sú transportované v suspenzii.

Na pobreží zodpovedá dynamika prúdenia tvorbe vrchných planárnych vrstiev alebo dún s dĺžkou niekoľko desiatok metrov a výškou okolo 1 metra. Limitujúcim faktorom vzniku dún je v tomto prípade dĺžka trvania prúdenia vyvolaného tsunami. Jedno zemetrasenie spôsobí príchod iba niekoľkých vln tsunami, čo môže byť príliš krátky časový úsek na tvorbu sedimentárnych telies. Na pobreží tak môžu vlny tsunami vytvárať vyššie spomínané duny, alebo kopy nevytriedeného materiálu.

Prívaly vody na kontinent spôsobené tsunami majú vysokú deštrukčnú silu, ktorá je výsledkom kombinácie rýchlosti pohybujúcej sa vody a pôsobenia prívalom vlečených pevných predmetov. V sedimentárnom zázname sa táto erózia prejaví stopami po prúdení, vlečení predmetov (flute, groove cast, tool marks) a výmoľmi (potholes). Erózia je najsilnejšia v blízkosti pobrežia a smerom do kontinentu sa vytráca v dôsledku poklesu rýchlosti prúdenia. Erózia je tak postupne nahradzovaná depozíciou neseného materiálu, pričom sa vytvorí cca max. 0,5 m hrubá vrstva hrubozrnného piesku, ktorá sa stenčuje smerom do kontinentu. Predpokladá sa, že každá vrstva zodpovedá jednému prívalu vytvorenému príchodom jednej vlny tsunami. Nie všetky vlny sa však musia prejavíť depozíciou vo fosílnom zázname.

Rýchla depozícia zo suspenzie má za následok chýbajúcu vnútornú stavbu, aj keď planárna laminácia môže byť vyvinutá. Smerom hore a smerom do kontinentu môžeme pozorovať znižovanie sa veľkosti zrn. Vrstvy môžu obsahovať tiež izolované balvany, polámané stromy, kusy vyerodovaného podložia (nazývané **rip-up klasty**), lístie, morské fosílie, polámané koralové a pod. Vrchné ohraničenie je ostré a často je prekryté pobrežným bahnom, pôdami, alebo rašelinou.

Tsunami vytvárajú rovnaké textúry ako veľmi silné búrky. Je to spôsobené tým, že rýchlosti prídňových orbitálov vln vyvolaných extrémnymi búrkami sú približne rovnaké ako v prípade tsunami. V oboch prípadoch spôsobujú vlny prívaly vody na kontinent a obe udalosti môžu byť spájané s generovaním gravitačných prúdov smerom do panvy. Rozdiel v depozícii medzi nimi je v tom, že zatiaľ čo jedna vlna tsunami je zodpovedná za jednu vrst-

vu sedimentu, výsledkom prechodu jednej búrky je tiež iba jedna vrstva. Častý výskyt búrok v krátkom období (búrková sezóna) však vytvorí podobný sedimentárny záznam ako príchod série vln tsunami. Z tohto dôvodu je veľmi ťažké odlíšiť prejavy tsunami - **tsunamity** a silných búrok - **tempestity** v starých záznamoch.

V.2.1.5 Sedimentárne textúry vznikajúce v telesách vody bez prúdenia

Ak rýchlosť prúdenia klesne na nulu, začne sedimentovať materiál transportovaný v suspenzii. K takémuto procesu dochádza napríklad po vyliatí sa vody na riečnu nivu počas povodní, alebo pri vstupe riečného prúdu do jazera. Výsledkom je **planárna laminácia**, kde každá lamína zodpovedá jednej udalosti. O planárnej laminácii vznikajúcej depozíciou zo suspenzie pri zastavení tidálneho prúdenia, čiže o tidálnych laminách, sme si hovorili už v kapitole V.2.1.3.2.

Okrem sedimentácie ílovitých častíc zo suspenzie, môže dochádzať aj k precipitácii materiálu zo solí rozpustených vo vode a sedimentácii anorganických schránok planktonických organizmov. Výsledkom týchto procesov je taktiež tvorba **planárnej laminácie** v hlbokých alebo stagnantných telesách vody bez prúdenia. V tomto prípade sú jednotlivé lamíny výsledkom sezónnych zmien v zložení vody, prínosu organickej hmoty a pod.

Typickým príkladom sú napríklad **varvity** (sedimenty jazier glaciálnych oblastí), kde svetlejšie a hrubozrnné lamíny zodpovedajú letu a tmavšie, ílovitejšie varvy zodpovedajú zime, kedy nedostatok kyslíka vedie k lepšiemu zachovaniu organickej hmoty.

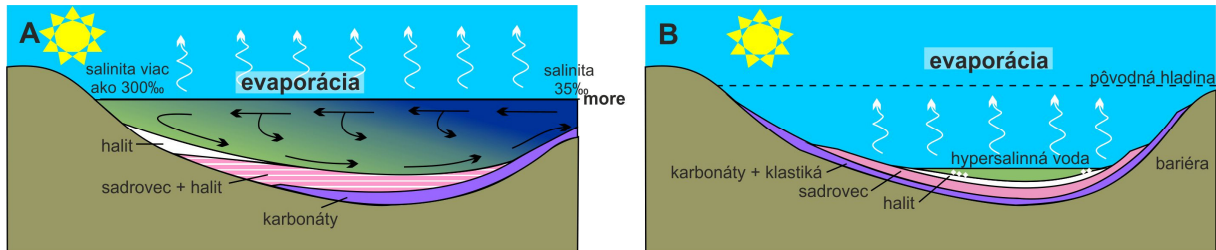
V.2.1.6 Sedimentárne textúry vznikajúce v evaporujúcich telesách vody

Evaporujúce telesá vody sa vyznačujú anti-estuáriovým typom cirkulácie (kapitola I.3.2.6.2), kedy povrchová voda s vyššou salinitou klesá dole. Sú typické pre oblasti s arídnou klímou, ktorá zaručuje minimálny transport klastického materiálu z kontinentu. V evaporujúcich panvách tak dochádza k prechodu od karbonátovej (prípadne epiklastickej) sedimentácie do ukladania minerálov precipitujúcich z evaporujúcej vody.

Zmena v zložení precipitujúcich minerálov závisí od salinity vody a od zloženia vody. Ak zoberieme do úvahy, že zdrojom vody je normálna morská voda (zloženie rozpustených solí je v tab.4), potom je postupnosť precipitácie minerálov nasledovná: salinita 33 – 140 ‰ karbonáty (vápenec, dolomity – od bioklastických po anorganické); salinita 140 – 350 ‰ sadrovec a pri salinite nad 350 ‰ sedimentuje halit. Pri výpare viac ako 95 % vody dochádza k precipitácii draselných solí, ktoré sú z ekonomického hľadiska najcennejšie.

Priestorové rozmiestnenie vznikajúcich evaporitov bude odrážať distribúciu salinity v panve a jej reliéf. Distribúcia salinity závisí od prítomnosti prítoku, prípadne aj odtoku vody. Ak existuje prítok čerstvej vody (morskej alebo riečnej), v mieste prítoku bude salinita najnižšia. Najvyššia salinita bude v okrajových, plytkých častiach panvy umiestnených najďalej od miesta prítoku čerstvej vody (obr.V.18A). Ako príklad si možno uviesť precipitáciu halitu v okrajových častiach – sebkách (sabkhas) Perzského zálivu. Neustály prítok vody z nižšou salinitou zároveň spôsobuje, že salinita vody nikdy nestúpne do hodnoty potrebnej na precipitáciu draselných solí. V prípade neprítomnosti prítoku vody (napr. úplné oddelenie depresie pri globálnom poklese hladiny oceánov), evaporujúca voda dosiahne veľmi rýchlo

salinitu potrebnú na precipitáciu halitu. V záverečných fázach môžu vyznikať draselné soli. Dôležitým faktorom je, že v prípade neexistujúceho prítoku vody je množstvo vzniknutých evaporitov limitované objemom evaporujúcej vody. Distribúcia jednotlivých evaporitových minerálov bude závisieť od reliéfu dna, kedy posledné štádia evaporácie prebiehajú v najhlbšej časti panvy, zatiaľ čo plytšie časti panvy sú už vynorené (obr. V.18B).

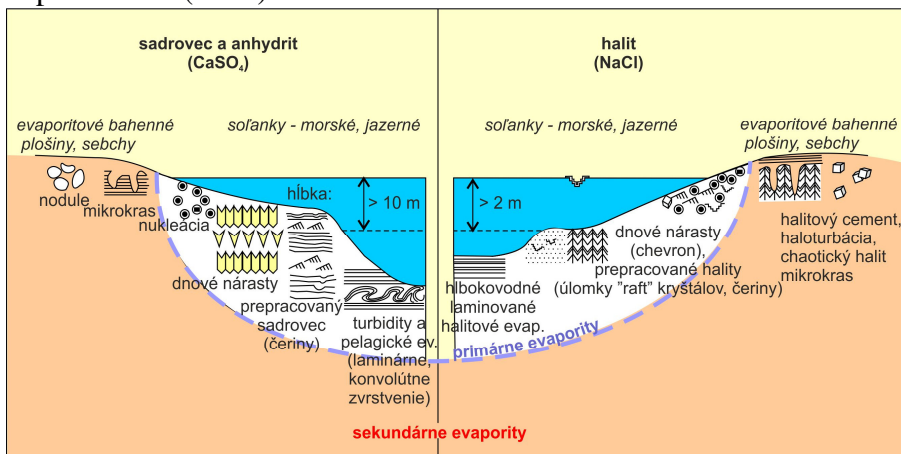


Obr. V.18: Rozmiestnenie evaporitov v čiastočne oddelenej (A) a úplne izolovanej panve (B). Rozmiestnenie sleduje zmeny salinity vody, ktorá určuje jej saturáciu na konkrétny minerál. Poradie precipitácie je karbonáty → sadrovec → halit → draselné soli. **A)** V čiastočne izolovaných panvách je voda s normálnou salinitou privádzaná do panvy, kde evaporáciou na hladine dochádza k nárastu jej salinity. Hustá salinná voda klesá na dno a prúdi späť do panvy, pričom dochádza k znižovaniu jej salinity miešaním s normálnou morskou vodou. Smerom od mora k pobrežiu tak pozorujeme nárast salinity, čomu zodpovedá aj zloženie vznikajúcich sedimentov. **B)** V úplne izolovanej panve voda veľmi rýchlo dosiahne stupeň saturácie na halit. Rozmiestnenie jednotlivých evaporitových minerálov bude závisieť od morfológie dna, kedy bude sledovať klesanie hladiny vody sprevčané postupným nárastom salinity zvyškovej vody.

Textúry vznikajúce sedimentáciou vyzrážaných evaporitových minerálov budú závisieť od hlbky vody. V hlbších častiach panvy sa tvorí **planárna laminácia**, kde jednotlivé lamíny odrážajú zmeny salinity vody. Bežné je striedanie lamín ílu (dažde) a sadrovca a/alebo halitu (sucho); prípadne striedanie sadrovca (menšia salinita) a halitu (väčšia salinita). V tomto prípade minerály precipitujú z hypersalinnej vody klesajúcej z hladiny ku dnu (obr. V. 19).

V plytkej vode, dochádza k rastu veľkých kryštálov priamo z dna panvy. Sadrovcové kryštály rastúce v plytkej vode s dostatočnou salinitou, môžu byť až viac ako 3 m vysoké. Pri raste halitových kryštálov z dna plytkých hypersalinných vôd vznikajú **chevron textúry** zodpovedajúce jednotlivým prírastkovým zónam (obr. V. 19). V hypersalinných vodách saturovaných na halit, kde nedochádza k vlneniu, môže precipitovať halit aj na hladine. Kryštály dorastajú len na okraji, kde dochádza k styku s vodou. Vďaka tomu získavajú kryštály tvar raftu (obr. V. 19). Ak dôjde k vlneniu, kryštály sa rozbijú a klesnú na dno.

Aj v týchto panvách pozorujeme sedimentárne textúry vzniknuté vlnením, prúdením a na svahoch aj transportom v sedimentárnych gravitačných prúdoch (obr. V.19). Pre viac pozri napr. Warren (2006).



Obr. V.19: Depozičné znaky primárnych textúr a sekundárnych textúr sadrovca a halitu (zdroj: Warren, 2006). Medzi primárne textúry patrí planárna laminácia a evaporitové turbidity v hlbších častiach bazénov a dnové nársty v plytkej vode.

V.2.2 Vzdušné prúdenie

Eolický transport sa vyskytuje v oblastiach bez ochranného pokryvu vegetácie, ako sú púšte, piesčité pláže, plochy odkryté po roztopení ľadovca, plochy okolo ľadovca a pod.

Vo vzdušných prúdoch môžeme rovnako ako vo vodných prúdoch vyčleniť viskóznú, prechodnú a plne turbulentnú vrstvu fluida. Na rozdiel od vodných prúdov chýba veterným prúdom vrchné prúdové rozhranie. Okrem toho je vzduch stlačiteľný a má oveľa nižšiu hustotu a viskozitu ako voda. Stlačiteľnosť vzduchu znamená, že vplyvom narastania teploty dochádza k jeho rozpínaniu, čím sa mení jeho hustota. Ohrev vzduchu od povrchu Zeme tak vedie k hustotnej stratifikácii vzduchu vo vertikálnom smere a následnému silnému konvekčnému prúdeniu (pre viac pozri kapitolu I.3.1). Rýchlosť vzdušných prúdov sa môže pohybovať až v 100-kách $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, čo je oveľa viac, než rýchlosť prúdenia vody v riekach, ktorá počas záplav dosahuje priemernú rýchlosť $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Vysoké rýchlosti prúdenia znamenajú, že vzdušné prúdy sú vždy turbulentné. Šmykové napätie, ktorým vietor pôsobí na pevné častice, alebo vodnú hladinu, počítame podľa vzorca:

$$\tau_{\text{vietor}} = \rho_{\text{vietor}} \cdot C_D \cdot U_h^2$$

kde ρ_{vietor} je hustota vzduchu, C_D je koeficient odporu fluida (kapitola IV.3.2) a U_h je rýchlosť vetra v danej výške h . Z tohto vzťahu vyplýva, že nízka hustota vzduchu je zodpovedná za približne rovnaké hodnoty šmykového napätia generovaného turbulenciami vzduchu v porovnaní s vodnými prúdmi. Nižšia viskozita a hustota vzduchu zároveň spôsobuje, že vzduch kladie oveľa menší odpor pohybujúcim sa zrnám ako voda. Výsledkom je oveľa väčšia sedimentačná rýchlosť zrn pri vzdušnom transporte oproti vodnému transportu.

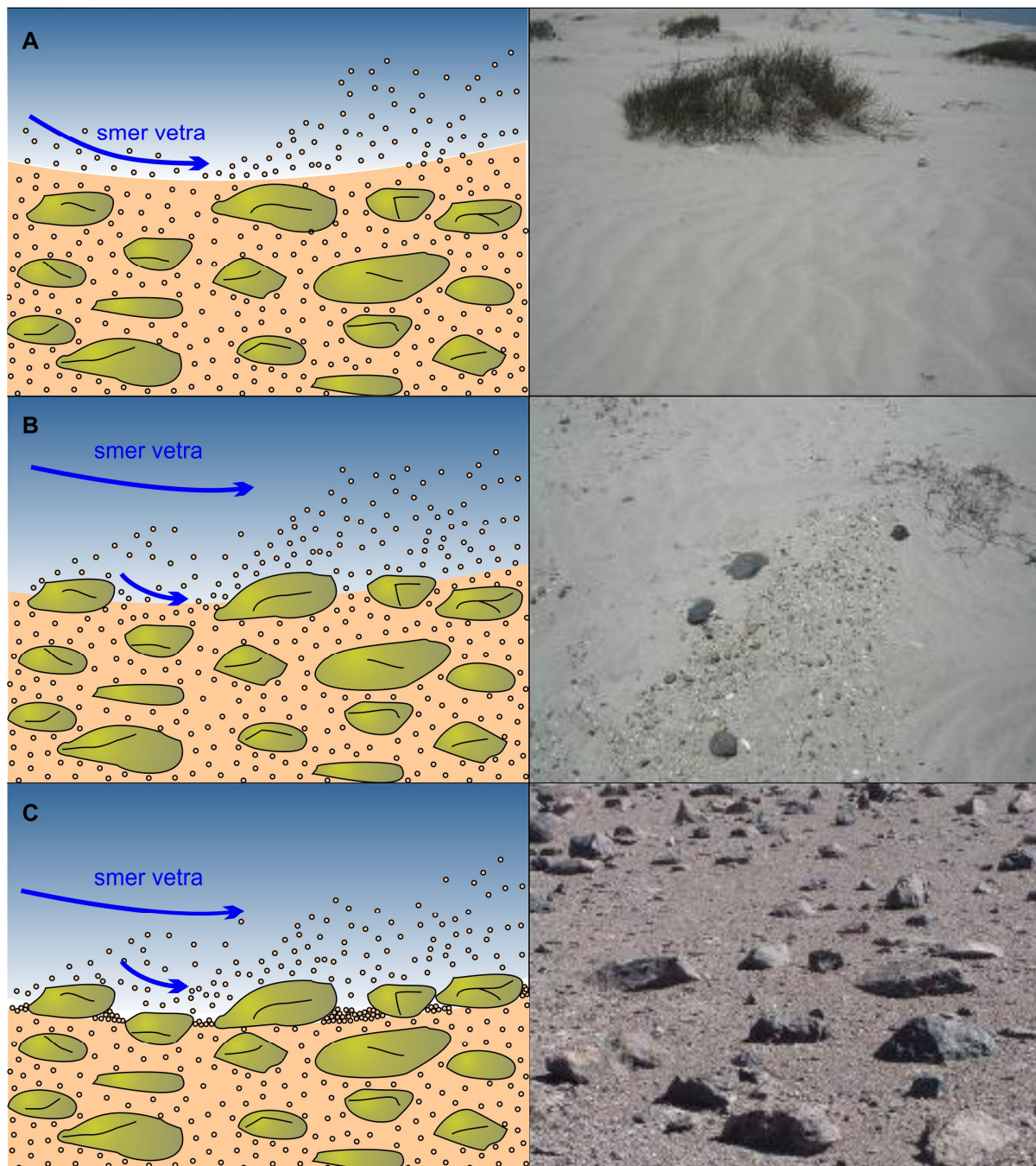
V.2.2.1 Eolický transport materiálu

Transport materiálu vetrom sa podobá transportu materiálu pri jednosmernom prúdení vody, pričom pozorované odlišnosti sú výsledkom rozdielných vlastností vody a vzduchu.

Rovnako ako vodné prúdy, aj vietor má neobmedzenú schopnosť transportovať častice prachovej a ílovej veľkosti v suspenzii. V prípade, že je prúd vzduchu stabilný (nedochádza ku konvekcii; kapitola I.3.1), vrstva vzduchu nesúca suspendované častice siaha iba niekoľko metrov nad povrch Zeme. Ak však bude dochádzať k vzostupnému prúdeniu vzduchu spôsobenému konvekciou, prach a ílovité častice sa môžu dostať až do extrémnych výšok (kilometre nad Zem), kde vanú tryskové vetry. V tomto prípade sú zrná transportované na extrémne vzdialenosti. Ako príklad si môžeme uviesť nájdenie prachových zrn zo Sahary v sedimentoch atlantického chrbta, alebo na americkom kontinente.

Dominantným transportným mechanizmom je saltácia piesčitých zrn, ktorá je pri eolickom transporte maximálne vyvinutá. Saltačné častice môžu vytvárať až niekoľko decimetrov vysokú vrstvu pohybujúcich sa častíc. Ich trajektórie sú ovplyvnené turbulentným prúdením vetra. Impakt (dopad) saltačných častíc do povrchovej vrstvy sedimentu spôsobuje elastické odskoky dopadajúcich častíc a / alebo vyrazenie pôvodne stacionárnych zrn z povrchu. Materiál pohybujúci sa saltáciou väčšinou zodpovedá jemnozrnnému až strednozrnnému piesku a býva veľmi dobre vytriedený. Častice príliš veľké na saltáciu sa pohybujú po povrchu vplyvom bombardovania malými saltačnými zrnami. Tento pohyb označovaný ako pripovrchové

tečenie (creep) môže tvoriť 20 až 25 % celkového trakčného transportu materiálu. Veľkosť zŕn pohybujúcich sa pripovrchovým tečením zodpovedá hrubozrnnému piesku až granuliam. Častice transportované týmto spôsobom sú väčšinou slabo vytriedené a môžu mať polymodálny charakter, čo je spôsobené sedimentáciou jemnozrnných častíc v intersticiálnych priestoroch.



Obr. V.20: Vznik deflačných panví A → C. Jemnozrnné častice (piesok a prach) sú vetrom odnášané preč a na mieste zostávajú iba hrubozrnné častice (štrk a väčšie), ktoré vietor nedokáže odstrániť. Hrubé častice na povrchu zároveň chránia podložie pred ďalšou eróziou. (zdroj: <http://coxclasses.com/earthscience/ch7/deflation.jpg>)

Vietor nie je schopný transportovať častice štrkovej veľkosti, čo vedie k vzniku **deflačných paniev (deflation basins / pans)**. Týmto termínom označujeme panvy, z ktorých bol vyviaty piesčité a jemnejší materiál a zostali len klasty veľkosti obliakov a väčšie (obr. V.20).

Klasy obliakovej a väčšej veľkosti sú obrusované časticami nesenými vetrom, výsledkom čoho sa tvoria vybrúsené plochy v smere transportu (**facety**). Klasy s facetovanými plochami sa nazývajú **hrance (ventifacts, dreikanTERS)**.

V.2.2.2 Sedimentárne telesá a textúry viazané na eolický transport

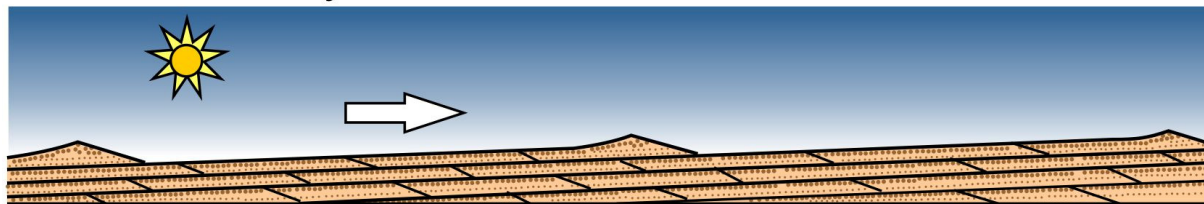
Sedimentárne telesá tvorené vetrom vznikajú v arídnych oblastiach s prítomnosťou prachových a piesčitých zŕn. Len cca 1/3 púšti obsahuje piesok potrebný na tvorbu dún. Tieto oblasti sa označujú ako **pieskové moria (sand seas, alebo ergs)**.

Eolické čeriny (wind ripple), niekedy prekladané ako veterné čeriny a **granulové hrebene (granule rigdes, granule ripples)** sa tvoria v podmienkach subkritického prúdenia. Podmienkou je prítomnosť nekohezívnych sedimentov transportovaných trakčným transportom. Eolické čeriny a granulové hrebene sa považovali za dva rôzne typy sedimentárnych telies. V súčasnosti sa uvažujú za jeden typ telesa, ktorého charakteristiky sa menia v závislosti od zrnitosti neseného sedimentu. Eolické čeriny sú tvorené jemnozrnným až strednozrnným pieskom a majú dominantne rovné hrebene (2D telesá). Vyskytujú sa pomerne bežne na povrchu dún, ako aj v medzidunových priestoroch. Granulové hrebene sú tvorené hrubozrnným materiálom (až do granulovej / štrčíkovej veľkosti), sú vyššie a ich hrebene sú viac zakrivené. Vyskytujú sa pomerne zriedkavo.

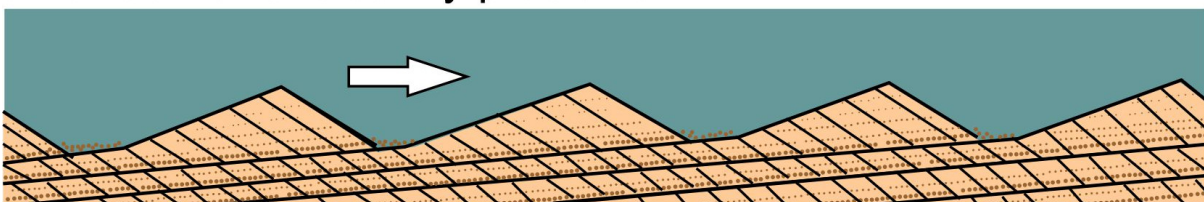
Aj keď sa tvoria v podobných podmienkach ako subakvatické čeriny, mechanizmus ich vzniku nie je úplne rovnaký. Tvaria sa v miestach, kde dochádza k fluktuáciám v rýchlosti prúdenia; napríklad za väčšími zrnami. Ako rastie hrebeň čeriny, zväčšujú sa aj fluktuácie v rýchlosti prúdenia. Väčšie zrná (hrubozrnný piesok až granule) pohybujúce sa pripovrchovým tečením sú zastavované pri stúpaní do prekážky, čiže sa hromadia na náveternej strane čeriny. K sedimentácii saltačných častíc (jemnozrnný piesok) dochádza v trógu čeriny, v dôsledku zníženia rýchlosti prúdenia za prekážkou. K migrácii čerín dochádza eróziou na náveternej strane a depozíciou na záveternej strane. Eolické čeriny tak majú podobný, asymetrický tvar ako subakvatické prúdové čeriny. Dosahujú dĺžku do 2 m (typicky 5 - 20 cm) a ich výška sa najčastejšie pohybuje od 0,2 do 2 cm. Platí, že vlnová dĺžka rastie s nárastom priemernej veľkosti zrna a rýchlosti prúdu. Výsledný čerinový index sa pohybuje v intervale 5 - 70, pričom najčastejšie má hodnotu okolo 20 (tab.7).

Zachovanie eolických čerín je veľmi nízke. V sedimentárnom zázname produkujú špeciálny typ **šplhavej planárnej laminácie**, označovanej ako **climbing translantent strata** alebo **climbing transcurrent strata**. Základné odlišnosti medzi lamináciou vznikajúcou migráciou eolických a subakvatických čerín vychádzajú z rozdielov ich tvorby a migrácie (obr. V.21).. Eolické čeriny majú hrubozrnný materiál akumulovaný na hrebeňoch a jemnozrnný materiál v trógoch, čo vedie k opačnej gradácii lamín. Vnútorne foresety sú prítomné len zriedkavo, čo vedie k vzhľadu planárnej laminácie. Vzácnne možno pozorovať **čerinovú šikmú lamináciu** na báze šikmého zvrstvenia produkovaného migráciou dún (čeriny v trógoch duny).

A Eolické čeriny



B Subakvatické čeriny prúdenia



Obr. V.21: Rozdiely medzi lamináciou šplhavých čerín generovanou vetrom (A) a vodným prúdením (B). **A)** Laminácia generovaná vetrom je typická tým, že jednotlivé lamíny sú tenké, relatívne uniformné. Sú opačne gradované a len zriedkavo vidíme vnútorne foresety. Táto stavba je výsledkom toho, že eolické čeriny majú nízku amplitúdu a hrubozrnné klasty sa akumulujú vo vrchnej časti čeriny. **B)** Laminácia tvorená vodným prúdením obsahuje hrubšie lamíny s viditeľnými vnútornými foresetmi. Lamíny sú normálne gradované. Táto stavba je spôsobená vyššou amplitúdou subakvatických čerín, faktom, že hrubozrnné častice sa akumulujú v trógoch čerín a migrácia čerín prebieha zosuvmi materiálu z hrebeňa čeriny (zdroj: Kocurek a Dott, 1981).

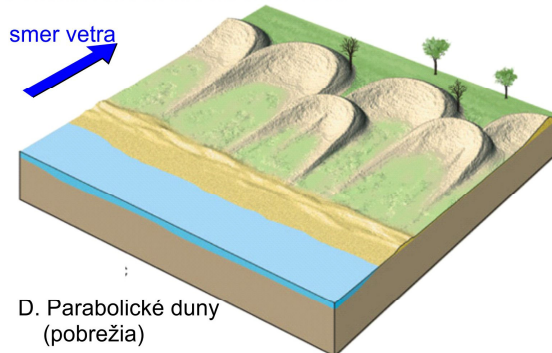
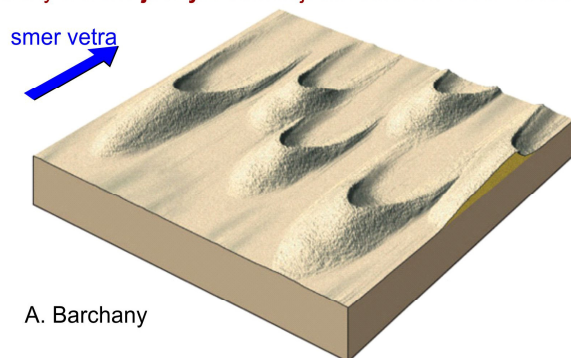
Eolické duny (dunes) sú veľmi odlišné od subakvatických dún, aj keď sú tvorené veľmi podobným mechanizmom. Môžu byť až niekoľko stoviek metrov vysoké a zaberajú priestor od niekoľkých metrov do niekoľkých kilometrov. Keďže eolické duny dosahujú oveľa väčších výšok ako subakvatické duny, produkujú aj hrubšie sety šikmého zvrstvenia. Platí, že viac ako 10 m hrubé vrstvy šikmého zvrstvenia indikujú eolické prostredie, aj keď podobné hrúbky môžu dosahovať aj vrstvy tvorené dunami v hlbokých subakvatických prostrediach (Bridge a Demico, 2008).

Charakter setov šikmého zvrstvenia závisí od geometrie dún. Tvar dún je veľmi variabilný a závisí od smerov prúdenia vetra, odrážania materiálu, reliéfu a úrovne hladiny podzemnej vody. Podľa podmienok vzniku ich môžeme rozdeliť na:

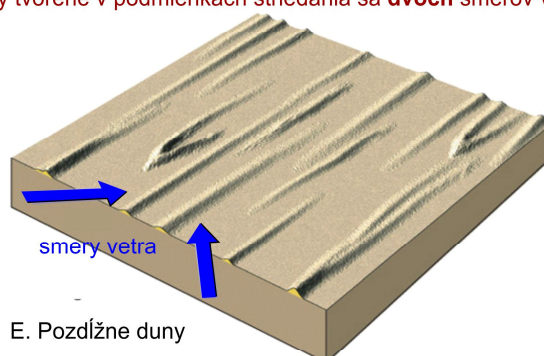
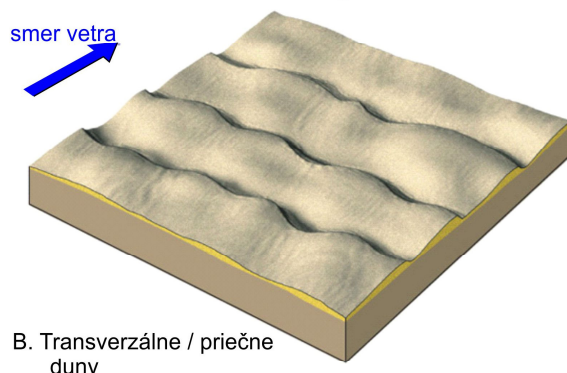
1. **priečne duny (transverze dunes)** vznikajúce v podmienkach jedného smeru vetra, pričom ich hrebeň je orientovaný kolmo na smer prúdenia (obr. 22A-D). Môžu mať rovné hrebene, ktoré sa s narastajúcou rýchlosťou zakrivujú (**barchanoid dunes**; obr. 22B-C). V prípade limitovaného zdroja materiálu majú lunátny tvar (**barchans**; obr. 22A). Ak sa pri báze duny vyskytuje vlhkosť, vznikajú duny parabolického tvaru (**parabolic dunes**; obr. 22D).
2. **pozdlžne duny (longitudinal dunes)** vznikajúce v podmienkach dvoch striedajúcich sa smerov vetra a ich hrebeň je orientovaný paralelne s výsledným smerom vetra (obr. 22E).
3. **hviezdicové duny (star dunes)** vznikajú v podmienkach viacsmerového prúdenia vetra. Sú tvorené viacerými hrebeňmi vychádzajúcimi z vrcholu duny (obr. 22F).
4. **duny fixované povrchom** – vznikajú akumuláciou saltačných častíc okolo prekážky (kríku a pod.)

Procesy na zemskom povrchu

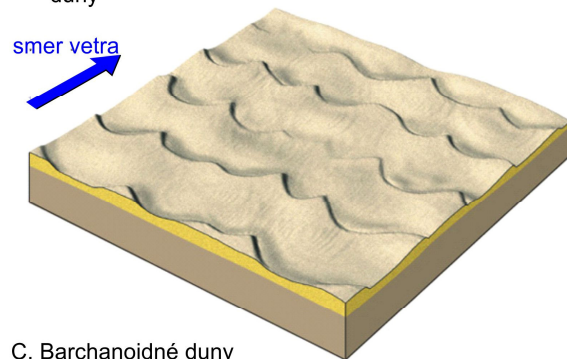
Duny tvorené **jedným** dominujúcim smerom vetra - hrebene sú orientované kolmo na smer vetra



Duny tvorené v podmienkach striedania sa **dvoch** smerov vetra



Duny tvorené v podmienkach **viasmerného** prúdenia vetra



Copyright © 2006 Pearson Prentice Hall, Inc.

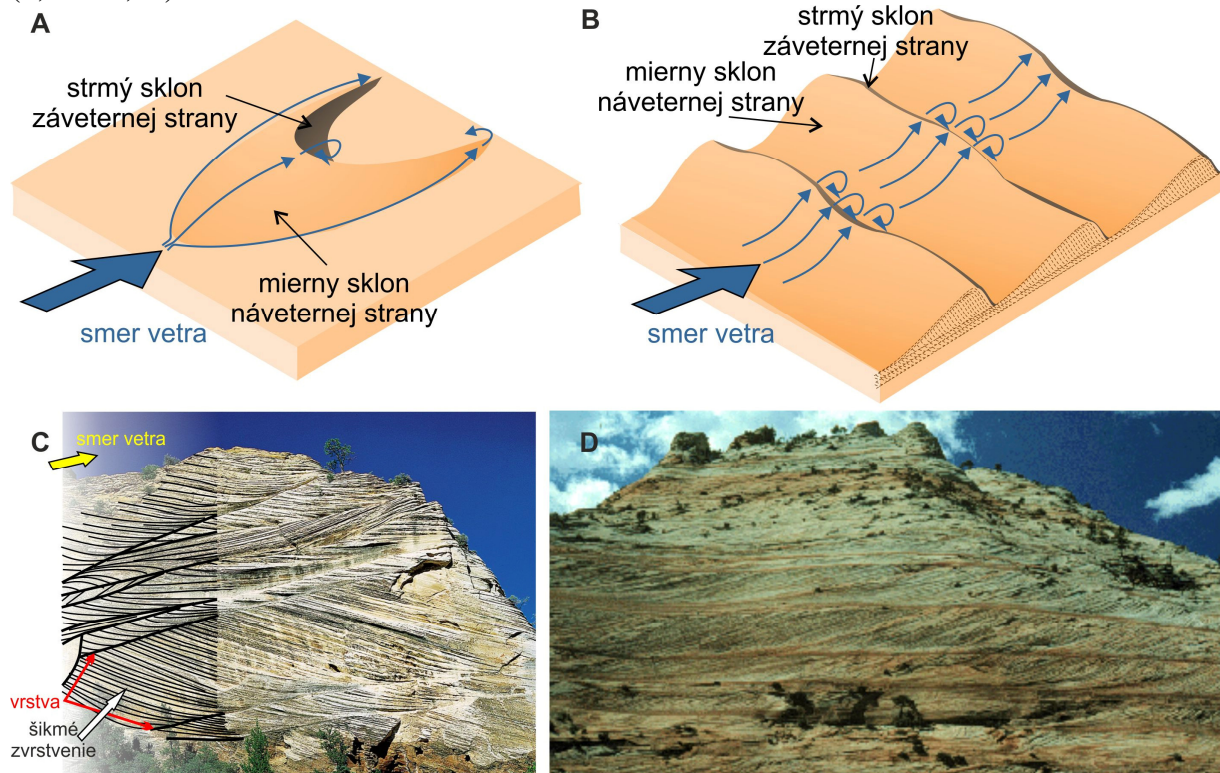
Obr. V.22: Tvary eolických dún (zdroj: http://www.fscj.me/vocabulary/Tarbuck/Chapter6/06_36.html)

V jednej dunovej oblasti môžu byť zastúpené viaceré tvary dún, alebo môže byť celá oblasť tvorená iba jedným typom. Ich veľkosť môže byť v rámci danej oblasti rozdielna. Duny s rovnými hrebeňmi (2D) produkujú **planárne šikmé zvrstvenie** a 3D duny (zakrivené hrebene) sa v sedimentárnom zázname prejavujú **korytovo šikmým zvrstvením** (obr. V.3, V.23C-D).

Z predchádzajúcich kapitol vieme, že migrácia dún prebieha buď zrnokmi, alebo padaním zrn na záveternej strane v zóne nulovej rýchlosti. Zrnokmi sa v sedimentárnom zázname prejavujú foresetmi s opačne gradovanou stavbou a sedimentácia častíc pádom na záveternej strane sa prejaví formovaním tenšej, jemnozrnnejšej vnútornej vrstvy s normálnou gradáciou (obr. V.2). Pri vysokých rýchlostiach migrácie eolických dún je však transport zrnokmi viac-menej kontinuálny a kinetické sitovanie sa stáva menej efektívne. Dochádza tiež k primiešavaniu materiálu sedimentovaného padaním v zóne nulovej rýchlosti. Výsledkom týchto procesov je horšie vytriedenie vnútorných vrstiev a strata ich gradačnej stavby pri vysokých rýchlostiach prúdenia.

Sety šikmého zvrstvenia môžu obsahovať diskordantné povrchy predstavujúce zmeny v tvare duny a / alebo jej migračnej rýchlosti, ktoré sa označujú ako povrchy reaktivácie. Predstavujú zmeny smeru alebo rýchlosti vetra. Ak sa takéto povrchy vyskytujú na veľkej ploche (regionálne rozhrania), môžu byť spôsobené zmenou úrovne hladiny vody alebo dodávania piesčitého materiálu. V tomto prípade predstavujú globálnejšie zmeny prostredia vplyvom eustatiky, tektoniky a klímy.

Priečne, alebo tiež **transverzálne**, **duny (transverze dunes)** sú formované v jednosmernom prúdení a ich hrebeň je orientovaný kolmo na smer prúdenia vetra. Morfológia týchto dún varíruje vzhľadom k rýchlosti vetra a množstvu dodávaného materiálu. V prípade dostatočného prísunu materiálu sa tvoria duny s rovnými až sínusoidne zakrivenými hrebeňmi (obr. V. 22B-C a V.23B), kde platí, že zakrivenie sa zväčšuje s rastúcou rýchlosťou vetra. Duny so sínusoidne zakrivenými hrebeňmi (**crescentic dunes, aklé, barchanoid dunes**) patria medzi najbežnejšie sa vyskytujúce duny a tvoria cca 40 % dún v dunových oblastiach. Dĺžka týchto dún sa pohybuje od 50 m do 1 km a ich výška medzi 2 až 60 m s čerínovým indexom 0,04 (0,02 – 0,08).



Obr. V.23: Priečne / transverzálne/ duny s hrebeňmi orientovanými kolmo na smer vetra. **A)** stavba 3D lunátnych dún - **barchanov** s vyznačenými trajektóriami prúdenia vetra; **B)** prúdenie vetra a stavba **priečných dún** s rovnými hrebeňmi (2D duny); **C)** Korytovo šikmé, klinovité sety šikmého zvrstvenia vznikajú prechodom lunátnych dún – barchanov (zdroj fotografie: bc.outcrop.org/images/rocks/sedimentary/press4e/figure-08-05.jpg); **D)** Veľkoškálové sety planárne šikmého zvrstvenia vznikajúce migráciou 2D dún. (zdroj foto: southeasterngeology.org).

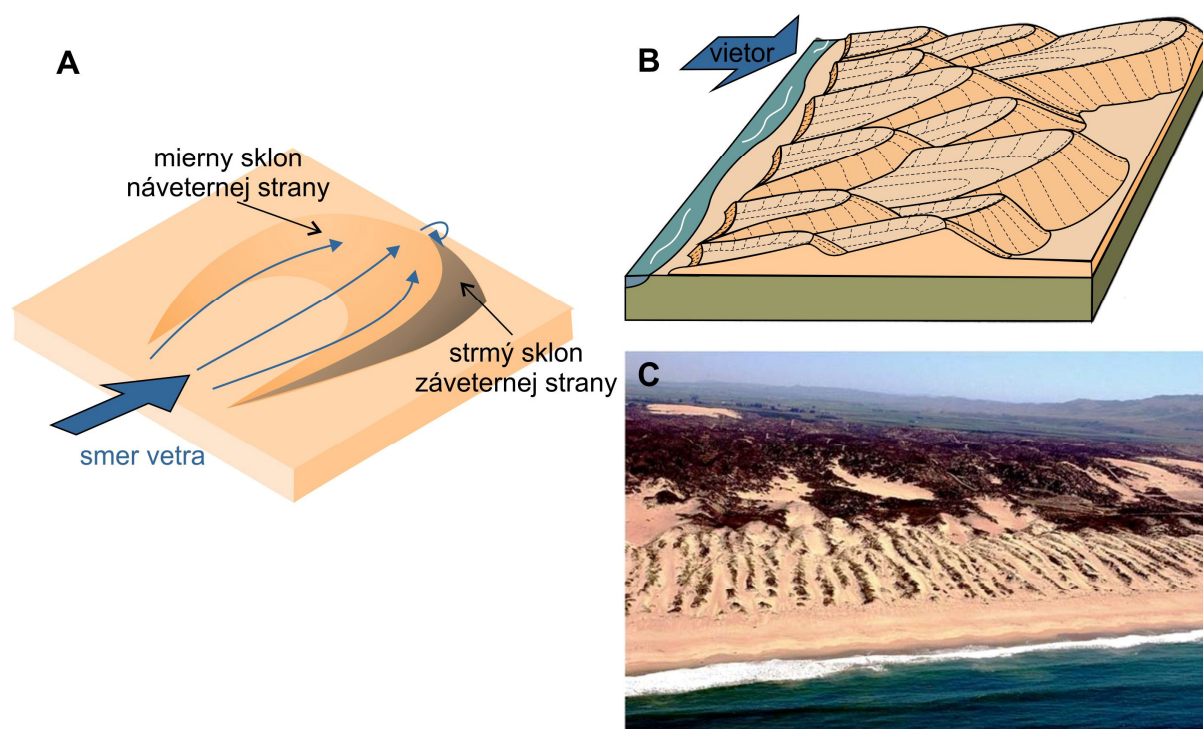
Duny lunátneho tvaru, **barchany**, sa vyskytujú v prípade limitovaného prínosu piesčitého materiálu (obr. V.22A a V.23A). Barchany sú v dunových oblastiach pomerne slabo zastúpené a vyskytujú sa najmä na ich okrajoch. Výška lunátnych dún môže byť až 300 m.

Stovky metrov (400+) vysoké a kilometre dlhé duny sa označujú ako **megaduny (megadunes, draas)** a bežne obsahujú menšie duny na svojom chrbte.

Zatiaľ čo menšie duny (100 m dĺžky) migrujú rýchlosťou 10 m za rok, veľké duny (km dĺžky) migrujú rýchlosťou 0,1 m za rok. Keďže migrujú v smere prúdenia, sklon vnútorných vrstiev šikmého zvrstvenia bude orientovaný v smere prúdenia (zachováva sa prepádová strana). Migrácia týchto dún produkuje veľkoškálové sety šikmého zvrstvenia (obr. V.23C-D), pričom jednoduché sety šikmého zvrstvenia tvoria iba malé duny.

Ďalším typom priečných dún sú duny jazykovitého tvaru (obr. V.24), označované ako **parabolické duny** (**parabolic dune**, alebo tiež **linguoid dune**). Sú typické pre pobrežia (morské, jazerné) a semiaridné oblasti, kde sa v blízkosti povrchu zachováva nejaká voda (napr. v spodnej časti dún) a je prítomná vegetácia. Voda a vegetácia sú zodpovedné za stabilizáciu, alebo „ukotvenie“ spodnej časti duny, čo vedie k tvorbe jej jazykovitého tvaru.

Keďže sa jedná o 3D duny, v sedimentárnom zázname sa prejavujú setmi korytovo-šikmého zvrstvenia, ktoré je sklonené proti smeru prúdenia. Rastlinný porast na pobrežiach však môže spôsobiť deformity a hviezdicovité variácie v tvare dún, ktoré môžu viesť k rôzne orientovaným sklonom šikmého zvrstvenia.



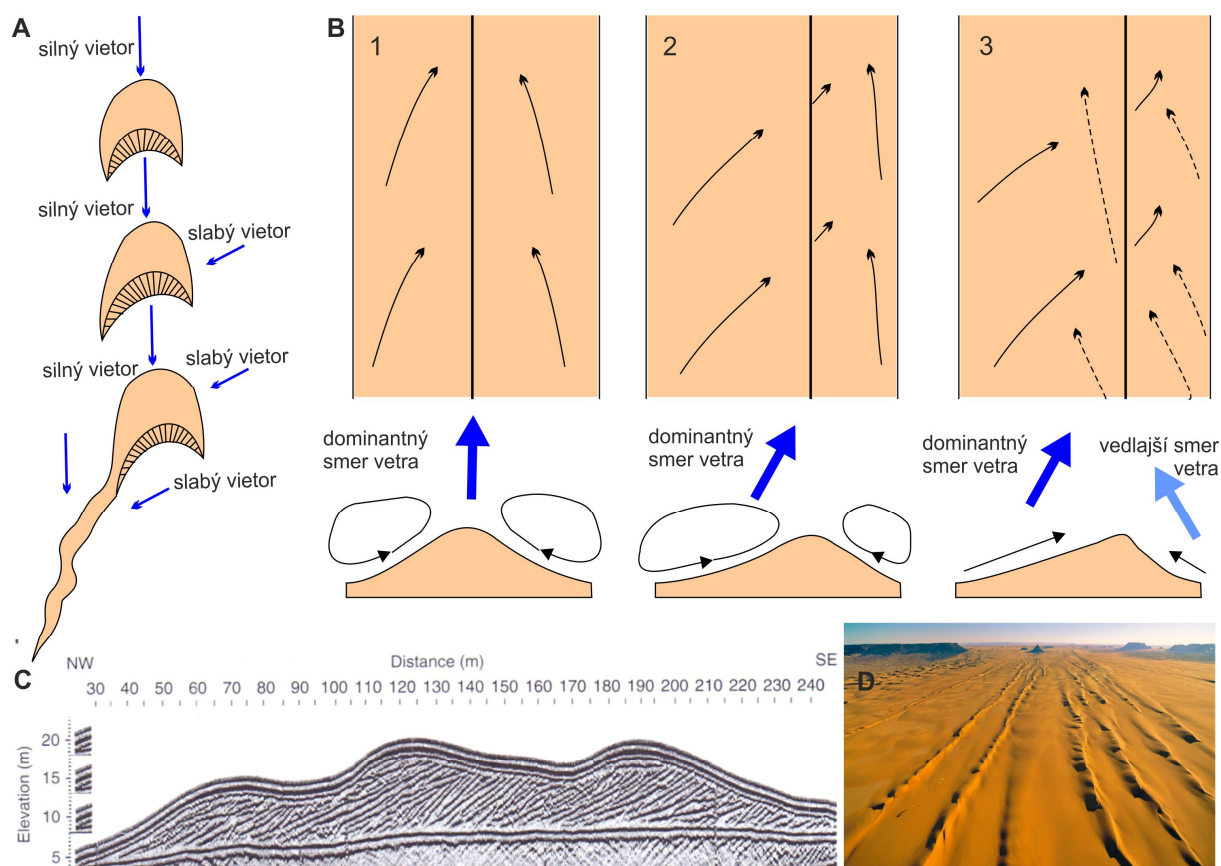
Obr. V.24: Parabolické duny vznikajúce na pobrežiach. **A)** prúdenie vetra formujúce parabolickú dunu; **B)** diagram znázorňujúcu stavbu parabolických dún, **C)** parabolické duny na pobreží (zdroj: <http://pixshark.com/parabolic-sand-dunes.htm>)

Pozdĺžne duny (*longitudinal, linear, seif*) vznikajú v prípade striedajúcich sa dvoch smerov vetra s približne rovnakou silou, alebo v oblastiach, kde sa okrem hlavného smeru vyskytuje aj sekundárny, menej výrazný smer vetra. Zmeny smeru vetra môžu byť sezónne. Rýchlosť migrácie týchto dún môžeme merať v metroch až 10-tkách metrov za rok.

Pre geometriu pozdĺžnych dún platí, že dĺžka dún je väčšia ako ich šírka, pričom dĺžka môže dosiahnuť až 20 km. Hrebeň je rovnobežný s výsledným smerom vetra. Lokálne názvy pozdĺžnych dún závisia od tvaru hrebeňa. Ak je hrebeň sínusoidne zakrivený a ostrý, označujú sa tieto duny ako **sejfové** (obr. V.25.D). Ak sú rovné, označujú sa ako **pieskové hrebene**.

Pozdĺžne duny sa vyvíjajú z barchanov (obr. V.25A), kedy sa po zmene smeru vetra predĺži jeden okraj barchanu. Pokiaľ je striedanie pravidelné, barchan sa transformuje na pozdĺžnu dunu.

Depozícia prebieha na strane, ktorá je v danom čase záveterná, pričom transport piesočných častíc je generálne paralelný s dĺžkou duny (obr. V.25A, B). Tieto duny sa teda pohybujú laterálnou migráciou (do boku a dozadu), ktorá sa mení so smerom vetra. Výsledkom je tvorba setov šikmého zvrstvenia v smere migrácie (obr. V.25.C). Môžu obsahovať aj sety sklone- né v opačnom smere vznikajúce pri sekundárnom prúdení. Variácie v hrúbke šikmého zvrstvenia a povrchu reaktivácie (diskordancie) zodpovedajú zmenám v rýchlosti a smere prúde- nia.

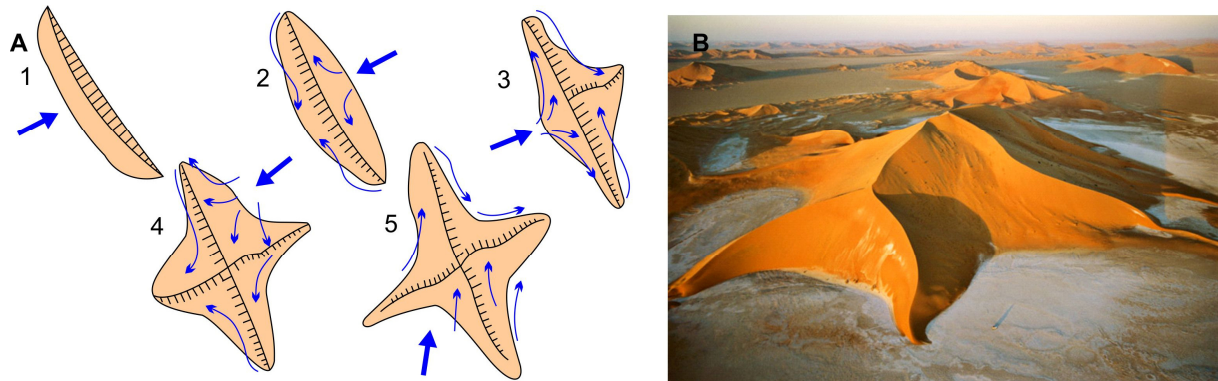


Obr. V. 25: Pozdĺžne duny **A)** Tvorba pozdĺžnych dún transformáciou z barchanov podľa Tsoara (1984); **B)** hypotetické vzťahy prúdenia v lineárnych dunách (podľa Bridge a Demicco, 2008): **1.** Pozdĺžne víry tvorené vetrom rovnobežným s hrebeňom duny, **2.** Pozdĺžne víry tvorené vetrom orientovaným šikmo k dunám **3.** Dva smery vetra s rozdielnymi rýchlosťami, orientované šikmo na hrebeň duny; **C)** Vnútroštruktúra lineárnych dún zobrazená v GPR profile (Ground Penetrating Radar) kolmom na hrebeň Namíbijskej lineárnej duny. Pozorujeme prekrývajúce sa duny a sety šikmého zvrstvenia uklonené sprava doľava (zdroj Bristow et al., 2005); **D)** Pozdĺžne duny s ostrými hrebeňmi (seifové duny) z oblasti Sahary – Chadu (foto: George Steinmetz, zdroj:www.georgesteinmetz.com).

Duny hviezdicovitého až pyramidálneho tvaru (rhourds, star dunes, reverse dunes, pyramidal dunes) vznikajú v oblastiach, kde sa bežne mení smer prúdenia vetra (prúdenie z viacerých strán), alebo v oblastiach za masívmi a pohoriami, kde dochádza k separáciám prúdu (točenie vetra). Model ich vzniku je zobrazený na obr. V.26A.

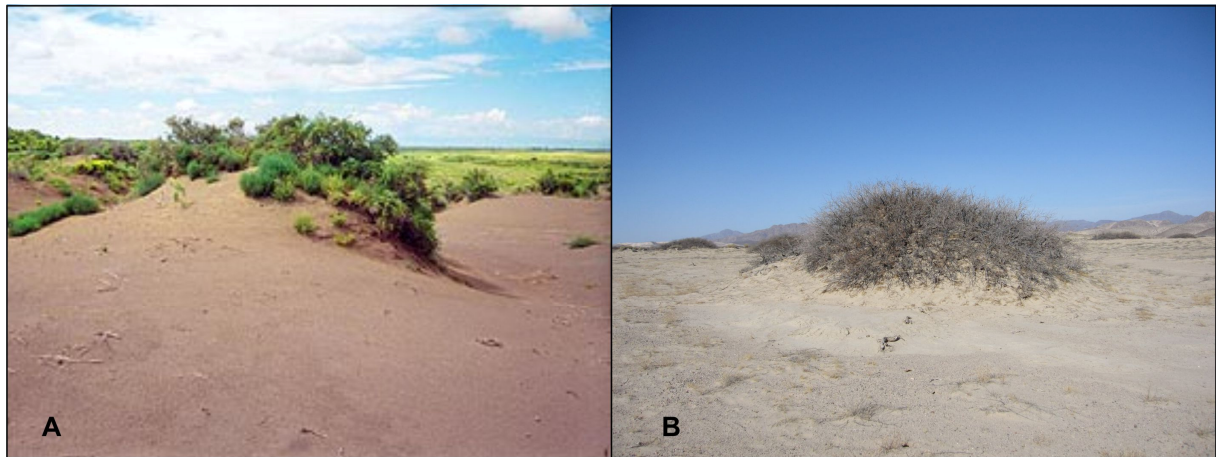
Tieto duny majú centrálny vrchol, z ktorého radiálne vybiehajú najčastejšie tri až štyri hrebene (obr. V.22, V.26B). Typickým znakom je rast do výšky a takmer žiadna migrácia. Bežne bývajú obklopené deflačnými oblasťami.

Vnútrotná stavba hviezdovitých dún je veľmi komplikovaná a pozostáva z korytovo šikmých vnútrotných vrstiev sklonených v rozličných smeroch v závislosti od smeru prúdenia. Na báze duny sa vyskytuje čerinová laminácia alebo šikmé zvrstvenia vznikajúce migráciou malých dún.



Obr. V. 26: Duny hviezdového tvaru (star dunes); **A)** Hypotetický vznik podľa Lancastera (1995); **B)** Duna hviezdového tvaru vytvorená v podmienkach mieniaceho sa smeru vetra. Rub Al Khali, Saudská Arábia (foto: George Steinmetz, zdroj: <http://ngm.nationalgeographic.com/2012/11/sand-dunes/steinmetz-photography/#/07-rub-al-khali-star-dune-670.jpg>)

Duny fixované vegetáciou (nebkha) alebo **topografiou** (napr. trčiacou skalou), môžu mať kríkovitý tvar, alebo predĺžený parabolický tvar. Vznikajú akumuláciou piesčitých častíc v dôsledku spomalenia rýchlosti prúdenia o prekážku (obr. V.27). Duny môžu byť šplhavé (**climbing**), môžu tvoriť bariéry v smere proti prúdu (**echo dunes**), alebo za prekážkou (**faling dunes**). Tvar a vznik echo a falling dún si v našich zemepisných šírkach môžeme pripodobniť k snehovým závejom vznikajúcim okolo zaparkovaných áut, stojacich lúčok a pod.



Obr. V.27: Duny fixované vegetáciou (nebkha). **A)** foto Andrew Valdez /NPS (<http://www.nps.gov/grsa/learn/nature/dune-types.htm>); **B)** foto Chris M. Morris (<http://www.flickr.com/photos/79666107@N00/6995480591/>)

V medzidunových priestoroch všetkých typov dún môže dochádzať k deflácii, čo sa v sedimentárnom zázname prejaví prítomnosťou erózných textúr a / alebo vrstvy s facetovanými hrancami. Tiež sa tu môžu vytvárať pieskové pokryvy s eolickými čerinami, ktoré sa môžu prejavovať čerinovou lamináciou na báze vrstvy. V zamokrených oblastiach sa medzi dunami vyskytujú efemerálne (občasné) jazerá, ktoré sa prejavujú prítomnosťou evaporitov, bahenných prasklín a fľových závalkov.

Spraše (loess) vznikajú depozíciou materiálu neseného v suspenzii. K sedimentácii dochádza vtedy, keď rýchlosť prúdenia vzduchu klesne pod kritickú hodnotu. V prípade eolickej suspenzie je ukladanie častíc prachovej veľkosti výsledkom poklesu rýchlosti prúdenia a intenzity turbulencií s nárastom vzdialenosti. Častice vypadávajú zo suspenzie na základe veľkosti a hustoty, čo vedie k dobrému vytriedeniu výsledného sedimentu. Výsledkom depozície vetrom nesených prachových častíc sú tak dobre vytriedené sedimenty s nevýraznou lamináciou.

Erózne stopy zahŕňajú stopy po eolickej abrázii, ako aj **stopy obtekania (current-crescent scours)**, s vyerodovanou náveternou stranou a materiálom naakumulovaným v tieni na záveternej strane (obr. V.6). **Eolická abrázia** (obrusovanie) je spôsobená narážaním piesčitých častíc nesených vetrom do väčších klastov za vzniku **hrancov**, alebo do výstupkov a elevácií tvorených pevnými, alebo kohezívnymi horninami. Abráziou opracované elevácie podložia sa označujú ako **yardangy (yardangs)** a sú vždy orientované dlhou osou v smere vetra. Sklon náveternej strany yardangov je ostrý a v smere vetra sa ich výška plynulo znižuje, čo je výsledkom dlhodobého pôsobenia abrázie v jednom smere. Pomer dĺžka/šírka je často 4 (Bridge a Demico, 2008).

Ďalším eróznym procesom je vyššie spomenutá **deflácia** ktorá je zodpovedná za vznik **deflačných paniev (pans)** tvorených hrubozrnným materiálom (obr. V.20). Termínom **blowout** sa označujú piesčité depresie v oblastiach tvorených pieskom, konkrétne v oblastiach, kde sú duny stabilizované vegetáciou. V prípade odstránenia vegetácie (napr. požiarom) začína odnos piesku, ktorý pokračuje až do obnovenia fixácie povrchu vegetáciou. Bežne sú pomerne malé, ale môžu dosiahnuť dĺžky až niekoľko km a hĺbku až 70 m. Veľké depresie vznikajú v prípade, že k obnoveniu vegetácie nedôjde. Vtedy erózia pokračuje až po dosiahnutie pevného povrchu, pričom jej sila sa môže zvyšovať tunelovým efektom. Takéto údolia sú priame a zodpovedajú prevládajúcemu smeru vetra. Môžu byť rozlíšené na satelitných fotografiách a vyznačujú sa prítomnosťou znakov eolickej abrázie (yardangov) na dne.

V.2.3 Prúdenie ľadu

Ľad môže vznikáť viacerými procesmi: mrznutím podchladenej vody do podoby agregátov kryštálov rôznych tvarov (rieky, jazerá, moria), alebo z napadaného snehu. Každý typ ľadu má svoj špeciálny názov.

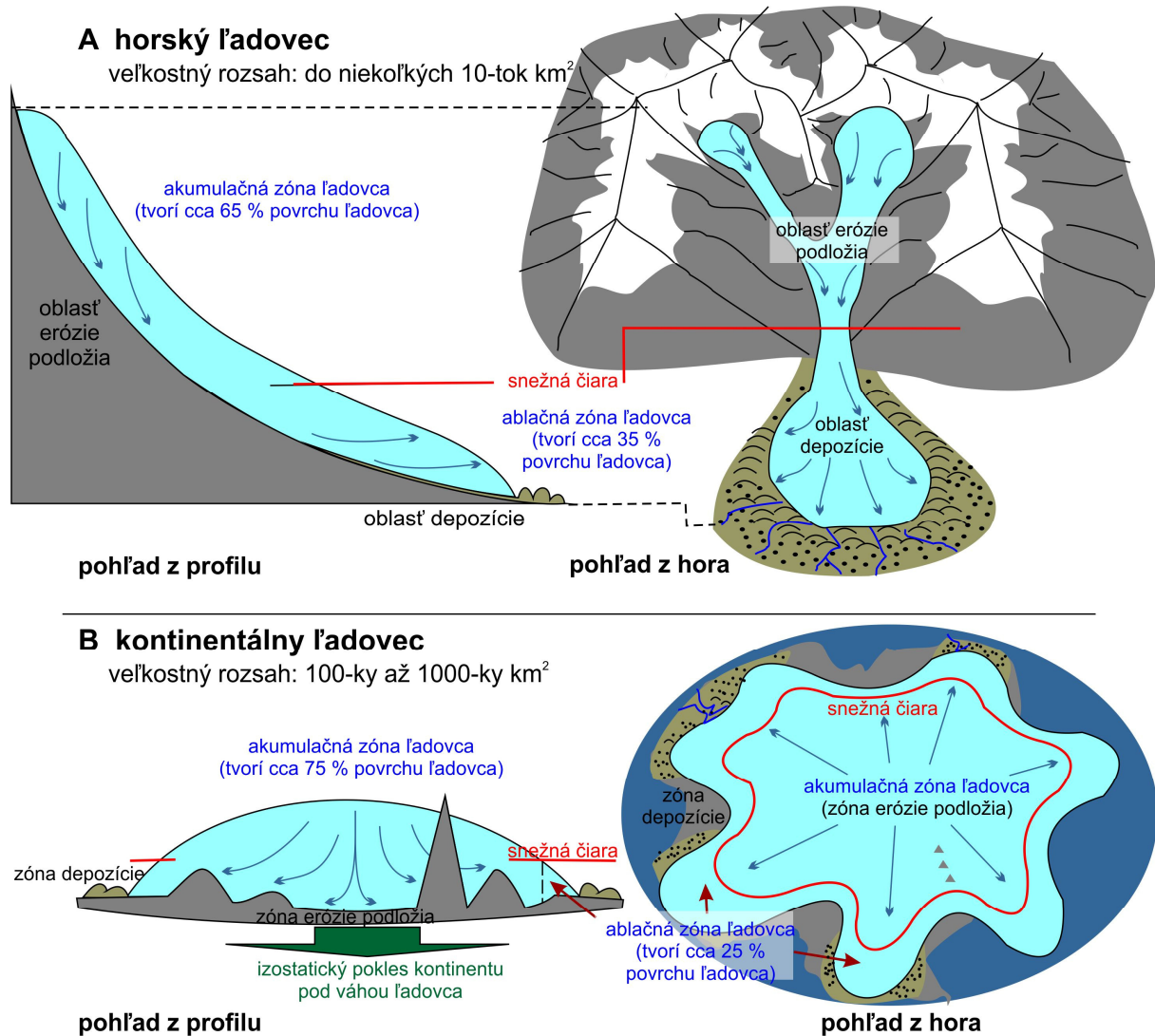
Ľadovce na kontinentoch vznikajú z napadaného snehu. Ten v priebehu času sublimuje a vznikajúca vodná para opätovne kondenzuje v podobe kryštálov ľadu v pórových priestoroch napadaného snehu. Vzniká granulárna textúra (**firn**), pričom sa znižuje porozita a zvyšuje sa hustota. Postupom času sa tak napadaný sneh transformuje do ľadovca. Naakumulovaný ľad začne vplyvom gravitácie tiecť smerom dole.

V.2.3.1 Základné rozdelenie ľadovcov

Ľadovce sa tvoria v miestach, kde akumulácia snehu prevyšuje jeho abláciu (stratu vyparováním, topením a inými eróznymi procesmi). **Akumulačná zóna** predstavuje hornú časť ľadovca, kde prevláda akumulácia snehu pred stratou ľadovca topením. Táto zóna tvorí obyčajne viac ako 60% povrchu ľadovca. **Rovnovážna línia**, alebo tiež **snežná čiara**, predstavuje nadmorskú výšku, kde sa vyrovná akumulácia snehu s abláciou. Pod touto líniou sa nachádza **zóna ablácie**, kde dochádza k strate objemu ľadovca sublimáciou, topením a eróziou.

Podľa miesta vzniku a veľkosti rozdeľujeme ľadovce na dve veľké skupiny (obr. V.28). Prvú skupinu tvoria **horské ľadovce** (**mountain glacier, Alpine glacier**) vznikajúce nad snežnou čiarou vo vysokých pohoriach (Himaláje, Andy). Vytekajú z **ľadovcových čiapok** (**ice caps**), čiže z ľadových polí (**ice field**) s veľkosťou do 50 000 km² tvoriacich sa vo vysokých nadmorských výškach: na vrcholoch hôr, vrcholoch sopiek, alebo hrebeňoch pohorí. Depresia na svahu hory, kde sa akumuluje sneh do podoby ľadovca sa označuje termínom **kar** (**cirque**). **Karové ľadovce** (**cirque glacier**) sú tak najmenšie z horských ľadovcov. Ak začne ľadovec vtekať do údolia, označuje sa ako **údolný ľadovec** (**valley glacier**). Ak ľadovec vyteká zo strmého údolia do roviny, kde sa rozteká do šírky, označuje sa ako **podhorský** alebo **úpätňý ľadovec** (**piedmont glacier**).

Druhú skupinu tvoria **kontinentálne ľadovce** (**continental glaciers**) označované tiež ako **ľadové štíty** (**ice sheets**). Sú to ľadové polia väčšie ako 50 000 km² tvoriace sa v polárnych a subpolárnych oblastiach. V súčasnosti máme iba dva kontinentálne ľadovce pokrývajúce Antarktídu a Grónsko. Kontinentálne ľadovce sú niekoľko kilometrov hrubé a prekrývajú pôvodnú topografiu terénu. Môžu z nich vyčnievať iba skalné vrcholce pohorí označované ako **nunataky** (**nunataks**). Časti kontinentálneho ľadovca, ktoré sa voči okolitému ľadu pohybujú rýchlejšie, sa označujú ako **ľadovcové prúdy** (**ice streams**). Vyústenia kontinentálneho alebo horského ľadovca do mora sú označované ako **ľadovcové šelfy** (**ice shelves**).



Obr. V.28: Základné rozdelenie ľadovcov. **A)** Horský ľadovec sa tvorí vo vysokých nadmorských výškach. Je pomerne malého rozsahu. **B)** Kontinentálny ľadovec sa tvorí v polárnych oblastiach. Dosahuje značných hrúbok (3-4 km) a veľký plošný rozsah (viac ako 50 000 km²). (upravené podľa Bevis K. A, 2013 in: <http://intheplaygroundofgiants.com/geologyofcentraloregon/thegeologyofglaciersandglaciation/>).

V.2.3.2 Mechanika pohybu ľadovcov

Na rozdiel od vody a vzduchu sa ľadovce správajú ako neneutonovské pseudoplastické fluidá, kde nárast šmykového napätia spôsobuje pokles viskozity (kapitola IV.2.1.3.2). Viskozita ľadovca nikdy neklesne na hodnotu umožňujúcu vznik turbulencií, preto je prúdenie ľadovca vždy iba laminárne.

Ľadovce začínajú tiecť, keď šmykové napätie dosiahne hodnotu cca 10^4 až 10^5 Pa (pri hrúbke ľadu viac ako cca 50 m). **Tečenie (plastická deformácia ľadu)** prebieha deformáciou ľadových kryštálov, ich rotáciou a posunom kryštálov pozdĺž kryštálových plôch. Rýchlosť tečenia vnútornou deformáciou je niekoľko metrov za rok.

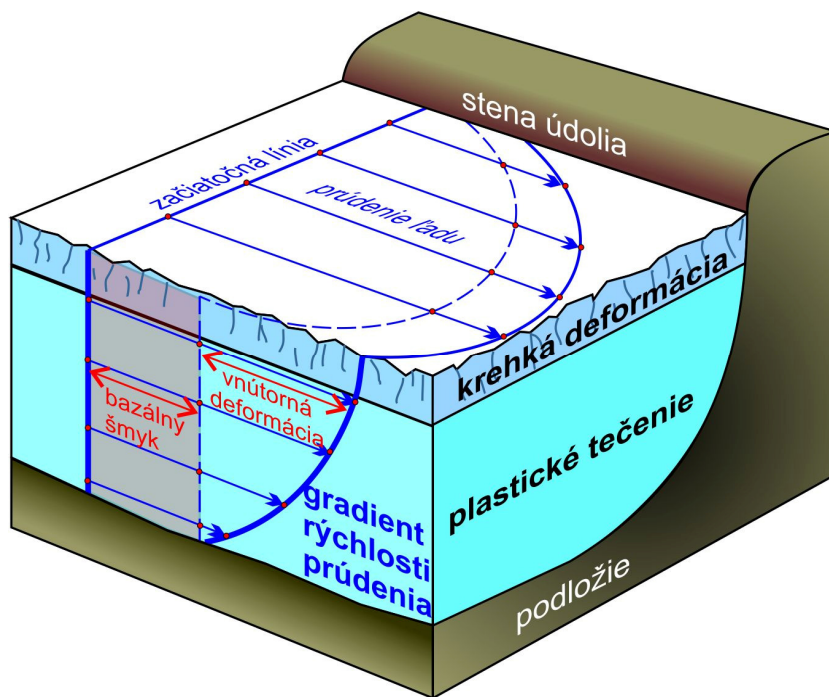
Zároveň platí, že viskozita klesá s rastúcou teplotou a teplota v ľade rastie smerom dole. Smerom dole narastá aj tlak, pričom s rastom tlaku klesá bod topenia ľadu. Výsledkom nárastu teploty a tlaku smerom dole je tvorba vrstvy roztopenej vody na báze ľadovca. Tlakom vyvolané topenie môže vznikať aj v dôsledku nerovností dna. Nárazová strana pevnej prekáž-

ky (napr. skalného výbežku) je miestom, na ktorý pôsobí veľká hmotnosť ľadovca. V tomto mieste dochádza k tlakovému topeniu ľadu. Za prekážkou, v tlakovom tieni, voda opäť mrzne do podoby ľadu. Voda na báze pôsobí ako mazadlo a redukuje trenie. Ak ľadovec obsahuje vodu / zvodnené sedimenty na báze, dochádza k jeho šmykaniu sa po tejto vrstve. Výsledkom je nárast celkovej rýchlosti pohybu o **bazálny šmyk (basal slide; obr. V.29)**.

Rovnako, ako v prípade povrchových vodných a vzdušných prúdov, aj v prípade ľadovca dochádza k treniu na spodnom prúdovom rozhraní - dne. To znamená, že rýchlosť tečenia narastá od bázy smerom hore (obr.V.29) a od okrajov (stien údolia) smerom do stredu.

Vzhľadom na skutočnosť, že až v hĺbke cca 50 m je tlak dostatočný na plastické tečenie ľadu, pozorujeme v ľadovci dve zóny (obr. V.29). Spodná zóna sa pohybuje plasticky, vplyvom šmykového napätia. Vrchná zóna (prvých cca 40 – 50 m) sa správa rigidne, čiže ako pevné teleso. Počas pohybu ľadovca sa táto zóna láme za vzniku trhlín (**krehká deformácia**).

Trhliny vznikajú tenziou (naťahovaním) ľadovca, ku ktorému môže dochádzať viacerými spôsobmi. Longitudálne (pozdĺžne) trhliny vznikajú pri rozširovaní sa ľadovca do strán, okrajové trhliny sú spôsobené brzdením ľadovca o okraje údolia, a transversné (priečne) trhliny vznikajú pri prekonávaní výstupkov podložja.



Obr. V.29: Rýchlostný profil prúdenia ľadovca. Rýchlosť prúdenia narastá od bázy smerom hore, ako aj od okrajov údolia smerom do jeho stredu. Výsledná rýchlosť tečenia ľadovca pozostáva z dvoch zložiek: 1) z vnútornej deformácie (plastické tečenie) – rotácia ľadových kryštálov a ich kĺzanie pozdĺž kryštálových plôch; 2) bazálneho šmyku – kĺzania sa ľadovca po vrstve vody / vrstve zvodnených sedimentov. Nie všetky ľadovce majú vrstvu vody na báze (upravené podľa: <http://www.geol.umd.edu/~piccoli/100/CH14.htm>, stiahnuté 14.9.2015)

Na základe prítomnosti vody na báze sa ľadovce rozdeľujú na **polárne ľadovce (cold based glacier)**, ktoré sú primrznuté k svojmu podložiu a **teplé ľadovce (warm based glacier)**, ktoré majú na báze roztopenú vodu (obr.V.30). Ľadovce, ktorých časť je studená a časť obsahuje na báze vodu sa nazývajú **polytermálne**.

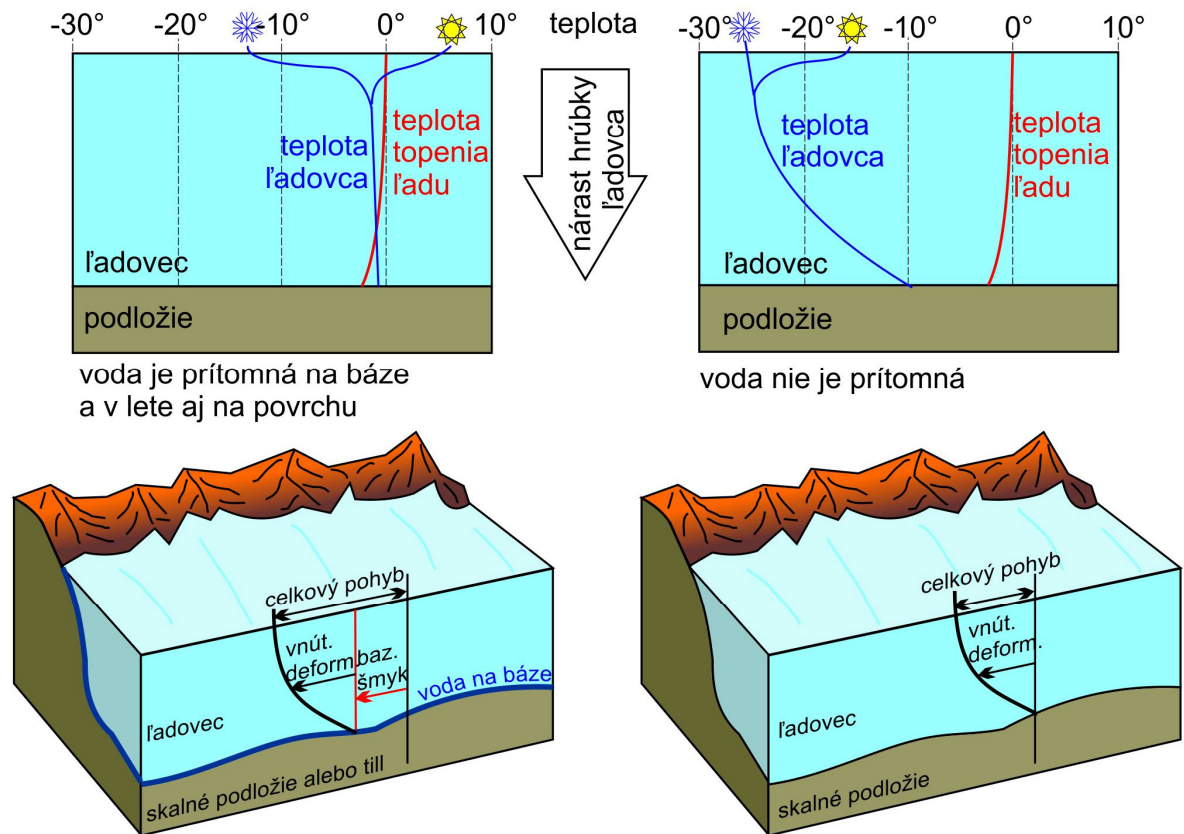
Polárne (suché) ľadovce (bez zvodnenej bázy) sa pohybujú iba vnútornou deformáciou, takže dosahujú menšie rýchlosti tečenia ako ľadovce s vodou na báze. V blízkosti podložja je rýchlosť ich pohybu blízka nule (obr.V.30), takže nedochádza k výraznej erózii podložja. Takéto ľadovce sa vyskytujú v polárnych a subpolárnych oblastiach.

Teplé ľadovce s vrstvou vody alebo zvodneného sedimentu na báze sa pohybujú kombináciou kĺzania a vnútornej deformácie, čím dosahujú vyššie rýchlosti pohybu (obr.V.30). Klí-

zanie ľadovca po zvodnenej báze umožňuje eróziu podložia, pričom platí, že váha ľadovca vyvíja na vodu pod ľadovcom veľký tlak - vytvára pretlak pórových fluíd. Voda je tak hnaná do trhlín v podloží veľkou silou, čo znásobuje silu erózie. Vysoký tlak vody na báze ľadovca sa môže prejaviť aj prúdením vody smerom hore cez pukliny, prípadne až jej vylievaním na povrch ľadovca. V letných mesiacoch sa môže topiť aj povrch ľadovca (obr.V.30), pričom sa tvoria riečne systémy a jazerá. Táto voda sa môže cez trhliny dostať na bázu ľadovca.

Teplé ľadovce - voda na báze
Temperate /warm based/ glaciers

Polárne ľadovce - bez vody na báze
Polar /cold based/ glaciers



Obr. V.30: Rozdiel medzi polárnym a teplým ľadovcom (leto – slniečko; zima - vločka) V teplých ľadovcoch teplota na báze prekračuje bod topenia sa ľadu, čo vedie k tvorbe vrstvy vody na jeho báze. Počas leta sa môže topiť aj povrch ľadovca. Povrchová voda tečie po povrchu ľadovca, alebo môže tiecť cez trhliny v ľadovci až na jeho bázu. Voda na báze pôsobí ako mazadlo a umožňuje kĺzanie sa ľadovca po podloží. Výsledkom je nárast rýchlosti jeho pohybu. Teplota polárnych ľadovcov nikdy neprekročí teplotu topenia sa ľadu. Preto sa pohybujú iba vnútornou deformáciou a ich celkový pohyb je pomalší o bazálny šmyk (upravené podľa Rob Gamesby: <http://www.coolgeography.co.uk/A-level/AQA/Year%2012/Cold%20environs/Systems/Glacial%20Systems.htm>)

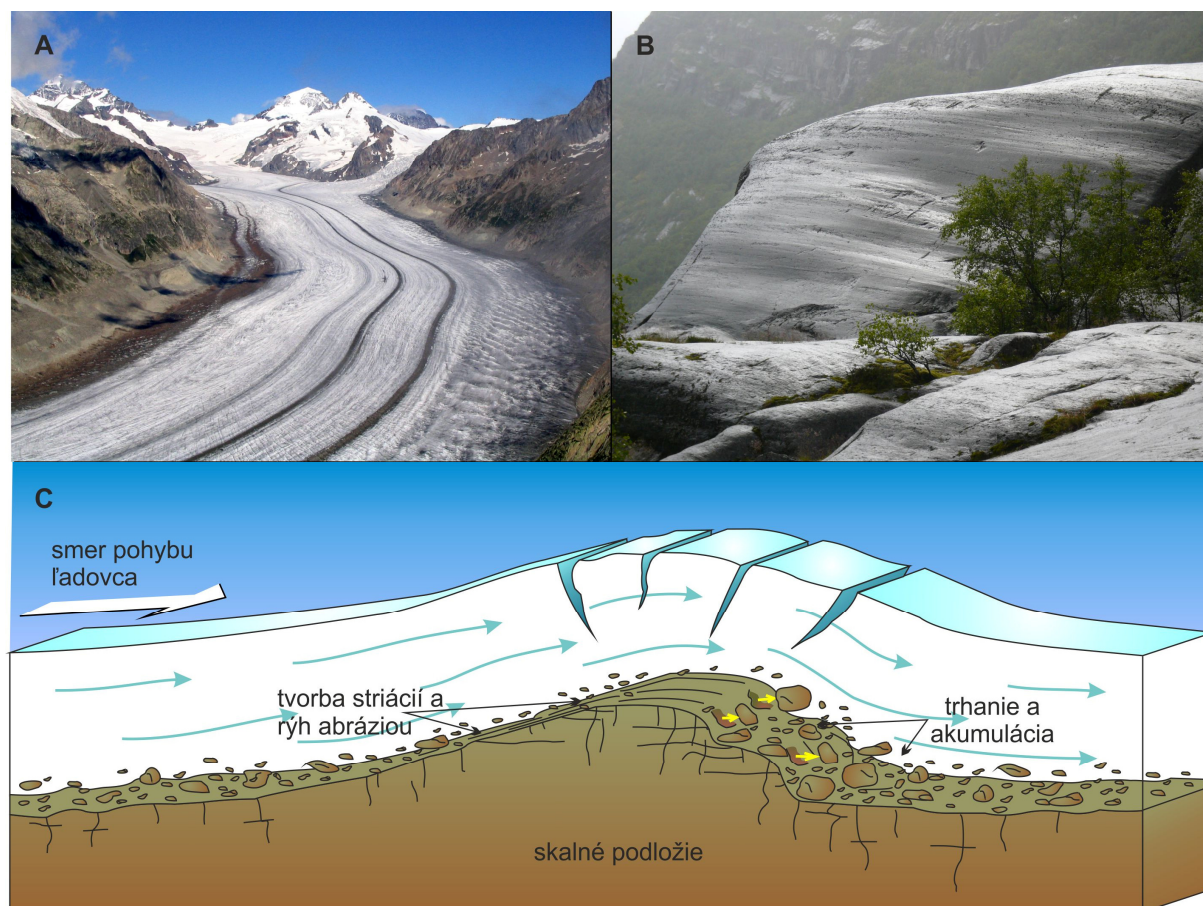
Ak si to zhrnieme, potom: **pohyb horského ľadovca** je vyvolaný gravitáciou, konkrétne tlakom (hmotnosťou) ľadu a sklonom svahu. Čím je svah strmší, tým skôr sa začne ľad pohybovať. Ukončenie horského ľadovca sa často nachádza v oblasti vyšších teplôt (pod snežnou čiarou). Vyššia teplota ľadovca vedie k tvorbe vrstvy vody / zvodneného sedimentu na jeho báze a v lete dochádza aj k topeniu jeho povrchu. Horské ľadovce tak generálne patria k teplým ľadovcom pohybujúcim sa vnútornou deformáciou a kĺzaním sa po zvodnenej báze. Výsledkom je ich rýchlejší pohyb v porovnaní s kontinentálnymi ľadovcami.

Pohyb kontinentálneho ľadovca je zapríčinený tlakom (hmotnosťou) vznikajúceho ľadu. Ľad tečie z akumulačnej zóny smerom k okraju kontinentu, pričom sa v ňom vplyvom

morfológie podložia vytvárajú jednotlivé ľadovcové prúdy. Keďže kontinentálne ľadovce vznikajú v polárnych oblastiach, väčšinou sa jedná o studený ľad bez zvodnenej bázy, pohybujúci sa iba vnútornou deformáciou. Preto je jeho pohyb generálne pomalší, než pohyb horských ľadovcov.

V.2.3.3 Transport materiálu

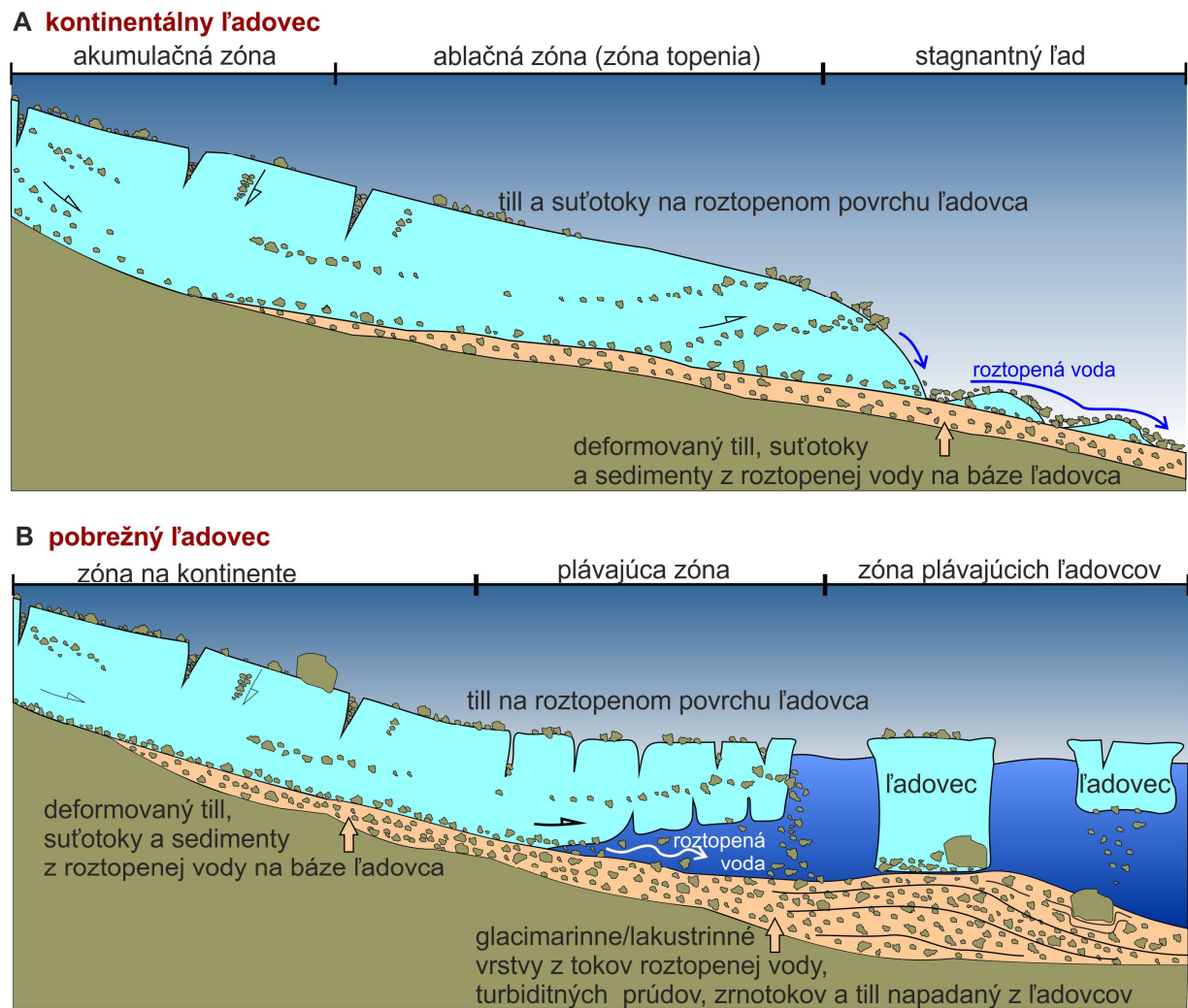
Vysoká viskozita ľadu neumožňuje výzdvih a transport materiálu takým spôsobom, aký pozorujeme v riekach a pri eolickom transporte. Klastický materiál generovaný fyzikálnym zvetrávaním (cykly zamrzania a rozmrzania vody) sa na povrch ľadovca dostáva skalným rútením, lavínami alebo suťotokmi zo stien údolia. To vedie k hromadeniu sedimentárnych častíc na okrajoch ľadovca. Pri spájaní sa dvoch ľadovcov potom okraje bohaté na sedimenty vytvárajú pásy v strede spojeného ľadovca (obr. V.31 A). Spúšťanie lavín a suťotokov je viazané na sezónne zmeny počasia, čím sa vytvárajú vrstvy klastík paralelné s dnom (obr. V. 32). Klastický materiál sa na povrch ľadovca môže dostávať aj sedimentáciou popola s vulkanických explózií a prachu z prachových búrok.



Obr. V. 31: Ľadovce **A**) Tmavé pásy v ľadovci sú výsledkom spájania sa bočných morén pri zlievaní sa ľadovcov. Aletschský ľadovec (zdroj: Dirk Beyer; http://commons.wikimedia.org/wiki/File%3AGrosser_Aletschgletscher_3178.JPG); **B**) Abráziou opracované horniny v ľadovcových údoliach (Nórsko); **C**) Schematický diagram znázorňujúci trhanie sa ľadovca pri prechode cez eleváciu podložia s vyznačením zóny so silnou abrúziou a vznikom vlečných rýh a striácií (viď B); a zóny, kde dochádza k vytrhávaniu blokov hornín pohybom ľadovca - tlakové tieňe za eleváciami. V tomto prípade dochádza k zamŕznutiu vody v trhlinách v dôsledku poklesu tlaku. Ako pohyb ľadovca pokračuje, dochádza k vytrhávaniu primrznutých kusov podložia (upravené podľa http://web.gccaz.edu/~lnewman/gph111/topic_units/glacial/glacial2.html).

Ak sa na báze ľadovca vyskytuje voda, dochádza tiež k abrázii skalného podložia výstupkami ľadu (tzv. kýlmi) a nesenými klastami. K tomu sa pripája trhanie hornín spôsobené rozširovaním puklín vysokým tlakom vody. Ak ľadovec prechádza cez eleváciu podložia, voda vznikajúca tlakovým rozpúšťaním na nárazovej strane elevácie vteká do trhlín a v tlakovom tieni za prekážkou zamrzá. Ako ľadovec pokračuje v tečení, dochádza k odtrhávaniu primrznutých kusov podložia - **plucking** (obr. V.31 C). Tieto procesy vedú k tvorbe klastického detritu na báze ľadovca, ktorý môže primrzat' k báze ľadovca (obr. V.32).

Vysoká viskozita ľadovca síce neumožňuje prepád častíc cez ľadovec, ale klasty prachovej a ílovej veľkosti môžu byť tečením povrchovej vody splachované do trhlín v ľadovci (obr. V.32). Druhou možnosťou je vytláčanie jemnozrnných častíc z bázy ľadovca pretlakom pórových fluíd.



Obr V. 32: Prierez cez ľadovec znázorňujúci miesta a spôsoby transportu sedimentov a ich depozície: **A)** horský ľadovec; **B)** pobrežný ľadovec (upravené podľa Bridge a Demicco, 2008)

V.2.3.4 Sedimentácia a výsledné textúry

Vysoká viskozita ľadu neumožňuje sedimentáciu častíc počas jeho tečenia. K depozícii dochádza až v dôsledku topenia sa ľadu na báze a v čele ľadovca, alebo v dôsledku trenia na báze ľadovca. Keďže je prúdenie v ľadovci laminárne, nedochádza k vytriedeniu transportovaných častíc. Výnimkou sú prípady, kedy vytriedenie sedimentov spôsobí prúdenie vody po ľadovci alebo pod ľadovcom.

Nevytriedený sediment zložený z ílovitej matrix, v ktorej sú utopené neopracované piesčité a štrkovité klasty sa označuje termínom **till (till)** alebo **diamiktit (diamictite)**; obr. V.33). Termín till je genetický a viaže sa na sedimenty transportované ľadovcom. Termín diamiktit (diamictite), alebo tiež parazlepenec, je negenetický a zahŕňa všetky nevytriedené sedimenty obsahujúce hrubé klasty. Teda aj tie, ktoré nevznikli činnosťou ľadovca.

Till vznikajúci sedimentáciou na bokoch ľadovca je bez deformačných štruktúr. Till vznikajúci sedimentáciou na báze ľadovca často obsahuje **erózne** a **deformačné textúry** vznikajúce vplyvom tlaku ľadu a prúdením vody. Medzi erózne textúry vznikajúce prúdením vody patria **korytá**, **výmole** a **textúry obtekania (scour marks)** okolo elevácii podložia. Prúdenie vody tiež spôsobuje lokálne vytriedenie sedimentu a jeho imbrikovanú stavbu. K depozícii sedimentov z riek pod ľadovcom dochádza poklesom rýchlosti prúdenia, pričom sa vytvárajú depozičné textúry typické pre jednosmerné prúdenie vody (kapitola V.2.1.1).

V kontinentálnych podmienkach tvorí till celé spektrum geomorfologických útvarov viazaných na glaciénne prostredia. Patria sem napr. **čelné** a **bočné morény (moraine)** vznikajúce roztopením alebo ústupom ľadovca, **kamy (kames)** - sedimenty výplni trhlín, **eskery (eskers)** - sedimenty výplní riečísk existujúcich pod ľadovcom, a pod. Bežná je redepozícia tillu formou suťotokov (kapitola V.3.3). Suťotoky tiež často vznikajú v čele ľadovca, kde transportujú materiál nesený na povrchu ľadovca (obr. V.32A).



Obr. V.33:A Till – nespevnené sedimenty transportované ľadovcom. Typické je zle vytriedenie, kedy sú hrubozrnné klasty (veľkosť štrku, balvanu) utopené v ílovitej matrix (foto von Grabenstedt, zdroj: <https://en.wikipedia.org/wiki/Till#/media/File:Geschiebemergel.JPG>); **B** tillit (tillite) – diageneticky spevnený till (foto: Stephanie Scheiber, zdroj: <http://blogs.agu.org/georneys/2013/12/26/lasi-v-field-trip-in-pictures/>).

Ak ľadovec ústi do telesa vody (jazero, more), láme sa na ľadové kryhy (icebergs) ktoré sa pohybujú v smere prúdenia vody, alebo v uhle 20 – 40° od smeru vetra (pozri Ekmanov transport; kapitola I.3.2.3). Počas ich topenia sa z nich uvoľňujú klastické častice, ktoré pada-

jú na dno (obr.V.32.B). Hrubozerenné vrstvy v morských sedimentoch tak nemusia byť iba výsledkom turbiditov či iných gravitačných prúdov, ale môžu byť aj výsledkom padania detritu z topiacich sa ľadovcových kryh (obr. V. 32B). Termínom **dropstone** sa označujú laminované, jemnozerné jazerné alebo morské sedimenty, ktorých laminovaná stavba bola deformovaná impaktom veľkého klastu z topiaceho sa ľadovca.

Erózne stopy spôsobené abráziou sa na báze ľadovca vyvíjajú iba v prípade, že ľadovec má na báze vodu alebo zvodnené sedimenty. **Vlečné ryhy a striácie / ryhovanie (groov casts, striation)** sú výsledkom pôsobenia výstupkov, ľadovcových kýlov a veľkých primrznutých klastov z bázy ľadovca na podložie (obr. V. 31B, C). Jemnozerné častice pôsobia ako brúsny papier a spôsobujú vyhladenie skalného povrchu a vznik facetovaných plôch (obr. V. 31 B). Tieto stopy sa vyskytujú najmä na eleváciách podložia, ktoré sú vystavené maximálnemu tlaku ľadovca.

V.3 Transport častíc sedimentárnymi gravitačnými prúdmi

Sedimentárne gravitačné prúdy sú zmesi fluida a **regolitu (regolith)**, čiže pevných častíc zo zvetralinového plášťa Zeme, ktoré majú nejakú fluiditu (schopnosť tiecť). Ich pohyb je generovaný gravitačnou silou pôsobiacou na pevné častice, pričom úloha fluida je viazaná najmä na redukciu trenia. Pohyb sedimentu začne, keď tangenciálna zložka gravitácie prekročí rezistenciu voči pohybu, ktorá vyplýva z kohézie a trenia v telese sedimentárných častíc (kapitola IV.1).

Zákonitosti pohybu sedimentárných gravitačných prúdov sú odlišné od zákonitosti priameho prúdenia fluíd. Nárastom koncentrácie častíc, alebo prítomnosťou kohezívnych častíc, dochádza k odklonu od zákonitostí newtonovských fluíd a prúdy sa správajú ako neneutronovské fluidá (kapitola IV.2.1.3). Kohezívne sedimenty (bahnotoky a suťotoky) sa správajú ako Binghamove plastické látky, kedy k začatiu pohybu dôjde až po prekročení kritického šmykového napätia. To súvisí s prekonaním elektrostatických síl (kohézie) v týchto sedimentoch.

Ku gravitačným sedimentárnym prúdom dochádza najčastejšie v prípadoch, keď sa v intersticiálnych (pórových) priestoroch nachádza fluidum, sklon svahu je dostatočný a dôjde k nejakému naloženému stresu. Tým môže byť napríklad tektonika, nárazy vetra do stromov, vulkanické erupcie, nestabilné podložie, akumulácie sedimentu prekračujúce sypaný uhol, podrezanie svahu eróziou, antropogénne vplyvy ako sú výbuchy, prejazdy ťažkých vozidiel pod., či prekročenie pórového tlaku fluíd. Prekročenie pórového tlaku fluíd môže byť spôsobené vysokými zrážkami alebo uvoľňovaním plynov z rozkladajúcej sa organickej hmoty. Výsledkom je nestabilita svahu a spustenie gravitačných prúdov. V prípade, že k prekročeniu kritického napätia dôjde náhle, hovoríme o náhlej nestabilite svahu. Ak je gravitačné prúdenie na svahu dlhodobé a kontinuálne (soliflukcia, creeping, pomalé zosuvy), hovoríme o trvalej nestabilite svahu.

V.3.1 Klasifikácia gravitačných prúdov (gravity flow / density flow)

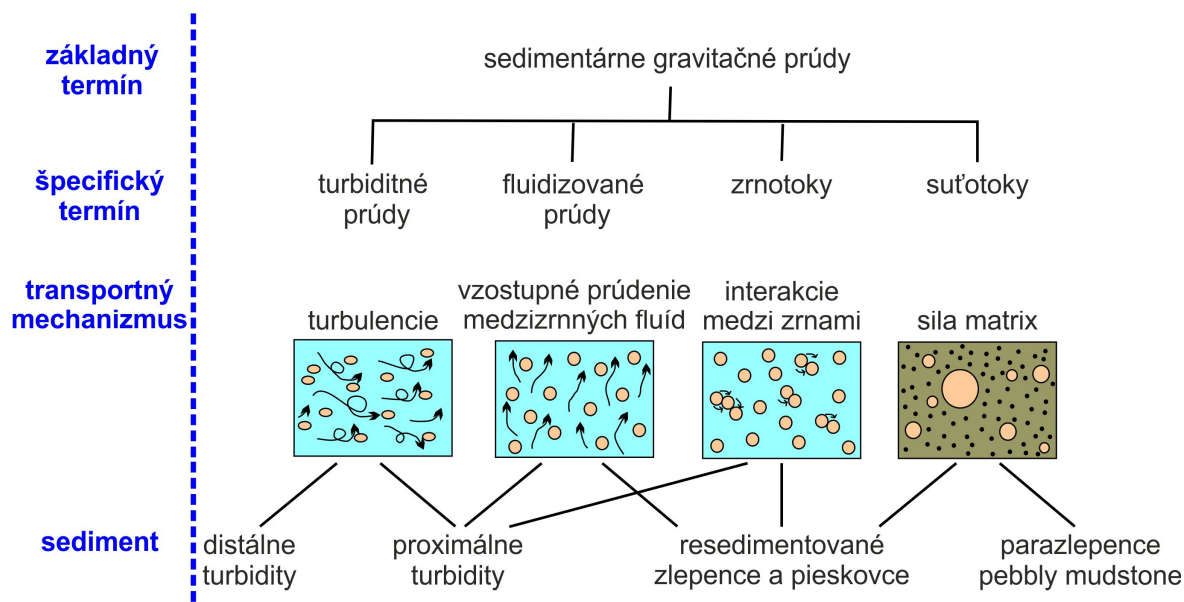
Existujú tri základné fyzikálne vlastnosti, ktoré určujú charakter gravitačného prúdu a tým aj výsledné sedimentárne textúry (Postma, 1986):

1. či je **prúdenie laminárne (laminar flow)** alebo **turbulentné (turbulent flow)**. Vieme, že pri laminárnom prúdení nedochádza k difúzii (prechodu) medzi jednotlivými vrstvami fluida. To znamená, že v laminárnom prúdení nebude dochádzať k nárastu vytriedenia sedimentu. Z predchádzajúcich kapitol tiež vieme, že laminárne prúdenie existuje v pomalých prúdoch (nízke Re) a v prúdoch s vysokou koncentráciou nesených častíc.
2. či sa prúd správa **plasticky (plastic flow)** v zmysle neneutronovského správania sa fluíd alebo **fluidálne (fluidal flow)**. Platí, že plasticky sa správajú prúdy obsahujúce kohezívny materiál a takéto prúdy sa označujú tiež ako **cohesive gravity-flows, slurry flows** alebo **viscous flow**. Fluidálne sa správajú prúdy obsahujúce nekohezívny materiál a takéto prúdy sa označujú tiež ako **cohesionless gravity-flow**, alebo **granular flow**. Keďže gravitácia musí prekonať iba silu trenia, označujú sa aj ako **frictional flow**.
3. či je **koncentrácia častíc** v gravitačnom prúde **vysoká (high density flow)**, alebo **nízka (low density flow)**.

Častice sa v gravitačných prúdoch pohybujú rotáciou, saltáciou, nesením v suspenzii alebo pasívnym nesením. Líšia sa však **mechanizmom podpory zotrvania častíc v pohybe (grain support mechanism)**. Na základe podporného mechanizmu sa gravitačné prúdy tradične rozdeľujú na štyri koncové členy (obr. V.34):

1. **Turbiditný prúd (turbidity current)**, kde transport častíc podporujú turbulencie fluida. Patria medzi riedke gravitačné prúdy transportujúce najmä nekohezívny materiál.
2. **Fluidizovaný prúd (fluidized sedimentary flow)**, kde je transport častíc podporovaný únikom pórových fluíd. Patria medzi vysoko koncentrované, laminárne prúdy obsahujúce nekohezívny materiál.
3. **Zrnotok (grain flow)**, kde je transport podporovaný kolíziami medzi časticami. Sú to vysoko koncentrované, laminárne prúdy transportujúce len nekohezívny materiál.
4. **Suťotok / úlomkotok (debris flow)**, kde je nesenie hrubozrnných klastrov umožnené kohezívnou silou pôsobiacou medzi ílovitými časticami (sila matrix). Tieto prúdy sú koncentrované, laminárne a obsahujú kohezívny materiál.

Každý koncový člen produkuje iné sedimentárne textúry vychádzajúce z charakteristík daného prúdenia (pozri kapitoly nižšie).



Obr. V.34: Koncové členy sedimentárnych gravitačných prúdov (upravené podľa Middleton a Bouma, 1973.). Každý koncový člen predstavuje rozdielny transportný mechanizmus. V reálnych situáciách sa transportné mechanizmy často kombinujú.

Podľa prostredia výskytu delíme gravitačné prúdy na:

1. **subaerické sedimentárne gravitačné prúdy** - vyskytujú sa na súši
2. **subakvatické sedimentárne gravitačné prúdy** - prúdy pod vodnou hladinou

V súčasnosti už vyššie uvedená klasická klasifikácia gravitačných prúdov na základe dominantného mechanizmu transportu častíc plne neodráža nové poznatky o pohybe častíc v gravitačných prúdoch a o transformácii prúdov pri zmene fyzikálnych vlastností. Moderné klasifikácie kombinujú fyzikálne vlastnosti prúdu a dominantný mechanizmus transportu častíc, pričom sa snažia vysvetliť sedimentárne textúry pozorované v reálnych sedimentárnych

záznamoch. Príkladom je klasifikácia gravitačných prúdov podľa Muldera a Alexandra (2001), ktorí rozdeľujú gravitačné prúdy na (obr. V.35):

1. **Kohezívne prúdy (cohesive flows)**, ktoré sa správajú ako neneutronovské plastické fluidá. V týchto prúdoch je transport častíc dominantne podporovaný silou matrix, čiže kohezívnou silou. Určitý vplyv má tiež pórový tlak a vztlak. Prúdenie v nich je laminárne. Do tejto kategórie spadajú kohezívne suťotoky (cohesive debris flow) a ich jemnozrnný ekvivalent - bahnnotoky (mud flow).
2. **Nekohezívne prúdy (non-cohesive flows)**, ktoré sa ďalej delia na:
 - a. **Hyperkoncentrované prúdy (hyperconcentrated density flow)**, kde tvoria klastické častice viac ako 25 % objemu a zotrvanie častíc v prúde je podporované interakciami medzi zrnami. Sú to najmä neneutronovské, pseudoplastické fluidá, ktorých prúdenie je laminárne. Môžu obsahovať malé množstvo kohezívnych častíc. Transformácia z kohezívneho suťotoku do hyperkoncentrovaného prúdu môže byť spôsobená nárastom rýchlosti prúdenia, pridaním vody, alebo poklesom obsahu kohezívnych častíc. Do tejto kategórie spadajú:
 - i. nekohezívne suťotoky (cohesionless debris flow), transportujúce nevytriedené sedimenty s nízkym obsahom kohezívnych častíc. Dominantným podporným mechanizmom sú kolízie medzi zrnami. Malá prítomnosť kohezívnych zrn uľahčuje tvorbu a zotrvanie prúdu tým, že znižuje rýchlosť straty pórového tlaku a zvyšuje súdržnosť tela prúdu. Napríklad lahary (lahars) sú suťotoky tvorené vulkanoklastickým materiálom (popol, lapilly, atď.). Keďže tento materiál obsahuje len malé množstvo kohezívnych častíc, môže sa pohybovať ako hyperkoncentrovaný prúd.
 - ii. zrnotoky (grain flow) a kamenné lavíny (debris avalanches), transportujúce relatívne vytriedené sedimenty, kde je úloha fluida zanedbateľná a pohyb prebieha kolíziami zrno – zrno a zrno – podložie.
 - iii. likvačné a fluidizované prúdy (liquefaction, fluidized flow), ktoré sa dostávajú do pohybu v momente, keď tlak pórových fluíd prekoná rezistenciu voči pohybu spôsobenú trením medzi zrnami. Častice sú nesené unikajúcim fluidom.
 - b. **Koncentrované prúdy (concentrated density flow)** sa tvoria progresívnym prídávaním vody do hyperkoncentrovaných prúdov. V koncentrovaných prúdoch už pôsobia viaceré mechanizmy udržiavajúce častice v pohybe, aj keď interakcie medzi zrnami sú stále dominantné. Prevažná časť, alebo celý prúd správa ako newtonovské fluidum. Vrchná časť prúdu je už plne turbulentná, zatiaľ čo spodná časť sa pohybuje interakciami zrno – zrno, prípadne trakčným transportom. V prípade trakčného transportu pri dne sa môžu tvoriť sedimentárne telesá ako čeriny a duny. Do tejto kategórie spadajú husté turbiditové prúdy (high density turbidity current - HDT). Ak sa turbulencie stanú dominantným mechanizmom podporujúcim pohyb častíc vo vrchnej časti prúdu, zatiaľ čo spodná časť sa pohybuje vplyvom interakcií zrno – zrno, označujú sa tieto prúdy ako **prechodné (transitional flow)**.
 - c. **Turbiditné prúdy sensu stricto (turbidity flow)**, sú prúdy, kde je zotrvanie častíc v pohybe zabezpečené dominantne turbulenciami fluida. V zmysle tejto klasifikácie tak treba oddeliť turbiditné prúdy sensu lato (v širšom zmysle slova), ktorých sedimenty sa označujú ako turbidity, a ktoré zahŕňajú široké spektrum transportných podmienok od kohezívnych prúdov, cez koncentrované prúdy až po turbiditné prúdy sensu stricto (v užšom zmysle slova). Medzi turbiditné prúdy sensu stricto môžeme zaradiť riedke turbiditové prúdy (low density turbidity current - LDT).

Procesy na zemskom povrchu

		dominantný mechanizmus podporujúci zotrvanie častíc v prúde	reprezentatívny rýchlostný profil	typ prúdu	typické textúry
kohezívne p. (plastické)	suťotok	silna matrix	pasívne nesenie	suťotok	
	hyperkoncentrovaný prúd	kolízie medzi zrnami	pórový tlak	hyperkoncentrovaný prúd (lahar)	
nekohezívne prúdy (frikčné)	koncentrovaný prúd		vztlak	hyperkoncentrovaný prúd (znotok)	
	turbiditný prúd sensu stricto	turbulencie		koncentrovaný prúd (HDT)	
	turbiditný prúd sensu lato			turbiditný prúd s.s. (LDT)	

kohezívne častice = íly
 nekohezívne častice = piesok
 štrk
 planárna laminácia
 čerinová laminácia
 pilierová textúra (únik vody)

Obr. V.35: Klasifikácia gravitačných prúdov podľa Muldera a Alexandra (2001) - zjednodušené.

Termínom **zmiešané gravitačné prúdy (mixed gravity-flow)**, alebo **hybridné gravitačné prúdy (hybrid gravity-flow)** sa označujú gravitačné prúdy zložené z viacerých typov. Bežne sa vytvárajú pri transformácii prúdov. Napríklad primiešavaním sa vody do suťotoku môže dôjsť k jeho transformácii do turbiditného prúdu. V určitom čase tak spolu existuje suťotok v spodnej časti a turbiditný prúd vo vrchnej časti. Opačným príkladom bude prechod turbiditu do suťotoku v dôsledku nárastu koncentrácie nesených častíc. Do tejto kategórie môžeme zaradiť aj vyššie spomenuté prechodné prúdy (transitional flow), kde sa spodná časť prúdu pohybuje laminárne a vrchná časť turbulentne. Hybridné prúdy sa v sedimentárnom zázname prejavujú kombináciou sedimentárnych textúr typických pre každý typ pohybu častíc. Klasifikáciou, vznikom a významom uloženín hybridných gravitačných prúdov sa zaoberá napríklad práca Haugtona et al. (2009).

K transformácii jedného typu gravitačného prúdu do druhého dochádza v prírodných podmienkach veľmi často. Takéto prechody sa dajú vysledovať z laterálnych zmien v sedimentárnom zázname (laterálny = bočný).

V.3.2 Základné typy gravitačných prúdov a ich textúry

Fyzikálne charakteristiky prúdu a mechanizmus podporujúci zachovanie častíc v pohybe (grain support mechanism) sú zodpovedné za vznikajúce sedimentárne textúry. Na základe sedimentárnych textúr tak môžeme identifikovať typ gravitačného prúdu a z toho odvodiť informácie o sedimentačnom prostredí.

V.3.2.1 Suťotoky (*debris flows*) a bahnotoky (*mud flows*)

Termínom **suťotoky**, alebo tiež **úlomkotoky (debris flow)** sa označujú gravitačné prúdy nevytriedeného sedimentu, čiže prúdy transportujúce materiál od veľkosti balvanu po íl. Ich mechanika pohybu sa líši od obsahu ílovitých častíc. Na základe obsahu ílovitých častíc ich rozdeľujeme na:

1. **Kohezívne suťotoky (cohesive debris flows)**, označované tiež ako **mury**, kde sú klasty značnej veľkosti transportované v ílovitej matrix (bahne). Gravitačné prúdy zložené iba z jemnozrnného kohezívneho materiálu sa označujú ako **bahnotoky (mud flows)**.
→ Zodpovedajú kohezívnym gravitačným prúdom.
2. **Nekohezívne suťotoky (cohesiveless debris flows / non-cohesive debris flows)**, ktoré obsahujú len veľmi nízke koncentrácie ílovitých častíc.
→ Zodpovedajú hyperkoncentrovaným prúdom.

1. Kohezívne suťotoky (cohesive debris flows) a bahnotoky (mud flows)

Kohezívne suťotoky a bahnotoky sa z fyzikálneho hľadiska správajú ako Binghamové plastické látky (kapitola IV.2.1.3.2). To znamená, že k začatiu ich pohybu je potrebné prekonať kritickú hodnotu šmykového napätia (τ_0). Kritická hodnota šmykového napätia v bahnotokoch a suťotokoch zodpovedá napätiu potrebnému na prekonanie kohezívnych síl brániacich tečeniu.

Na rozdiel od zrnokov a fluidizovaných prúdov transportujúcich nekohezívne zrná, v prípade suťotokov nesené častice medzi sebou neustále reagujú vplyvom elektrostatických síl – transportujú kohezívne sedimenty. Kohezívna sila ílovitých častíc (matrix strength) po uvedení prúdu do pohybu spôsobuje vytvorenie granulárnej pasty. Toto kohezívne, vysoko viskózne a husté bahno svojou konzistenciou pripomína mokrý cement, čo vedie k tomu, že veľké častice (balvany) prechádzajú cez prúd len veľmi obtiažne (pridaný vztlak). Veľké častice sú tak unášané prúdom a nedochádza k ich sedimentácii. Bahno navyše pôsobí ako maziwo obaľujúce veľké klasty, kde vyplní nerovnosti na ich povrchu, čím znižuje ich trenie. Depozícii veľkých klastov tiež zabraňujú ich vzájomné interakcie (zrážky). Tečenie sa zastaví ak šmykové napätie klesne pod τ_0 . V tomto momente začína „kohezívne mrznutie“ prúdu.

Suťotoky sú dominantne laminárne prúdy, ale môžu prechádzať aj do turbulentného prúdenia (transformácia do tubiditových prúdov s.s.). Prechod z laminárneho prúdenia do turbulentného sa vďaka kohezívnym silám neriadi iba Reynoldsovým číslom, ale závisí aj na **Binghamovom čísle**:

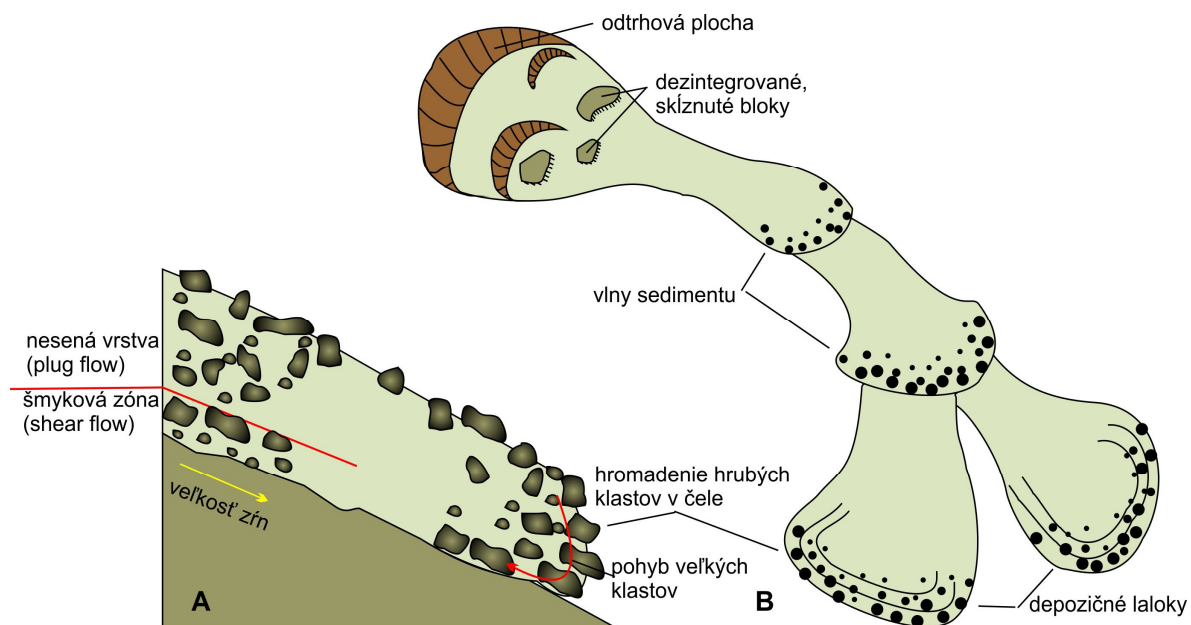
$$Bi = \tau_c \frac{d}{U\mu_s} \text{ (pomer sily kohezívneho a viskózneho šmykového napätia)}$$

kde τ_c je šmykové napätie, d je hrúbka prúdu, U jeho rýchlosť a μ_s viskozita. Pri Binghamovom čísle menšom ako 1 sa prechod do turbulentného prúdenia riadi Reynoldsovým číslom. Pri Binghamovom čísle väčšom ako 10 dochádza k prechodu do turbulentného prúdenia pri väčších hodnotách Reynoldsovo čísla, pretože kohezívne sily blokujú tvorbu turbulentných vírov. V subaerických prostrediach suťotoky bežne dosahujú Binghamové číslo väčšie ako 10 (sú dominantne laminárne), zatiaľ čo vo vodnom prostredí sú koncentrácia zŕn, viskozita aj kohezívne sily v suťotokoch významne nižšie. Preto je prechod subakvatických suťotokov do turbiditového prúdenia oveľa ľahší.

Mechanizmus pohybu v suťotoku závisí od rýchlostného gradientu šmykového napätia. Šmykové napätie je najväčšie na spodnom prúdovom rozhraní a smerom hore klesá (obr. V.35). Ak klesne pod hodnotu kritického šmykového napätia (sily kohézie), vytvorí sa pasívne nesená vrstva označovaná ako **plug** (plug flow). Vo vertikálnom profile sa potom spodná časť suťotoku pohybuje vplyvom šmykového napätia, zatiaľ čo vrchná časť je pasívne nesená na tejto vrstve (obr. V.36).

V spodnej časti suťotoku pohybujúcej sa vplyvom šmykového napätia môže dochádzať ku kinetickému sitovaniu, čiže prepadávaniu jemnozrnných častíc pomedzi hrubozrnné klasty (pozri kapitolu V.3.2.2). Kinetické sitovanie sa tak v sedimentárnom zázname prejaví **opačnou gradáciou** na báze vrstvy uloženej suťotokom. Laminárne prúdenie síce neumožňuje vytriedenie sedimentu (**masívna stavba**), ale spôsobuje **orientáciu plochých zŕn paralelne s dnom** (obr. V.36A, 37).

V pasívne nesenej vrchnej vrstve suťotoku sa častice nepohybujú (sú iba nesené), preto nedochádza k ich vytriedeniu a prednostnej orientácii. Výsledkom je **masívna stavba** a **chaotická orientácia klastov** (obr. V.36A, 37).



Obr. V.36: Suťotoky. **A)** Mechanika pohybu suťotoku. Spôsob pohybu určuje šmykové napätie, ktoré je najvyššie na báze prúdu a smerom hore klesá. V mieste, kde klesne pod hodnotu kritického napätia, sa vytvorí pasívne nesená vrstva (plug). Aktívny pohyb prebiehajúci v šmykovej zóne umožňuje orientáciu klastov paralelne s dnom a kinetické sitovanie vedúce ku agradačnej stavbe. Vo vrchnej, pasívne nesenej, časti prúdu nedochádza k žiadnemu vytriedeniu = masívna stavba. Klasty sú chaoticky orientované. **B)** Schematické znázornenie geometrie suťotoku (upravené podľa Bridge a Demicco, 2008).



Obr. V.37: Znaky suťotoku v sedimentárnom zázname. Typickým znakom je masívna stavba bez vytriedenia sedimentu. V spodnej časti sa často vyvíja reverzná gradácia a klasty sú orientované paralelne s dnom. Ak je povrch prepracovaný riečnym prúdom, môžeme pozorovať imbrikáciu.

Ak to zhrnieme, potom mechanika pohybu kohezívneho suťotoku produkuje vrstvu s masívnym zvrstvením, ktorá môže obsahovať nevýraznú opačnú gradáciu na báze (obr. V.37). Ak suťotok prešiel riečnym údolím, jeho povrch bude prepracovaný riečnym prúdením (imbrikácia,..). Výsledný sediment je tak tvorený väčšími klastami utopenými v ílovitej matrix. Takéto horniny sa označujú ako **parazlepence (paraconglomerate, pebbly mudstone)** alebo **diamiktity (diamictite)**. Okrem všeobecného, negenetického označenia (parazlepenc, diamiktit), sa používa aj genetický termín – **debrit (debrite)**, ktorý vyjadruje pôvod v suťotoku (debris flow).

2. Nekohezívne suťotoky (non-cohesive debris flows, cohesionless debris flows)

Prechod k nekohezívnemu sa správaniu suťotoku závisí od obsahu ílovitých častíc a od rýchlosti prúdu. Je uvádzané, že cca 2 % obsah ílov v jemnozrnných pieskoch až cca 20 % obsah ílov v hrubozrnných pieskoch stačí, aby sa prúd správal kohezívne. Objem ílovitých častíc potrebných na zachovanie kohézie musí byť väčší pri vyšších rýchlostiach prúdenia.

Suťotoky, v ktorých je obsah ílovitých častíc príliš malý na transport častíc vplyvom kohézie, sa pohybujú ako hyperkoncentrované fluidá. Prúdenie v nich je stále laminárne, ale už nie plastické. Zrná sa udržiavajú v pohybe vzájomnými zrážkami a nárazmi do podložia (pozri znotoky a kamenné lavíny, kapitola V.3.2.2). Rozdiel medzi znotokom a nekohezívnym suťotokom vyplýva z rozdielnej funkcie fluida a stupňa vytriedenia sedimentu. V dobre vytriedených znotokoch je obsah fluida minimálny a jeho funkcia je redukovaná na znižovanie trenia medzi klastami. Nevytriedené nekohezívne suťotoky obsahujú väčšie množstvá vody, ktoré môžu spôsobiť vytvorenie efektu akvaplaningu (hydroplaning – poznáme ho napr. z jazdy autom cez veľké kaluže vody). Akvaplaning sa vyvíja vtedy, ak pohybujúci sa suťotok zachytí väčšie množstvo vody. Váha suťotoku vyvíja na vodu tlak, čiže spodná vrstva je pod vyšším tlakom ako vrchná vrstva. Vysoký tlak fluida na báze vedie k jeho snahe o únik smerom hore = vztlak. Takéto podmienky redukujú odpor na báze, čím sa zvyšuje rýchlosť pohybu suťotoku a redukuje sa erózia podložia.

Laminárne prúdenie neumožňuje nárast vytriedenia klastov. Kinetické sitovanie môže byť účinnejšie ako v prípade kohezívnych suťotokov, keďže nie je prítomná kohezívna matrix, ktorá by bránila pohybu klastov vo vertikálnom smere. V sedimentárnom zázname tak nekohezívne suťotoky produkujú **masívne, alebo opačne gradované vrstvy** (obr. V.35). Únik fluida z rýchlo sedimentujúceho prúdu môže spôsobiť prítomnosť textúr po úniku vody, ako sú **miskovité a pilierovité textúry** (pozri fluidizované prúdy, kapitola V.3.2.3). Akvaplaning obmedzuje erózne stopy na dne. Ak prúd transportoval aj veľké kusy ílov (ílovité intraklasty), tieto môžu byť deformované.

Medzi nekohezívne suťotoky by sme mohli zaradiť napríklad **lahary**, ktoré sú tvorené výhradne pyroklastickým materiálom.

Bahnotoky a suťotoky (kohezívne aj nekohezívne) sa bežne vyskytujú pri sklone svahu nad 10° , ale môžu sa spúšťať už na svahoch so sklonom $1-2^\circ$. Môžu byť 100-ky až 1000-ky metrov dlhé, 10-ky až 100-ky metrov široké a decimetre až metre hrubé. Po ich prechode pozorujeme odtrhovú plochu na hornom konci, spolu s väčšími sklznutými a rotovanými blokmi (podobne ako pri zosuvoch). Prúdia v korytách, pričom každá prívalová vlna suťotoku má lalokovitý tvar. Aj ukončenie suťotoku je lalokovité (obr. V.36. B).

Môžu začínať a končiť ako riečne prúdy, alebo ako koncentrované turbiditné prúdy. Napríklad k transformácii z hustého turbiditného prúdu (HDT) do suťotoku môže dôjsť vplyvom zníženia obsahu vody v prúde. Subakvatické bahnotoky a suťotoky môžu tvoriť prstovité ukončenia podmorských sklzov a zosuvov a smerom dole môžu prechádzať do turbiditných prúdov.

Subaerické bahnotoky, suťotoky a lahary sú vyvolané intenzívnymi dažďami. V prípade laharov prichádza do úvahy aj topenie ľadového pokryvu aktívnej sopky, či pretrhnutie kráterového jazera.

Na Slovensku je známy suťotok, ktorý v roku 2014 prešiel Vrátnou dolinou. Začal sa po silných zrážkach sériou malých zosuvov (obr. V.38A). Tie sa v závere doliny spojili do prúdu o rýchlosti cca 40 km za hodinu, ktorý v niekoľkých vlnách prešiel dolinou (obr. V.38B, C).



Obr. V.38: Suťotok vo Vrátnej doline v roku 2014. **A)** Začiatok suťotoku v podobe početných malých zosuvov, ktoré sa neskôr spojili do suťotoku a prešli korytom miestneho toku (zdroj: <http://www.hzs.sk/typy-aktualit/prirodna-katastrofa-vo-vratnej-z-pohladu-slp-hzs/> stiahnuté 16.1.2015); **B – C)** Sedimenty suťotoku vo Vrátnej doline vyplňajúce koryto miestneho potoka. Na povrchu je vidieť nasledovné prepracovávanie sedimentov prúdu miestnym potokom (zdroj: Mrs studio (B), Archív NČ (C)).

V.3.2.2 Zrnotoky (*grain flows*) a kamenné lavíny (*debris avalanches*)

Zrnotoky a kamenné lavíny patria medzi hyperkoncentrované gravitačné prúdy, kde je úloha fluida redukovaná na znižovanie trenia medzi zrnami. Pohybujú sa vplyvom gravitácie, pričom udržanie zrn v pohybe (v suspenzii) je dominantne podporované interakciami medzi zrnami. Zrnotoky sú tvorené najmä pieskami, ktoré bývajú dobre vytriedené. Kamenné lavíny transportujú klasty štrkovej až balvanovej veľkosti.

Zrnotoky (*grain flows*)

Základnou podmienkou vzniku zrnotoku sú nekohezívne sedimenty, najčastejšie zrnitostne dobre vytriedené piesky. Fluidum môže byť vzduch, alebo voda. Čisté zrnotoky sa najčastejšie vyskytujú v kontinentálnych podmienkach. Bežné sú najmä eolických prostrediach, kde sa vyskytujú na záveterných stranách dún. V subakvatických prostrediach sú najčastejšie súčasťou hustých turbiditných prúdov (HDT). Teleso zrnotoku má väčšinou tvar prstu.

Zrnotoky sa spúšťajú v momente, keď tangenciálna zložka gravitácie prekročí treciu silu (kapitola IV.1). Správanie sa zrnotoku ovplyvňuje **iniciálny uhol (α)**, čo je sklon svahu, pri ktorom došlo k pohybu sedimentu. Iniciálny uhol je silne ovplyvnený porozitou, opracovaním zrn a tesnosťou uloženia častíc v sedimente (obr. IV.2). Všetky tieto parametre ovplyvňujú rezistenciu voči pohybu. Čím lepšie budú piesky uložené /stesnané/ a čím viac budú zrná neopracované /angulárne/, tým strmší musí byť sklon svahu aby došlo k spusteniu zrnotoku. Piesky s tesným uložením zrn sa začnú pohybovať až pri sklone 40° svahu, zatiaľ čo voľne uložené (slabo stesnané) piesky sa začnú pohybovať už pri 30° sklone svahu.

Nový uhol svahu, ktorý vznikne po prechode zrnotoku sa označuje ako **uhol reziduálneho šmyku** (nová morfológia). Tento uhol je zvyčajne o 5 až 15° menší než iniciálny uhol. Zvyčajne má hodnotu $26 - 32^\circ$.

Počas pohybu zrnotoku vykonávajú zrná valivý pohyb, pričom ich usadzovaniu bránia vzájomné kolízie (*grain-to-grain support*). Dominantným mechanizmom udržiavujúcim častice v suspenzii sú tak **kolízie častíc** medzi sebou a kolízie častíc so spodným prúdovým rozhraním. Najväčšia sila šmyku sa vyskytuje na báze prúdového rozhrania. Vo vertikálnom profile potom vidíme hrubú zónu šmyku, kde sa zrná pohybujú vplyvom kolízií. Tá môže byť prekrytá tenkou povrchovou vrstvičkou zrn, ktoré sa nepohybujú vplyvom šmyku, ale sú pasívne nesené (plug, obr. V.39A). K zastaveniu zrnotoku dochádza v dôsledku zníženia pôsobiacej tangenciálnej gravitačnej sily redukciami sklonu svahu, alebo hrúbky zrnotoku. Zastavovanie zrnotoku sa vysvetľuje dvomi spôsobmi. Postupným znižovaním pohybu zrn smerom zhora dole (*frictional freezing*), čiže postupným nárastom hrúbky nesenej vrstvy a akumuláciou na báze.

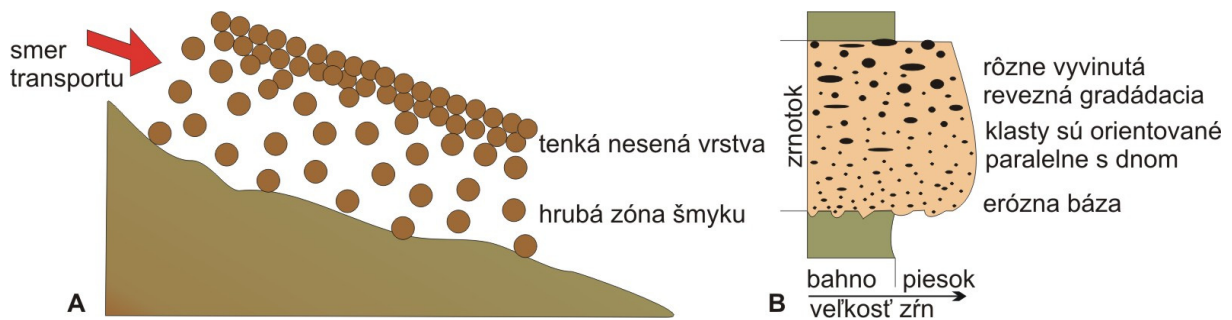
Ak do rovnice na výpočet Reynoldsovho čísla dosadíme hustotu a viskozitu bežných zrnotokov, ich rýchlosť a hrúbku, dostaneme $Re \approx 20$. To znamená, že prúdenie v bežných zrnotokoch je laminárne. Laminárne prúdenie neumožňuje nárast vytriedenia = **masívna stavba**, pričom ploché klasty sú orientované viac – menej paralelne s povrchom.

Okrem masívnej stavby môžeme v zrnotokoch pozorovať aj **opačnú gradáciu** (obr. V.39B), kedy sú hrubšie zrná umiestnené v hornej časti vrstvy a smerom dole sa veľkosť zrna znižuje. Vznik reverznej gradácie sa vysvetľuje dvomi hlavnými teóriami. Staršia teória

(Bagnold, 1954) vychádza z predpokladu, že väčšie a ťažšie častice sú počas kolízií vyrážané väčšou silou. Táto sila sa označuje ako disperzívny stres. V dôsledku väčšej sily sa veľké častice dostanú do vrchnej časti prúdu. V súčasnosti sa za pravdepodobnejší mechanizmus vzniku považuje kinetické sitovanie (Middleton a Southard, 1984, Jullien et al. 1992). Táto teória hovorí, že v hrubej zóne šmyku dochádza k prepadávaní malých častíc pomedzi veľké zrná. Podobný efekt môžeme vidieť, keď začneme triasť pohárom, kde máme rôzne veľké orechy (búrske orešky budú dole a paraorechy hore). Efektivita kinetického sitovania závisí od rýchlosti prúdu, hrúbky prúdu, veľkosti a tvaru zrn. Platí, že v tenkých prúdoch sa veľké častice dostanú na vrchnú časť prúdu relatívne rýchlo. K rýchlemu vytriedeniu dôjde aj v prípade veľkého rozdielu vo veľkosti častíc.

V laterálnom (bočnom) smere budú hrubé častice nahromadené na dolnom ukončení zrnnotoku.

Produktom prechodu zrnnotoku je tak najčastejšie vrstva s masívnou stavbou, alebo opačnou gradáciou, ktorá môže byť nevýrazná až dobre vyvinutá. Na báze vrstvy sa môžu vyskytovať stopy po erózii (obr. V.39B).



Obr. V.39: Transport v zrnnotoku. **A)** Častice sa pohybujú v dvoch zónach. V hrubej zóne šmyku sa častice pohybujú vplyvom šmykového napätia. V relatívne tenkej, pokryvnej zóne sa častice pohybujú pasívne (plug). Sú nesené aktívne sa pohybujúcimi časticami spodnej, šmykovej zóny. **B)** Znak zrnnotoku v sedimentárnom zázname.

Kamenné lavíny (debris avalanches)

Kamenné lavíny majú rovnaký mechanizmus pohybu ako zrnnotoky, ale sú hruboklastické. Sú typické pre vysokohorské oblasti, kde transportujú veľký objem regolitu. Dosahujú vysoké rýchlosti transportu, ktoré môžu presiahnuť 150 km/hod (41,7 m/s). Výsledkom ich sedimentácie sú niekoľko metrov hrubé telesá megabrekcií.

V súčasnosti tvoria kamenné lavíny pomerne veľkú hrozbu vo vysokohorských oblastiach, kde v dôsledku globálneho otepľovania dochádza k roztápaniu permafrostu. Po roztopení ľadu v medzizrnných priestoroch, ktorý „držal pohromade“ regolit, dochádza k pohybu veľkých klastov rútením, ktoré často prechádza do kamenných lavín.

V.3.2.3 Fluidizované prúdy (*fluidized flows*) a likvácia (*liquefaction*)

Fluidizované prúdy sú veľmi koncentrované disperzie zŕn vo fluide. Tvoria sa v klastických sedimentoch s malou, alebo žiadnou kohéziou a kvapalným fluidom v medzizrnných priestoroch. Ďalšou podmienkou je nízka permeabilita sedimentu, ktorá zabraňuje uniknutiu fluida.

Z predchádzajúcich kapitol (kapitola IV.1) vieme, že k pohybu telesa sedimentárnych častíc dochádza zrušením kontaktov zrno-zrno. Na zrušenie kontaktu zrno-zrno musí dôjsť k odtlačeniu zŕn od seba = k **dilatácii**. Dilatácia sa prejaví nárastom objemu daného sedimentárneho telesa. Väčší objem pri rovnakej hmotnosti znamená pokles hustoty sedimentárneho telesa počas transportu. Hustota telesa sedimentárnych častíc v momente začatia pohybu sa označuje termínom **kritická hustota**.

V prípade fluidizovaných a likvačných prúdov spôsobí odtlačanie zŕn fluidom. O **prekročení pórového tlaku fluíd** hovoríme vtedy, keď je tlak v pórových fluídach dostatočný na odtlačenie zŕn do hodnoty kritickej hustoty. V tomto momente sa teleso sedimentárnych častíc (napr. vrstva piesku) zmení na zmes oddelených častíc plávajúcich vo fluide = **suspenziu**. Skvapalnenie telesa sedimentárnych častíc označujeme termínom **likvácia (liquefaction)**: *Teleso súdržných častíc je dilatované (rozšírené) a prekročení kritickej hustoty spôsobuje jeho chovanie sa ako likvida (tekutiny)*. Inými slovami, k likvácii dochádza vtedy, ak nárast vnútorného pórového tlaku zredukuje trenie medzi zrnami na nulu. Teleso sedimentárnych častíc zmení svoje chovanie z pevného na kvapalné a pohybuje sa už pri minimálnom sklone svahu (do 3°).

Termínom **fluidizácia (fluidization)** sa označuje likvácia, počas ktorej dochádza k vzostupnému prúdeniu fluida vo vnútri pórov telesa častíc (únik vody smerom k povrchu). Častice sú držané v suspenzii tlakom pórových fluíd a pohybujú sa smerom hore spolu s unikajúcim fluidom. Únik fluida smerom hore pôsobí proti depozícii častíc, čím sa redukuje trenie na báze prúdu. Ak pri pohybe dolu svahom dôjde k zachyteniu väčšieho množstva vody na báze prúdu, môže sa vytvoriť efekt akvaplaningu. V tomto prípade tlak vody snažiacej sa uniknúť smerom hore ešte viac redukuje trenie na báze, čím sa zvyšuje rýchlosť prúdu a znižuje sa erózia dna. Prúdy likvačných sedimentov sa pri pohybe dolu svahom môžu transformovať do zrotokov alebo turbiditových prúdov.

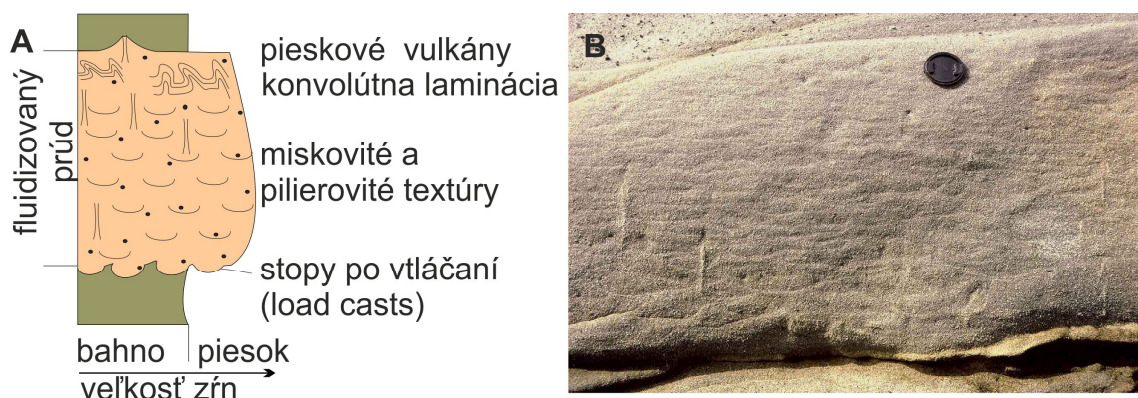
K likvácii dochádza najčastejšie v pieskoch až prachoch s nízkym stupňom tesnosti uloženia zŕn, ktoré sú saturované vodou. Najčastejším spúšťačom je šoková udalosť napr. zemetrasenie. Zemetrasenie spôsobí rozochvenie zŕn, čo umožňuje ich preusporiadanie do tesnejšieho uloženia. Tým sa redukuje objem pórov s následným nárastom tlaku pórovej vody. Po prekročení kritickej hodnoty sa sediment zmení na suspenziu a začne tiecť.

K fluidizácii dochádza tiež vplyvom búrkového vlnenia, alebo v prípade veľmi rýchlej depozície. Typickým príkladom je sedimentácia hustých turbiditných prúdov, subakvatických zrotokov a depozícia v ústiach riek. Rýchla depozícia spôsobí zachytenie veľkého množstva vody v pórových priestoroch. Nárastom hmotnosti sedimentu depozíciou sa zvyšuje tlak, ktorý pôsobí na vodu v póroch. Po prekročení jeho kritickej hodnoty dôjde k likvácii. Podobným mechanizmom je vytlačanie vody z pórových priestorov počas kompácie sedimentu.

Fluidizované prúdy sa pohybujú, pokiaľ sa zrná udržia v suspenzii a ich trvanie je veľmi krátke (minúty). Zastavovanie prúdu začína obnovovaním kontaktov zrno-zrno na báze prúdu a pokračuje smerom hore (tzv. mrznutie prúdu – frictional freezing). Vďaka laminárnemu prúdeniu a krátkej dobe trvania nedochádza k nárastu vytriedenia. Pôvodné (primárne) depozičné textúry sedimentu, ktorý podľahol likvácií budú čiastočne alebo úplne zotreté.

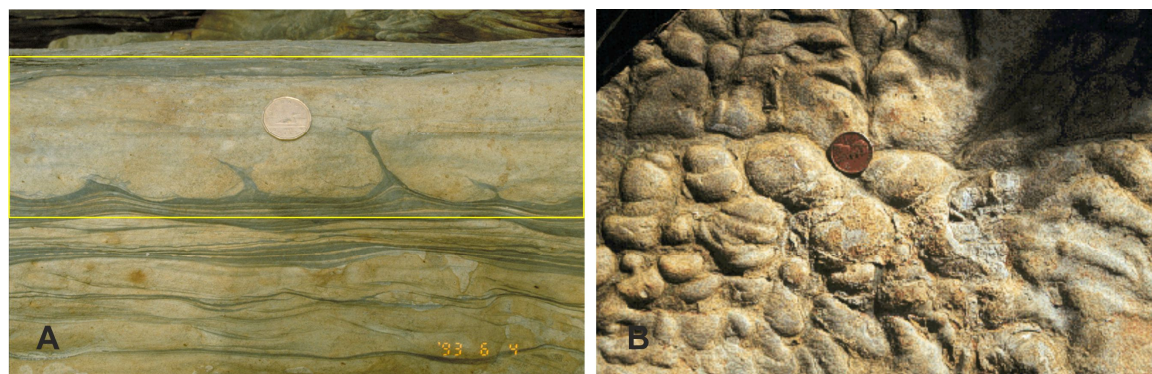
V sedimentárnom zázname tak vytvárajú fluidizované prúdy vrstvy slabo vytriedených pieskov s textúrami po úniku vody, ako sú **miskovité** a **pilierovité textúry (dish a pillar structure; obr. V.40)**. Veľmi často je prítomné aj **konvolútne zvrstvenie (convolute bedding)**. Na povrchu vrstvy sa únik vody prejaví **pieskovými vulkánmi (sand volcano)**. Nie vždy sú tieto textúry prítomné.

Iným prejavom fluidizácie sedimentu sú **klastické dajky (clastic dike, sandstone dike)**, kedy fluidizovaný materiál preráža nadložné sedimenty v podobe dajok.



Obr. V.40: Sedimenty fluidizovaných prúdov. **A)** Schematický diagram znázorňujúci bežné textúry prítomné vo fluidizovaných a likvačných prúdoch. **B)** Sedimentárny záznam fluidizovaného prúdu v Pigeon Point sandstone znázorňujúci dobre vyvinutú miskovitú textúru a rúrky po úniku vody (zdroj: http://www.cas.umt.edu/geosciences/faculty/hendrix/g432/g432_L10.htm).

Čiastočná likvácia sedimentu je zodpovedná za vznik **deformačných textúr**, kedy dochádza k vtlačaniu hustejších sedimentov do čiastočne zvodnených bahien (**plameňovité, vankúšovité a guľovité textúry – flame, pillow a ball structure**). Ich prejavom na vrstevnej ploche sú **stopy po vtlačaní (load cast)**, niekedy prekladané ako vtisky.



Obr. V.41: Príklad deformačných textúr vznikajúcich pri čiastočnej likvácií sedimentu. **A)** Plameňovitá textúra (flame structure) tvorená zabáraním ťažšieho piesku do podložného bahna. Bahno je vytlačané medzi laloky piesku, čím získava tvar plamienkov (zdroj: <http://www.ualberta.ca/~jwaldron/gallerypages/softsed.html>). **B)** Stopy po vtlačaní (load cast) sú prejavom deformácie sedimentu, ktoré pozorujeme na vrstevnej ploche medzi dvomi hustotne odlišnými vrstvami sedimentu (zdroj: southeasterngeology.org/.../ss1.htm); Obr. A je vertikálny prierez vrstvou, zatiaľ čo obr. B by zodpovedal pohľadu na spodnú vrstevnú plochu vrstvy piesku z obr. A.

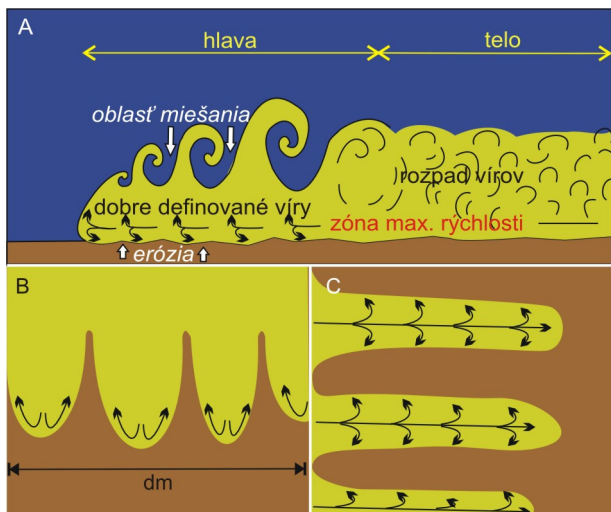
V.3.2.4 Turbiditné prúdy (*turbidity current*)

Ako bolo spomenuté vyššie, treba odlišovať turbiditné prúdy s.s. a turbiditné prúdy s.l. Turbiditné prúdy s.s. vyjadrujú, že dominantným mechanizmom udržiavajúcim častice v suspenzii počas pohybu gravitačného prúdu sú turbulencie fluida. Turbiditné prúdy s.l. zahŕňajú všetky gravitačné prúdy, ktorých produktom sú sedimenty označované ako **turbidity (turbidites)**.

Turbiditné prúdy s.s. obsahujú v porovnaní s ostatnými sedimentárnymi gravitačnými prúdmi menšie koncentrácie nesených častíc (cca pod 9 %). Častice sú nesené v turbulentnej suspenzii nad povrchom dna, pričom prítomnosť častíc v suspenzii je zodpovedná za vyššiu hustotu prúdu v porovnaní s okolitou vodou. Kontrast v hustote medzi normálnou vodou a turbiditným prúdom je zodpovedný za ohraničenie prúdu voči okolitej vode a spôsobuje jeho gravitačné tečenie dolu svahom v blízkosti dna. Keďže kontrast v hustote medzi prúdom a okolitou vodou je menší než v prípade rozhrania voda/vzduch pri riekach a pod., sily rezistencie (čiže trenie) sa budú prejavovať nielen na spodnom, ale aj na vrchnom rozhraní prúdu.

Turbiditné prúdy môžu byť stovky metrov dlhé a idú rýchlosťou viac než niekoľko metrov za sekundu. Pri depozícii vytvárajú telesá prstovitého tvaru, podobne ako ostatné gravitačné prúdy.

Turbiditný prúd sa skladá z troch častí: **Hlava** turbiditného prúdu je 1,5 až 2 krát hrubšia ako telo prúdu (obr. V. 42A). Prednú časť hlavy prúdu – **čelo** alebo **nos**, tvoria paralelné prstovité výbežky (obr. V. 42.B, C). Keďže k treniu dochádza na vrchnom aj spodnom rozhraní prúdu, maximálna rýchlosť prúdenia sa vyskytuje vo výške zodpovedajúcej 0,1 až 0,2 hrúbky hlavy smerom od dna (obr. V. 42A). Trenie na rozhraniach prúdu vedie k vzniku turbulencií. Intenzívne víry pod zónou maximálnej rýchlosti spôsobujú eróziu dna a erodovaný materiál sa pripája k suspenzii nesenej turbiditným prúdom. Pohybujú sa od centra prstovitého výbežku smerom k jeho okrajom (obr. V. 42). Víry vo vrchnej časti (obr. V.42A) vznikajú v dôsledku trenia na vrchnom prúdovom rozhraní a spôsobujú primiešavanie okolitého fluida do prúdu, čiže zriedňovanie prúdu. To umožňuje kontinuálny prínos suspenzie z hlavy do tela prúdu.



Obr. V.42: Znárodnenie stavby turbiditového prúdu.

A) Pričný prierez turbiditným prúdom. V hlave turbiditného prúdu, pod zónou maximálnej rýchlosti, dochádza k erózii dna. Zároveň na vrchnom rozhraní vznikajú víry, kde dochádza k primiešavaniu okolitej vody do prúdu. **B)** Pohľad na čelo (nos) turbiditného prúdu spredu, s vyznačením línií prúdenia. **C)** Pohľad na čelo (nos) turbiditného prúdu zhora, s vyznačením línií prúdenia.

Telo turbiditného prúdu je uniformnej hrúbky s viac-menej stabilným, uniformným prúdením. (obr. V. 42A). Má vyššiu hustotu než hlava, pretože v hlave dochádza k primiešavaniu

okolitého fluida. Výsledkom je o 10 až 20 % väčšia rýchlosť tejto časti prúdu v porovnaní s jeho hlavou. Turbiditný prúd sa tak počas tečenia skrakuje a môže dôjsť až k pohlteniu hlavy. V tele prúdu začína sedimentácia častíc.

Chvost prúdu je miesto, kde dochádza k riedeniu prúdu a depozícii častíc.

Životnosť turbiditného prúdu je limitovaná stratou hustoty a/alebo hrúbky prúdu. Ak dôjde k poklesu hustoty prúdu, dôjde k vyrovnaniu rozdielov medzi prúdom a okolitým fluidom (napr. morskou vodou). To spôsobí výzdvih prúdu od dna a miešanie sa s okolitou vodou na oboch rozhraniach. Výsledkom je zastavenie prúdu a jeho depozícia.

Pokles hustoty prúdu závisí od rozsahu primiešavania okolitého fluida do prúdu, ktorý je daný Froudovým číslom:

$$Fr_b = \frac{U_b}{\sqrt{gd_b \frac{\rho_s}{(\rho + \rho_s)}}}$$

kde U_b je rýchlosť tela prúdu, d_b je hrúbka tela prúdu, g je gravitačná konštanta a $\rho_s/(\rho + \rho_s)$ je bezrozmerné číslo vyjadrujúce nárast hustoty (ρ_s = hustota sedimentu, ρ = hustota fluida). Miešanie je malé za predpokladu, že Fr je menšie ako 1 (subkritické prúdy). Takéto prúdy si dlhšie udržia svoju hustotu a preto prúdia na väčšie vzdialenosti. Ak je Froudovo číslo väčšie ako 1 (superkritické prúdy), miešanie s okolitou vodou je veľké a prúdy sa rýchlo rozširujú a spomaľujú.

Strata hrúbky / hustoty prúdu môže byť spôsobená tiež sedimentáciou neseného materiálu. Ako príklad si môžeme uviesť pyroklastické bazálne prívaly, ktoré svojimi parametrami zodpovedajú turbiditným prúdom s.s. Sedimentácia suspenzie spôsobí, že bazálny príval sa stane menej hustý než okolitý studený vzduch.

Ďalším mechanizmom je strata rýchlosti prúdu poklesom sklonu svahu, alebo spomalením o prekážku (napr. skaly trčiacej z dna). Pokles rýchlosti vedie k strate unášacej schopnosti prúdu a následnej depozícii neseného materiálu.

O zastavení turbiditného prúdu laterálnym rozširovaním hovoríme vtedy, ak dôjde k „rozliatiu sa“ prúdu do šírky, napríklad pri vyústení podmorského kaňonu do abysálnej plošiny. Laterálne rozšírenie prúdu vedie k zmenšeniu jeho hrúbky a tým aj jeho hustoty.

V niektorých prípadoch je spomalenie prúdu výsledkom zmeny v hustote okolitého fluida. Ako príklady si môžeme uviesť nárast hustoty okolitého fluida vplyvom poklesu jeho teploty, alebo nárastom jeho salinity. Druhá možnosť sa uplatňuje pri vstupe sladkovodného turbulentného prúdu do morskej panvy.

V.3.2.4.1 Turbiditné prúdy s.l. a ich sedimenty (turbidity)

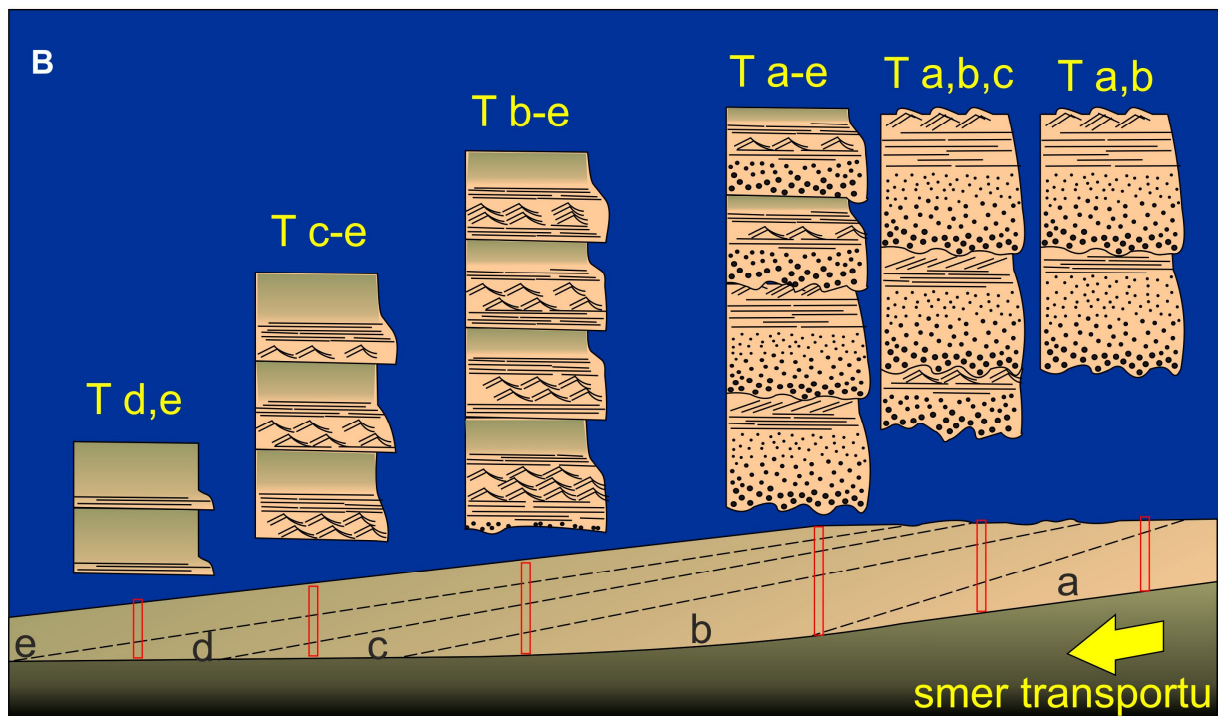
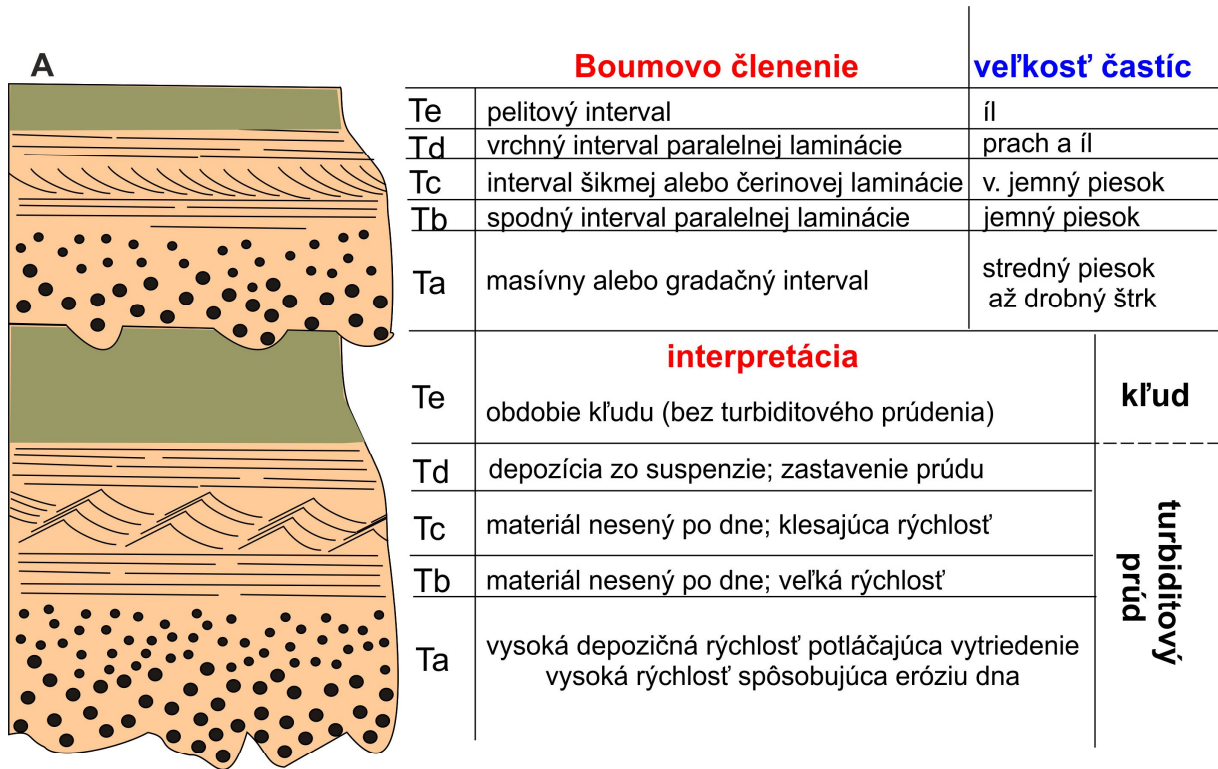
Turbiditné prúdy s.l. (senzu lato) zahŕňajú viaceré mechanizmy pohybu častíc v sedimentárnom prúde. Môžu byť tvorené kohezívnym aj nekohezívnym materiálom a pohyb častíc v prúde môže byť zabezpečený kolíziami zrno-zrno, trakčným transportom, ako aj turbulenciami fluida. Generálne môžeme povedať, že turbiditné prúdy s.l. zahŕňajú kontinuálny prechod z hyperkoncentrovaných prúdov do turbiditných prúdov s.s. Sedimentárne textúry produkované turbiditnými prúdmi s.l. sa tak budú líšiť v závislosti od fyzikálnych podmienok transportu v prúde. Z tohto dôvodu sa klasicky delia na:

1. **Turbidity s nízkou hustotou (low-density turbidity current)**, skratka **LDT**, ktoré zodpovedajú pravým turbiditným prúdom (s.s.). Transportujú nízke koncentrácie častíc (cca pod 9 %) v rozsahu od ílovitej veľkosti po strednozrný piesok. Pohyb častíc v prúde je dominantne podporovaný turbulenciami fluida. Takéto prúdy sa správajú ako Newtonovské fluidá, čiže transportujú častice podobne ako rieky. S poklesom rýchlosti turbiditného prúdu klesá jeho schopnosť transportovať piesčité častice v suspenzii a tie sa začínajú pohybovať trakčným transportom (saltácia, vlečenie). Postupné spomaľovanie prúdu sa tak prejaví depozíciou vrstvy, ktorej vnútorná stavba sa najčastejšie opisuje **Boumovým členením** (obr. V.43):

- a. Ako prvé vypadávajú hrubozrné častice (piesok, granule), ktoré sedimentujú v podmienkach rýchleho, superkritického prúdenia (vrchný prúdový režim). Z predchádzajúcich kapitol vieme, že v superkritických prúdoch sú v turbulentnej suspenzii nesené častice širokého zrnitostného rozpätia. Veľmi rýchla depozícia takejto suspenzie pôsobí proti dokonalej veľkostnej separácii zŕn, čo sa prejaví depozíciou **masívneho alebo gradačného intervalu (Ta)** na báze vrstvy.
- b. Ďalšie spomaľovanie prúdu vedie k prechodu zo superkritického do subkritického prúdenia, čiže k vytvoreniu dynamických podmienok vrchných planárnych vrstiev (obr. IV.8). Výsledkom je **interval spodnej paralelnej laminácie (Tb)**, tvorený depozíciou piesku. Tento interval zodpovedá tvorbe vrchných planárnych vrstiev pri jednosmernom prúdení vody (kapitola V.2.1.1).
- c. Pri ďalšom poklese rýchlosti (subkritické prúdenie) sa fyzikálne podmienky transportu presúvajú do poľa tvorby čerín (obr. IV.8). V týchto podmienkach dochádza k trakčnému transportu jemnozrného piesku a prachu, ktorý sa ukladá v podobe čerín. Ako rýchlosť prúdenia spomaľuje, narastá aj rýchlosť depozície zo zvyškovej suspenzie a čeriny prechádzajú z pohybu do fázy (obr. V.13). Výsledkom je tvorba **intervalu šikmej alebo čerinovej laminácie (Tc)**, pričom môžeme pozorovať lamináciu šplhavých čerín.
- d. Pri veľmi nízkych rýchlostiach prúdenia už nedochádza k trakčnému transportu na dne prúdu. V dôsledku vymiznutia turbulencií dochádza k depozícii prachových až ílovitých častíc, ktoré boli nesené v suspenzii. Ich sedimentáciou sa tvorí **interval vrchnej planárnej laminácie (Td)**, kde sa striedajú lamíny prachovej a ílovitej veľkosti.
- e. Báza **pelitového intervalu (Te)** predstavuje záverečnú depozíciu ílovitých častíc zo suspenzie po zastavení prúdu a postupne prechádza do klasickej, hemipelagickej až pelagickej sedimentácie. Tá predstavuje depozíciu v období kľudu pred príchodom ďalšieho turbiditového prúdu a logicky by nemala byť začlenená do turbiditovej sekvencie. Je typická obsahom pelagickej fauny.

Na báze vrstvy sa môžu nachádzať erózne stopy spôsobené prechodom hlavy prúdu (výmole, stopy po prúdení, stopy po vlečení predmetov).

V prípade turbiditových prúdov transportujúcich iba veľmi jemnozrný materiál (častice prachovej a ílovitej veľkosti) sa ukázalo členenie podľa Bouma ako nedostačujúce. Keďže nie je prítomný piesčitý materiál, ktorý by mohol sedimentovať pri vyšších rýchlostiach prúdenia, intervaly Ta a Tb sa vôbec nevyvíjajú. Zvyšné intervaly Tc až Te boli **Stowom a Shanmuganom** (1980) podrobnejšie rozdelené a označené T₀ až T₈.

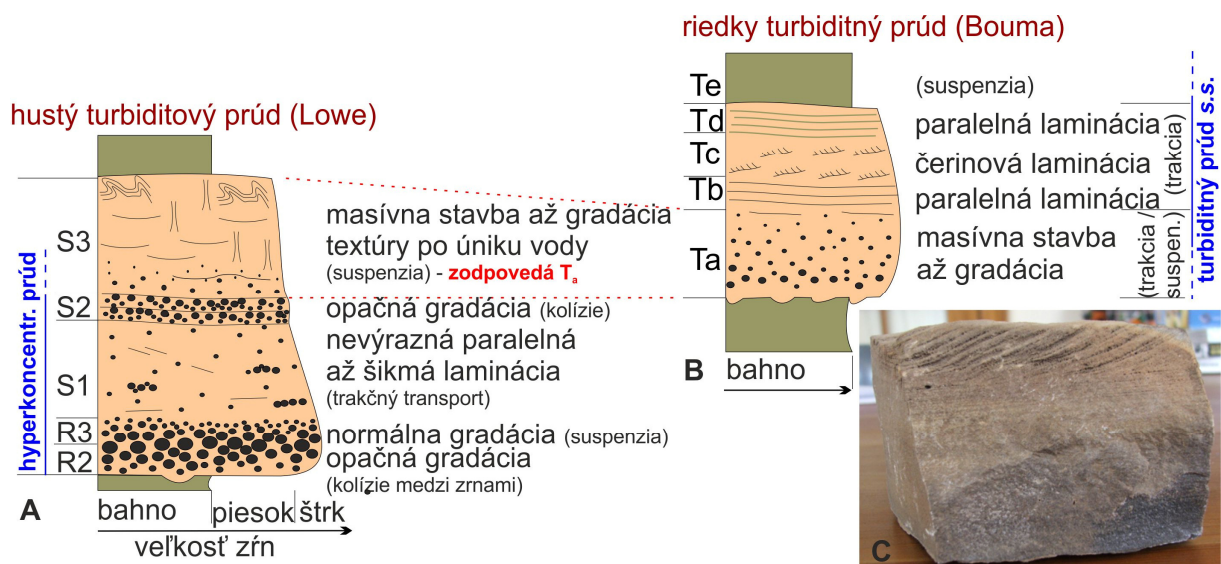


Obr. V.43: Sedimentárny záznam turbiditného prúdu. **A)** Kompletné Boumovo členenie vznikajúce sedimentáciou turbiditového prúdu a jeho interpretácia; **B)** Priestorová distribúcia jednotlivých Boumových intervalov. V proximálnej časti dominujú spodné intervaly tvorené hrubozrnným materiálom, zatiaľ čo v distálnej časti sú zachovávané hlavne vrchné intervaly.

2. **Turbidity s vysokou hustotou (high-density turbidity current)**, skratka **HDT**, v skutočnosti zodpovedajú koncentrovaným gravitačným prúdom v zmysle klasifikácie uvedenej v kapitole V.3.1. V tomto prípade sa spodná časť pohybuje ako hyperkoncentrovaný prúd (zrnotok, nekohezívny suťotok), zatiaľ vrchná časť prúdu sa správa ako turbiditný prúd s.s. Vo vertikálnom profile tak dochádza k zmene fyzikálnych podmienok z laminárneho prúdenia, kde je zotrvanie častíc v pohybe generované ich vzájomnými kolíziami, po turbulentné prúdenie umožňujúce trakčný transport materiálu. Ako prúd spomaľuje, v dôsledku sedimentácie veľkých častíc a pridávaním vody sa môže transformovať do riedkeho turbiditného prúdu.

Odlíšny mechanizmus transportu sa prejavuje aj na výslednom sedimentárnom zázname, ktorý sa najčastejšie opisuje pomocou **Loweho sekvencie** (obr. V.44). Zatiaľ čo označenie intervalov písmenom T v Boumovej sekvencii vyjadruje ich tvorbu trakčným transportom, Lowe (1982) označuje intervaly písmenom R (**rubble** = suť, neopracovaný štrk), ak prúd transportoval klasty štrkovej veľkosti, a písmenom S (**sand** = piesok) ak prúd transportoval dominantne klasty veľkosti granule až hrubého piesku. Intervaly R sa vyskytujú zriedka, zatiaľ čo intervaly S sú bežné.

- Interval R₂** zodpovedá transportu klastov štrkovej veľkosti mechanizmom kolízií zrno – zrno v dôsledku ťahu nadložnej časti prúdu. Tento mechanizmus sa označuje ako **trakčný koberec (traction carpet)**. Keďže mechanizmus pohybu zrn zodpovedá zrnotoku (pozri kapitolu V.3.2.2), jeho prejav v sedimentárnom zázname je podobný = **opačná gradácia** (obr. V.44A).
- Interval R₃** predstavuje sedimentáciu klastov štrkovej veľkosti zo suspenzie v dôsledku zníženia rýchlosti prúdenia, čo sa prejavuje **normálnou gradáciou**.



Obr. V.44: Porovnanie sedimentárneho záznamu tvoreného sedimentáciou **A**) hustých (Lowe) a **B**) riedkych (Bouma) turbiditových prúdov (zdroj: Shanmugan, 2000). **C**) Príklad turbiditu s tromi intervalmi Boumovej sekvencie: Ta, Tb a Tc (zdroj: <http://clasticdetritus.com/2007/12/15>)

- Interval S₁** predstavuje pokračujúcu depozíciu hrubozrnného piesku v podmienkach trakčného transportu. Môže sa vyvíjať **nevýrazná, paralelná až šikmá laminácia**.
- Interval S₂** má opäť **opačnú gradáciu**, čo je spôsobené vytvorením podmienok trakčného koberca.

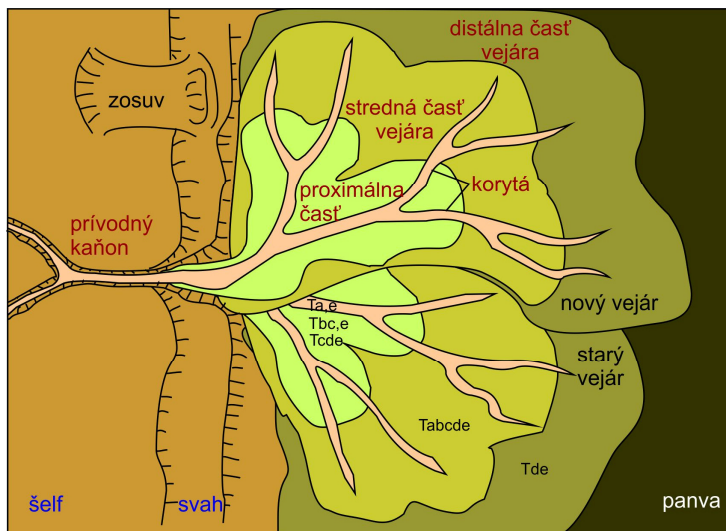
- e. **Interval S_3** už predstavuje zriedenie suspenzie do takej miery, že dochádza k prechodu do turbulentného prúdenia. Tento interval podmienkami transportu zodpovedá intervalu T_a pri členení podľa Boumu. Zmena podmienok spôsobená spomaľením prúdu a zvýšením obsahu vody vedie k veľmi rýchlej depozícii piesku zo suspenzie. Výsledkom je **masívna**, alebo **nevýrazne gradačná stavba**. V dôsledku veľmi rýchlej depozície dochádza tiež k zachyteniu veľkého množstva fluida v medzivrstevných priestoroch. Následný únik fluida smerom hore, čiže fluidizácia, vedie k vytvoreniu **textúr po úniku vody** (miskovitá, pilierovitá textúra, konvolútna laminácia).

Erózne textúry na báze prúdu môžu chýbať alebo sú len slabo zastúpené

Spojením Loweho, Boumowej a Stow-Shanmugamovej sekvencie by sme dostali kompletný záznam turbiditovej sedimentácie tak, ako sa vyvíja so spomaľovaním rýchlosti prúdu. V skutočnosti sa takýto záznam v jednom bode nikdy nevytvorí. **Distribúcia a zastúpenie jednotlivých intervalov sa mení v závislosti od pozície na svahu** (obr. V.45, 43B), tak ako sa prúd postupne transformuje z hustého do riedkeho turbiditu. V tomto bode si musíme uvedomiť, že turbiditové prúdy tečú prevažne v korytách, aj keď môžu tiecť i mimo korýt. Pokiaľ na svoje tečenie využívajú dlhodobu rovnaké koryto, napr. podmorský kaňon, pri jeho ústí sa vytvorí lalokovité teleso – **turbiditový vejár (turbidite fan)**.

V hornej časti je prírodný kanál zarezaný do svahu (obr. V.45). Vysoké rýchlosti prúdenia spôsobujú, že v tejto časti dominuje erózia.

V **proximálnej časti vejára** (obr. V.45) sedimentujú iné sekvencie v kanáloch a iné v priestoroch medzi nimi. Vyplýva to z charakteru prúdu, kde je spodná časť prúdu vďaka svojej vyššej hustote limitovaná topografiou a tečie prevažne v koryte/kanály (channel). Vysoká rýchlosť prúdu umožňuje iba sedimentáciu hrubých klastrov nesených po dne. V závislosti od hustoty turbiditového prúdu sa tu ukladá Loweho sekvencia, prípadne interval T_a Boumowej sekvencie, ktorý však zodpovedá Loweho intervalu S_3 (obr. V.44). Medzi kanálmi sa ukladajú jemnozrnnejšie sedimenty, ktoré sa „preliali“ cez okraj kanálu (intervaly T_{bc} až T_{cde}). Tento proces je výsledkom faktu, že turbulentná vrchná časť turbiditového prúdu je v dôsledku svojej nižšej hustoty menej limitovaná topografiou ako hustá, spodná časť prúdu. V čase pokoja sú depozity proximálnej časti prekrývané pelagickým bahnom, ktoré sú v zmysle Boumowej sekvencie zaraďované do intervalu T_e (obr. V.45).



Obr. V.45: Turbiditový vejár pri pohľade zhora. V prírodnom kaňone dominuje erózia. V proximálnej časti vejára sa v priestoroch medzi kanálmi usadzujú iba jemnozrnnejšie intervaly (T_b a vyššie), ktoré sú ukladané z „preliatej“ časti prúdu, zatiaľ čo hrubý, pri dne sa pohybujúci materiál je transportovaný v kanáloch (Loweho sekvencia, interval T_a). V strednej časti vejára sa ukladá celá Boumova sekvencia, zatiaľ čo v distálnej časti sa ukladá iba materiál nesený v suspenzii (T_{d-e} Bouma, pričom v tejto časti sa používa skôr členenie Stowa a Shanmugana T_0 až T_8) upravené podľa Bevis K.A., 2014: <http://intheplaygroundofgiants.com/the-geology-of-sedimentary-rocks/>

Postupným spomaľovaním rýchlosti púdu dochádza k trakčnému transportu čoraz jemnozrnnejších častíc. V **strednej časti** vejára tak môžeme nájsť kompletnú Boumovú sekvenciu (Ta až Te).

Distálna časť vejára obsahuje iba intervaly Td a Te vznikajúce sedimentáciou v suspenzii neseného materiálu po zastavení prúdu a pelagické bahná (obr. V.43B a 45).

Erózne stopy vyskytujúce sa na báze sekvencie sa tiež menia so vzdialenosťou. V proximálnych častiach, kde je prúdenie rýchle a erózia dna vysoká, pozorujeme **stopy po prúdení (flute casts)** a vyerodované **korytá (channels)**, zatiaľ čo **stopy po vlečení (tool marks)** sú skôr typické pre distálne časti prúdu.

Turbiditné prúdy sa tvoria najmä v subaquatických prostrediach (moria, jazerá). Spúšťačom sú katastrofické poruchy svahu (zosuvy, suťotoky, fluidizované prúdy..), vyvolané seizmickou aktivitou, búrkovým vlnením a pod. K ich konverzii do turbiditných prúdov dochádza primiešavaním vody a nárastom ich rýchlosti. Turbidity môžu vznikáť tiež prítokom turbulentnej, sediment nesúcej riečnej vody do stagnujúceho telesa relatívne čistej vody.

V kontinentálnom prostredí je vznik turbiditného prúdu najčastejšie výsledkom vstupu zosuvných telies a suťotokov do telesa vody (napr. jazera). Medzi čisto subaerické turbiditné prúdy s.s. patria vzdušné turbulencie nad lavínami snehu alebo sedimentu (nad kamennými lavínami) a tiež pyroklastické prúdy s nízkou hustotou, čiže bazálne prívaly.

Platí, že prechod jedného prúdu vytvorí jednu vrstvu o hrúbke niekoľkých cm až m a dĺžke až niekoľko km, ktorá by mala teoreticky obsahovať všetky spomínané intervaly. Ich distribúcia sa však bude meniť s pozíciou na turbiditovom vejári.

Turbiditné prúdy sú najčastejšie tvorené epiklastickým materiálom (piesky, štrky, íly), ale môžu byť tvorené aj redeponovanými karbonátmi alebo evaporitmi. Aj v tomto prípade sa vytvárajú textúry typické pre Boumovo členenie. V karbonátoch je tak interval Ta tvorený hrubými skeletmi organizmov (biosparit, grainstone) a smerom hore sa znižuje veľkosť alochémov a zvyšuje sa obsah mikritu. Interval Te je tvorený mikritom s pelagickou faunou a bioturbáciami. Pre rozlíšenie tempestitu a turbiditu je potrebné identifikovať pozíciu sedimentu v panve.

V.3.2.5 Soliflukcia (*solifluction*) a tečenie pôdy (*soil creep*)

Soliflukcia (solifluction) je pomalá forma transportu regolitu permanentne saturovaného vodou. Vyskytuje sa v oblastiach s permafrostom (večne zamrznutá pôda). Po roztopení povrchovej vrstvy sedimentu počas leta sa táto vrstva kľže v smere sklonu svahu po zamrzutej časti pôdy. Keďže spodná časť pôdy je permanentne zmrznutá, voda z roztopeného ľadu nemá kam odtiecť a zostáva v roztopenej vrstve pôdy. Silná saturácia vodou sa prejavuje vysokým tlakom pórových fluíd, ktoré pôsobia ako mazivo. Výsledný pohyb je laminárny a môže zodpovedať pomaly sa pohybujúcim suťotokom. Výsledkom soliflukcie sú vrstvy o hrúbke niekoľkých decimetrov, bez vytriedenia (**masívna stavba**), kde sú veľké klasty orientované paralelne so spodným rozhraním. Bežne pozorujeme ohýbanie vrstiev. Na svahoch s uhlom väčším ako 20° je už dostatočná drenáž a soliflukcia nevzniká.

Tečenie pôd (soil creep) je prerušovaný pohyb pôdnych častíc dolu svahom. Častice sú nadvihované procesmi ako je mrznutie – topenie, sušenie – zmáčanie, či bioturbačnou činnosťou organizmov. Napríklad mrznutie vody v póroch (zväčšenie objemu) spôsobí výzdvih častice. Po roztopení ľadu padá častica vplyvom gravitácie dole, pričom nepadne na pôvodné miesto, ale sa posunie v smere sklonu svahu. Pohyb častíc pôdy v smere sklonu svahu môže spôsobiť aj vyplavovanie ílových častíc podzemnou vodou (iluvizácia), či ťahanie snehovým pokryvom. Rýchlosť pohybu sa meria v mm za rok a funguje do hĺbky cca 1 m. V chladnej klíme je hlavným mechanizmom mrznutie – topenie a v arídnej klíme je to sušenie – zmáčanie.

V.3.2.6 Pyroklastické prúdy a napadané pyroklastiká

Termínom pyroklastiká, alebo tiež vulkanoklastiká sa opisujú sedimenty vulkanického pôvodu, vznikajúce pri explozívnej vulkanickej činnosti. Vulkanické explózie sú spôsobené tlakom plynov prítomných v magme (vulkanické plyny a vodná para). Ako magma stúpa k povrchu, znižuje sa tlak na ňu pôsobiaci. Dôjde k odmiešaniu prchavých látok (plynov) z magmy, čím vo vulkáne vzrastie tlak plynov. Prudká expanzia plynov spôsobí erupciu. Tlak plynov sa môže zväčšiť, ak dôjde ku kontaktu magmy s povrchovou, alebo podzemnou vodou (pridaný tlak vodných pár). Typickým príkladom tohto modelu je výbuch sopky Krakatoa v roku 1883, ktorý rozmetal takmer celý sopečný ostrov.

Počas erupcie dôjde k vyvrhnutiu kvapiek lávy, pevných častí lávy (zárodky kryštálov) a pevných okolitých hornín, ktoré spolu s unikajúcimi plynmi vytvárajú erupčný stĺpec. Vyvrhnuté klasty padajú individuálne vplyvom gravitácie a okolitého prúdenia – **napadané pyroklastiká**, alebo tečú v sedimentárnych gravitačných prúdoch – **pyroklastické prúdy**.

Transport vulkanoklastického materiálu nie je podrobne preskúmaný. Väčšina vulkanoklastík je opracovaná a alterovaná ešte pred depozíciou, čo sťažuje ich interpretáciu.

V.3.2.6.1 Napadané pyroklastiká (pyroclastic fall)

Pohyb pyroklastických úlomkov počas erupcie závisí od momentu hybnosti (dodaný erupciou), vztlaku (stúpanie plynov v dôsledku ich vysokej teploty) a hustoty nesených častíc.

Erupčný stĺpec môžeme na základe relatívnej dôležitosti momentu hybnosti a vztlaku eruptovaného materiálu rozdeliť na tri zóny:

1. Priamo nad kráterom sa nachádza zóna, kde dominuje **ťah plynu** spôsobený dekompresiou a expanziou plynov. Siahá do výšky stoviek metrov až kilometrov v závislosti od sily výbuchu (iniciálnej rýchlosti). Z tohto regiónu sedimentujú podľa balistických kriviek veľké častice (**bloky a bomby**). Padajú do vzdialenosti niekoľkých kilometrov a môžu spôsobiť vznik impaktných textúr.
2. Nad ním sa nachádza **zóna konvekcie**. Horúce eruptované plyny sú ľahšie ako okolité fluidum (vzduch), čo vytvára konvekčné prúdenie smerom hore. V tomto regióne vypaďávajú **lapilli a hrubozrnný popol**. Ich trajektórie sú ovplyvnené hore smerujúcim konvekčným prúdením.
3. Konvekčná zóna smerom hore prechádza do „**dáždnikovej**“ **zóny**, kde sa vplyvom poklesu teploty vyrovná hustota eruptovaného materiálu a okolitého vzduchu. Ešte stále tu však pôsobí hybnosť vyvolaná erupciou. Táto zóna môže zasahovať desiatky kilometrov nad povrch Zeme (stratosféra), kde začína transport vulkanického prachu a popola vet-

rom. V tejto zóne dochádza k sedimentácii **jemnozrnného vulkanického** popola, pričom jeho sedimentačné trajektórie sú ovplyvnené turbulenciami okolitého vzduchu alebo vody. Odlišné veľkostné a hustotné frakcie tak môžu byť transportované rôznymi smermi. Jemné častice môžu byť transportované vetrom na veľké vzdialenosti. Pri extrémnych erupciách môže popol aj niekoľkokrát obehnúť Zem.

Pri subaquatických erupciách je expanzia magmatických plynov potlačená tlakom okolitej vody. Voda tiež kladie väčší odpor momentu hybnosti, takže rozsah zón je redukovaný. Prechod vulkanoklastík z vody do vzduchu je možný len pri erupciách vo vode plytšej než 50 m.

Napadané pyroklastiká z jednej erupcie môžu dosahovať hrúbku až niekoľkých desiatok m, pričom ich hrúbka sa znižuje smerom od vulkanického centra. Ich vnútorná stavba môže byť **gradačná, reverzne gradačná** alebo **masívna** v závislosti na špecifikách erupcie a následného veterného alebo vodného transportu. Jemnozrnný popol a prach môžu byť následne homogenizované bioturbáciou alebo pedogenézou.

Špeciálnym typom pyroklastického materiálu sú **hyaloklastity (hyaloclastites)** a **hyalotuffy (hyalotuffs)**. Vznikajú dezintegráciou lávy prudkým ochladením pri styku s vodou, napríklad vtečením lávy do telesa vody (jazera, mora), alebo výronom lávy pod hladinou vody. Tento proces môže byť mierne až silne explozívny. Dôležitým parametrom, ktorý rozdeľuje hyaloklastity a hyalotuffy je hlbka vody. Hyaloklastity vznikajú pod PCL (**p**ressure **c**ompensation **l**evel, hĺbka vody 500-1000m), kde je tlak vody dostatočne veľký, aby zabránil úniku plynov z lávy (hlbokomorské výlevy). Hyalotuffy vznikajú nad PCL (plytkomorské výlevy lávy, vstup lávy z kontinentu do mora / jazera, podľadovcové erupcie). Oba sú tvorené úlomkami kryštálov, v ktorých pozorujeme hojné trhliny a fragmentami lávy v jemnozrnej matrix. Trhanie lávy pod PCL produkuje lávové fragmenty s menej zakrivenými hranami a s malým obsahom bubliniek po odmiešanom plyne. Väčšinou pokrývajú pillow lávy a ich brekcie. Hyalotuffy sú tvorené fragmentami lávy, ktoré majú viac zakrivené okraje a obsahujú veľa bubliniek po odmiešanom plyne. Oba typy sú slabo vytriedené a neopracované (**masívna stavba**), aj keď hyalotuffy môžu byť následne prepracované vlnením a gravitačnými prúdmi. Spoločne sa označujú ako **hyaloklastity s.l.**

V.3.2.6.2 Pyroklastické prúdy s.l. (pyroclastic flows / ash flows)

Pyroklastické prúdy sú tvorené zmesou horúceho plynu (magmatické plyny, vodná para, zachytený vzduch) a pyroklastického materiálu. Táto zmes je hustejšia (ťažšia) ako okolité fluidum (voda, vzduch). Pri prúdení dosahujú hrúbku niekoľkých stoviek metrov, rýchlosť stoviek km/hod a ich teplota môže presiahnuť 700 °C. Môžu prúdiť do vzdialeností desiatok až stoviek kilometrov od zdroja. Špeciálnym prípadom je prechod prúdu z kontinentu na more, kedy vysoká teplota a rýchlosť prúdu spôsobí, že prúd sa pohybuje po hladine.

Najčastejšie vznikajú gravitačným **kolapsom erupčného stĺpca** nárastom jeho hustoty. K nárastu hustoty erupčného stĺpca môže dôjsť: 1) zvýšením množstva vyvrhnutého pyroklastického materiálu; 2) poklesom jeho vnútornej teploty pri prechode atmosférou. V oboch prípadoch hovoríme o vertikálnych erupciách, kedy tlak vulkanickej explózie nie je dostatočný na vytlačenie popola do atmosféry. Erupčný stĺpec sa „zlomí“ a zmes plynov a popola sa za-

čne pohybovať pozdĺž svahu sopky, pričom kopíruje jej povrch. Tento typ erupcií sa označuje ako **erupcie plíniovského typu** (obr. V.46A1). Názov vychádza z opisu výbuchu Vezuvu z roku 79 Plíniom mladším, pri ktorom došlo k zničeniu Pompejí a Herkulánia. Rovnako vybuchla napríklad aj sopka Mt. Pinatubo. Menšie pyroklastické prúdy sú generované vtedy, ak je kolaps erupčného stĺpca spôsobený vyvrhnutím väčšieho množstva materiálu (často pemzy) = plíniovské erupcie. Veľké a extrémne ničivé sú pyroklastické prúdy, kde je zvýšenie obsahu vyvrhnutého materiálu spôsobené kolapsom kaldery.

Pyroklastické prúdy môžu vznikáť tiež **bočnými explóziami** (Svätá Helena v roku 1980), pri ktorých dochádza k roztrhaniu hornín tvoriacich bočnú stenu sopečného kužeľa (obr. V. 46A2). V tomto prípade je vyvrhovaný materiál formovaný gravitáciou do pyroklastických prúdov.

Prúdy vznikajúce **kolapsom lávového dómu** sú typické pre vysoko viskózne ryolitové lávy, vytlačené na povrch. Plyny sa pre vysokú viskozitu lávy nedokážu plynule a dostatočne rýchlo uvoľniť, čím vo vnútri chladnúcej lávy vzniká vysoký tlak. Následná expanzia plynu roztrhá lávový dóm a vzniknutá zmes fragmentov a plynov vytvorí pyroklastický prúd (obr. V. 46A4).

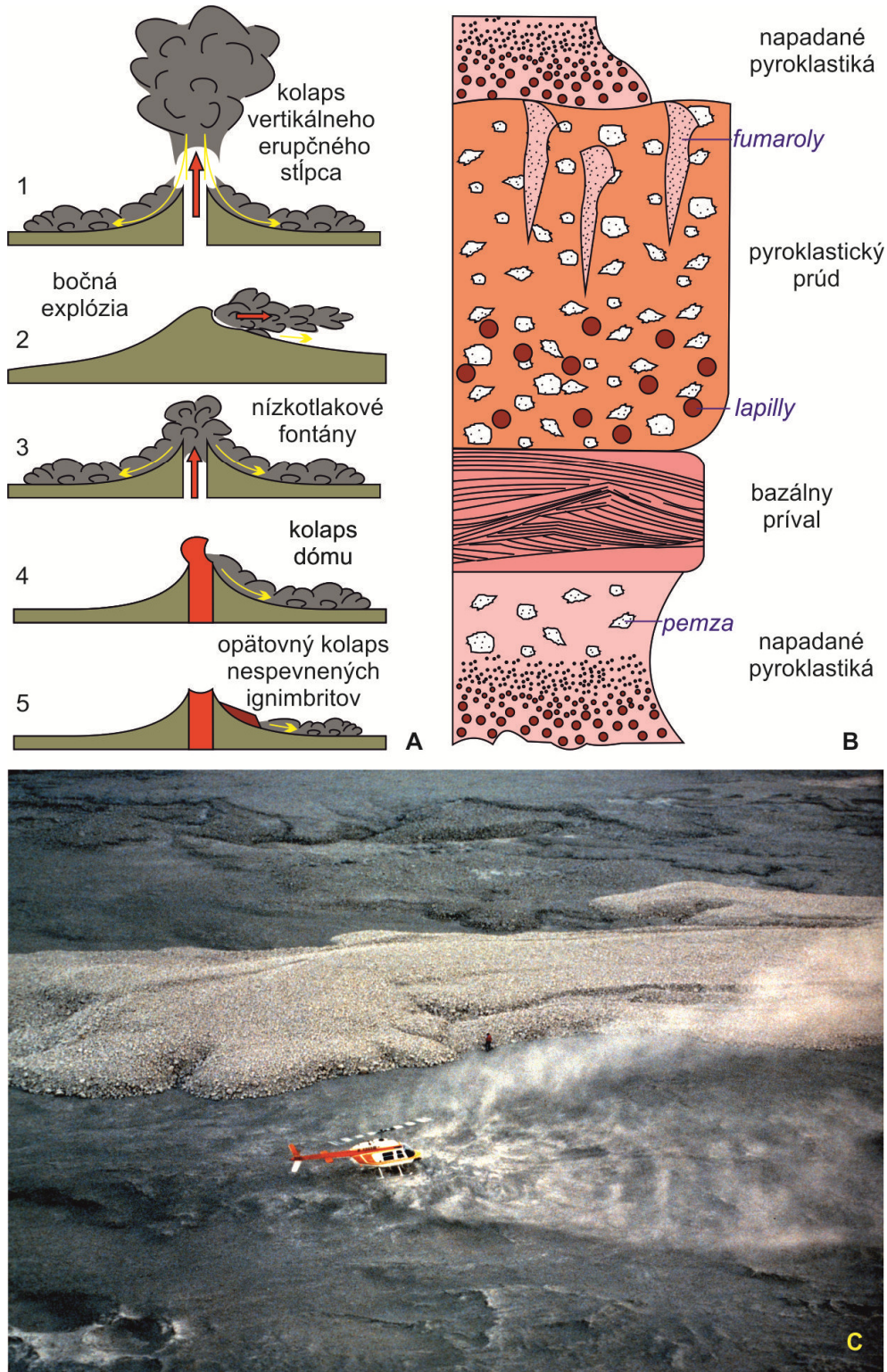
Posledným spôsobom umožňujúcim vznik pyroklastických prúdov je „**spenenie**“ lávy degazáciou (odplynením) počas erupcie. Môžeme si to predstaviť ako vyvretie lávy nad okraj krátera, podobne ako nám vyvrie voda z hrnca (obr. V. 46A3).

Poznáme tri hlavné typy pyroklastických prúdov:

1. **Blokovo-popolové prúdy (block and ash flows)**, označované ako **nuée ardentes**. Sú to koncentrované prúdy zložené z hustých, slabo poréznych blokov juvenilných vulkanických hornín a popola bez obsahu pemzy. Sú menšie ako ignimbritové prúdy a sú asociované s lávovými dómami. Sedimenty vznikajúce depozíciou blokovo - popolových prúdov svojim zložením zodpovedajú **vulkanickým brekciám (volcanic breccia - ostrohranné úlomky)**, prípadne **tufovým brekciám (tuff breccia)**. Treba si uvedomiť, že tieto názvy vyjadrujú zrnitostné zloženie vznikajúceho sedimentu a nie jeho genézu. Pôvod sedimentov v tomto type prúdov sa vyjadruje označením **block-and-ash deposits**.
2. **Pemzovo-popolové prúdy (ash-flows, pumice-flows)** označované ako **ignimbrity (ignimbrite)**. Sú tak isto koncentrované prúdy, ktoré sú ale zložené najmä z pemzy a vulkanického popola (vysoko porézne sklo + úlomky kryštálov). Tieto častice sú pomerne malej hustoty (pemza pláva na vode), čo spolu s vyššou kinetickou energiou spôsobuje vyššiu pohyblivosť ignimbritov. Sú viazané najmä na kolapsy erupčného stĺpca. Ich sedimenty sa označujú ako **ignimbrity** alebo **tufy popolových prúdov (ignimbrites, ash-flows tuffs)**. V laterálnom smere často prechádzajú do bazálnych prívalov.
3. **Bazálne prívaly (pyroclastic surges)** zodpovedajú rýchlo expandujúcimi turbulentnými zmesami plynu a malého množstva pevných častíc, najmä vulkanického popola.

Prvé dva typy nesú veľké množstvá vyvrhnutého materiálu a mechanikou pohybu najviac zodpovedajú koncentrovaným prúdom – hustým turbiditným prúdom. Ich spodná časť sa pohybuje ako znotok alebo fluidizovaný prúd, zatiaľ čo vo vrchnej časti dominuje turbiditné prúdenie s.s. Tretí typ (bazálne prívaly) tvoria pyroklastické prúdy s nízkym obsahom nesených častíc, ktoré mechanizmom pohybu zodpovedajú turbiditným prúdom s.s. a niektorí autori ich vyčleňujú oddelene.

Procesy na zemskom povrchu



Obr. V.46: Pyroklastické prúdy **A)** Spôsoby vzniku pyroklastických prúdov (upravené podľa Wintera (2010), ktorý obrázok zostavil z prác MacDonalda (1972), Fishera a Schminke (1984) a Branney a Kokelaar (2002)) 1. kolaps erupčného stĺpca (Mt. Pinatubo, Vezuv), 2. bočná erupcia (Sv. Helena), 3. nízkotlakové fontány popola (Mt. Lamington), 4. kolaps extruzívneho dómu (Mt. Pelé), 5. opätovný kolaps nespevnených ignimbritov (Mt. Pinatubo). **B)** Schéma kompletnej pyroklastickej sukcesie s jednou hlavnou erupciou (podľa Tuckera, 2003). Fumaroly vytvorené únikom plynu sú vyplnené popolom a smerujú k povrchu pyroklastického prúdu. **C)** Letecký pohľad na čerstvý pyroklastický prúd z erupcie Svätej Heleny 22.7.1980. V strede obrázka je na okraji prúdu vidieť vedca USGS skúmajúceho prúd. Foto: M. Doukas; zdroj: http://vulcan.wr.usgs.gov/Volcanoes/MSH/Images/pyroclastic_flows.html (29.09.2011)

V hustých prúdoch (ignimbrites a block and ash deposits) závisí šmykové napätie a rýchlosť prúdenia od hustoty prúdu a od pozície vzhľadom k rozhraniam prúdu. Vysoká koncentrácia pevných častíc na báze prúdu pôsobí proti vzniku turbulencií a vedie k laminárnemu prúdeniu. Mechanika pohybu častíc na báze tak zodpovedá hyperkoncentrovaným prúdom. Transport častíc v tejto časti je podporovaný kolíziami zrno-zrno (rolovanie a saltácia spôsobená disperzívnym napätím z kolízií), ako aj ťahom unikajúceho fluida. Fluidom v pyroklastických prúdoch je v kontinentálnych podmienkach plyn, ktorý je horúci, takže uniká hlavne smerom hore. Ak je spodné prúdové rozhranie ovplyvňované únikom flúid smerom hore, tento únik bráni sedimentácii častíc na báze (vztlak) a zároveň vynáša jemné častice smerom hore. Transport častíc formou zrnok na báze sa v sedimentárnom zázname prejavuje slabým vytriedením, orientáciou zrn paralelne so smerom prúdu a masívnou stavbou s nevýraznou reverznou gradáciou. Segregačné efekty na spodnom prúdovom rozhraní spôsobujú, že ťažšie litické lapilly sú ukladané skôr, ako ľahšie a väčšie kusy pemzy. Veľké kusy pemzy môžu tvoriť akumulácie vo frontálnej časti prúdu (obr. V.46C).

Na vrchnom prúdovom rozhraní sa rozdiel v hustote medzi pyroklastickým prúdom a okolitým fluidom prejaví trením spôsobujúcim turbulencie. Vo vertikálnom profile tak pozorujeme prechod od laminárneho prúdenia na báze, do turbulentného prúdenia smerom hore. Turbulentná suspenzia tvorená popolom a plynom, ktorá sa uvoľňuje z hustého a horúceho prúdu, tvorí mračno nad schádzajúcim pyroklastickým prúdom.

Zlé vytriedenie hustých pyroklastických prúdov je výsledkom najmä vysokej koncentrácie častíc na spodnom rozhraní (laminárne prúdenie neumožňuje vytriedenie), môže však byť spôsobené aj zlým vytriedením materiálu dodaného erupciou, tvorbou jemnozrnných častíc rozbiťaním a abráziou pemzy počas pohybu v prúde, spájaním sa jemných častíc popola (akrécia), tvorbou väčších klastov spekaním sa horúcich častíc (fiamé), ako aj simultánnym ukladaním rôzne veľkých zrn transportovaných rôznymi mechanizmami. Napríklad uloženie veľkých litických blokov v jemnozrnnom popole je lepšie vysvetliteľné pôsobením dvoch mechanizmov (saltácia blokov + depozícia popola zo suspenzie), než ich spoločným nesením.

Keďže k depozícii dochádza už počas transportu, zmena transportných mechanizmov (zrnok → trakčný transport) môže byť vyvolaná práve prebiehajúcou depozíciou. Modifikácia sklonu svahu depozíciou alebo eróziou môže spôsobiť lokálne variácie v smere a rýchlosti prúdenia. Jeden ignimbritový prúd tak môže produkovať niekoľko masívnych vrstiev oddelených plochami nedepozície alebo erózie, ktoré predstavujú po sebe idúce „vlny“ vo vnútri prúdu.

Sedimenty hustých pyroklastických prúdov tak budú slabo vytriedené s **masívnou alebo nevýrazne gradačnou / reverzne gradačnou stavbou** a môžu obsahovať **vnútorné erózne povrchy a zóny spekania**. Husté častice (úlomky hornín) sú väčšinou lokalizované v spodnej časti prúdu, zatiaľ čo bloky ľahkej pemzy sú koncentrované vo vrchnej časti prúdu (obr. V.46B). Vertikálne **elutriačné dajky (fumaroly)** vyplnené litickými klastami a úlomkami kryštálov sú vysvetľované ako textúry po úniku fluida (únik plynov z prúdu smerom hore) vznikajúce segregáciou plynu počas kompakcie (Branney a Kokelaar, 2002).

V riedkych prúdoch (bazálne prívaly / pyroclastic surges) umožňuje menší obsah nesených častíc vznik turbulencií a mechanizmus ich pohybu zodpovedá turbiditným prúdom s.s. Zotrvanie častíc v pohybe je podporované najmä turbulenciami fluida. Väčšie častice sa pohybujú trakčným transportom (saltácia), zatiaľ čo jemnozrnná zložka je nesená v suspenzii. Najväčšie šmykové napätie je na spodnom prúdovom rozhraní. Ak je sila šmyku dostatočná

na trakčný transport (saltáciu) popolových častíc, dochádza k tvorbe sedimentárnych telies (dún, antidún), rovnako ako pri bežnom transporte fluidami (vietor, rieka), alebo pri transporte turbiditovými prúdmi (interval T_c). V sedimentárnom zázname sa bazálne prívaly vyznačujú dobrým vytriedením, **planárnou lamináciou** a / alebo **šikmým zvrstvením** (obr.V.46.B).

Mechanizmus transportu v pyroklastických prúdoch tak závisí od viacerých faktorov. Ako prvé si treba uvedomiť, že hustota pyroklastických prúdov je nehomogénna a mení sa v čase aj priestore. Ovplyvňuje ju prvotné dodanie materiálu erupciou ako aj procesy depozície počas transportu. Depozičné mechanizmy sú ovplyvňované podmienkami na spodnom prúdovom rozhraní. Klasy vypadávajú z prúdu v závislosti od ich sedimentačnej rýchlosti, aerodynamického odporu, interakcií medzi klastami a vztlaku spôsobenom únikom fluida. Pokračujúca depozícia môže viesť k prechodu hustých pyroklastických prúdov do bazálnych prívalov.

K zastaveniu pyroklastických prúdov dochádza pri strate ich hybnosti. Fluidzácia prúdu unikajúcim plynom má za následok zníženie efektívnej viskozity prúdu a prúd sa bude rozširovať, pokiaľ bude trvať fluidizácia. Odstránenie fluida vedie k nárastu hustoty prúdu a rýchlosť šmyku sa postupne znižuje na 0 = zastavenie prúdu.

Keďže majú bazálne prívaly menšiu hustotu, k strate momentu hybnosti dochádza skôr než v prípade hustých pyroklastických prúdov. Rozhodujúcim faktorom je množstvo vody v prúde. Suché bazálne prívaly strácajú svoju hustotu vďaka sedimentácií častíc a primiešavaním okolitého vzduchu na vrchnom rozhraní. Keď hustota horúceho prívalu klesne pod hustotu okolitého vzduchu, prúd sa zdvihne a zastaví. V mokrých bazálnych prívaloch zvyšuje vlhkosť adhéziu (lepenie sa častíc na seba) a redukuje teplotu. Takéto prúdy sedimentujú oveľa skôr.

Keďže všetky vyššie spomínané depozity môžu vznikáť počas jednej erupcie, v sedimentárnom zázname vulkanickej erupcie môžeme pozorovať prechody medzi uloženinami hustých pyroklastických prúdov, bazálnych prívalov a napadanými pyroklastikami, pričom sedimenty bazálnych prívalov sa často vyvíjajú z hustých pyroklastických prúdov (obr.V46.B).

Vysoká hustota pyroklastických prúdov spôsobuje, že ich prúdenie je do značnej miery limitované topografiou terénu. Ich uloženiny tak nájdeme v topografických depresiách. Redšie bazálne prívaly sú topografiou ovplyvňované menej a môžu tak prekonávať aj menšie elevácie na povrchu. Napadané pyroklastiká nie sú limitované topografiou a pokrývajú celý povrch bez ohľadu na jeho topografiu.

Prehľad vývoja teórií o mechanizme pohybu a depozícii, ako aj nové názory na interpretáciu vznikajúcich pyroklastických textúr sú zhrnuté v práci (Branney a Kokelaar, 2002).

V.3.2.6.3 Transport redeponovaných pyroklastík

Všetky typy pyroklastického materiálu môžu byť opätovne prepracované gravitačnými prúdmi, vlnením, riečnym alebo eolickým prúdením, pričom sa vytvárajú textúry typické pre daný transportný mechanizmus. Do tejto kategórie patria aj lahary, čo sú vlastne suťotoky transportujúce vulkanický materiál (kapitola V.3.2.1). Odlíšenie pyroklastík a redeponovaných pyroklastík môže byť obtiažne. Generálne platí, že redepozíciou sa zvyšuje obsah primiešaného nevulkanického materiálu, zvyšuje sa opracovanosť vulkanických klastov a ich

zloženie nie je uniformné (počas erózie sú odnášané klasty z rôznych erupcií - rôznej chemizmus a stupeň premeny).

V.3.3 Gravitačný pohyb celistvých hornín a sedimentárnych telies (mass wasting)

Skalné rútenie, sklzávanie a zosuvy sú gravitačné pohyby celistvých sedimentárnych telies alebo hornín. Ich šmykové plochy sa líšia v tvare a orientácii a rovnako sa líšia aj detaily v pôsobení síl spúšťajúcich pohyb.

Skalné rútenie (rock falls) sa vyskytuje na strmých svahoch a je prakticky bez účasti fluíd. V tomto prípade sú klasty rôznej veľkosti (zrnká až tonové bloky) oddeľované zvetrávaním a tvoria akumulácie pod zdrojovým útesom. Tieto akumulácie sa označujú termínom **talus**. Sklon svahu talusu je kontrolovaný veľkosťou častíc, konkrétne ich sypným uhlom (obr.V.47A).

Sklzy / zosuvy (slump a slide) sa rozdeľujú podľa zakrivenia bazálnej šmykovej plochy, ktorá určuje charakter pohybu materiálu. Rozdiel medzi sklzmi a zosuvmi je v prítomnosti rotácie blokov a vo vnútornej deformácii zosúvajúcich sa telies.

Rotačné zosuvy (slumps, tiež označované ako rotational slide) sú typické pre strmšie svahy. Sú desiatky až stovky metrov dlhé a široké a dosahujú metrové hrúbky. Pri tomto pohybe bloky rotujú pozdĺž zakrivenia šmykovej plochy, pričom zosúvajúce sa bloky zostávajú neporušené ako individuálne telesá (obr.V.47C). V sedimentárnom zázname potom pozorujeme zakrivenú šmykovú plochu a zrotovanie vnútorných textúr (napr. šikmého zvrstvenia) zosunutého bloku v porovnaní s okolitými horninami.

Translačné sklzy (translational slide) predstavujú pohyb hornín alebo súdržných pôd po jasne definovanej, planárnej sklzovej ploche. Sú typické svojou dĺžkou a bežne sú aktívne dlhší čas. Spúšťáčom sú silné zrážky a rýchlosť ich tečenia môže byť od niekoľko cm za rok po 100-ky metrov za deň. Počas ich pohybu dochádza k vnútornej deformácii, ktorá sa bude meniť v závislosti od pozície v telese sklzávajúceho materiálu.: V hornej časti pozorujeme zakrivené erózne plochy, kde došlo k odtrhnutiu sklzu. Sklznuté časti sú roztrhané do blokov, ktoré sú spätne tiltované (dochádza k menšej spätnej rotácii týchto blokov). V strednej zóne je teleso sklzávajúceho sedimentu / pôdy kanalizované, pričom bloky sedimentu / pôdy sú roztrhané synsedimentárnymi zlomami a trhlinami do trógov a grábenov. Spodný koniec lalokovitého alebo prstovitého tvaru (toe) obsahuje sériu hrebeňov paralelných so svahom (obr. IV.47.D).

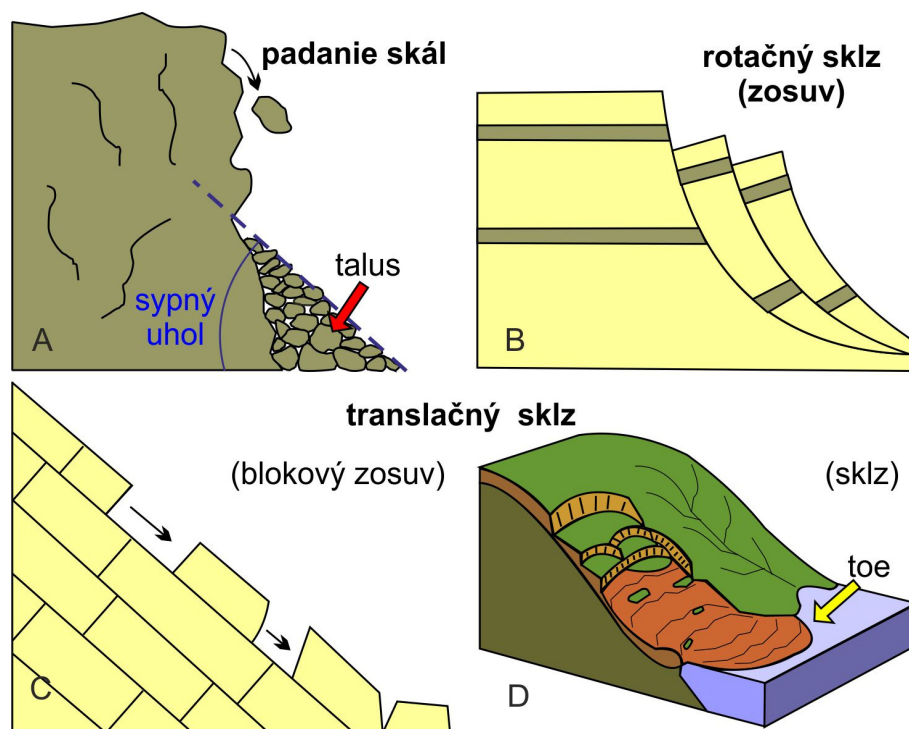
Deformácia sa v sedimentárnom zázname prejaví prítomnosťou **synsedimentárnych zlomov (synsedimentary faults), plastickým ohýbaním vrstiev, prípadne konvolútnym zvrstvením**. Ak dôjde k roztrhaniu kohezívneho / litifikovaného sedimentu, takto vzniknuté fragmenty sa v anglickej literatúre označujú ako **rip – up** klasty (rip-up clasts). Výsledný sediment zložený z hrubých klastov jednej horniny, ktoré boli transportované na krátku vzdialenosť, sa označuje ako **intraformačný zlepenec**.

Ak sa sklzávajú sedimenty s nejakou kohéziou, pridanie vody spôsobí ich konverziu do **prúdového zosuvu (earthflow)**. Sklzávané sedimenty s vyššou kohéziou sa ďalším pridaním vody môžu transformovať do suťotokov (viď obr. V.38). V prípade malej kohézie sedimentov môže dôjsť k ich konverzii do zrotokov alebo turbiditných prúdov. Ak majú sedimenty rela-

tívne nízku permeabilitu môže dôjsť k prekročeniu pórového tlaku fluíd a na krátku chvíľu (minúty) môže dôjsť k ich konverzii do fluidizovaného prúdu.

Ak dochádza k pohybu celistvých horninových mas po planárnej šmykovej ploche (napr. vrstevnej ploche), hovoríme o **blokových zosuvoch** (obr. 47B).

V tomto bode treba upozorniť, že prítomnosť (sklzy) alebo neprítomnosť (zosuvy) vnútornej deformácie výrazne ovplyvňuje výsledné textúry pozorované v sedimentárnom zázname. Z tohto dôvodu geológovia venujúci sa sedimentárnym horninám rozlišujú termín sklz a zosuv, aj keď v literatúre ich často nájdete pod jedným označením – zosuv.



Obr. V.47: Príklady gravitačného pohybu. **A)** rútenie skál, **B)** rotačný zosuv, **C)** blokový zosuv **D)** translačný sklz. (zdroj A-C: http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Di-sasters/masswastproc.htm).

V.4 Faciálna analýza

Z kapitol venujúcich sa transportným mechanizmom vyplýva, že depozičné textúry v sedimentoch odrážajú fyzikálne podmienky transportu (smer a rýchlosť prúdu, zloženie transportovaných častíc) a nie je možné spájať ich výhradne len s jedným typom sedimentačného prostredia. Napríklad tempestity, tsunamity a turbidity produkujú de facto rovnaký sedimentárny záznam, zodpovedajúci spomaľovaniu rýchlosti prúdenia. Prostredie ich vzniku tak musí byť interpretované zo širších súvislostí. Rovnako to platí aj pre šikmé zvrstvenie generované migráciou dún a čerín (eolické, fluviálne, tidálne,...), alebo heterolitické typy zvrstvenia (tidálne prostredie, čelo delty,...).

Ak chceme zo študovaných sedimentov odvodiť depozičný proces a prostredie vzniku, potrebujeme poznať všetky dostupné informácie o danom sedimente. Sedimenty s rovnakými charakteristikami sa označujú ako **fácie**. Každá vyčlenená fácia tak zahŕňa jeden typ sedimen-

tu so všetkými jeho špecifickými znakmi, ktorými sa líši od ostatných sedimentov. Konkrétne sú to:

- a. charakteristická litológia - štrk, piesok, íl, kalový vápenec,...
- b. štruktúrne znaky - vytriedenie, opracovanie zfn, zloženie zfn,...
- c. sedimentárne textúry – typ zvrstvenia, erózne stopy, stopy po prúdeňí,...
- d. fosílny obsah – prítomnosť pelagickej alebo bentickej fauny (nároky na energiu prostredia, chemizmus vody, slnečný svit, teplotu,....)
- e. geometriu - lalokovité telesá = turbidity, lineárne telesá = riečne korytá,....
- f. farbu - oxidačné alebo redukčné prostredie
- g. smery prúdeňia / paleoprúdeňovú analýzu (paleocurrent analyse)

Malé zmeny v niektorom z uvedených parametrov sa vyčleňujú ako subfácie v rámci danej fácie. Každá fácia je tvorená jedným, alebo niekoľkými procesmi depozície, a jej vzhľad môže byť modifikovaný post depozičnými (diagenetickými) procesmi.

Označenie fácie by malo byť čisto deskriptívne (opisné), s použitím adjektív: napríklad šikmo zvrstvený, hrubozrnný pieskovec. Môže byť vyjadrené vo forme kódov (S - pieskovec; c – hrubozrnný, t – korytovo-šikmo zvrstvený; pre viac pozri Tucker, 2003).

Niekedy sa používa označenie podľa prostredia sedimentácie (fluviálna fácia, fácia riečnej nivy), alebo podľa depozičného mechanizmu (piesčitá turbiditová fácia, fácia búrkových sedimentov). V prvom kroku sa však fácie označujú deskriptívne, pričom procesy a prostredie sedimentácie sú určené až neskôr. Vyplýva to zo skutočnosti, že len v niektorých fáciách vieme jednoznačne určiť prostredie sedimentácie z prítomných textúr, štruktúr a fosílného obsahu (napríklad oolické vápence / oosparity sú typické pre karbonátové pláže). Ostatné fácie môžu byť bez diagnostických znakov, typických pre určité prostredie (napr. eolické). Prostredie sedimentácie danej fácie potom musí byť stanovené v kontexte so susednými fáciami. Je to spôsobené tým, že mnoho depozičných procesov síce produkuje charakteristické fácie, ale operuje vo viacerých prostrediach. Napríklad fácie masívnych parazlepencov ukladaných suťotokmi sa môžu vyskytovať v subaerickom, jazernom aj plytkomorskom prostredí a šikmo zvrstvené pieskovce môžu byť výsledkom fluviálnej, jazernej, deltovej, plytkomorskej aj hlbokomorskej depozície, ako aj ďalších prostredí.

Interpretácia fácii vychádza z **faciálneho zákona**. Faciálny zákon hovorí, že vertikálna sukcesia fácii (ak je bez erózných povrchov) sa tvorila v prostrediach, ktoré na seba laterálne nadväzovali, napríklad proximálna a distálna časť turbiditového vejára. Vertikálna sukcesia fácii je tak produktom migrácie jedného prostredia cez druhé, napríklad progradácia turbiditového vejára do panvy. Faciálna analýza tak umožňuje interpretovať zmeny v sedimentárnom zázname. Napríklad prechod z pelagických mudstonov, cez sedimenty obsahujúce Boumove intervaly (sedimenty riedkych turbiditov) do sedimentov tvorených Loweho intervalmi (sedimenty hustých turbiditov), bude zodpovedať prechodu z panvy do proximálnej časti turbiditového vejára.

Ostré, alebo erozívne kontakty medzi fáciami znamenajú, že sukcesia fácii reprezentuje depozíciu v od seba vzdialených prostrediach, alebo veľkú zmenu v podmienkach depozície (napr. zmenu v úrovni morskej hladiny).

Ak máme v sukcesii skupinu fácii, ktoré sa vyskytujú spolu, označujeme ju ako **asociácia fácii (facies association)**. Asociácia fácii vzniká depozíciou v jednom sedimentačnom pro-

stredí, kde operujú rôzne procesy sedimentácie, napríklad pre prostredie meandrujúcej rieky je typické striedanie sa fácii imbrikovaných štrkov v koryte rieky, pieskov agradačných valov a bioturbovaných ílov riečnej nivy.

Pre štúdium depozičných prostredí a ich vývoja sa tvoria **faciálne modely (facies models)**, ktoré znázorňujú laterálne aj vertikálne prechody medzi fáciami. Tvoria sa priestorovým usporiadaním fácii, ktoré boli pozorované v teréne (blok-diagramy, profily, náčrtky).

Pre jednotlivé sedimentačné prostredia existujú aj zjednodušené faciálne modely, ktoré generalizujú distribúciu fácii, v tom ktorom prostredí sedimentácie. Napríklad depozičný model divočiacich riek zobrazuje distribúciu fácii produkovaných divočiacou riekou v priestore aj čase. Takéto modely uľahčujú interpretáciu sedimentárnych hornín a umožňujú predvídať distribúciu a geometriu fácii.

Základné informácie o vzniku jednotlivých sedimentárnych textúr a štruktúrnych znakov, ako aj základy faciálnej analýzy, nájdeme vo všetkých učebniciach venujúcich sa sedimentárnym horninám (napr. Thucker, 2001; Bridge a Demicco, 2008; Boggs, 2009; Blatt et al., 2006), ako aj v učebniciach venujúcich sa sedimentárnym panvám (napr. Miall, 2000; Reading, 1996; Einsele, 1992). Zo slovenskej literatúry sem patrí učebnica Janočka et al. (1999).

Absolútne základným učebným textom pre geológa so zameraním na sedimentológiu je text Thuckera (2003), ktorý obsahuje návod na spracovanie odkryvov (kódy litologických typov, značenie textúr,...), ako aj základné informácie o sedimentoch.

Konkrétne informácie o jednotlivých sedimentárnym prostrediach: podmienky vzniku, hlavné transportné mechanizmy, typické textúry, distribúciu vznikajúcich fácii; nájdeme v špecializovaných prácach. Z nových prác sú to napríklad: pre fluviálne prostredie Miall (2014), Ghazi a Mountney (2009), Bridge (2003); divočiacie rieky spracoval Bridge a Lunt (2006). Pre tidálne prostredie sú to práce Dashtgard et al. (2012), Longhitano et al. (2012), Longhitano (2011). Príklad faciálnej analýzy konkrétnej delty Gilbertovho typu je v práci Longhitano (2008). Shanmugam (2000, 2002) zhrnul informácie o turbiditoch a Haughton et al. (2009) vydal prácu venujúcu sa hybridným gravitačným prúdom.

Najdôležitejšími vedomosťami z kapitoly V sú informácie o základných fyzikálnych podmienkach v jednotlivých typoch transportných mechanizmov a ich prejav v sedimentárnom zázname. Študent vie spojiť sedimentárnu textúru s podmienkami transportu a depozície.

Zoznam literatúry:

- Allen J. R. L., 1982: Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis časť 1 a 2; Developments in Sedimentology 30A a 30B; Elsevier Scientific publishing Company, 592 s. a 594 s.
- Allen J. R. L. 1984. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Amsterdam, Elsevier. 663 p
- Bagnold R.A., 1954: Experiments on the gravity –free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, Series A Mathematical and Physical Sciences, V 225, N 1160, 49-63
- Bagnold R.A., 1956: The flow of cohesionless grains in fluids, Philosophical Transaction of Royal Society, Series A Mathematical and Physical Sciences, V 294, N 964, 235 – 297
- Baros A. P., Lettenmaier D. P., 1994: Dynamic Modeling of Orographically Induced Precipitation, Rev. Geophys., 32, 3, 265 – 284
- Blatt H., Middleton G., Murray R., 1972: Origin of sedimentary rocks, Prentice-Hall INC., New Jersey, 634 s
- Blatt H., Tracy R. J., Owens B E., 2006: Petrology Igneous, Sedimentary and Metamorphic, W.H. Freeman and Company, New York, 3 vydanie, 530 s.
- Boggs S., 2009: Petrology of sedimentary rocks, second Edition, Cambridge University press, 294 s.
- Branney M.J., Kokelaar P., 2002 : Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites, Geological Society Memoir No. 27, Geological Society of London, 143 s.
- Bridge J. S., 2003: Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record, Blackwell Sciences Ltd., 491 s.
- Bridge J. S., Lunt I. A: 2006: Depositional models of braided rivers, 11-50 In: Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management (eds G. H. Sambrook Smith, J. L. Best, C. S. Bristow and G. E. Petts), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. (publikované online, 2009).
- Bridge J. S., Demicco R. V., 2008: Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits, Cambridge University Press, 1 vydanie, 815 s.
- Bristow C. S., Lancaster N., Duller G. A. T., 2005: Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia, Journal of the Geological Society of London, 162, 315 - 321
- Broecker W. 2007, Advanced information on the Crafoord Prize in Geosciences 2006: Earth's operation as a chemical, physical, and biological system (pdf), 10; www.crafoordprize.se , stiahnuté 6. 10. 2011

- Buchdahl J., 1999: Global Climate Change – Student guide, A review of contemporary and prehistoric global climate change: Atmosphere, Climate & Environment Information Programme -aric, Manchester Metropolitan University, 99 s, <http://www.doc.mmu.ac.uk/aric/>, stiahnuté 14.7. 2010
- Cockell Ch., Corfield R., Edwards N., Hariis N., 2008: An Introduction to the Earth – Life System, Cambridge, 2 vydanie, 319 s
- Crucifix M, Sanchez Goni M.A, 2004: About climate, vegetation and astronomical forcing, Milutin Milankovitch Aniversaty Symposium: “Peloclimate and the Earth limate System“, Belgrade, Serbia, 2004, 113-131.
- Dashtgard S. E., MacEachern J. A., Frey S. E., Gingras M. K., 2012: Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework; *Sedimentary Geology* 279, 42–61
- de Luca P. H. V., Basilici G., 2013: A prodeltaic system controlled by hyperpycnal flows and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera), *Brazilian Journal of Geology*, 43(4): 673-694
- Drever J. I., Stillings L.L, 1997: The role of organic acids in mineral weathering, *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspect*, V 120, 167-181
- Drever J. I., Stillings L.L, 1997: The role of organic acids in mineral weathering, *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspect*, V 120, 167-181
- Dumas S., Arnott R.W.C, 2006: Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate; *Geology*, 34, 12, 1073 – 1076; Stiahnuté z geology.gsapubs.org, 24.12. 2013
- Duplessy J. C, Spyridakis M. T. (eds.) 1994: Long-Term Climatic Variations, Data and Modelling; Nato ASI Subseries I.vol.22, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, XVI, 567 s
- Einsele G., 1992: *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sedimentary Budget*; Springer-Verlag, 628 s
- Faure G., 1991: *Principles and Applications of Inorganic Geochemistry: A comprehensive Textbook for Geology Students*, Maxmillan Publishing Company, 626 s.
- Friedman G. M., Sanders J. E., 1978: *Principles of sedimentology*, 792 s.
- Ghazi S., Mountney N. P., 2009: Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan; *Sedimentary Geology*, 221, 99–126
- Gradstein F., Ogg J., Smith A., 2004: *The Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, Cambridge, 384 pp
- Hardie L. A: 1996: Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y., *Geology*, V. 24, N. 3, 279-283

- Harms J. C., Southard J. B., Walker R. G., 1982: Structures and sequences in clastic rocks, SEPM short course no. 9, Tulsa, Okla, 249 s.
- Houghton P., Davis CH., McCaffrey W., Barker S., 2009: Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance, *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1900-1918
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J., 1976: Variaton in the Earth`s orbit: pacemaker of the ice ages, *Science* 194, N. 4270, 1121-1132
- Horita, J., Zimmermann, H., and Holland, H.D., 2002: Chemical evolution of seawater during the Phanerozoic: Implications from the record of marine evaporites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 66, N. 21, 3733–3756
- Jackson R.G., 1975: Hierarchical attributes and unifying model of bedforms composed of cohesionless sediment and produced by shearing flow, *Geological Society of America Bulletin*, V 86, N 11, 1523 – 1533
- Janočko J., Žec B., Karoli S., Baráth I., 1999: Základy environmentálnej sedimentológie, Vydavateľstvo Michala Vaška v Prešove, s. 260
- Jullien R., Meakin P., Pavlovitch A.. 1992: Three-dimensional model for particle-size segregation by shaking, *Physical Review Letters*, 69, 640 – 643
- Kiehl J. T., Trenberth K. E., 1997: Earth's Annual Global Mean Energy Budget, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 197-208.
- Knoll A. H., Canfield D.E., Konhauser K. O. (eds.), 2012: *Fundamentals of Geobiology*, Wiley-Blackwell, 456 s.
- Kocurek G., Dott. R. G., 1981: Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand; *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 2, 579 – 595; <http://www.geo.arizona.edu/geo5xx/geos544/pdfs/kocurek%26dott81.pdf>
- Komar P.D., 1976: *Beach Processes and Sedimentation* , Prentice-Hall, 429 s
- Kukla G., 2004: Milankovitch`s dating of Pleistocene climates or into a glacial by global warming, *Milutin Milankovitch Aniversary Symposium: Paleoclimate and the Earth Climate System*, Belgrade, Serbia, 30 august – 2 september 2004, 91-96
- Kukla G.J., Gavin J., 2004: Milankovitch Climate Reinforcements, *Global and Planetary change* 40, 27 – 48
- Lalli C. M., Parsons T. R., 1997: *Biological oceanography: an introduction*, 2 vydanie, Elsevier Butterworth-Heinemann, 324 s
- Lancaster N., 1995: *Geomorphology of Desert Dunes*, Routledge, London, 260s

- Lang N, Wolff E. W. 2011: Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives *Clim. Past*, 7, 361–380; www.clim-past.net/7/361/2011/
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B., 2004: A long term numerical solution for insolation quantities of the Earth, *Astronomy and Astrophysics*, V. 428, N. 1, 261 – 285
- Leeder M.R., 1999: *Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to tectonics*, Oxford, Blackwells, 592 p.
- Lisiecki L. E., Raymo M. E., 2005: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003. 2-17
- Longhitano S. G., 2008: Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy) *Sedimentary Geology*, 210, 87–110
- Longhitano S. G., 2011: The record of tidal cycles in mixed silici–bioclastic deposits: examples from small Plio–Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea; *Sedimentology*, 58, 691–719
- Longhitano S. G., Mellere D., Steel R. J., Ainsworth R. B., 2012: Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights; *Sedimentary Geology*, 279, 2–22
- Lowe D. R., 1982: Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents; *Journal of Sedimentary Research*, 52, 279 - 297
- Lowenstein T. K., Timofeeff M. N., Brennan S. T., Hardie L. A., Demicco R. V. 2001: Oscillations in Phanerozoic Seawater Chemistry: Evidence from Fluid Inclusions. *Science*, V. 294, N. 5544, 1086 – 1088
- Lowenstein, T. K., Hardie, L. A., Timofeeff, M. N., and Demicco, R.V., 2003: Secular variation in seawater chemistry and the origin of calcium chloride basinal brines, *Geology*, V. 31, N. 1, 857– 860
- Majzlan J., Majzlan O., 2015: *Základy geomikrobiologie*, vydavateľstvo UK, 320 s; Preklad textu Konhauser K., 2007: *Introduction to geomicrobiology*, Blackwell publishing, 425 s
- Montañez I.P., 2002: Biological skeletal carbonate record changes in major-ion chemistry of paleo-oceans, *PNAS*, V 99, N. 25, 15852-1584 (www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.262659599; stiahnuté 7.5.2012)
- Miall A. D., 2000: *Principles of Sedimentary Basin Analysis*; 3 vydanie, Springer – Verlag, 616 s
- Miall A., 2014: *Fluvial Depositional Systems*; Springer International Publishing Switzerland, 316 s

- Middleton, G. V.; Hampton, M. A. 1973: Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition, 1-38; In: (eds.). Middleton G. V., Bouma A. H.: Turbidites and Deep-water Sedimentation, Los Angeles, CA: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 157 s.
- Middleton G. V., Southard J. B., 1984: Mechanics of Sediment Movement. Tulsa, OK: SEPM Short Course 3, 401 p
- Michalík J., Reháková D., Kováč M., Soták J., Baráth I., 1999: Geológia Stratigrafických sekvencií – Základy sekvenčnej stratigrafie, VEDA, 1 vydanie, 234 s.
- Michalík J., Vass D., Hudáčková N., Kováčová M., Lintnerová O., Reháková D., Soták J., Schlögl J., Aubrecht R., Vozárová A., Sliva L., Lexa J., Konečný V., Túnyi I., Potfaj M., 2007: Stratigrafická príručka, vydavateľstvo VEDA, SAV, Bratislava, 166 s
- Miller Ch. B., Wheeler P. A., 2012: Biological Oceanography, 2 vydanie, Wiley – Blackwell, 487 s.
- Mulder T., Alexander J., 2001: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits, *Sedimentology*, 48, 269-299
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature*, V. 299, p. 715–717.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica Cosmochimica Acta* 48, 1523-1534.
- Postma G., 1986: Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation, *Gelogy*, 14, 9, 291-294
- Railsback L. B., 2006: Some Fundamentals of Mineralogy and Geochemistry, www.gly.uga.edu/railsback/FundamentalsIndex.html
- Railsback L. B., Gibbard P. L., Head M. J., Voarintsoa N. R. G., Toucanne S., 2015: An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages, *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106
- Reading H. G. (ed), 1996: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd Edition, Wiley-Blackwell, 704 s
- Ricci Lucchi F., 1995. Sedimentographica. A photographic atlas of sedimentary structures. Columbia Univ.Press, 256 pp.
- Sandberg, P.A. (1983). "An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy". *Nature* 305: 19–22. [doi:10.1038/305019a0](https://doi.org/10.1038/305019a0).

- Shanmugam G., 2000: 50 years of the turbidite paradigm (1950s – 1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective, *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342
- Shanmugam G., 2002: Ten turbidite myths; *Earth-Science Reviews*, 58, 311– 341
- Shield A., 1936: Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung, *Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau Berlin*, 26, 26 s.; Digital copy made by Delft University of Technology, 2005
- Southard, J. B., Boguchwal, L. A. 1990: Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *J. Sediment. Petrol.* 60(5): 658-679
- Stanley S. M., Hardie L. A., 1999: Hypercalcification: Paleontology Links Plate Tectonics and Geochemistry to Sedimentology, *CSA Today*, V. 9, N. 2, 1-7
- Stewart R. H., 2008: Introduction To Physical Oceanography, Department of Oceanography-Texas A & M University, September 2008 Edition, 345 s., zdroj: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book.pdf, stiahnuté 16. 12. 2015
- Stow D. A. V., Shanmugam G., 1980: Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments; *Sedimentary Geology*, 24, 25-42
- Thomas G.P., 1965: Transport characteristics of suspension: VIII. A note on the viscosity of Newtonian suspensions of uniform spherical particles, *J. Colloid Sci*, 20, 3, 267-277.
- Timofeeff M. N., Lowenstein T. K., Martins da Silva M. A., Harris N. B., 2006: Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1977–1994
- Tomczak M., 1996-2000: Lecture Notes in Oceanography, Flinders University, Adelaide, Australia School of Chemistry, Physics & Earth Sciences, 123 s, zdroj: http://msi.ttu.ee/~elken/IntroOcean_Tomczak.pdf, stiahnuté 16.12.2015
- Tsoar H., 1984: The formation of sief dunes from barchans – a discussion, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28, 99-103.
- Tucker M., 2001: *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary rocks*, Blackwell, 3 vydanie, 262 s
- Tucker M. E., 2003: *Sedimentary Rocks in the Field*, John Wiley & Sons Ltd., 3 vydanie, 234 s.
- Vitousek, P.M., O.A. Chadwick, T. Crews, J.Fownes, D. Hendricks, and D. Herbert, 1997: Soil and ecosystem development across the Hawaiian Islands, *GSA Today*, 7, 9, 1–8
- Vonder H. T., Suomi V., 1971: Measurements of the Earth`s radiation budget from satellites during s five year period, *Jounal of Atmospheric Sciences*, Vol. 28, N. 3., s 305-314

Walker R.G., 1984: Shelf and shallow marine sands, 2-48 In: Walker R. G. and James N.P (ed.), Facies model: Response to Sea Level Change, 2 edition, Geological Association of Canada, reprint series: 1992, 454 s

Walker I. J., Nickling W. G., 2002: Dynamics of secondary airflow and sediment transport over and in the lee of transverse dunes, Progress in Physical Geography 26, 1, s. 47–75

Warren J. K., 2006: Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons, Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, 1035 s

Wilkinson B. H., Owen R. M., Carroll A. R., 1985: Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites, Journal of Sedimentary Petrology, V. 55, N. 2, 0171 – 0183.

Winter J. D., 2010: Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 2 vydanie, Pearson Education Inc., New Jersey, 702 str.

Internetové zdroje:

NOAA: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>

Estuária: http://oceanservice.noaa.gov/education/kits/estuaries/estuaries05_circulation.html, stiahnuté 24. 8. 2015

Internetové zdroje obrázkov a tabuliek:

Tab. 1: http://www.windows2universe.org/earth/climate/greenhouse_effect_gases.html, stiahnuté 4.12.2015

Obr. I.8: Vypočítané podľa Imbrie & Imbrie 1979; zdroj: http://www.eoearth.org/article/Milankovitch_cycles

Obr. I.10: Tomkin J., Milankovitch cycles and the climate of the Quaternary, In: Theis T., Tomkin J., ed.: Sustainability: A Comprehensive Foundation, Rice University, Texas, <http://cnx.org/content/col11325/1.33>, 6.1.2012

Obr. I.1.12A: <http://www.met.reading.ac.uk/~sgs02rpa/CONTED/cl-intro.html>; stiahnuté 14. 12. 2015

Obr. I.15A: https://commons.wikimedia.org/wiki/File%3AEkman_layer.jpg, stiahnuté 1. 7. 2015

Obr. I.17: http://www.ic.ucsc.edu/~wxcheng/envs23/lecture6/FG04_09.JPG, stiahnuté 28. 8. 2015

Obr. I.18: <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/ocean/circulation.htm>, stiahnuté 14.12.2015

Obr. I.19: The Influence of Physical and Chemical Processes on Contaminant Transport into and within the Arctic, kapitola 3, AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues, 1998, <http://iwlearn.net/iw-projects/807/reports/amap-assessment-report-arctic-pollution-issues-1998>, stiahnuté 28.8.2014

Obr. I.20: http://www.ic.ucsc.edu/~wxcheng/envs23/lecture6/FG04_09.JPG, stiahnuté 28. 8. 2015

Obr. II.10A: www.ig.cas.cz/tecto/sedbasins/atlas/

Obr. III.2: <http://imgkid.com/physical-weathering-of-rocks-exfoliation.shtml>

Obr. III.3A bc.outcrop.org/images/wheathering/pree4e/figure-07-12.jpg; **B)** Paul Whittlesea: www.chesterfieldlodge.fsnet.co.uk/field.htm; **C)** http://classconnection.s3.amazonaws.com/743/flashcards/819743/jpg/salt_weathering_in_gozo1328669032535.jpg; **D)** Maja Krzich <http://www.landfood.ubc.ca/soil200/components/mineral.htm>; **E)** bc.outcrop.org/images/wheathering/pree4e/figure-07-13.jpg

- Obr. III.5** <http://www.gly.uga.edu/~railsback/Fundamentals/8150Edges&Corners06.jpg>
- Obr. IV.I:** Nelson S. A.: 2013: Slope Stability, Triggering Events, Mass Movement Hazards, http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/slopestability.htm, stiahnuté 12. 1. 2016
- Obr. IV.4A:** https://en.wikipedia.org/wiki/File:Viscous_regimes_chart.png
- Obr. IV.12B:** https://en.wikipedia.org/?title=Drag_coefficient, stiahnuté 23.6.2015
- Obr. V.5B:** http://www.uleth.ca/vft/Oldman_River/Pointbar.jpg
- Obr. V.6B:** Komar, 1976: *Beach Processes and Sedimentation* gatesscience.info/.../project/beach/swash.
- Obr. V.11:** http://www.daviddarling.info/encyclopedia/L/longshore_drift.html, stiahnuté 8. 9. 2015
- Obr. V.13B:** <http://www.anr.state.vt.us/dec/geo/Photogalleryp13.htm>
- Obr. V.14:** Oscillatory flow ripples with interference ripples in center, Back Sound, NC southeasterngeology.org/SedimentaryStructures/ss050.gif
- Obr. V.15B:** HSC zdroj: southeasterngeology.org/SedimentaryStructures/ss1/htm.
- Obr. V.16A-C:** <http://www.oc.nps.edu/nom/day1/partc.html>, **D)** <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8r.html>, stiahnuté 9. 9. 2015
- Obr. V.17B:** southeasterngeology.org; **C)** www4.uwm.edu/course/geosci697/tidal/tidaldeposits.html
- Obr. V.20:** <http://coxclasses.com/earthscience/ch7/deflation.jpg>
- Obr. V.22:** http://www.fscj.me/vocabulary/Tarback/Chapter6/06_36.html
- Obr. V.23C:** bc.outcrop.org/images/rocks/sedimentary/press4e/figure-08-05jpg; **D)** southeasterngeology.org).
- Obr. V.24:** <http://pixshark.com/parabolic-sand-dunes.htm>
- Obr. V. 25D:** foto: George Steinmetz, zdroj:www.georgesteinmetz.com
- Obr. V. 26B:** foto: George Steinmetz, <http://ngm.nationalgeographic.com/2012/11/sand-dunes/steinmetz-photography#/07-rub-al-khali-star-dune-670.jpg>
- Obr. V.27A:** foto Andrew Valdez /NPS (<http://www.nps.gov/grsa/learn/nature/dunetypes.htm>)
B) foto Chris M. Morris (http://www.flickr.com/photos/79666107_@N00/6995480591/)
- Obr. V.28:** Bevis K. A., 2013 in: The Geology of Glaciers and Glaciation, <http://intheplaygroundofgiants.com/geology-of-central-oregon/the-geology-of-glaciers-and-glaciation/> stiahnuté 2. 9. 2015
- Obr. V.29:** <http://www.geol.umd.edu/~piccoli/100/CH14.htm>, stiahnuté 14.9.2015
- Obr. V.30:** Gamesby R: <http://www.coolgeography.co.uk/A-level/AQA/Year%2012/Cold%20environs/Systems/Glacial%20Systems.htm>, stiahnuté 14.9.2015
- Obr. V.31A:** Aletschský ľadovec, Dirk Beyer; http://commons.wikimedia.org/wiki/File%3A_Grosser_Aletschgletscher_3178.JPG; **C)** upravené podľa http://web.gccaz.edu/~lnewman/gph111/topic_units/glacial/glacial2.html
- Obr. V.33A:** foto von Grabenstedt, zdroj: <https://en.wikipedia.org/wiki/Till#/media/File:Geschiebemergel.JPG>; **B)** foto: Stephanie Scheiber, zdroj: <http://blogs.agu.org/georneys/2013/12/26/lasi-v-field-trip-in-pictures/>
- Obr. V.38A:** <http://www.hzs.sk/typy-aktualit/prirodna-katastrofa-vo-vratnej-z-pohladu-slp-hzs/> stiahnuté 16. 1. 2015; **B)** (zdroj: Mrs studio <http://i.ytimg.com/vi/cnirN5jP6rQ/maxresdefault.jpg>; **C)** http://img.cas.sk/img/12/fullwidth/2119213_zosuv-pody-vratna-dolina-dazd-dazde.jpg?hash=bece7b23238747c020d12a3e6fe92e59 stiahnuté 16. 1. 2015
- Obr. V. 40B:** http://www.cas.umt.edu/geosciences/faculty/hendrix/g432/g432_L10_files/Image115.jpe, stiahnuté 21. 07. 2015
- Obr. V.41A:** <http://www.ualberta.ca/~jwaldron/gallerypages/softsed.html>, stiahnuté 17. 9. 2015; **B)** southeasterngeology.org/.../ss1.htm

- Obr. V.44C:**<http://clasticdetritus.com/2007/12/15/a-few-of-my-favorite-pet-rocks/>, stiahnuté 21. 07. 2015
- Obr. V.45** Bevis K.A., 2014: <http://intheplaygroundofgiants.com/the-geology-of-sedimentary-rocks/>, stiahnuté 18.9. 2015
- Obr. V.46C):** M. Doukas; zdroj: [http:// vulcan.wr.usgs.gov/ Volcanoes/ MSH/ Images/ pyroclastic_flows. html](http://vulcan.wr.usgs.gov/Volcanoes/MSH/Images/pyroclastic_flows.html), stiahnuté 29.09.2011
- Obr. V.47 A-C:** Nelson S. A: 2014: Mass Movements and Mass Movement Processes http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/masswastproc.htm, stiahnuté 12. 1. 2016

Index

A

Abrázia: 72, 166
 Ablácia: 167
 Acidita 59
 A-CN-K: 83, 84
 Adiabatická expanzia / ochladzovanie: **25**, 43
 Advekcia: 25
 Aerobné organizmy: 64-65
 Afélium: 15
 Afotická zóna: 47
 Aktivita iónov: 54
 Akumulačný horizont (B): 85, 88
 Akumulačné pobrežia: 143-144
 Albedo: **10**, 11
 Alkalinita 59, 60
 Amalgamované vrstvy: 124
 Amplitúda vlnenia: 138
 Anti-estuáriový typ cirkulácie :34, **38**, 144, 155
 Anaerobné: 65
 Anaerobné organizmy: 64
 Anoxické panvy: 66
 Antiduny: **110**, 112, 125, **135**
 Atmosférický front: 28
 Autotrofné organizmy: 63

B

Bahnotok: 123, **179-181**
 Bar: 125, 134, 147-148
 Bauxit: 88, **90**
 Báza vlnenia: 139
 Bazálny príval: 125, 188,
 Pyroklastický bazálny príval: 196-199
 Bazálny šmyk: 169
 Bernoulliho princíp: 110, **113**
 Bioerózia 72
 Bioturbácia: 72
 Binghamové plastické fluidá: **104**, 175, 179
 Binghamovo číslo: 179-180
 Blowout: 166
 Bouma, Boumova sekvencia: **189**
 Brakická voda: 48

C

Ca pôdy: 88
 Cassonové fluidá: 104
 CCD – kalcit kompenzačná hĺbka: 59
 CIA: 83, 84
 Cirkulačné bunky v atmosfére: 27
 Coriolisov efekt: 25

Č

Čerinová laminácia: 145 -146, 151, 159, 189-190
 Čeriny: 125
 Eolické (veterné): 159, 165
 Prúdové: 132
 Oscilačné čeriny / vlnové čeriny: 144-145
 Tidálne: 151-152

Vo fáze: 145-146
 V pohybe: 145-146

D

Debrit: 181
 Dehydratácia: 79
 Deflačné panvy: **148**, 165-166
 Deformačné textúry :125, 173, 185 -186, 200
 Konvolútne zvrstvenie
 Miskovitá a pilierovitá textúra
 Vankúšovitá, plameňovitá a guľovitá textúra
 Synsedimentárne zlomy: 200
 Ohýbanie vrstiev: 200
 Difrakcia vln: 140, 154
 Diamiktit: 173, 181
 Dilatácia: 185
 Dilatantné fluidá: 103
 Downwelling: 32
 Dropstone: 173
 Durikrusty: 90
 Duny: 125,
 Subakvatické: 134
 Tidálne: 153
 Eolické: 160 -165
 Priečne: 160-164
 Parabolické: 160, 163
 Barchany: 160-162
 Pozdĺžne: 160, 163-164
 Sejfové: 163-164
 Hviedicové: 160, 164-165
 Fixované vegetáciou: 160, 165
 Dynamická rovnováha: 56
 Dynamická viskozita: 99-100
 Dysaerobné: 65
 Dysfotická zóna: 47
 Dýzový vietor: 28

E

Eh: 61
 Efektívna slnečná konštanta (effective solar flux): 9
 Efektívna objemová hustota: 99
 Elektronegativita: 77
 El Niño: 31
 Eluvizácia: **85**, 90
 Endotermické reakcie: 63
 ENSO: 31
 Erozívne pobrežia: 143-144
 Erózne textúrne znaky / erózne stopy: 127-128, 136,
 166, 172-173, 189, 192
 Korytá a výmole
 Stopy po prúde
 Stopy po vlečení predmetov
 Erupčný stĺpec: 194-195
 Eskery: 173
 Estuáriový typ cirkulácie: **34-38**, 67, 144
 Estuárium: 35 - 37
 Pobrežné estuária: 36,

Procesy na zemskom povrchu

- Bariérové estuária: 36
Tektonické estuária: 36
Stratifikované estuária: 36
Slabo stratifikované estuária: 36
Vertikálne miešané estuária: 37
- Eufotická zóna: 47
Euryhalinné organizmy: 49
Eustatické zmeny: 41
Euxinické prostredie: 67
Evapotranspirácia: 10, 26
Evaporizácia: 26
Excentricita: 14
Exfoliácia: 70
Exotermické reakcie : 63
Extrémne pôdy: 90
- F**
Facety: 158
Fácia: **201 – 203**
 Faciálna analýza
 Asociácia facií
 Faciálny model
 Faciálny zákon
Fe laterit: 88, 90
Ferrelova bunka: 28
Fjordy (fjords): 36
Flazerové zvrstvenie: 151-152
Fluidizácia: 185
Fluidizovaný prúd: 176-178, **185-186**
Fluidum: 98
Forcing, forcing function: 9
Foresety: 124, 125
Fotická zóna: **47**
Fototrofné organizmy: 63
Framboidálny pyrit: 67
Freatická zóna: 76
Freatická voda: 76
Frikcia: 95
Froudovo číslo (Fr): 107, **110-111**, 188
- G**
Geobiológia :65
Geostrofické prúdy:142
Gleye:89
Gradačná suspenzia:119
Gradačné zvrstvenie / stavba:123,126, 148,160, 181, 183, 189-192, 195, 198
 Normálna gradácia
 Opačná. / reverzná gradácia
Gravitačné prúdy: 94, 108, 123, 174, **175-199**
Greenhouse:39
Gyre:29, 39
- H**
Hadleyiho bunka: 27
Heterolitické zvrstvenie: 124, **151-152**
Heterotrofné organizmy: 64
Hjulstromov diagram: 117
Horizont deštrukcie (C): 86
Hrance: 72, 158, 165, 166
- Hranica tekutosti: 103
Hrebene sedimentárnych telies: **126**,
 Rovné
 Zakrivené
 Sínusoidné
 Jazykovité
 lunátne
Hummocky (HSC): 147
Humusový horizont: 85
Husté gravitačné prúdy: 175
Hustota: 99
Hyaloklastity s.l.: 195
 Hyaloklastity
 hyalotufy
Hybridné gravitačné prúdy: 178
Hydratácia: 79
Hydraulický skok: 111
Hydraulické vytriedenie: 129
Hydrostatický tlak: 80, **97**
Hyperkoncentrované prúdy: **177-178**
Hypersalinná voda: 48
- CH**
Cheláty: 54
Chemoautotrofné organizmy: 63
- I**
Icehouse (ľadový dom): 40
Iluvizácia: 85
Imbrikácia: **122**, 131
Imobilné prvky: 53
Inkongurentné reakcie: 80
Insolácia: 9, 70
Intraformačný zlepenec: 127
Intraklasty: 119, 127
Interferenčné čeriny: 146
Intersticiálne fluidá: 95, **97**
Intertropická konvergenčná zóna (ITCZ): 27
Iónové páry: 54
Iónový potenciál: 51
Iónová sila vody: 56
Iónová väzba: **77**, 78, 79
izostatické zmeny: 41
- J**
Jednoduché skupiny vrstiev: 124
- K**
Kalkrety: 90, **92**
Kaliče: 90, **92**
Kamenné lavíny: 123, 177, **183-184**
Kamy:173
Karbonitizácia: 79
Kinematická viskozita: **101**, 132
Kinetické sitovanie: 180, **184**
Koeficient odporu: 107, **115-116**, 157
Kohézia: 95, **96-97**, 175-182
Kompenzačná hĺbka: **58-59**
Koncentrované prúdy: **177-178**
Kongruentné reakcie: 80

Procesy na zemskom povrchu

Konvekcia: 25
Konvergencia vln: 140
Konvolutné zvrstvenie: 80, 125, 185, 192
Kopčekovité zvrstvenie: 147
Korytá: 128, 136, 172
Kosy: 143
Kovalentná väzba: **77**, 78, 79
Kritická hustota: 185
Kritická rýchlosť prúdu: 117
Kritické šmykové napätie: **103**, **117**, 179
Kritická trakčná sila: 117

L

Ladovce: 167-173
 Horské: 167, 170
 Karové: 167
 Údolné: 167
 Podhorské: 167
Kontinentálne: 167, 170-171
Polárne / studené: 169
Teplé: 169
Ladovcové čiapky: 167
Ladovcové šelfy: 167
Ladovcové štíty: 167
Ladovcové prúdy: 167
Lagunárny typ cirkulácie: **34**
Lahar: 177, 182, 199
Lamína: 123
Laminácia: **1 25**
Laminácia šplhavých čerín: **145-146**, 160, 189
(subakvatické prostredie)
 Planárna laminácia šplhavých čerín: 159 160
(eolické prostredie)
Laminácia rybej kosti: 151
Laminárne prúdenie: **107-109**, 175-178
La Niña: 31
Latentné teplo: **10**
Laterity: 87, **88**
Lentikulárne zvrstvenie: 151
Likvácia: **185-186**
Litostatický tlak: 70, 80
Litotrofné organizmy: 63
Lowe, Loweho sekvencia: 1 91
Lyzoklína: **58**

M

Masívna stavba / masívne zvrstvenie: 124, 180-181,
 183 – 184, 189, 190, 192, 193, 195, 198
Materská hornina: 83
Medza tekutosti: 103
Megačeriny: 125
Mechanizmus podpory zfn: **176-178**
Merný povrch: **76**
Meteorická voda: 75
MIS (morské izotopické štádiá): 20, **22**
Mobilita iónov: 51. 52
Monzún: 27
Morény: 173
 Čelné 173
 Bočné: 173

Morský sneh: 65
Mrazové klíny: 71

N

Napadané pyroklastiká: 194-195
Negatívny pórový tlak: 98
Nenewtonovské fluidá: **102-104**, 108, 175-176
Newtonovské fluidá: **101**
Nunatak: 167

O

Oblasť západných vetrov 28
Oblasť polárnych východných vetrov (polar easterlies): 29
Oblikvita: 13, 14, **18**, 19
Odliv: 148
Oozoe: 65
Opačná gradácia (reverzná gradácia): 180 – 181,
 183-184
Orbitálna rýchlosť: 139
Orografická precipitácia: 43
Oscilačné čeriny: 144-145
Oxidačné prostredie: **62**
Oxidačno – redukčný potenciál: **61**
Oxidácia: 61, 80

P

Parazlepenec (diamiktit): 173, 181
Parciálny tlak: 48
Pasát: 28
pe: 61
Penosalinná voda: 49
Perihélium: 15
Periódna vlnenia: 138
pH: **59**
Pieskové moria: **159**, 162
Pieskové vlny: 125
Pieskové vulkány: 185
Planárna laminácia: 132-133, 135, 154, 155, 159,
 189-191, 199
 zvrstvenie: 126-127, 132-133, 135,
Planárne šikmé zvrstvenie: 126-127, 134, 159
Planárne vrstvy: 146-147
Plasticky dilatantné fluidá: **103**
Plastické fluidá: **103**, 175
Plaveniny: 119
Plážová laminácia: 147
Plucking: 172
Podzoly: 87, 88
Polarizovaná voda: 77
Polárna bunka: 29
Polygonálne pôdy: 71
Pórová voda: 97
Pórový tlak fluíd: 185
Pozdĺžne príbrežné prúdy: 142
Precesia: 14, **16**, 19
Precesia rovnodennosti: 17
Prechodné gravitačné prúdy: 177
Priame prúdenie fluíd: 94, **98**
Príbojová zóna: 140

Procesy na zemskom povrchu

- Prílív: 148 - 153
Poldňový: 148
Poldňový zmiešaný: 148
Dňový: 148
Skočný: 148-153
Hluchý: 148-153
Pripovrchové tečenie: 120, 157-158
Prívaly vody: 154
Prúdová lineácia: 135
Prúdové čeriny: 132
Prúdový režim : 111
Pseudoplatické fluidá: **103**, 175
PSI: 116
Pufrovanie: 60
Pyknoklína: 34
Pyroklastický prúd: 123, **194-199**
 Blokovo – popolové prúdy (nuée ardentes): 196
 Pemzovo – popolové prúdy (ignimbrity): 196
 Bazálne prívaly: 196 - 199
- R**
Redukčné prostredie: **61**, 89
Redukcia: **61**, 80
Refrakcia vln: **140**, 146, 154
Regolit: 175
Regresia: 41
Relatívna viskozita: 101
Rezistencia voči pohybu: **94**, 95
Rezonančná amplifikácia vln: 140, 154
Reverzibilné prudenie: 149
Reynoldovo číslo (Re): **107-109**, 179, 183
Rheopexné látky: 104
Riedke gravitačné prúdy: 175
rovnodennostné kolísanie: 17
rovnovážna konštanta: 56, **57**
rozhrania prúdu: **104**
rýchlostný gradient fluida: **99-100**
rýchlosť prechodu vlny: 138-139
- S**
Salinita: 30, **48**
Saltácia: 120
Saturácia: **56 -57**
SCS: 147
Sedimentárne gravitačné prúdy: 94, 98, **171-199**
Sedimentárne telesá: **125-127**
 2D: 126
 3D: 126
Senzitivita: 10
Shieldsov diagram: 117
Silkreta / sikrusta: 90, **93**
Sily fuida: **113**
Skalné rútenie: 123, **200**
Skleníkové plyny: 10, **12**
skleníkový efekt: 10, **11**
Sklz: 200
Slanovodné klíny: 36
Snečná konštanta: **9**
Sodné pôdy: 88
Solar flux): 9
Solanka: 48
Soliflukcia 123, 193
Spätne prúdy: 141
Splaveniny: 119, 120
Spodné planárne vrstvy: 133
Spodný prúdový režim: 111
Spras: 166
Stenohalinné organizmy: 49
Stlačiteľné fluidá: 99
Stesnanie: 95
Stokesov zákon: 116
Stopy po erózii: **127-128**, 154, 173
 stopy po prúdení: **128**, 136, 154
 stopy po vlečení: 128, 136, 154, 173
Stopy po vtlačaní: 186
Stow, Stow – Shanmugamova sekvencia: 189
Striácie: 72, 173
Subritické prúdy: 110-111, 189
Súdržnosť: 96
Superkitické prúdy: 110-111, 112, 189
Susceptibilita: 76, 83
Suťotok: 123, 176-178, **179-182**
 kohezívny: 179-181
 nekohezívny: 181-182
- Š**
Šikmé zvrstvenie / šikmá laminácia: 123, **126-127**, 132, 134, 151, 153, 160-165, 189-191, 199
 planárne šikmé zvrstvenie: 126-127, 134, 161
 korytové šikmé zvrstvenie: 126 -127, 134, 161
Šmykové napätie: **94 - 95**
Šošovkovité zvrstvenie: 151
Štruktúrna integrita: 77
- T**
Tangenciálna zložka gravitácie: 94, 95
Tangenciálne šmykové napätie: **100**
Tečenie pôd: 193
Tempestity: **148**, 155
Termohalinná cirkulácia: 30
Tesnosť uloženia častíc: **95-96**, 183
Textúry obtekania: 133, 136, 166, 173
Textúry po úniku vody: 125, 180-181, 185-186, 192
 Miskovitá textúra
 Pilierovitá textúra
Tidálne laminy: **150-151**, 155
Tidálne prúdenie: 35 -37, 144, **148-153**
Till: 173
Tilt: 13, 14
Tixotropne látky: 104
Transgresia: 41
Trecia sila: 94, **95**
Termoklína: 33
Trakčný koberec: 191
Trakčný transport: 120
Transport pozdĺž pobrežia: 143
Tryskový vietor: 28
Tsunami: 153-155
Tsunami: 155

Procesy na zemskom povrchu

Turbidity: 187, 188
Turbiditný prúd: 123, 125, 175-178, **187-193**
Riedky (LDT): 177-178, **189-190**
Hustý (HDT): 177-178, **191-192**
Turbiditový vejár: **192**
Turbulentné prúdenie: **107-109**. 175 - 179

U

Úlomkotok: 176-178
Uloženie častíc (stesnanie): **95-96**, 183
Uniformná suspenzia: 119
Upwelling: 31

V

Vadózna zóna: 76
Vadózna voda: 76
Vlečné ryhy: 173
Vlečné sily fluida 113, 114
Vrchné planárne vrstvy: 135, 146, 189
Vrchný prúdový režim: **112**, 189
Vrstevná plocha: 124
Vrstva: 123
Vylúhovací horizont: **85**
Výmole: 128, 136, 154, 173

Y

Yardangy: 72, **166**

Z

Zdvižné sily fluida: 113
Zložené skupiny vrstiev: 124
Zóna bez difúzie: 106
Zóna difúzie: 106
Zóna lámania sa vln: 140
Zóna nulovej rýchlosti: 107
Zóna spätného prúdenia: 107
Zóna výbehu vln (zóna dosahu vln): 140
Zosuv: 123, 200
Zrážkové tiene: 43
Zrnotok: 123, 125, 176-178, **183-184**
Zvlnené zvrstvenie: 151
Zvrstvenie: **123**
Zvrstvenie rybej kosti: 151-153

Anglicko – slovenský slovník použitých výrazov

A

Ablation – ablácia (strata objemu topením, eróziou a sublimáciou - vyparovaním)
Adiabatic expansion – Adiabatická expanzia (pokles teploty látky (napr. vzduchu) spôsobený iba jej expanziou, bez výmeny tepla s okolím)
Al – laterite – bauxit
Alpine glacier – horský ľadovec
Aluminocrete – bauxit
Anticlockwise; ACW – rotácia proti smeru hodinových ručičiek
Antidune - antiduna

B

Ball structure - guľovitá textúra
Bar – bar (sedimentárne teleso veľkých rozmerov vznikajúce sedimentáciou z vodných prúdov)
Bar – built estuaries -bariérové estuária
Barchan – barchan (typ duny)
Barchanoid dune (priečne duny so zakrivenými hrebeňmi)
Basal slide – bazálny šmyk / sklz
Beach lamination – plážová laminácia
Bed- vrstva
Bedding – zvrstvenie
Bedforms – sedimentárne telesá vznikajúce vplyvom prúdenia
Bed load: splaveniny -materiál transportovaný po dne (trakčný transport)
Bedset – skupiny vrstiev
Block and ash flows - blokovo-popolové prúdy (pyroklastické)
Block-and-ash deposits – uloženiny blokovo – popolových prúdov (vulkanické brekcie)
Blowout – piesčité depresie vznikajúce vyvieváním piesku v oblastiach v piesčitých oblastiach
Brackish water – brakická voda
Breaker zone – zóna lámania sa vln
Brine – soľanka, hypersalinná voda
Buffered - pufrovanie

C

Calcrete – kalkrusta, kalkreta (vápnitá kôra) v pôde
Caliche – kalkrusta, (vápnitá kôra) v pôde
Channels – korytá (rieky a pod), kanály (turbidity)
Cirque – kar (depresia, kde sa tvorí ľadovec)
Cirque glacier – karový ľadovec
Climbing ripple cross-lamination/ climbing ripple lamination/ – laminácia šplhavých čerín
Climbing translantent/transcurrent/ strata – laminácia šplhavých čerín vznikajúca v eolickom prostredí
Clockwise; skratka CW – rotácia v smere hodinových ručičiek
Coastal plain estuaries – pobrežné estuária, alebo zatopené riečne údolia
Cohesionless gravity / density flows– nekohezívne gravitačné prúdy (gravitačné prúdy obsahujúce nekohezívny materiál (piesok, štrk) Môžu sa tiež označovať ako friction flows, granular flows alebo non-cohesive flows
Cohesive gravity / density flows– kohezívne gravitačné prúdy (gravitačné prúdy obsahujúce kohezívny materiál (íly) ; správajú sa ako newtonovské plastické fluidá). Môžu sa tiež označovať ako plastic flows alebo slurry flows
Cold based glacier – studené ľadovce primrznuté k podložíu (pohyb prebieha len vnútornou deformáciou)
Composite bedset – zložené skupiny vrstiev
Concentrated density flow - koncentrované prúdy
Continental glaciers – kontinentálne ľadovce
Convolute bedding – konvolútne zvrstvenie
Coset – jednoduché skupiny vrstiev
Crescentic dunes- priečne duny so sínusoidne zakrivenými hrebeňmi
Crest – hrebeň sedimentárneho telesa
Cross- bedding – šikmé zvrstvenie
Cross-lamination – šikmá laminácia
Cross stratification – šikmé zvrstvenie

Procesy na zemskom povrchu

Current-crescent scour – textúry obtekania
Current ripple – prúdové čeriny
cut-and-fill – výmole (erózne textúry výmoľov a ich výplň)

D

Debris avalanches – kamenné lavíny
Debris flow – suťotok / úlomkotok
Debrite – uloženiny suťotoku
Deflation basins/pans – deflačné panvy (panvy, s ktorých bol vyviaty jemnozrnný materiál)
Diamictite – diamiktit / parazlepenec (nevytriedený sediment obsahujúci klasty štrkovej veľkosti)
Dish structure – misková textúra
Distal – distálny (vzdialený, okrajový)
Diurnal tide – dňový príliv (jeden príliv za tidálny deň)
Downwelling – klesanie teplej povrchovej vody do väčších hĺbok
Draas – eolické duny veľkých rozmerov (výška cez 400m, dĺžka cez 1000m), často zložné z viacerých dún
Drag coeficiencie – koeficient odporu
Dreikanter – hranec (pyramídálneho tvaru)
Dropstone – sedimenty, ktorých laminácia je zakrivená, okolo veľkých napadaných klastov (v prípade glaciálnych sedimentov)
Dune – duna

E

Ebb tide – odliv
Effective solar flux – efektívna slnečná konštanta
Echo dune – duny vznikajúce akumuláciou piesku pred prekážkou
Equinoctial seesaw – rovníkennostné kolísanie
Erg – pieskové more (oblasť púšte, kde je prítomný piesok – oblasť dún)
Erosion markings – stopy po erózii
Esker – esker (geomorfologický tvar ľadovcových uloženín)
Estuarine type circulation – estuáriový typ cirkulácie
Evaporation: evaporácia - vyparovanie
Evapotranspiration – evapotranspirácia; evaporácia = vyparovanie + transpirácia = dýchanie
Excentricity – excentricita

F

Facial law – faciálny zákon
Falling dune – duna vznikajúca sedimentáciou piesku za prekážkou (duny fixované topografiou)
Ferricrete – železitá kôra, Fe – laterit
Fjord – fjord
Flame structure – plameňovitá textúra
Flaser bedding-flazerové zvrstvenie
Flood tide: príliv
Fluidization – fluidizácia
Fluidized sedimentary flow - fluidizovaný prúd
Flute casts – stopy po prúdení
Fresh water – sladká voda
Frictional freezing – frikčné mrznutie (zastavovanie gravitačného prúdu obnovovaním kontaktov zrno-zrno, čiže obnovovaním trenia medzi zrnami)
Friction flows– nekohezívne gravitačné prúdy (gravitačné prúdy obsahujúce nekohezívny materiál (piesok, štrk)
Môžu sa tiež označovať ako cohesionless gravity / density flows, alebo granular flows
Froud number – froudovo číslo

G

Glacier – ľadovec
Grain flow – zrnotok
Grain support mechanism – mechanizmus udržiavajúci častice v gravitačnom prúde
Granular flows– nekohezívne gravitačné prúdy (gravitačné prúdy obsahujúce nekohezívny materiál - piesok, štrk). Môžu sa tiež označovať ako friction flows alebo cohesionless gravity / density flows
Greenhouse gas – skleníkové plyny
Greenhouse – zelený dom – skleník

Procesy na zemskom povrchu

Groove casts –vlečné ryhy

Groove – ryhy

Gyres – rozsiahly systém rotujúcich prúdov v oceánoch. Jeden rotujúci povrchový prúd = gyre

H

Halocline – haloklína

Head – hlava, v tomto zmysle začiatok. Napríklad začiatok estuária (v smere od rieky)

Herringbone cross-stratification – zvrstvenie rybej kosti (protismerné šikmé zvrstvenie)

Heterolithic bedding – heterolitické zvrstvenie (striedanie sa dvoch typov geneticky príbuzných vrstiev)

Horizontal bedding /lamination – planárne zvrstvenie / laminácia

Hummocky – kopčeky

Hummocky cross-stratification / hummocky cross-bedding – kopčekovité zvrstvenie

High density flow – gravitačné prúdy obsahujúce veľké koncentrácie nesených častíc

Hybrid gravity-flow – hybridný gravitačný prúd alebo zmiešaný gravitačný prúd (mixed gravity-flow) – gravitačný prúd zložený z dvoch alebo viacerých gravitačných prúdov (napr. dole suťotok, hore turbiditný prúd s.s.)

Hydraulic jump – hydraulický skok

Hydraulic sorting – hydraulické vytriedenie

Hyperconcentrated density flow – hyperkoncentrované prúdy

Hypersaline water – hypersalinná voda, soľanka

I

Iceberg – ľadovec, ľadová kryha

Ice caps – ľadové čiapky (Ľadové polia s rozlohou do 50 000 km²)

Ice field – ľadové pole

Icehouse – ľadový dom

Ice sheets – ľadové štíty (kontinentálny ľadovec – ľadové pole s rozlohou nad 50 000 km²)

Ice shelves – ľadovcové šelfy (vyústenie ľadovca do oceánu)

Ice streams – ľadovcové prúdy (miesta v kontinentálnom ľadovom pokryve, kde sa ľad pohybuje rýchlejšie vzhľadom k okolitému ľadu)

Ignimbrite – ignimbity (uloženiny pemzovo-popolových pyroklastických prúdov)

Insolation – insolácia , prichádzajúce slnečné žiarenie

Interference ripple- interferenčné čeriny

J

Jet stream – tryskový vietor; dýzový vietor

K

Kames – kamy (geomorfologický tvar ľadovcových uloženín)

L

Lahar – lahar (vulkanoklastické suťotok)

Latent heat – latentné teplo; tepelná energia viazaná napríklad do tvorby vodných pár

Lee side – prepadová / záveterná strana sedimentárneho telesa

Lenticular bedding – šošovkovité / lentikulárne zvrstvenie

Liquefaction – likvácia, zvodnenie sedimentu

Loess – spraš

Longitudinal dune – pozdĺžna duna

Longshore currents – pozdĺžne príbrežné prúdy

Longshore drift – transport materiálu pozdĺž pobrežia

Low density flow – gravitačné prúdy obsahujúce malé koncentrácie nesených častíc

Low density turbidity current (LDT) – riedke turbiditové prúdy

Lower plane bed – spodné planárne vrstvy

M

Marine snow – morský sneh: agregáty zvyškov planktonických organizmov, ktoré padajú z fotickej zóny na morské dno

Mass wasting – gravitačný pohyb celistvých hornín a sedimentárnych telies

Matrix strength – kohezívna sila ílovitých častíc v kohezívnych suťotokoch, ktorá udržuje v pohybe aj hrubozrné klasty.

Procesy na zemskom povrchu

Megaripple – megačeriny, dnes označované termínom duny
MIS / marine isotopic stage – morské izotopické štádiá: 20,22
Mixed semidiurnal tide – zmiešaný poldňový príliv (2 prílivy rôznej intenzity za tidálny deň)
Moraine – moréna (sedimenty uložené ľadovcom)
Mountain glacier – horský ľadovec
Mounth – ústie (napr. ústie rieky)
Mud draps – povlaky bahna pokrývajúce povrch čerín a dún v obdobiach bez prúdenia. Prejavujú sa ílovitou vrstvičkou zvyrazňujúcou povrch foresetu (vnútornej vrstvy) vo vrstve šikmého zvrstvenia)

N

Neap tide – hluchý príliv / nízky príliv
Nebkha – duny fixované vegetáciou
Newtonian fluid - newtonovské fluidá
Non-cohesive flows – nekohezívne gravitačné prúdy (gravitačné prúdy obsahujúce nekohezívny materiál (piesok, štrk) Môžu sa tiež označovať ako friction flows, granular flows alebo cohesionless gravity / density flows
Non-Newtonian fluid – nenevtonovské fluidá
Nuée ardentes – iné označenie pre blokovo – popolové pyroklastické prúdy
Nunatak – nunatak (vrchol kopca / štítu, trčiaceho nad povrch kontinentálneho ľadovca)

O

Obliquity – oblikvita
Obstacles – textúry obtekania

P

Packing – tesnosť uloženia častíc, stesnanie
Parabolic dune – parabolická duna
Parallel bedding / lamination – planárne zvrstvenie / laminácia
Parent rock- materská hornina
Partially mixed estuaries / slightly stratified estuaries – slabo stratifikované estuária
Parting lineation – prúdová lineácia
Pebble mudstone – parazlepenec, diamiktit
Piedmont glacier – podhorský alebo úpätný ľadovec
Pillar structure – pilierovitá textúra
Pillow structure – vankúšová textúra
Planar cross-bedding – planárne šikmé zvrstvenie
Planar lamination – planárne usporiadanie vnútorných lamín (do 1cm) vo vrstve
Planar stratified – planárne usporiadanie vnútorných vrstvičiek(nad 1cm) vo vrstve
Plastic flows – plastické prúdy (gravitačné prúdy správajúce sa ako nenevtonovské plastické fluidá). Môžu sa tiež označovať ako cohesive gravity / density flows alebo slurry flows
Plucking – vytrhávanie kusov podložia pri pohybe ľadovca
Plug – pasívne nesený sediment
Polar easterlies – oblasť polárnych východných vetrov
Potholes – priehlbiny vyerodované vodou, „hrnce“
Precession – precesia
Primary current lineation – prúdová lineácia
Proximal – proximálny (blízky, napr. pri turbiditoch blízky k pevnine)
Pumice – ash flow – pemzovo – popolové pyroklastické prúdy (ignimbrity)
Pycnocline – Pyknoklína
Pyroclastic fall – napadané pyroklastiká
Pyroclastic flow – pyroklastický prúd
Pyroclastic surge – bazálny príval (typ pyroklastického prúdu)

R

Redox potential – oxidačno – redukčný potenciál
Regolith – regolit (zvetralinový plášť na povrchu Zeme a iných terestrických planét, inak tiež elúvium)
Reynolds number – Reynoldovo číslo
Ridge – hrebeň (hrebeň čeriny)
Rip currents – spätné prúdy na pobrežiach
Ripple – čerina

Procesy na zemskom povrchu

Ripple cross-lamination – čerinová laminácia (v prípade, že vidíme tvar čeriny a vnútorné foresety)

Ripple-in phase – čeriny vo fáze (typ laminácie šplhavých čerín)

Ripple-in drift – čeriny v pohybe (typ laminácie šplhavých čerín)

Rip-up clasts – intraklasty vyerodované z podložia (roztrhané, vytrhnuté kohezívne sedimenty)

Rock falls – skalné rútenie, rútenie skál

S

Sabkha - sebcha (plytké pobrežie, kde dochádza k precipitácii evaporitov)

Saline water – salinná voda (voda s obsahom rozpustených solí, napr. morská voda)

Salt wedge estuaries - stratifikované estuária, označované tiež ako slanovodné klíny

Sand sea – pieskové more (oblasť púšte, kde je prítomný piesok – oblasť dún)

Sand volcano - pieskové vulkány (textúry vznikajúce na povrchu sedimentu v dôsledku výronu podložných fluidizovaných sedimentov)

Sand wave – pieskové vlny, dnes označované ako bary

Scour-and-fill – výmole

Seawater – morská voda

Semidiurnal tide – poldňový príliv (2 prílivy rovnakej sily za tidálny deň)

Sensible heat – teplo, ktoré môžeme merať a cítiť

Sensitivity – citlivosť

Silcrete – silkreta, silkrusta, (Si kôra v pôde)

Simple bedset – jednoduché skupiny vrstiev

Slide – sklz

Slum – zosuv

Slightly stratified estuaries / partially mixed estuaries – slabo stratifikované estuária

Slurry flows – kohezívne gravitačné prúdy (gravitačné prúdy obsahujúce kohezívny materiál (íly) – správajú sa ako newtonovské plastické fluidá). Môžu sa tiež označovať ako plastic flows alebo cohesive gravity / density flows

Soil creep – tečenie pôd

Solar flux – slnečná konštanta

Solifluction - soliflukcia (pohyb regolitu permanentne saturovaného vodou)

Spit – kosa (piesčité výbežky do mora vznikajúce ako dôsledok transportu materiálu pozdĺž pobrežia)

Spring tide – skočný príliv, skokový príliv (vysoký príliv)

Star dune – hviezdicová duna

Striation – striácie (ryhy v podloží vznikajúce eróziou pohybujúcim sa ľadovcom)

Stokes law – Stokesov zákon

Stoss side – nárazová / náveterná strana

Subaqueous dune – subakvatické duny (duny formované vo vodnom prúde)

Surf zone – príbojová zóna

Surge – príval, napr. prívaly vody na kontinete pri extrémnych búrkach a vlnách tsunami

Suspended bed-load material - suspenzia vznikajúca výzdvihom materiálu z dna

Suspended load: plaveniny - materiál nesený v suspenzii

Swash zone – zóna výbehu vln na pobrežie

Synsedimentary fault – synsedimentárny zlom (zlomy vznikajúce takmer súčasne so sedimentáciou, napr. pri sklzávaní a zosúvaní sedimentu)

T

Tabular cross-bedding – planárne šikmé zvrstvenie

Tectonic estuaries - tektonické estuária

Tempestite-tempestit (sedimenty uložené vplyvom búrkovej aktivity)

Thermocline – termoklína

Till – till (nevytriedené sedimenty ľadovcového pôvodu)

Tillite – spevnený till

Tilt – zmena sklonu zemskej osi voči obežnej dráhe Zeme

Topsoil – horizont vylúhovania (A) v pôde

Tool marks – stopy po vlečení predmetov (poskakovanie, rolovanie, dopad, odraz,...)

Traction carpet – trakčný koberec (mechanizmus pohybu zrn kolíziami zrn-zrno, ktorý je vyvolaný váhou nadložného, pohybujúceho sa gravitačného prúdu)

Transitional gravity / density flows – prechodné gravitačné prúdy (spodná časť sa pohybuje ako koncentrovaný prúd (laminárne) a vrchná sa pohybuje vplyvom turbulencií)

Transpiration – transpirácia (dýchanie)

Procesy na zemskom povrchu

Transverze dune – priečne / transversné duny
Trough cross-bedding – korytovo šikmé zvrstvenie
Turbidite – turbidit (sediment vznikajúci depozíciou turbiditného prúdu)
Turbidite fan – turbiditový vejár
Turbidity current – turbiditný prúd

U

Upper plane bed – vrchné planárne vrstvy
Upwelling – výstup studenej, hlbinej oceánskej vody smerom k hladine

V

Valley glacier – údolný ľadovec
Ventifact – hranec
Vertically mixed estuaries – vertikálne miešané estuária

W

Warm based glacier – teplé ľadovce s vodou na báze (pohyb prebieha kombináciou vnútornej deformácie a bazálneho šmyku)
Wash load – splachy
Wave base – báza vlnenia
Wave bedding – zvlnené zvrstvenie (typ heterolitického zvrstvenia)
Westerlies – oblasť, kde prevládajú vetry vanúce od západu; oblasť Ferrelovej cirkulačnej bunky
Wind ripples – eolické (veterné) čeriny

Y

Yardang – eolickou abráziou opracovaný výstupok pevných podložných hornín, alebo kohezívnych sedimentov