

Klimatologie a hydrogeografie pro učitele

RNDr. Aleš Ruda, Ph.D.

Pedagogická fakulta Masarykovy univerzity

Vytvořeno ve spolupráci se Servisním střediskem pro e-learning na MU,
Fakulta informatiky Masarykovy Univerzity, Brno 2014, <http://is.muni.cz/stech/>.

Tiskový výstup publikace vydané na Elportále MU (<http://elportal.cz/>)
<http://is.muni.cz/elportal/?id=0000000>

© 2014 Masarykova univerzita

Obsah

Úvod do studia meteorologie a klimatologie	4
1.1 Meteorologie a klimatologie jako vědní disciplíny.....	4
1.2 Úplný klimatický systém.....	6
1.3 Způsoby získávání a zpracování meteorologických dat a informací	8
1.4 Meteorologická pozorování	13
Atmosféra.....	23
2.1 Vznik zemské atmosféry.....	23
2.2 Fyzikálně-chemické vlastnosti atmosféry.....	24
2.3 Vertikální členění atmosféry	26
Meteorologické prvky a jejich klimatologické charakteristiky	31
3.1 Sluneční záření	31
3.2 Teplotní režim atmosféry	37
3.3 Voda v atmosféře	43
3.4 Tlak vzduchu.....	53
3.5 Proudění vzduchu.....	57
Všeobecná cirkulace atmosféry	68
4.1 Vzduchové hmoty.....	68
4.2 Všeobecná cirkulace atmosféry	83
Klima Země a jeho vývoj.....	102
5.1 Klimatotvorné faktory	102
5.2 Klasifikace klimatu.....	103
5.3 Kolísání klimatu a klimatické změny	142
Atmosféra jako složka životního prostředí.....	152
6.1 Látky znečišťující atmosféru	152
6.2 Ochrana ovzduší v České republice.....	156
Voda na Zemi.....	159
7.1 Význam vody na Zemi	159
7.2 Oběh vody na Zemi	162
Hydrografie vodních toků.....	171
8.1 Vodní tok	171
8.2 Povodí.....	179

8.3 Měrné jednotky odtoku	186
Povrchový odtok.....	189
9.1 Vodní stav.....	189
9.2 Teplotní a ledový režim řek.....	192
9.3 Měření a vyhodnocení průtoků.....	195
9.4 Režim splavenin.....	203
9.5 Klimatická klasifikace vodních toků.....	204
Jezera, mokřady a umělé vodní plochy	207
10.1 Jezera.....	207
10.2 Mokřady	211
10.3 Umělé vodní plochy.....	213
Podpovrchová voda.....	216
11.1 Půdní vláha	217
11.2 Podzemní voda	217
11.3 Prameny	220
Základy oceánografie	223
12.1 Chemické vlastnosti mořské vody.....	225
12.2 Fyzikální vlastnosti mořské vody.....	230
Interakce oceán–atmosféra na příkladu klimatického jevu El Niño.....	250
13.1 El Niño – jižní oscilace (ENSO)	250
13.2 Severoatlantická oscilace	256

Kapitola 1

Úvod do studia meteorologie a klimatologie

1.1 Meteorologie a klimatologie jako vědní disciplíny

Meteorologie a klimatologie jsou vědní obory zabývající se zemskou atmosférou, klimatickými ději a povětrnostními podmínkami. I když obě disciplíny studují zemskou atmosféru, vyvíjely se samostatně, a proto je mezi nimi také určitý rozdíl. Historický vývoj těchto disciplín lze rozdělit do třech stěžejních období. **První období** končí v polovině 15. století a do té doby zahrnuje pouze nesystematické a primitivní pozorování atmosféry. Již ve starém Egyptě si lidé všímali nástupu období prudkých dešťů s obavou rozlití Nilu a zničení jejich úrody. S první zmínkou meteorologie přišel již Platón (427–347 př. n. l.) – „meteora“ (věci nadzemské). Aristoteles (384–322 př. n. l.) shrnul tehdejší meteorologické poznatky do svého díla *Meteorologica*. Velký rozvoj nejen meteorologie, ale také klimatologie a oceánografie přinesly zámořské objevy a snaha porozumět a předpovědět proměny atmosféry s ohledem na určení období bezproblémové plavby.

Soustavným pozorováním počasí začíná **druhé období**, které zároveň končí konstruováním základních meteorologických přístrojů v polovině 17. století. Za vůbec první meteorologickou mapu lze považovat mapu vzdušných proudění nad Atlantským, Tichým a tropickým Indickým oceánem, kterou sestavil na svých plavbách E. Halley (1656–1742). Mapa znázorňuje směry pasátů a monzunů. **Třetí období** trvá až do současnosti a je charakteristické zejména systematickým pozorováním počasí, měřením hodnot meteorologických prvků a sestavováním stále dokonalejších meteorologických přístrojů. Z historických milníků můžeme v tomto období zmínit zejména následující události:

- 1652** vznikla v Toskánsku **první síť meteorologických stanic**,
- 1649** se konala ve Francii v Clermont-Ferrand **první přístrojová měření**,
- 1863** byla ve Francii vytvořena **první synoptická mapa**,
- 1851** ve Vídni vznikl **Ústřední ústav pro meteorologii a zemský magnetismus**,
- 1752** byla na pražské hvězdárně Klementinum zahájena pravidelná meteorologická měření,
- 1919–1920** vznikl **Státní ústav meteorologický** se sídlem v Praze,
- 1953** byla založena **Světová meteorologická organizace (WMO)**.

1.1.1 Meteorologie

Meteorologie, označovaná také jako fyzika atmosféry, využívá fyzikálních poznatků a metod řešení k popisu aktuálního stavu atmosféry. Název vědní disciplíny je odvozen z řeckých slov „meteoros“ (vznášející se ve výši) a „logos“ (slovo, věda). Meteorologie tedy předpovídá a analyzuje **pčasí**, stav atmosféry charakterizovaný souhrnem aktuálních hodnot všech zúčastněných meteorologických prvků a atmosférickými jevy v daném místě a čase. Má široké praktické uplatnění a vzhledem k nezastupitelné integraci informací využívá poznatků nejen fyziky, ale také chemie, hydrologie, biologie aj. Mezi její hlavní

úkoly patří studium stavby a složení zemské atmosféry, tepelného a energetického režimu atmosféry, oběhu vody v krajině s ohledem na interakci zemský povrch – atmosféra, povětrnostních podmínek a cirkulačních mechanismů, elektrického pole atmosféry a optických a akustických jevů v atmosféře.

Podle zaměření se meteorologie rozděluje na řadu dílčích oborů:

- a) **dynamická meteorologie** – jejím cílem je popis statiky, dynamiky a termodynamiku atmosféry,
- b) **synoptická meteorologie** – analyzuje a předpovídá počasí,
- c) **fyzikální meteorologie** – studuje fyziku oblaků a srážek, záření v atmosféře, optické, elektrické a akustické jevy v atmosféře,
- d) **meteorologie radiolokační/radarová** – pomocí studia rádio vln v atmosféře zjišťuje výskyt, lokalizaci meteorologických jevů v atmosféře,
- e) **aplikovaná meteorologie** – zaměřuje se na konkrétní využití v praxi:
 - **biometeorologie** (studuje interakci mezi živými organismy a počasím),
 - **agrometeorologie** (studuje meteorologické jevy a podmínky z hlediska jejich vlivu na zemědělskou výrobu),
 - **letecká meteorologie** (popisuje aktuální povětrnostní podmínky a predikuje jejich vývoj s ohledem na letecký provoz),
 - **námořní meteorologie** (aplikace předchozího s ohledem na námořní provoz),
 - lesnická, tropická, lékařská, horská, lázeňská, průmyslová, sportovní aj.

Kromě výše uvedených dílčích oborů lze v rámci studia atmosféry rozlišit také aeronomii a aerologii. **Aerologie** se věnuje pozorování a výzkumu těch vrstev atmosféry, které nejsou přístupné pozemním pozorováním, k čemuž využívá radiosond umístěných na stoupajících balónech. S ohledem na měřítko studované oblasti můžeme hovořit o makro-, mezo- a mikrometeorologii. **Aeronomie**, součást aerologie, se zabývá studiem stavby a vlastností atmosféry nacházející se nad troposférou.

1.1.2 Klimatologie

Pojem klima zavedl již řecký astronom Hipparchos, který jím vyjádřil závislost klimatu na sklonu dopadajícího slunečního záření („klima – klinein“ znamená sklon). **Klima** představuje dlouhodobý režim počasí, který je typický pro určitou oblast. Většinou vychází z 50letých průměrů. **Klimatologie** je vědou o utváření klimatu Země, vlivu geografických činitelů na jeho formování, působení klimatu na člověka a naopak. Zároveň také popisuje a klasifikuje podnebí a studuje změny a kolísání klimatu. Obdobně jako meteorologii lze i u klimatologie vymezit několik přístupů dělení. Podle studijních hledisek rozlišujeme klimatologii **obecnou** (studuje obecné zákonitosti utváření podnebí a klimatických změn), **regionální** (provádí klimatickou regionalizaci a popisuje prostorovou diferenciaci klimatu), **teoretickou** a **aplikovanou** (př. bioklimatologie, ekologická klimatologie, klimatologie měst, lesnická klimatologie, zemědělská klimatologie aj). Na základě metodických přístupů můžeme vymezit klimatologii **klasickou** (studuje klimatické prvky v jejich denním či ročním chodu), **dynamickou** (klimatologické charakteristiky stanovuje na základě různě dlouhých období, během nichž se v daném území vyskytovaly jednotlivé cirkulační nebo radiační podmínky), **synoptickou** (studuje příčinné vazby mezi cirkulačními typy počasí a utvářením klimatu) a **komplexní** (studuje klima podle souboru klimatických prvků založených na stanovených intervalech jejich hodnot – třídy a typy počasí).

Klimatický systém je prostorově a časově proměnlivý. Prostorová proměnlivost může být na úrovni:

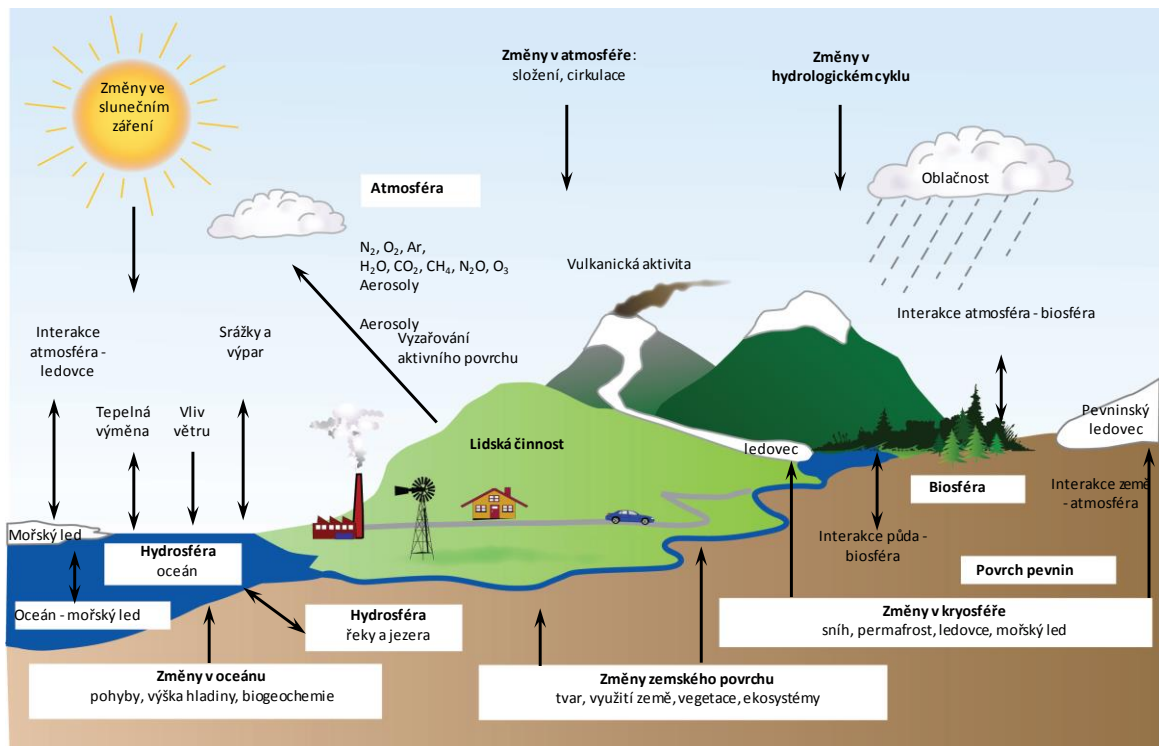
- a) **topické až chorické** – působí známé příčiny (př. vykácení lesa, zástavba),
- b) **regionální** – vliv prostorově rozsáhlých systémů (př. tlakové níže a výše),
- c) **globální** – je generalizována na základě komplexního hodnocení pro celou Zemi.

Časová proměnlivost může být:

- sezónní** – změny jsou periodického charakteru (př. střídání ročních období),
- meziroční** – změny nevykazují periodicitu (př. pohyb teplých a studených front),
- sekulární** – změny dlouhodobějšího rázu (př. doba ledová).

1.2 Úplný klimatický systém

Hnacím zdrojem meteorologických a klimatických změn je převážně sluneční energie, která se dostává do vzájemného vztahu (interakce) mezi atmosférou a zemským povrchem. Tyto energetické procesy tak probíhají uvnitř **klimatického systému** (obr. 1.1). Úplný klimatický systém se skládá z pěti podsystémů: **atmosféry, povrchu pevniny, hydrosféry, kryosféry a biosféry**. Poslední čtyři podsystémy představují **aktivní povrch**.

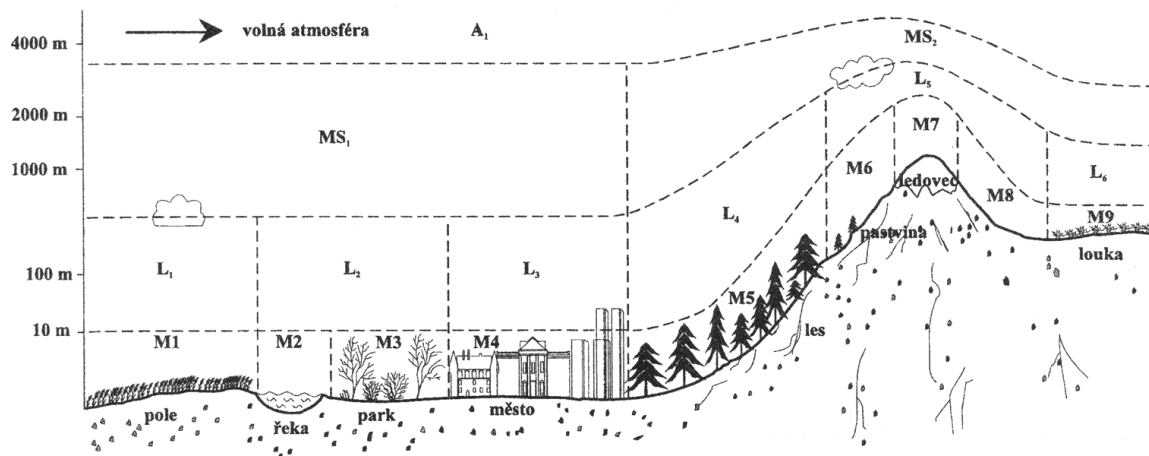


Obr. 1.1 Úplný klimatický systém

Aktivní povrch je ta část krajinné sféry, na které dochází jak k odrazu slunečního záření, tak na ní probíhá přeměna radiální energie krátkovlnného slunečního záření na energii tepelnou, která je turbulentní výměnou nebo molekulárním vedením transportována zpět do atmosféry nebo do geologického podloží. Jednoduše si aktivní povrch můžeme představit jako trojrozměrný prostor, ve kterém dochází k postupnému zeslabování sluneční energie.

Klimatický systém je vzhledem k chaotičnosti a neuspořádanosti velmi komplikovaným systémem se zpětnou vazbou. Tu si můžeme náležitě demonstrovat na příkladu odstranění vegetačního krytu důsledkem výstavby parkoviště pro vznikající obchodní centrum. Původní vegetační kryt byl schopen vlivem fyziologické transpirace rostlin snižovat teplotu vznikající přeměnou slunečního záření. Asfaltový povrch parkoviště tuto funkci nemá, proto se přízemní atmosféra enormně otepluje.

Ke všemu je navíc klimatický systém tvořen vnitřní proměnlivou částí (pevniny a oceány) a pomaleji se měnící vnější částí (Země – Slunce). Složky klimatického systému také nestejně rychle reagují na potenciální změny (nejrychlejší odezvu vykazuje atmosféra, nejpomalejší kryosféra). Z tohoto pohledu je klimatický systém nevhodný pro studium klimatu. Podle měřítka území, v němž klima studujeme, můžeme specifikovat následující kategorie klimatu (obr. 1.2):



Obr. 1.2 Kategorie klimatu ($M_1 - M_9$ – mikroklima, $L_1 - L_9$ – topoklima, $MS_1 - MS_2$ – mezoklima, A_1 – makroklima), zdroj: Vysoužil, 2006

- makroklima** – režim meteorologických dějů odrážející interakce mezi atmosférou a aktivním povrchem odpovídajícím velkým územním celkům (kontinenty), vertikálně je omezený tropopauzou, př. klimatická oblast,
- mezoklima** – vertikálně je určeno hranicí planetární mezní vrstvy atmosféry (1–1,5 km), rozsahem odpovídá makrochoře ($10^3 - 2 \cdot 10^5$ m), velký význam má vegetační kryt (hospodaření s teplem a vláhou), rozsáhlejší vodní plocha (časté mlhy, odlišné teplotní a vlhkostní poměry) či antropogenní činnost (ovlivňuje hodnoty mnohých meteorologických prvků – teplota, vlhkost, proudění vzduchu aj.), př. klima kotliny ovlivněné městskou zástavbou,
- topoklima** – je utvářeno vlivem morfologie a struktury aktivního povrchu, vertikální rozsah je dán výškou přízemní vrstvy atmosféry (80–100 m), př. teplá svahová zóna,
- mikroklima** – je dáno klimageneticky stejnorodým aktivním povrchem (pole, les), nemusí se vůbec vytvářet (při silné advekci) – nebo dosahuje vertikálního rozměru řádově desítek metrů, má charakter labilního teplotního zvrstvení, př. klima skleníku; **kryptoklima** – představuje mikroklima uzavřených prostor.

Vliv geografických činitelů na charakter klimatu a studium klimatu ve vztahu a vazbách v rámci krajinné sféry a jejich subsystémů naplňuje geografická disciplína **klimatogeografie**.

Klima je a bylo proměnlivé a v 21. století se člověk stále více podílí na jeho změnách. Původní rovnovážný stav je už po několik desetiletí narušován antropogenní činností. S ohledem na stále častější výkyvy počasí je nezbytné tento měnící stav monitorovat a sledovat zejména změny v integraci s jinými krajinnými složkami, kterými jsou například zvyšování teploty zemského povrchu, snižování koncentrace stratosférického ozónu, kontaminování potravinového řetězce a zvyšování acidity vodních a lesních ekosystémů. V rámci výzkumu světového klimatického systému probíhají následující projekty:

1. Interakce tropický oceán – atmosféra (studium jevu El Niño),
2. Cirkulace světových oceánů,
3. Globální klimatický pozorovací systém aj.

1.3 Způsoby získávání a zpracování meteorologických dat a informací

Meteorologická data se převážně získávají měřením a pozorováním na meteorologických a aerologických stanicích, radiolokačním nebo družicovým měřením. V České republice tuto službu zajišťuje Český hydrometeorologický úřad se sídlem v Praze a jeho pobočky.

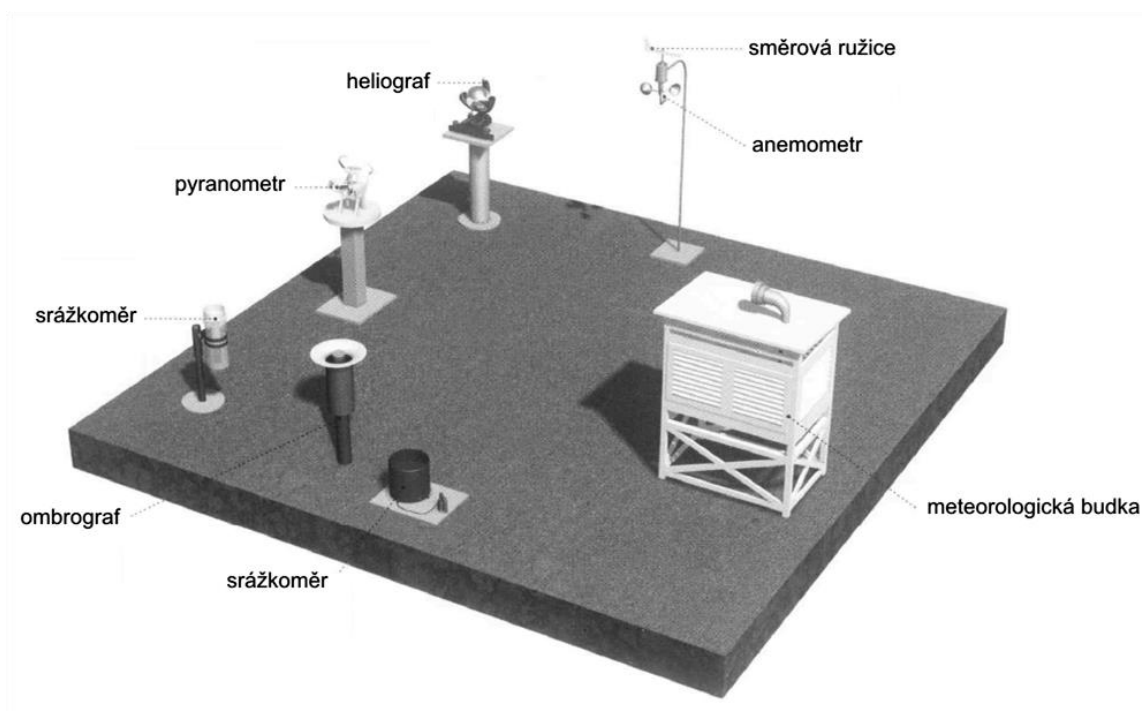
Přízemní meteorologická měření a pozorování zajišťují meteorologické a klimatologické stanice. Meteorologické stanice se rozdělují na **synoptické** a **letecké stanice** (údaje měří v hlavních synoptických termínech – 00, 06, 12, 18 h UTC a vedlejších synoptických termínech – 03, 09, 15, 21 h UTC), **klimatologické stanice** (klimatologické termíny měření jsou v 07, 14, 21 h středního místního slunečního času), **agrometeorologické** a **fenologické stanice** (pro potřeby správné doby osevu či zvolení vhodných druhů zemědělských plodin) a **speciální stanice**.

Klimatologické stanice se dále dělí na:

- a) **základní stanice** – 3 x denně měří základní meteorologické prvky,
- b) **doplňkové stanice** – svým rozmístěním doplňují stejné hodnoty základních stanic,
- c) **srážkoměrné stanice** – měří množství srážek, charakter sněhové pokrývky aj.,
- d) **stanice se speciálním zaměřením** – slouží k měření speciálních meteorologických prvků (př. počet blesků, záření aj.).

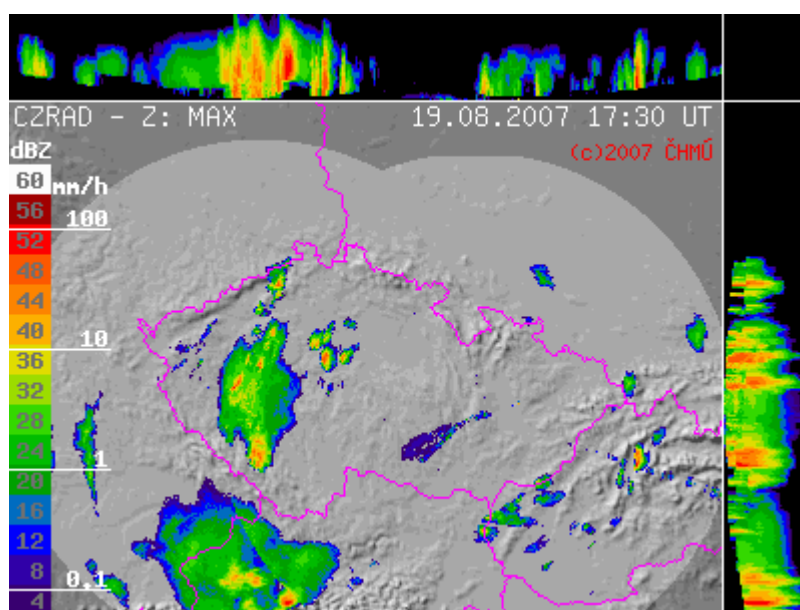
Přízemní měření je v současné době zajišťováno zejména automatickými měřicími stanicemi, které do centrálního střediska posílají naměřené hodnoty. Ale i tak se máme stále možnost setkat s přístroji umístěných v rámci meteorologického měrného pozemku (obr. 1.3).

Aerologická měření se provádí na aerologické stanice Praha-Libuš a v Prostějově. Měření je založeno na vertikální sondáži atmosféry pomocí radiosond umístěných na baloncích prostupujících jednotlivými vrstvami atmosféry až do výšky 30 km. V jednotlivých výškových úrovních se zjišťuje teplota, tlak a vlhkost vzduchu a rychlost a směr větru.



Obr. 1.3 Meteorologický měrný pozemek, upraveno podle Trizna, 2004

Radiolokační měření umožňuje schopnost atmosférických srážek a oblačnosti odrážet radiové vlny, které jsou zaznamenávány pomocí radaru. Radar vysílá krátké impulzy elektromagnetického vlnění a na základě polohy a doby přijetí signálu se určuje velikost a tvar pozorovaných objektů. Nepřetržité pozorování meteorologických jevů a objektů (srážek a oblačnosti) probíhá v ČR na radiolokační stanici Brdy a Skalka (Drahanská vrchovina). Ze získaných dat lze například identifikovat potenciální srážkové pole (obr. 1.4).

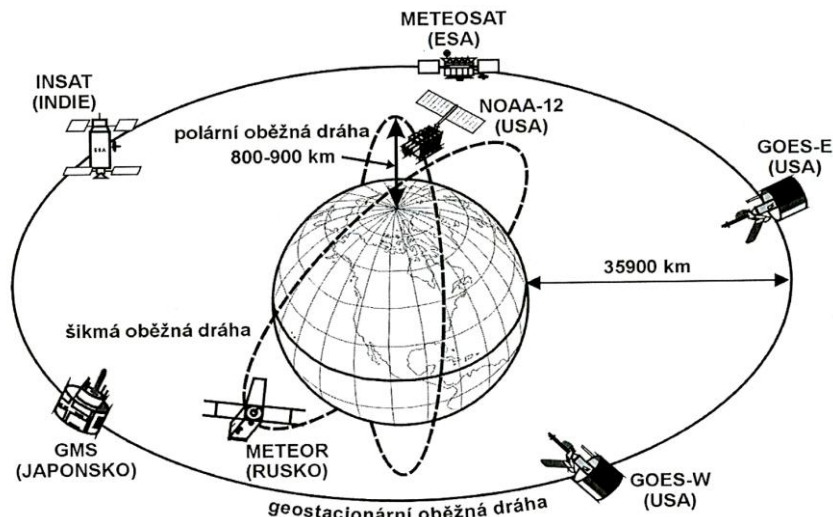


Obr. 1.4 Záznam srážkového pole z radiolokačního měření, zdroj: ČHMÚ

Družicová měření a pozorování představují v současné době zdroj nezastupitelných informací, které vytvářejí tzv. **světový meteorologický kosmický systém**. Ten je tvořen dvěma dílčími subsystemy, a to kosmickým a pozemním.

Kosmický podsystém zahrnuje soubor umělých družic určených pro monitorování planety Země a atmosféry.

Pozemní podsystém slouží k příjmu a zpracování meteorologických informací. Analogicky je tak součástí systému dálkového průzkumu Země. V současné době disponují státy různými systémy družic.



Obr. 1.5 Schéma orbitálních drah družic, zdroj: Vysoudil, 2006.

Tyto družice se většinou pohybují vzhledem k výšce nad Zemí po třech orbitálních drahách (obr. 1.5):

- rovníková dráha** – družice se pohybují ve výšce 36 000 km, př. METEOSAT, ENVISAT (ESA), GOES (USA), GMS (Japonsko), INSAT (Indie), GOMS (Rusko),
- šikmá dráha** – družice se pohybují ve výšce 300–600 km, málo využitelné,
- subpolární dráha** – družice se pohybují ve výšce 800–900 km, př. LANDSAT (USA), SPOT (Francie), TERRA (USA), NOAA (USA), METEOR (Rusko).

METEOSAT

Jedná se o systém meteorologických družic, který provozuje evropská mezivládní organizace Eumetsat. Družice obíhají po geostacionární dráze. V současné době jsou aktivní dvě družice druhé generace a dvě družice první generace. Družice operují ve dvojicích, jedna jako hlavní a druhá jako záložní. První dvojice je umístěna nad nultým poledníkem a snímá Evropu, část Afriky a Ameriky. Druhá dvojice je nad Indickým oceánem. Mezi její hlavní oblasti využití patří krátkodobé meteorologické předpovědi, numerické modelování, monitorování nebezpečných hydrometeorologických jevů a v poslední době také studium kolísání klimatu.

NOAA

Představuje systém amerických družic pohybujících se po subpolární dráze. Její prvotní čistě meteorologický účel se posunul do oblasti globálního mapování. Mimo meteorologické a klimatické účely slouží také k tvorbě map vegetačních indexů či k vertikální sondáži atmosférického ozónu.

GOES

Představuje systém amerických družic na geostacionární dráze zaměřených na meteorologické předpovědi, sledování bouřkových systémů a výzkum.

Velkou výhodou využití meteorologických satelitů je jednak možnost získat snímky v globálním měřítku v různě vysokém rozlišení, a jednak snímat opakovaně tutéž oblast, což umožní analyzovat a popsat vývoj jednotlivých meteorologických jevů v čase. Snímky jsou pořizovány v různých časových intervalech a různých spektrech elektromagnetického vlnění, které umožní atmosférické procesy zkoumat na pozadí jednotlivých fyzicko-geografických poměrů (př. mapování sněhové pokrývky, monitorování rozlivu při záplavách, analýza vegetace aj.)

Družicová meteorologie se využívá zejména pro následující úkoly:

- a) předpověď počasí a monitorování jeho aktuálního stavu,
- b) krátkodobá předpověď do šesti hodin – vysoce užitečná družicová data,
- c) studium oblačnosti a určení změn teploty s výškou,
- d) měření rychlosti větru – odhad rychlosti podle pohybu oblaků,
- e) výzkum tropických cyklon – možnost identifikovat cyklon již ve vývojové fázi.

Družicová klimatologie se zaměřuje na studium v následujících oblastech:

- a) toky energie v systému Země,
- b) globální rozdělení vodních par,
- c) globální rozložení teploty,
- d) rozložení pokrytí oblačnosti,
- e) teplota povrchu oceánu,
- f) proudění větru, cirkulace vzduchu.

Takto získaná data jsou shromažďována, interpretována a poskytována různými organizacemi a institucemi. Z pohledu významu pro ČR budou zmíněny informace o Světové meteorologické organizaci (WMO), Českém hydrometeorologickém ústavu (ČHMÚ), Národním klimatickém programu (NKP) a Mezivládním panelu pro změnu klimatu (IPCC).

Světová meteorologická organizace (World Meteorological Organization – WMO) je nevládní organizací členských států OSN. V roce 1947 byla ve Washingtonu podepsána Dohoda o Světové meteorologické organizaci, která vstoupila v platnost 23. 3. 1953 (světový meteorologický den). Nejvyšším orgánem je kongres, který se schází jednou za čtyři roky. WMO je tvořena šesti regionálními asociacemi, ve kterých jsou zařazeny členské země (Afrika, Asie, Jižní Amerika, Severní a Střední Amerika, jihozápadní Tichomoří a Evropa), a je rozdělena do osmi technických komisí (letecká meteorologie, agrometeorologie, atmosférické vědy, základní systémy, klimatologie, hydrologie, pozorovací metody přístroje a námořní meteorologie). Hlavním úkolem WMO je podpora celosvětové výstavby meteorologických staničních sítí a standardizace pozorování, výměny meteorologických informací, aplikační stránky meteorologie v ostatních oborech lidské činnosti atd. Její program a činnost lze shrnout do následujících bodů:

1. *Světový program pozorování počasí* – World weather watch (WWW)
 - představuje hlavní vědecký a technický program a je páteří aktivit WMO,
 - umožňuje získat informace o počasí prakticky v reálném čase z kteréhokoliv místa na světě,
2. *Světový klimatický program* – World Climate Programme (WCP)
 - Světový program pro klimatická data a monitoring,
 - Světový program pro klimatické aplikace a služby,
 - Světový program pro hodnocení dopadů a strategie odezvy,
 - Světový program pro výzkum klimatu,
3. *Program pro výzkum atmosféry a životního prostředí* (Atmospheric Research and Environment Programme),
4. *Aplikace meteorologických programů,*
5. *Hydrologie a vodní zdroje a další.*

Český hydrometeorologický úřad se sídlem v Praze zajišťuje hydrometeorologickou službu v České republice. Jde o státní službu, která zřizuje a provozuje pozorovací a monitorovací staniční síť, zpracovává výsledky měření a pozorování, spravuje databázi meteorologických dat, poskytuje operativní informace o stavu atmosféry a provádí vědeckou a výzkumnou činnost. ČHMÚ je organizačně členěn na tři odborná oddělení: meteorologie a klimatologie, hydrologie a ochrana čistoty ovzduší.

Mezi **základní měřené prvky** patří teplota, vlhkost a tlak vzduchu, směr a rychlost větru, úhrn srážek a výška sněhové pokrývky, doba trvání slunečního svitu, přízemní minimální teplota v 5cm nad zemským povrchem a příkon fotonového dávkového ekvivalentu. Z **pozorovaných prvků** je věnována pozornost zejména vodorovné dohlednosti, pokrytí oblohy oblačností, charakteristikám oblačnosti, stavu a průběhu počasí, nebezpečným a zvláštním atmosférickým jevům a náhlým změnám počasí. **Nadstandardní měření a pozorování** se provádí jen na vybraných stanicích, na kterých je například sledován výpar vody z vodní hladiny, teplota půdy, měření čistoty ovzduší, fotografování bolidů (velmi jasných meteorů) atd.

Speciální meteorologické observatoře byly také vybudovány při jaderných elektrárnách Dukovany a Temelín.

Národní klimatický program zajišťuje v ČR úkoly, které vyplývají ze Světového klimatického programu. Jde o získávání klimatologických dat a monitoring klimatu, jejich zpracování pro efektivní využití odbornými a řídicími orgány, odhady dopadů klimatu na život a činnost člověka a odhadu vlivů antropogenní činnosti na klima.

Mezivládní panel pro změnu klimatu (IPCC – Intergovernmental panel on climatic change) byl založen v roce 1988 WMO a UNEP (Program OSN pro otázky životního prostředí). IPCC představuje nezávislý vědecko-technický orgán zaměřený na podporu poznání podstaty klimatické změny a hodnocení jejích environmentálních a sociálních důsledků. Tvoří ho tři odborné pracovní skupiny, které jsou zaměřené na otázky vědecké podstaty problému. První se zabývá fyzikálními základy změny klimatu, druhá dopady změn klimatu, adaptací a zranitelností a třetí řeší zmírnění dopadů klimatických změn (tzv. mitigace).

Z ostatních dostupných zdrojů meteorologických a klimatických informací lze zmínit *Atlas podnebí Československé republiky* (1958), *Tabulky k atlasu podnebí* (1961), *Mezinárodní atlas oblaků*, *Atlas podnebí Česka* (2007) a soubor *klimatických map* sestavených Evženem Quitem.

1.4 Meteorologická pozorování

V současné době je celá síť základních stanic ČHMÚ vybavena **automatickými meteorologickými stanicemi**. Zásadně se tak změnila používaná přístrojová technika, neboť u těchto stanic pracuje většina čidel pro měření základních meteorologických prvků na elektrickém principu. Přesto je ale velké množství stanic s tradičními přístroji. Meteorologické stanice dělíme do tří základních druhů. Jsou to **synoptické stanice, klimatologické stanice a srážkoměrné stanice**.



Obr. 1.6 Automatická meteorologická stanice (nahore standardní, dole domácí), zdroj: www.ekotechnika.cz, www.evolve.cz

Klimatologická měření se provádějí 3 krát denně v termínech 07, 14, 21 hodin středního místního slunečního času.

Pro zápis meteorologických jevů se využívá aktuální čas (zimní, letní). Většina meteorologických přístrojů včetně meteorologické budky je umístěna na **meteorologickém měrném pozemku** (obr. 1.3). Je to pozemek, jehož okolí musí být dostatečně volné a vzdálenosti všech překážek od středu by měly nejméně 4x převyšovat jejich vlastní výšku. Povrch by měl být v létě pokryt udržovaným trávnikem a v zimě se nechává neudržovaný.

Meteorologická budka je bílá, stěny má z dvojitých žaluzií a dno z drátěného síta ve výšce 180 cm nad zemí. Dvířka musí být orientována k severu. Budka slouží jako ochrana meteorologických přístrojů před

rušivými vlivy slunečního záření a srážek. Umožňuje ventilaci přístrojů. Je-li meteorologická stanice vybavena automatickou meteorologickou stanicí (AMS), omezuje se funkce klasických přístrojů na náhradní získávání údajů nebo pro kontrolu.

V tradiční meteorologické budce (obr. 1.7) se nachází:

- a) 2 staniční teploměry (suchý a vlhký),
- b) vlasový vlhkoměr,
- c) extrémní teploměry (minimální a maximální),
- d) termograf,
- e) hydrograf.



Obr. 1.7 Vybavení meteorologické budky

Kromě přístrojů, které měří okamžité charakteristiky, se používají také samopisné (registrační) přístroje. Ty zaznamenávají nepřetržitý chod meteorologických prvků, ale jejich údaje jsou méně přesné.

Registrační přístroj se obvykle skládá z:

- a) měřící části (čidla, snímače),
- b) převodového mechanismu,
- c) registrační části (otočný válec s registrační páskou, hodinový stroj nebo pero s nevysychající tuší).

Na klimatologických stanicích se používají přístroje s týdenním chodem, kdy se válec otočí jednou za asi 180 hodin.

Výsledky nepřetržitých měření a pozorování jsou předávány každou hodinu do centrálního telekomunikačního počítače ve zprávě **SYNOP**. Zde jsou k dispozici zpracovatelským útvarům ČHMÚ převážně pro sestavení meteorologické předpovědi. Mimořádné zprávy o náhlé změně počasí **BOUŘE** jsou sestavovány a předávány centru okamžitě při splnění stanovených kritérií: začátek výskytu nebezpečných meteorologických jevů (mlha, mrznoucí srážky, bouřka, krupobití), změna směru nebo rychlosti větru nad stanovenou hodnotu a snížená dohlednost nebo výška základny oblačnosti. Zpráva **BOUŘE** slouží jako upozornění na výskyt těchto jevů a přes centrální útvary ČHMÚ je tato výstraha určena pro veřejnost, silniční dopravu, letectvo a jiné uživatele. Klimatologická měření a pozorování v 7, 14 a 21 hodin místního

středního slunečního času (MSSČ) předávají MS centru jednou denně ve zprávě INTER sestavované po klimatologickém termínu v 7 hodin.

1.4.1 Měření základních meteorologických a klimatologických charakteristik

1. Intenzita slunečního záření

Intenzita slunečního záření se měří radiometry, které registrují jednotlivé charakteristiky elektromagnetického záření, např. **pyranometr** (obr. 1.8) měří globální, difuzní a odražené záření vlnové délky 0,3–3,0 μm . Měření se i přes vysoký význam provádí jen na omezeném počtu stanic. Nejvíce používané jsou záznamy o denním chodu průměrných hodinových úhrnů globálního záření během roku.



Obr. 1.8 Pyranometr, zdroj: www.eusolaire.eu

2. Délka trvání slunečního svitu

Délku trvání slunečního svitu zaznamenává heliograf nebo **solarimetr** (zaznamenává rozptýlené záření pomocí termoelektrického článku je vybaven sluneční clonou, která zabrání dopadu přímých paprsků). Nejběžněji používaným typem je **heliograf Stokes-Campbellův** (obr. 1.9). Je založen na tepelném účinku slunečních paprsků soustředěných skleněnou koulí na registrační pásku, na níž se vypaluje stopa.



Obr. 1.9 Heliograf, zdroj: www.ekotechnika.cz

Jako délku trvání slunečního svitu označujeme časový interval mezi východem a západem slunce. Na základě vyhodnocení údajů z heliografu se udává v hodinách nebo desetínách hodin za den, měsíc nebo rok. Čára spojující místa se stejnou délkou trvání slunečního svitu za určité období se nazývá *izohélie*.

3. Měření ozonu v atmosféře

Celkové množství ozonu mezi zemským povrchem a vnější hranicí atmosféry se měří **spektrofotometry** (př. Dobsonův). Měří jak v ultrafialové, tak v tepelné části spektra, údaje slouží jako kontrolní data pro záznamy z družic.



Obr. 1.18 Spektrofotometr, zdroj: www.chromspec.cz

4. Měření teploty půdy

K měření se využívá rtuťových nebo elektrických teploměrů. Provádí se měření v hloubkách 5, 10, 20, 50 a 100 cm. Pro hloubky do 20 cm se používají lomené půdní teploměry, pro 50 a 100 cm se používají hloubkové půdní teploměry. Mezi nejběžnější charakteristiky patří měsíční průměry termínových pozorování, denní průměr, minimum a maximum. Kromě teploty půdy se také měří hloubka promrznutí půdy.



Obr. 1.10 Půdní teploměry, zdroj: www.chmi.cz

5. Měření teploty vzduchu

Teplota vzduchu se měří 2 metry nad aktivním povrchem s přesností 0,1 °C. Ke klimatologickým účelům se měří teploty suchá, vlhká., maximální, minimální a přízemní (0,05 m nad zemí). Skleněné kapalinové teploměry využívají teplotní roztažnosti kapaliny v nádobce. Kapalínou je líh, rtuť nebo toluen.

U deformačních-bimetalových teploměrů tvoří čidlo bimetalová destička nebo prstenec. Využívají se u samozapisujících přístrojů, termografů (obr. 1.11).

Elektrické teploměry se používají stále častěji, jsou přesnější a mají nižší setrvačnost. Teploměry mohou být **odporové**, kdy většina kovů mění svůj odpor v závislosti na teplotě, nebo **termoelektrické**, kdy jsou spojeny 2 kovy (měď a konstantan) do uzavřeného obvodu. Proud, který prochází, je úměrný rozdílu teplot obou míst.

Základem měření je průměrná denní teplota, vypočítaná na základě váženého aritmetického průměru (indexy udávají hodinu naměřené teploty):

$$t_d = \frac{t_7 + t_{14} + 2 \cdot t_{21}}{4}$$



Obr. 1.11 Termograf, zdroj: <http://artemis.osu.cz>

K podrobnějšímu popisu teplotních poměrů místa patří údaje o počtu charakteristických dní:

- a) **arktický den** – max. teploty vzduchu je $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a méně
- b) **ledový den** – max. teploty vzduchu je $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a méně
- c) **mrazový den** – min. teploty vzduchu je $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$
- d) **letní den** – max. teploty vzduchu je $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ a více
- e) **tropický den** – max. teploty vzduchu je $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ a více
- f) **tropická noc** – min. noční teploty vzduchu je $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ a více

Dalšími důležitými údaji jsou výskyt **charakteristických průměrných teplot** a **teplotní sumy**, což jsou součty průměrných denních teplot. Ty jsou často užívanou teplotní charakteristikou v zemědělství.

6. Měření srážek

Měří se srážkoměry (používají se i pro sních). Jde o velkou nádobu, nálevky konvice a skleněné kalibrované odměrky. Pomocí samopisného **ombrografu** lze registrovat časový průběh. **Totalizátor** slouží k měření za delší dobu v nepřístupném terénu. Na stanicích měříme výšku nového sněhu, který napadl od 07:00 předešlého dne do 07:00 dne měření, celkovou výšku sněhové pokrývky a vodní hodnotu sněhové pokrývky. Výška nově napadeného sněhu se určuje **sněhoměrným prkénkem**. Celková výška **sněhoměrnou latí** s přesností na 1 cm. Vodní hodnota se zjišťuje pomocí **vláhového sněhoměru**. **Drosometrem** (rosoměrem) se měří výskyt a množství rosy.



Obr. 1.12 Srážkoměr – registrační srážkoměr (ombrograf) a sněhoměrná lat', zdroj: <http://maruska.ordoz.com>

Nejčastěji bývají zpracovávány **měsíční srážkové úhrny** (v mm). Z nich potom průměrné dlouhodobé měsíční úhrny. Dále nejvyšší denní úhrny, četnosti výskytu srážkových úhrnů, počet dní se srážkami, srážková pravděpodobnost (hodnoty absolutních nebo relativních kumulovaných srážkových úhrnů), počet dní s kroupami, charakteristiky sněhových poměrů jako je počet dní se sněžením atd.

7. Měření vlhkosti vzduchu

Vlhkost vzduchu se měří psychrometrickou metodou anebo vlasovými vlhkoměry. **Psychrometr** (obr. 1.13) funguje tak, že máme 2 teploměry. Jeden je suchý a druhý vlhký (nádobka obalena savou látkou – punčoškou, která je namočená do vody). Suchý má vyšší teplotu, vlhký nižší a rozdíl mezi nimi je psychrometrická diference. **Vlasový vlhkoměr** (hygrometr) využívá změnu délky odmaštěného lidského vlasu. Při zvyšování vlhkosti se vlas prodlužuje.



Obr. 1.13 Psychrometr, zdroj: www.unimed.cz

8. Měření tlaku vzduchu

Tlak vzduchu se měří tlakoměry (**barometry**) nebo pomocí samopisných **barografů**. Ty jsou rtuťové, kovové nebo hypsometry. **Rtuťový** staniční tlakoměr určuje tlak vzduchu z výšky rtuťového sloupce v mm (na desetiny), který se přepočítává na hPa. Pak musíme provést opravu na teplotu vzduchu, výšku a tíhové zrychlení. Dále můžeme používat **kovové** tlakoměry, kdy máme téměř vzduchoprázdnou kovovou krabíčku, která se prohýbá a na stupnici se přímo ukazuje tlak.



Obr. 1.14 rtuťový tlakoměr a barograf, zdroj: <http://maruska.ordoz.com>

Tlak vzduchu má spíše meteorologický význam, v klimatologii tvoří doplněk. Denní průměr se spočítá jako (index udávají hodinu naměřeného tlaku):

$$p_d = \frac{p_7 + p_{14} + p_{21}}{3}$$

9. Měření přízemního větru

Přízemní vítr je proudění ve výšce asi 7–10 m nad zemí. V tomto případě zjišťujeme směr a rychlost větru. Směr se měří větrnými směrovkami, které jsou na stožáru nejméně 7 metrů vysokém. Rychlost se určuje **anemometry** (obr. 1.15) a čidlem je **Robinsonův miskový kříž**. Udává se v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

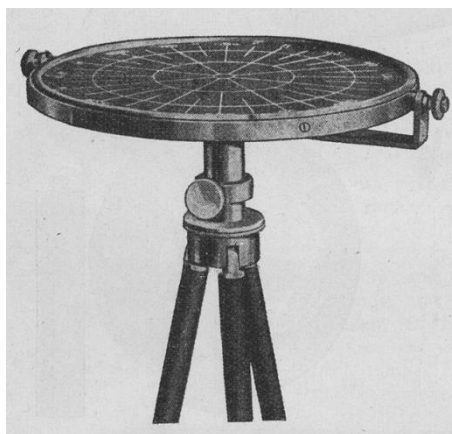
V případě směru jde o vektorové veličiny a vyjadřují 8 nebo 16 hlavních směrů. V grafickém zpracování je to větrná růžice. Je možné stanovit výsledný směr nebo převládající směr. Důležitá je také síla větru určená podle Beaufortovy stupnice.



Obr. 1.15 Anemometr, zdroj: www.ekotechnika.cz

10. Měření oblačnosti

Stupeň pokrytí oblohy oblačností, tedy její množství se v naší hydrometeorologické službě odhaduje, a to z místa, ze kterého můžeme přehlédnout celou oblohu. Na měření ale existují i přístroje. **Nefometr** je vypuklé zrcadlo, které je ryskami rozděleno na několik částí. **Nefoskop** (obr. 1.16) určuje směr a rychlost oblaků.



Obr. 1.16 Nefoskop, zdroj: www.wikipedia.org

11. Měření výparu

Výpar představuje množství vody v mm, která se vypaří z volné vodní hladiny za 24 hodin. Všechny běžné přístroje dokážou jen srovnávat podmínky, za nichž výpar na různých lokalitách (typech aktivního povrchu) probíhá. Rozšířeným typem přístroje je **evaporimetr** (výparoměr – obr. 1.17), odměrná válcová nádoba zapuštěná do země. Charakteristiky výparu hrají důležitou roli ve studiu oběhu vody v krajině, v agroklimatologii, biologii apod.

Klasicky se zpracovává roční chod, měsíční minima a maxima, měsíční průměry denních a ročních úhrnů a další.



Obr. 1.17 Evaporimetr, zdroj: www.ekotechnika.cz

Meteorologická a klimatologická data jsou nejčastěji zpracována v podobě tabulek, grafů, normogramů (tabulky vyjadřující vztah mezi proměnnými), blokových schémat a izopleť (plošné zobrazení hodnot klimatických prvků pomocí izolinií – izoterma, izobara, izohyeta aj.).

Klíčové pojmy

aerologie	heliograf	ombrograf
aeronomie	klimatický systém	počasí
aktivní povrch	klimatologie	podnebí
anemometr	meteorologie	psychrometr
barometr	METEOSAT	pyranometr
drosometr	nefometr	spektrofotometr
evaporimetr	nefoskop	topoklima
GOES	NOAA	totalizátor

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Jaký je rozdíl mezi meteorologií a klimatologií a počasím a podnebím?
2. Popište a vysvětlete interakce mezi složkami úplného klimatického systému.
3. Kterými složkami disponuje geografická informace? Jak ji lze znázornit v počítačovém prostředí?
4. Popište odlišnost jednotlivých kategorií klimatu.
5. Kterými způsoby se získávají meteorologická a klimatická data?
6. Vyjmenujte základní meteorologické charakteristiky a popište informace, které poskytují.

Seznam literatury a zdrojů informací

- NETOPIĽ, R. a kol. *Fyzická geografie, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.*
- SOBÍŠEK, B. a kol. *Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha, MŽP ČR: Academia, 1993. 594 s.*
- TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.*
- VYSOUDIL, M. *Meteorologie a klimatologie pro geography, 2. vydání. Olomouc: vydavatelství UP Olomouc, 2006. 282 s.*

www.chmi.cz – Český hydrometeorologický ústav

www.esa.int – Evropská vesmírná agentura

www.wmo.int – Světová meteorologická organizace

www.ipcc.ch – Mezivládní panel pro změnu klimatu

www.eusolaire.eu

www.ekotechnika.cz

www.chromspec.cz

<http://artemis.osu.cz>

<http://maruska.ordoz.com>

www.unimed.cz

Kapitola 2

Atmosféra

2.1 Vznik zemské atmosféry

Planeta Země je jedinou planetou sluneční soustavy, která díky složení atmosféry umožňuje takový život, jaký ho známe. Prostudujeme-li si blíže geologické a paleobiologické záznamy, zjistíme, že složení současné atmosféry prošlo stejně jako planeta sama určitým vývojem. Stáří Země se podle výzkumů odhaduje na 4,7 miliard let, přičemž spolehlivé údaje máme jen za poslední miliardu let. Stav, který byl před tím, můžeme jen dedukovat na základě současných výsledků výzkumu. S ohledem na vývoj atmosféry je důležité zohlednit následující skutečnosti. Seismologické průzkumy prokázaly, že jednotlivé geosféry zemského tělesa jsou gravitačně rozlišeny podle hustoty, nejtěžší ve středu a nejlehčí na povrchu. To svědčí o tom, že v určitém stádiu vzniku planety byly jednotlivé vrstvy nataveny. Z chemických analýz víme, že prvky schopné oxidace nezoxidovaly. To je možné jen za předpokladu, že v atmosféře nebyl přítomen kyslík v takové koncentraci. V souvislosti se vznikem Země se tak nabízejí dva možné výklady. První popisuje vznik planety tzv. **horkou cestou**, kdy se ze zbytku hmoty po vzniku Slunce vytvořily planety, na nichž se po dlouhém období ochlazování vytvořila litosféra, hydrosféra a následně atmosféra. Ve 40. letech 20. století byla představena nová teorie popisující vznik planet tzv. **studenou cestou**, nahromaděním ze zbylé studené hmoty těles, plynových a prachových oblaků. Postupnou akrecí docházelo k přeměně kinetické energie na energii tepelnou, která společně s teplem uvolněným při radioaktivních reakcích roztavila hmotu natolik silně, že byla možná její gravitační diferenciaci. Unikající lehké plyny následně vytvořily praatmosféru. Převládá tak názor, že zemská atmosféra vznikla v důsledku **odplyňování lávy**.

Dlouhou dobu byla přítomnost kyslíku vysvětlována převážně činností rostlin během fotosyntézy. Pro nejstarší období planety však toto vysvětlení není dostačující. Výzkumy v USA prokázaly, že ve výškách nad 50 km (zejména v okolí 80 km) probíhá účinkem ultrafialového záření rozklad vodní páry (**fotodisociace**). Lehčí vodík stoupal vzhůru a těžší kyslík difundoval k zemskému povrchu. Ve výškách menších než 50 km tento proces nemůže probíhat, protože zde ozonosféra pohlcuje ultrafialové záření. V době vzniku kyslíku v atmosféře však ozonová vrstva neexistovala, a tak mohl rozklad vodní páry probíhat až u zemského povrchu. Vznikající kyslík ovšem za účinku ultrafialového záření umožnil vznik ozonu a popsáný děj rozkladu vodní páry se tak posouval stále výše. Proti podíl pouze tohoto procesu na vzniku kyslíku mluví následující důkazy. Kdyby všechen kyslík obsažený v oxidech vznikl fotodisociací vodní páry, muselo by být rozloženo $3,8 \cdot 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ vody, tedy 38 kg nad každým čtverečním centimetrem povrchu. To ovšem vzhledem ke zjištěné intenzitě rozkladu H_2O není možné. Podle výzkumů mohlo být za 4,5 mld. lety disociováno jen $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ vody. Lze tedy uvažovat o jiném zdroji kyslíku než tomu vzniklému fotodisociací vodní páry. Mezi nejvíce pravděpodobné patří činnost chemicky redukcujících bakterií a fotosyntetická aktivita zelených rostlin.

Ve vznikající atmosféře bylo dostatek vodíku, který vytvářel sloučeniny s kyslíkem, uhlíkem a dusíkem. Ve stavbě atmosféry tak převažovaly zejména vodní pára, metan, sirovodík, amoniak atd. Působení ultrafialového záření umožnilo fotochemický rozklad a výše zmíněné sloučeniny se časem přeměnily na oxid

uhlíčitý a dusík. Tento proces ovšem neprobíhal na všech planetách sluneční soustavy. Vzdálenější planety, Jupiter, Saturn, Uran a Neptun, u kterých byl spektrální analýzou zjištěn amoniak a metan, jsou příliš vzdálené od Slunce, aby na nich popsané procesy mohly proběhnout. Zůstaly tak v raném stádiu vývoje atmosféry. Naopak Venuše, která je oproti Zemi Slunci blíže, poukazuje převahou oxidu uhličitého ve stavbě atmosféry na pravděpodobnou rychlejší přeměnu metanu a amoniaku, než tomu bylo na Zemi. Obdobně lze uvažovat nad vytvářením i jiných plynů, například neonu.

2.2 Fyzikálně-chemické vlastnosti atmosféry

Termín atmosféra vznikl složením řeckých slov „*atmos*“ (pára) a „*sphaira*“ (obal). Hmotnost zemské atmosféry ($5,157 \cdot 10^{18}$ kg) nedosahuje ani jedné miliontiny hmotnosti planety Země. Je tvořena plynným obalem skládajícím se ze směsi plynů, které mezi sebou chemicky nereagují. S ohledem na pokles hustoty a tlaku vzduchu s výškou je 50 % hmotnosti atmosféry soustředěno do výšky 6 km, 75 % do 11 km a 90 % do 20 km. Do výšky 50–80 km se díky turbulentním pohybům vzduchu výrazně nemění chemické složení atmosféry. Nad touto hranicí dochází působením krátkovlnného slunečního záření disociací a ionizací molekul a atomů k rozkladu kyslíku a dusíku. V horních vrstvách atmosféry pak převažují jen lehké plyny (helium, vodík), které mají tendenci neustále disipovat do meziplanetárního prostoru.

Hlavními plynnými složkami atmosféry jsou v suchém čistém vzduchu dusík, kyslík a argon, dále pak stopové prvky oxidu uhličitého, ozonu, metanu a dalších prvků (tab. 2.1).

Tab. 2.1 Chemické složení suchého čistého vzduchu

plyn	chemická zn.	objemová %
dusík	N ₂	78,084
kyslík	O ₂	20,9476
argon	Ar	0,934
oxid uhličitý	CO ₂	0,0314
neon	Ne	0,001818
helium	He	0,000524
metan	CH ₄	0,0002
krypton	Kr	0,000114
vodík	H ₂	0,00005
oxid dusný	N ₂ O	0,00005
xenon	Xe	0,0000087
oxid siřičitý	SO ₂	0–0,0001
ozon	O ₃	0–0,000003

Dusík je vysoce inertní plyn (s jinými prvky reaguje jen za vysokých teplot a tlaků), který se do atmosféry dostává především vulkanickou činností. Ve vzduchu je zaujímá největší objemový podíl (78 %) a téměř se nepodílí na pohlcování energie a látkových změnách v atmosféře.

Kyslík je reaktivní plyn nezbytný pro život na Zemi. Má významný účinek při pohlcování slunečního záření, kdy dochází k disociaci molekul kyslíku na jednotlivé atomy, které mohou reakcí s O₂ dávat vznik molekule ozonu O₃. Živé organismy ho spotřebovávají dýcháním, zpátky se do atmosféry dostává jako vedlejší produkt fotosyntetické činnosti organismů.

Argon je stejně jako dusík inertní plyn a do atmosféry se dostává rozpadem radioaktivního izotopu K⁴⁰.

Ze stopových plynů má výrazné zastoupení **oxid uhličitý**. Přirozenou cestou se do ovzduší dostává při vulkanické činnosti, požárech, dýchání organismů atd. Velký význam má ovšem antropogenní činnost, které

zejména spalováním fosilních paliv dotuje atmosféru o CO_2 , který byl biologickými procesy fixován v odumřelých organismech (uhlí, ropa). I tak je hlavním zásobníkem oxidu uhličitého oceán, kde je vázán ve formě H_2CO_3 . Pro zelené rostliny má CO_2 nezastupitelný význam. Vlivem slunečního záření se rozkládá na uhlík, který je dále využit k tvorbě organických látek. Rovnováha výměny CO_2 mezi oceánem a atmosférou závisí na teplotě vody a biologických dějích v moři a na zemském povrchu. Protože se oxid uhličitý podílí na pohlcování a vyzařování dlouhovlnného tepelného záření, má klimatický význam. V této souvislosti se velmi často mluví o **skleníkovém efektu**. Ten má na planetu Zemi jak pozitivní, tak negativní účinek. Díky jeho existenci je průměrná teplota planety kolem $15\text{ }^\circ\text{C}$. Bez skleníkového efektu by byla průměrná teplota atmosféry $-18\text{ }^\circ\text{C}$. Negativní účinek se naopak promítá do oteplování atmosféry, které s sebou nese množství souvisejících dopadů (tání ledovců, oteplování oceánu atd.), které v rámci úplného klimatického systému vyvolávají celou řadu nežádoucích změn.

Ozon ač ve stopovém množství představuje pro život organismů nezbytnou součást atmosféry. Jde o trojatomární sloučeninu kyslíku, která vzniká disociačním účinkem ultrafialového záření na molekuly kyslíku. Okolo 90 % ozonu se nachází ve stratosféře ve výšce 20–30 km (ozonoféra), kde vytváří ozonovou vrstvu. Význam stratosférického ozonu spočívá v účinné ochraně organismů před účinky ultrafialového záření. Takový pozitivní význam má ovšem pouze stratosférický ozon. Vedle něj vzniká antropogenní činností (uvolněné oxidy dusíku a uhlovodíky) také troposférický ozon, který má negativní účinky zejména na dýchací ústrojí člověka. Hygienická norma v ČR během průměrné osmihodinové koncentrace přízemního ozonu činí $160\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

Ozonovou vrstvu objevili v roce 1913 francouzští fyzikové Henri Buisson a Charles Fabry. Podrobně její vlastnosti zkoumal až Gordon Dobson, který také sestavil jednoduchý spektrofotometr, kterým lze ze země měřit stratosférický ozon. Následně založil celosvětovou síť měřících, které monitorují množství ozonu. Množství ozonu v atmosféře se udává v **Dobsonových jednotkách** (DU – Dobson Units). Jedna Dobsonova jednotka představuje množství ozonu obsažené ve svislém sloupci zemské atmosféry, které by při stlačení na 1013 hPa při teplotě $10\text{ }^\circ\text{C}$ vytvořilo vrstvu silnou 10^{-3} mm. Pokud bychom při tomto tlaku a teplotě $0\text{ }^\circ\text{C}$ stlačili přítomný stratosférický ozon, dostali bychom v závislosti na zeměpisné šířce vrstvu silnou asi 2–4 mm.

V souvislosti se studiem globálních změn je také spojeno sledování úbytku stratosférického ozonu. První průkazná pozorování zjistila během 80. let výrazný úbytek ozonu v oblasti Antarktidy. Pro tento jev se vžilo označení **ozonová díra**. Nad jižní polární oblasti byla sledována každoročně od počátku září do poloviny listopadu. Doba trvání ozonové díry bezprostředně souvisí s uvolňováním halogenových uhlovodíků (freonů) do atmosféry. V oblasti Antarktidy tuto skutečnost navíc umocňuje přítomnost jižního cirkumpolárního víru, při kterém mají pevné částice stratosférické oblačnosti vznikající za velmi nízkých teplot povahu katalyzátorů. Celý proces současně doplňuje vlivem působení jižního cirkumpolárního víru omezení přirozené advekce ozonu do vznikající ozonové díry. V zimě 1991/1992 byl vznik ozonové díry zjištěn nad částí severní a západní Evropy a nad Sibiří.

V současné době je účinností Montrealského protokolu z roku únik halogenových uhlovodíků zastaven a od roku 1996 průmyslové země jejich výrobu ukončily. Problém však spočívá v prodeji zastaralých technologií v zaostalých zemích a dlouhověkosti freonů v atmosféře.

Mimo výše uvedené plyny je součástí vzduchu také **vodní pára**, které je přisuzován největší klimatický význam. Její obsah je podle vlhkosti vzduchu různorodý. V nevlhčích oblastech však obsah vodní páry nepřevyšuje 4 % objemu vzduchu. V mírném podnebném pásu obsahuje vzduch v létě asi 1,3 % vodní páry a v zimě 0,4 %. Zvýšení obsahu vodní páry ve vzduchu má za následek snížení obsahu dalších složek. Mimo jiné intenzivně pohlcuje dlouhovlnné záření.

Součástí atmosféry jsou také pevné a kapalné částice označované jako **atmosférické aerosoly**. Podle původu mohou být přírodní nebo antropogenní.

1. přírodní aerosoly

- a) kosmický prach ($1,4 \cdot 10^{10}$ kg ročně) je pozůstatkem pronikajících meteoritických částic,
- b) vulkanický prach (vulkanické erupce), pomalu se rozptýluje a snižuje intenzitu přímého slunečního záření,
- c) kouřové částice (lesní a rašeliništní požáry),
- d) částice z povrchu půdy a moře (zvednuty větrem – písečné a prachové bouře, vlnění mořské vody),
- e) vodní kapičky,
- f) aeroplankton (např. pyl, bakterie),

2. antropogenní aerosoly

- a) mají toxické účinky na živé organismy,
- b) dálkovým přenosem jsou transportovány z průmyslových oblastí,
- c) hygroskopické částice se stávají kondenzačními jádry atmosférických srážek,
- d) největší koncentrace je v přízemní atmosféře, dále pak u tropopauzy,
- e) problém představují oxid uhelnatý, oxid siřičitý a oxidy dusíku,
- f) aktuálním problémem jsou produkty umělého radioaktivního rozpadu,
- g) částice jsou srážkami vymývány z atmosféry – nebezpečí kyselých dešťů.

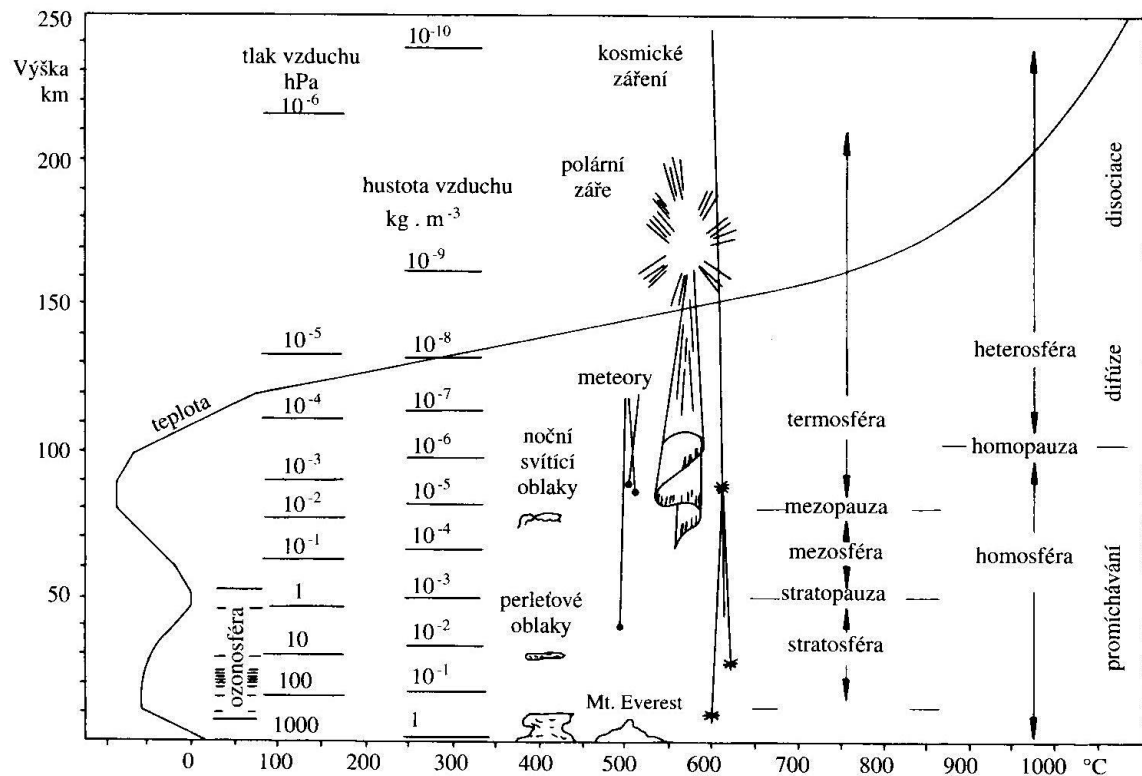
2.3 Vertikální členění atmosféry

Podle fyzikálně chemických vlastností lze atmosféru rozdělit na několik vrstev (obr. 2.2). K tomu slouží následující hlediska: změna teploty vzduchu s výškou, stálost chemického složení, fyzikálně chemické procesy a interakce aktivního povrchu a atmosféry.

1. Podle **změny teploty vzduchu s výškou** se rozlišují *troposféra*, *stratosféra*, *mezosféra*, *termosféra* a *exosféra* (obr. 2.1).

Troposféra

Troposféra je nejnižší vrstva atmosféry přiléhající k zemskému povrchu. V okolí rovníku sahá její horní hranice do výšky až 18 km, v polárních oblastech dosahuje maximálního rozsahu 9 km. V mírném pásu je 75 % atmosféry soustředěno do troposféry a v okolí rovníku je to až 90 %. Přechod troposféry do stratosféry není ostrý, ale postupný prostřednictvím **tropopauzy**, která je tlustá několik set metrů až 3 km. Teplota vzduchu klesá v troposféře se vzrůstající nadmořskou výškou podle tzv. **vertikálního teplotního gradientu**, který činí v průměru $0,65 \text{ }^\circ\text{C}$ na 100 m. V závislosti na zeměpisné šířce dosahuje horní hranice troposféry různých teplot. Nad póly se teplota pohybuje kolem $-50 \text{ }^\circ\text{C}$, v mírných šířkách $-60 \text{ }^\circ\text{C}$ a v okolí rovníku klesá až k $-80 \text{ }^\circ\text{C}$. Obecně převládá v troposféře západní směr proudění a vlivem různorodého aktivního povrchu se zde formují vzduchové hmoty odlišných vlastností. Je zároveň oblastí intenzivního proudění vzduchu (turbulence a konvekce) a nachází se zde většina vodních par, proto se zde formuje aktuální stav klimatického systému, počasí. V pásmu mezi 25° – 70° zeměpisné šířky lze na obou polokoulích pozorovat 1–2 km pod hranicí troposféry proudění vzduchu o vysokých rychlostech označovaných jako **jet stream**.



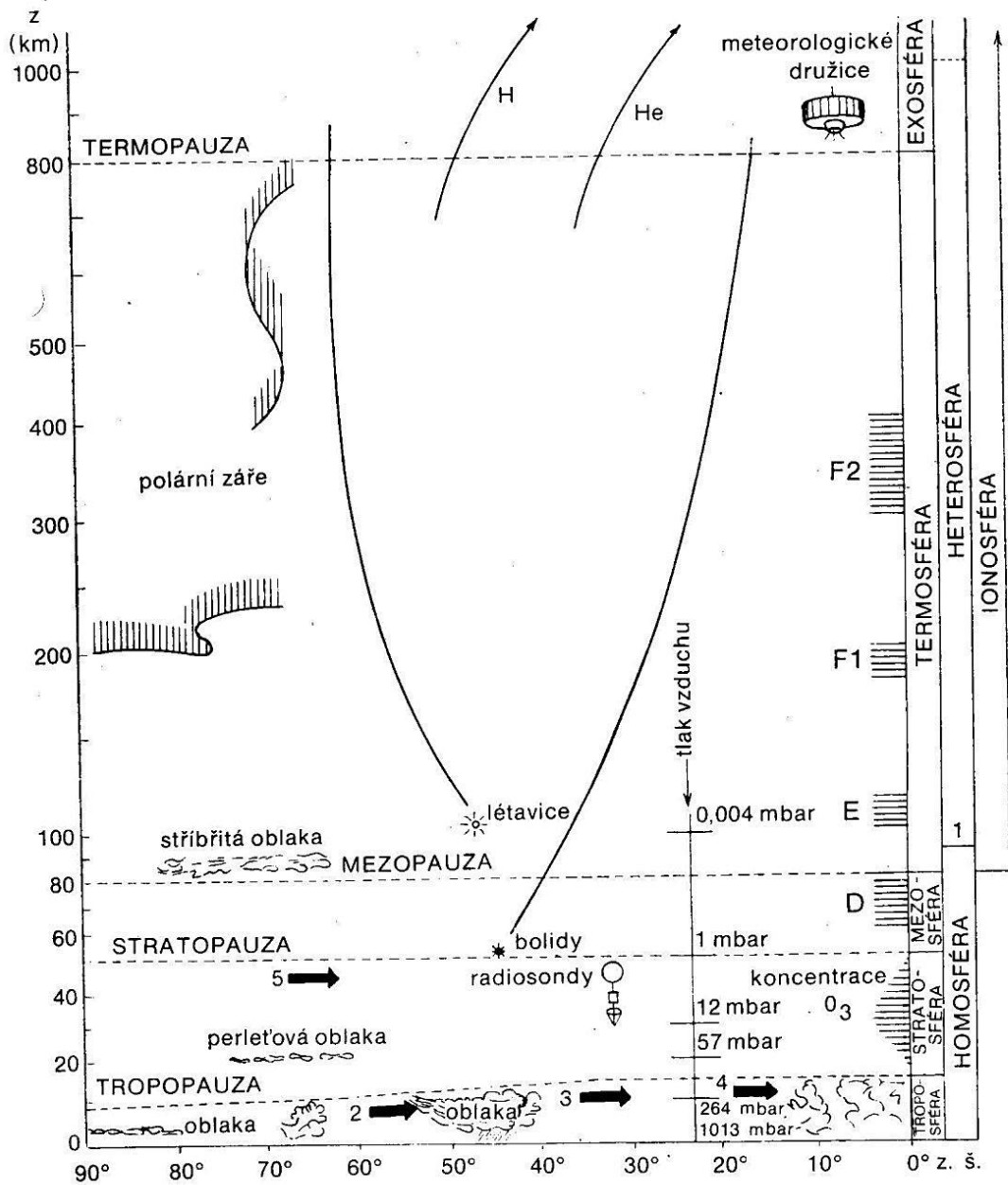
Obr. 2.1 Změna teploty s výškou, zdroj: Bednář, 2007

Stratosféra

Stratosféra sahá do výšky 50–55 km. V její spodní části se teplota téměř nemění a je přibližně -60 °C . Od výšky kolem 25 km začíná teplota postupně stoupat, přičemž ve výšce okolo 50 km se dostává na hodnotu kolem 0 °C . Důvodem nárůstu teploty je pohlcování ultrafialového záření ozonem v rámci tzv. ozonosféry, zejména rozvolňování vazeb mezi molekulami kyslíku. Ve výškách kolem 25 km lze občas pozorovat perleťová oblaka, která jsou tvořena přechlazenými kapkami vody, což dokazuje přítomnost vodní páry a vodních kapek i v těchto výškách. Od další vrstvy mezosféry je stratosféra oddělená stratopauzou.

Mezosféra

Horní hranice mezosféry sahá do výšky 80–85 km. Od stratopauzy teplota postupně klesá a na horní hranici dosahuje v létě $-80\text{ až }-90\text{ °C}$, v zimě $-40\text{ až }-50\text{ °C}$. V blízkosti mezopauzy lze v létě pozorovat stříbřitá oblaka, která jsou tvořena shlukem jemných ledových krystalků nebo kosmického prachu. V mezosféře lze také pozorovat meteory s větší jasností než Venuše, tzv. **boldy**.



Obr. 2.2 Vertikální členění atmosféry (vysvětlivky v textu), upraveno podle Netopil, 1984

Termosféra

Termosféra sahá od mezopauzy až do výšky 500 km, nebo podle jiných autorů až do oblastí výskytu polárních září (600–700 km). Polární záře jsou způsobovány vtahováním korpukulárního záření Slunce do magnetického pole Země. Příznačný je prudký nárůst teploty vzduchu, kdy v horních částech dosahuje teplota hodnot okolo 1500 °C. Tyto vysoké teploty jsou způsobeny velkou kinetickou energií molekul vzduchu unikajících ze zemské atmosféry. Vertikální rozsah termosféry je totožný s ionosférou, kdy již od svrchní mezoféry nastává ionizace vzduchu umožňující šíření radiových vln. Termopauzou přechází termosféra do exosféry.

Exosféra

Ve výškách nad 800 km dosahují jednotlivé atomy tak velkých rychlostí, že překonávají gravitační sílu a unikají do meziplanetárního prostoru. Jde především o atomy vodíku a helia. Vnější hranice zemské atmosféry je kladena do vzdálenosti 20 000–40 000 km a mluví se o tzv. zemské koróně. Mimo to lze ve vzdálenosti asi 1000–50 000 km od zemského povrchu vymezit dva radiační pásy Země, ve kterých jsou přítomny elektricky nabitě částice s mimořádně vysokými rychlostmi pohybu.

2. Podle **stálosti chemického složení** atmosféry lze rozlišit *homosféru* a *heterosféru*.

Homosféra

Homosféra zahrnuje zemskou atmosféru přibližně do výšky okolo 90 km. Působením turbulentního promíchávání vzduchu se v ní v podstatě nemění chemické složení vzduchu. Obsažené látky se intenzivně podílejí na energetické bilanci Země. Od heterosféry je oddělena **homopauzou**.

Heterosféra

Rozprostírá se nad homosférou a ustává zde turbulentní výměna vzduchu, proto se zde neudržuje stále složení vzduchu jako v homosféře. Podle molekulární hmotnosti jednotlivých plynů se začíná více projevovat **difúzní rovnováha**, proto ve větších výškách několika tisíc kilometrů převažuje atomární vodík a helium. Současně se zde také uplatňuje elektromagnetické záření, které způsobuje fotoionizaci a fotodisociaci.

3. Podle **fyzikálně chemických procesů** můžeme rozlišit *neutrosféru*, *chemosféru* a *ionosféru*.

Neutrosféra

Jde o část atmosféry zahrnující troposféru, stratosféru a větší část mezoféry, tedy sahající do výšky kolem 60–70 km. Je zde malá koncentrace iontů, proto zde nedochází k odrazu radiových vln.

Chemosféra

Chemosféra představuje část stratosféry, mezoféry a dolní termosféry, tedy vrstvu, kde za přítomnosti slunečního záření probíhají fotochemické reakce převážně molekul kyslíku, ozonu a dusíku.

Ionosféra

Ultrafialové a korpuskulární záření odštěpuje v ionosféře elektrony od neutrálních atomů a molekul vzduchu, které tak získávají kladný náboj. Volné elektrony se mohou připojit k jiným atomům a molekulám vzduchu a ty pak získávají záporný náboj. Vysoká koncentrace těchto iontů a volných elektronů způsobuje, že se plyny stávají elektricky vodivými. Obzvláště vysoká je koncentrace iontů v zónách D (60–80 km), E (100–120 km), F₁ (180–20 km) a F₂ (300–400 km), které mají vliv na šíření radiových vln.

4. V závislosti na interakci **aktivního povrchu a atmosféry** se atmosféra dělí na *planetární mezní vrstvu* a *volnou atmosféru*.

Planetární mezní vrstva

Tato vrstva sahá do výšky 1–2 km a projevuje se zde turbulentní proudění vzduchu. Největší vliv má aktivní povrch v místech troposféry, která k němu bezprostředně přiléhá. V případě výskytu aerodynamicky hladkých povrchů (vodní hladina, sněhová pokrývka) proudí vzduch laminárně. V této vrstvě je dobře vyjádřen denní chod meteorologických prvků.

Volná atmosféra

Volná atmosféra se rozkládá nad planetární mezní vrstvou. Fyzikální děje zde nejsou ovlivňovány aktivním povrchem a turbulentní tření tak lze zanedbat.

Klíčové pojmy -----

aerosoly	chemosféra	polární záře
bolidy	ionosféra	stratosféra
difúzní rovnováha	jet stream	stříbřitá oblaka
Dobsonovy jednotky	mezosféra	termosféra
exosféra	neutrosféra	troposféra
fotodisociace	ozonosféra	zemská koróna
heterosféra	perleťová oblaka	
homosféra	planetární mezní vrstva	

Kontrolní otázky a úkoly k tématu -----

1. Jaké je pravděpodobné složení a vznik praatmosféry Země?
2. V čem spočívá odlišnost chemického složení atmosfér planet sluneční soustavy?
3. Proč se na nárůstu koncentrace kyslíku nepodílely pouze zelené rostliny?
4. Jaké je chemické složení čistého suchého vzduchu? V čem bude rozdíl mezi ním a vzduchem z nejlhčích oblastí?
5. Jaký je význam ozonu pro život na Zemi?
6. Podle kterých hledisek lze rozdělit atmosféru?
7. Vysvětlete příčiny změny teploty mezi jednotlivými vrstvami atmosféry.
8. Čím je v rámci atmosféry specifická ionosféra?

Seznam literatury a zdrojů informací -----

BEDNÁŘ, J., KOPÁČEK, J, *Jak vzniká počasí*. Praha: Karolinum, 2005. 268 s.

NETOPIIL, R. a kol. *Fyzická geografie, 1. vydání*. Praha: SPN, 1984. 272 s.

SOBÍŠEK, B. a kol. *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. Praha, MŽP ČR: Academia, 1993. 594 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

www.chmi.cz – Český hydrometeorologický ústav

Kapitola 3

Meteorologické prvky a jejich klimatologické charakteristiky

3.1 Sluneční záření

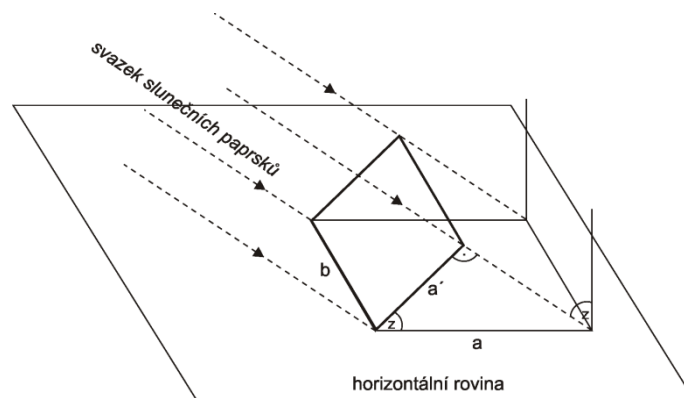
3.1.1 Intenzita slunečního záření

Sluneční záření (elektromagnetické i korpuskulární – proud elektricky nabitých částic elektronů, protonů, neutronů aj.) je převážným zdroje energie v rámci celého planetárního systému. Ostatní existující energetické zdroje (geotermální energie, energie kosmického nebo radioaktivního záření, energie z elektrických výbojů v atmosféře) se podílejí jen nepatrnou částí (0,024 %). Energie elektromagnetického vlnění je v planetárním geosystému přeměněna na jiné druhy energie, a to na tepelnou, elektrickou či druhotně na kinetickou nebo energii dlouhodobného záření.

Kvantitativně lze velikost záření vyjádřit jeho intenzitou ve wattech (W) na metr čtvereční (m^{-2}). Za časový interval vyjadřujeme celkovou intenzitu ve Wh (watt hodinách) nebo kWh (kilowatt hodinách). Celkovou intenzitu elektromagnetického záření Slunce, které dopadá na horní hranici atmosféry na plochu $1 m^2$ kolmou k paprskům, nazýváme při střední vzdálenosti Země – Slunce **solární konstanta**. Její hodnota se pohybuje okolo $1366 W \cdot m^{-2}$. Protože však Země obíhá kolem Slunce po eliptické dráze a obecně platí, že intenzita záření klesá s druhou mocninou vzdáleností od zdroje záření, mění se tak v průběhu roku také hodnota solární konstanty (v perihéliu je asi o 3,43 % vyšší a v aféliu asi o 3,26 % nižší). Od konce 19. století se hodnota solární konstanty odvozovala z pozemských měření (např. pyrheliometrem) a od roku 1978 se přidala i družicová měření, přičemž se zjistilo, že hodnota solární konstanty kolísá v čase v souladu s proměnami sluneční aktivity. Významný je zejména 11letý cyklus.

S ohledem na střední vzdálenost Země – Slunce můžeme uvažovat rovnoběžný dopad slunečních paprsků na zemský povrch. Množství záření (neboli intenzitu přímého slunečního záření) dopadající na horizontální plochu zemského povrchu pak označujeme jako **insolace** (obr. 3.1).

Její hodnota závisí na zenitové vzdálenosti Slunce a je tak proměnlivá v průběhu dne i roku, ale i na libovolné části zemského povrchu. Z obr. 3.1 je zřejmé, že insolace na horizontální ploše **a.b** bude menší než na jednotce plochy **a'.b'**, která je vůči směru slunečních paprsků kolmá. Čím větší je úhel dopadu slunečních paprsků (čím výše je na obloze), tím kratší cestu musí paprsky absolvovat a tím více energie dopadá na jednotku plochy. Insolaci na horní hranici atmosféry označujeme jako **extraterrestrální insolace** a její nepravidelný roční režim nazýváme **solární klima**. Je tedy zřejmé, že množství dopadajícího slunečního záření je dáno stálým sklonem zemské osy k ekliptice a závisí na zeměpisné šířce.



Obr. 3.1 Závislost insolace na zenitové vzdálenosti (z) a tedy úhlu dopadu slunečních paprsků

3.1.2 Změny slunečního záření v atmosféře

Elektromagnetické záření obsahuje záření různých vlnových délek. Spektrum slunečního záření zahrnuje gama záření ($< 0,01$ nm), rentgenové záření ($0,01$ – 10 nm), ultrafialové záření ($0,01$ – $0,39$ μm), viditelné záření ($0,4$ – $0,76$ μm), infračervené záření ($0,761$ – 1000 μm), mikrovlny (1 mm– 1 m) a radiové vlny. Pro stanovení energetické bilance Země je důležité záření vlnových délek od $0,1$ μm do 100 μm . 99 % z celkového toku slunečního záření připadá na rozmezí $0,1$ – 4 μm , proto se pro potřeby meteorologie označuje záření v tomto intervalu jako **krátkovlnné** na rozdíl od **dlouhovlnného** záření atmosféry a zemského povrchu, jehož vlnové délky jsou větší než 4 μm .

Ultrafialové záření je neviditelné, tvoří necelých 7 % záření před vstupem do atmosféry a převážná část je ho pohlcena ozonem ve stratosféře. Viditelné záření představuje asi 47 % a lze ho rozložit na jednotlivé spektrální barvy od fialové (nejkratší vlnové délky) přes modrou, zelenou, žlutou a oranžovou až po červenou (nejdelší vlnové délky). Infračervené záření zahrnuje s podílem 46,5 % dlouhovlnné a tepelné záření.

Při průchodu atmosférou se mění kvantitativní i kvalitativní vlastnosti slunečního záření (**atmosférická extinkce**). Kvantita záření (intenzita) se zmenšuje jeho **pohlčováním**, kvalita pak **rozptylem** na molekulách vzduchu a aerosolech. Čím delší dráhu sluneční paprsek absolvuje, tím výraznějším změnám podléhá. Mimo jiné dochází také se změnou hustoty vzduchu k **refrakci paprsků**. Ta způsobuje podle *Snelliova zákona* (při přechodu z prostředí opticky řidšího do prostředí opticky hustšího se paprsek láme ke kolmici k rozhraní obou prostředí) jejich ohyb a tak i změnu směru, ze kterého byly zdrojem vyslány.

Pohlcování slunečního záření v atmosféře

Pohlcování záření má výrazně selektivní charakter, což znamená, že jednotlivé plyny pohlčují záření pouze určitých vlnových délek, a jen asi 15 % z celkového záření je pohlceno. Převážný podíl na jeho pohlcování mají vodní páry, dusík, kyslík, ozon a oxid uhličitý. Kyslík pohlčuje zejména záření krátkých vlnových délek v ultrafialové a viditelné části spektra. Stratosférický ozon se podílí na pohlcování převážně většiny ultrafialového záření, méně pak záření infračerveného. V infračervené části spektra výrazně pohlčuje sluneční záření oxid uhličitý a vodní páry, což způsobuje zahřívání atmosféry a zesílení skleníkového efektu atmosféry. Zároveň dochází také k pohlcování dlouhovlnného tepelného vyzařování zemského povrchu a jeho zpětnému vyzáření, které se tím například v noci podílí na snižování tepelných ztrát.

Rozptyl slunečního záření v atmosféře

Mezi nejvýznamnější změnu slunečního záření patří difuze slunečního záření na molekulách a atomech plynů (**molekulární/Rayleighův rozptyl**) a také na větších kapalných a pevných částicích (**aerosolový rozptyl**). Na rozdíl od přímého slunečního záření se rozptýlené záření šíří všemi směry, čímž vytváří domněnku, že záření nepřichází od Slunce, ale od celé oblohy.

V **molekulárním rozptylu** platí tzv. Rayleighův zákon, který říká, že čím je kratší vlnová délka, tím je záření výrazněji rozptylováno. K rozptylu dochází na molekulách a atomech plynů vzduchu. V rozptýleném záření ve viditelné části spektra převládají kratší vlnové délky (modrá a fialová), které vysvětlují modré zbarvení oblohy. Oproti tomu v přímém záření převládají dlouhovlnné části spektra a zbarvení vycházejícího či zapadajícího Slunce nebo samotná barva Slunce na modré obloze se tak jeví jako červenožluté. Krátkovlnné záření ve spektru modré a zelené barvy se prakticky zcela rozptýlí.

K **aerosolovému rozptylu** dochází na větších kapkách a pevných částicích větších než 1,2 μm . Samotný rozptyl není závislý na vlnové délce, a proto nedochází ke změně spektrálního složení. V důsledku toho mají oblaka nebo mlha bílé až šedé zbarvení.

U obou dvou druhů rozptylu dochází se vzrůstající výškou a tím spojeným snižováním obsahu příměsí a poklesem hustoty vzduchu k poklesu intenzity rozptylu. Snižování obsahu příměsí podmiňuje nárůst modrého zbarvení oblohy a snížení hustoty vzduchu snižuje intenzitu molekulárního rozptylu až na nulovou hodnotu, kdy můžeme na horní hranici atmosféry pozorovat černé zbarvení.

3.1.3 Úloha záření v energetické bilanci Země

Záření, které dopadá na zemský povrch, rozdělujeme na:

1. **přímé sluneční záření,**
2. **rozptýlené záření,**
3. **globální záření,**
4. **odražené záření,**
5. **dlouhovlnné záření** (vyzařování Země a zpětné záření atmosféry).

Přímé sluneční záření představuje krátkovlnné záření, jehož paprsky dopadající na zemský povrch můžeme považovat za rovnoběžné. Jeho intenzita se udává ve $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ a klesá s rostoucí dráhou paprsků v atmosféře (pokles nadmořské výšky), s poklesem výšky Slunce nad obzorem a s růstem zakalení atmosféry. Hodnoty intenzity přímého slunečního záření se proto mění nejen v průběhu dne a roku, ale také podle sklonitosti a orientace reliéfu.

Rozptýlené záření zahrnuje obdobně záření krátkovlnné. Jeho intenzitu ovlivňuje množství přítomných částic, oblačnost, sněhová pokrývka, zeměpisná poloha a výška Slunce nad obzorem. Je známo, že ve vyšších zeměpisných šířkách prodlužuje rozptýlené záření v zimním období bílý den.

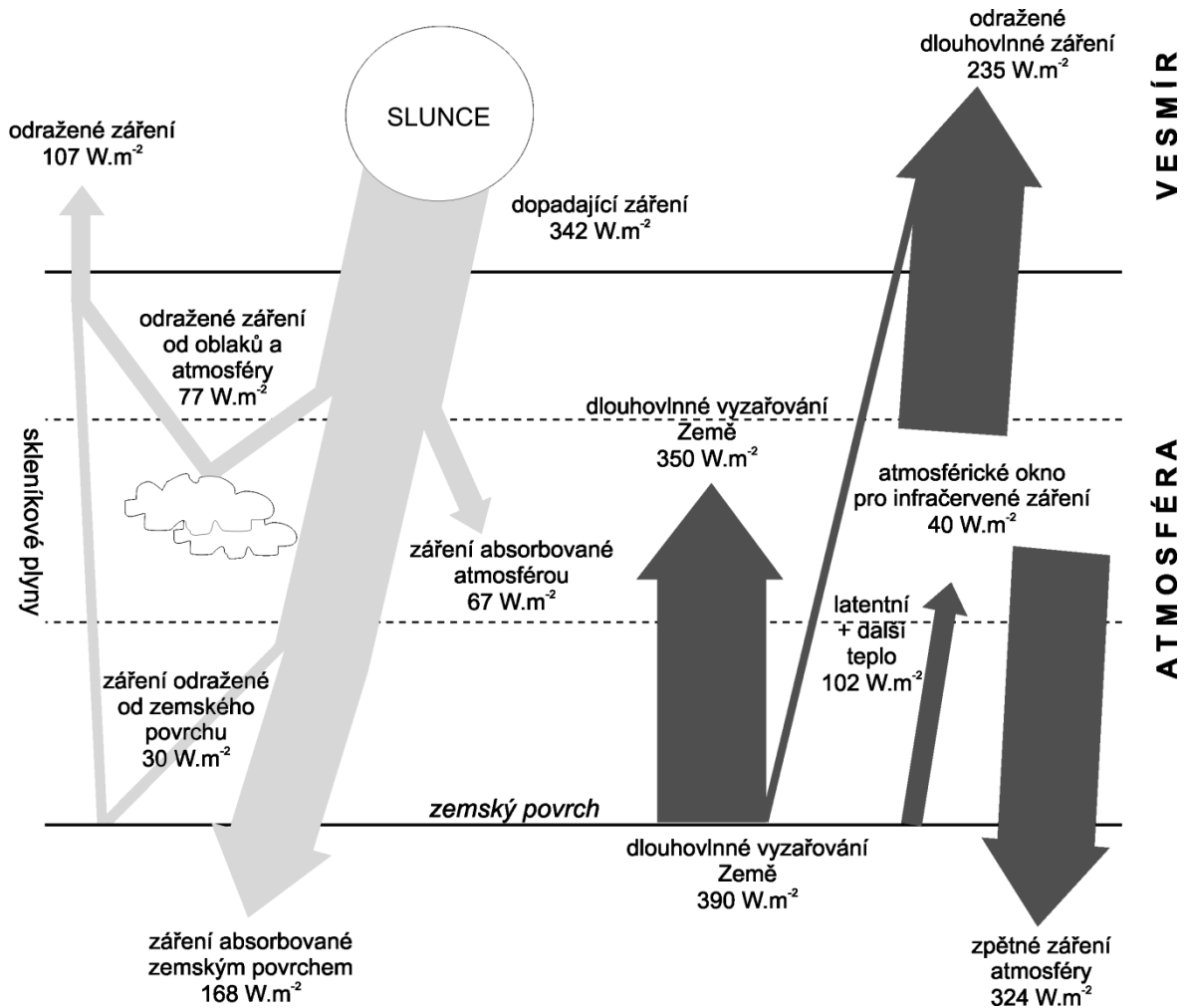
Globální záření spojuje v meteorologii celkové krátkovlnné (přímé a rozptýlené) sluneční záření. Intenzita globálního záření roste zejména s výškou Slunce nad obzorem a s poklesem zakalení atmosféry. Maximální hodnoty globálního záření proto obecně klesají od nízkých zeměpisných šířek k pólům. Jeho maximální roční úhrny však připadají na subtropické oblasti vysokého tlaku vzduchu, kde jsou podmíněny velkou intenzitou přímého slunečního záření, které je jen nepatrně zeslabováno pohlcováním a rozptylem v suché a čisté atmosféře. Výjimku zde představují pobřežní oblasti se zvýšenou cyklonální činností.

Část globálního záření dopadajícího na horní hranici atmosféry nebo zemský povrch se od vzduchových částic, vodních kapek či aktivního povrchu odráží a nazývá se pak jako **odražené záření**. Poměr mezi množstvím odraženého záření a celkově dopadajícího záření označujeme termínem **albedo (%)**. V atmosféře mají největší hodnoty albeda kupovitá oblaka altocumulus (70–75 %) a stratokumulus (55–65 %). Albedo aktivního povrchu závisí zejména na jeho zbarvení a struktuře. Nejvyšších hodnot dosahuje sněhová pokrývka a ledové plochy (80–90 %). Zajímavé je i albedo vodní plochy, které je při výšce Slunce 45 ° téměř zanedbatelné, ale je-li Slunce níže než 5 °, je albedo 70–80 %. Proto se při východu a západu Slunce vodní hladina leskne. Průměrná hodnota **planetárního albeda** (poměr množství záření odraženého Zemí do kosmického prostoru k množství záření vstupující na horní hranici atmosféry) se pohybují okolo 30 %.

Aktivní povrch a atmosféra se pouze nepodílejí na kvalitativních a kvantitativních změnách slunečního záření, ale také vlastní záření vyzařují. Oproti slunečnímu záření se s ohledem na skutečnosti vyplývající ze základních zákonů záření (Planckův, Stefan-Boltzmanův, Wienův zákon posunu aj.) jedná o **dlouhovlnné záření** v oblasti infračerveného a tepelného záření. To je ve vzduchu s výjimkou intervalu vlnových délek 8–12 μm převážně pohlcováno oxidem uhličitým a vodními parami. Záření v tomto intervalu vlnových délek ovšem uniká do meziplanetárního prostoru, a proto se pro výše uvedený interval spektra používá označení **atmosférické okno**. Zmíněné dlouhovlnné záření můžeme rozdělit na *tepelné vyzařování Země* a *zpětné záření atmosféry*. Zpětné záření atmosféry je vždy menší než vyzařování zemského povrchu. Jejich rozdíl lze vyjádřit matematicky a nazývá se **efektivní vyzařování Země**. Atmosféra tedy dobře propouští sluneční záření, ale dlouhovlnné vyzařování aktivního povrchu a své vlastní vyzařování jako filtr zachycuje, čímž má výrazný vliv na oteplování Země. Tato funkce atmosféry se vžila jako **skleníkový efekt**.

Princip skleníkového efektu vyplývá z **radiační (energetické) bilance** Země. Sluneční energie dopadající na Zemí musí být v dlouhodobém režimu vyrovnána celkovému množství energie, které je Zemí vyzařováno (obr. 3.2). V opačném případě by došlo k destabilizaci klimatického systému. Zemí opouštějí dva základní druhy záření, odražené sluneční záření a dlouhovlnné tepelné vyzařování Země. Odražené sluneční záření představuje asi 30 % z celkového slunečního záření (20 % odráží oblaka, 6 % atmosféra a 4 % zemský povrch). Zbýlých 70 % přicházejícího záření je pohlceno atmosférou, zemským povrchem a oceány, přičemž absorbovaná energie je využita k ohřevu.

Jak již bylo zmíněno, i Země podobně jako Slunce vydává tepelné záření. Protože je však zemský povrch mnohem chladnější než sluneční, musí v souladu se zákonem Wienova posunu vyzařovat tepelnou energii na mnohem delších vlnových délkách. Mluvíme tak o **dlouhovlnném vyzařování Země**. Zemská atmosféra díky svému chemickému složení propouští viditelné a krátkovlnné infračervené záření, dlouhovlnné záření však nikoliv. Dochází tak k absorpci 71 % povrchového tepelného záření. Dohromady s teplem získaným přímou absorpcí slunečního záření a teplem přineseným konvekčním prouděním a kondenzací vodních par (latentní teplo) vytváří atmosféra nad zemským povrchem příkrývku podobnou poklici nad hrncem. Z naznačené energetické bilance je vidět, že atmosférou a zemským povrchem je absorbováno $235 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Stejně množství energie je také vyzařeno do vesmíru. Kladný zbytek (zpětné záření atmosféry $324 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ – odražené dlouhovlnné záření $235 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2} = 89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) se pak podílí na oteplování atmosféry. Energie tepelného vyzařování Země se zvyšuje, dokud se nevyrovnají ztráty pohlcováním atmosférou a neustaví se teplotní rovnováha. Jakákoliv změna (složení plynů), narušující tento mechanismus, tak povede k ustanovení nové rovnováhy (oteplení nebo ochlazení).



Obr. 3.2 Schéma energetické bilance s ohledem na princip skleníkového efektu

Pojem *skleníkový efekt* byl poprvé použit francouzským vědcem J. B. J. Fourierem a pochází od skleníků používaných v zahradnictví. Nicméně procesy, které probíhají ve skleníku, se liší od těch, které popisuje *skleníkový efekt*, proto se nejedná o přesné pojmenování. Skleník je vybudován ze skla, které brání úniku ohřátému vzduchu. Když však skleník otevřeme, vzduch se promíchá a teplota uvnitř poklesne. Skleníky tak brání **konvekčnímu proudění**. Oproti tomu *skleníkový efekt* brání unikání jednoho druhu záření.

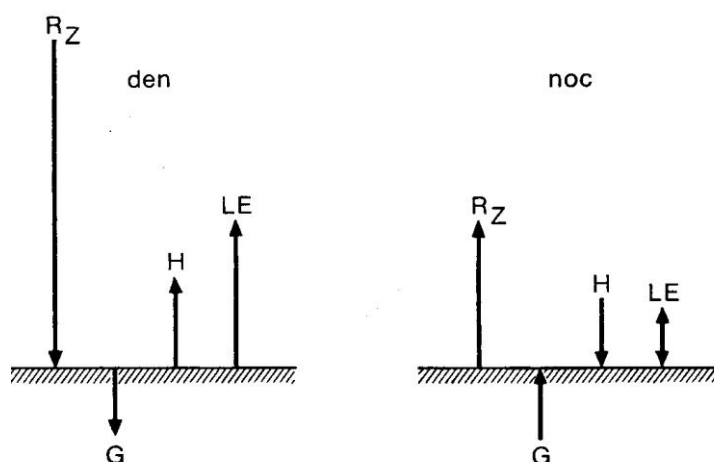
Zaměříme-li se na radiační (energetickou) bilanci soustavy aktivní povrch – atmosféra, můžeme identifikovat celou řadu teplotních transportních mechanismů.

Mezi základní způsoby transportu tepelné energie náleží:

1. **turbulentní tok tepla (H)** představuje neuspořádaný vírový pohyb v atmosféře, který je v období insolace orientován do atmosféry s maximem před polednem a před západem Slunce mění orientaci z atmosféry směrem k aktivnímu povrchu s minimem v nočních hodinách,
2. **latentní tok tepla (LE)** má charakter turbulentního pohybu a zahrnuje ztrátu tepla při vypařování nebo příjem tepla při kondenzaci, maximálních hodnot dosahuje kolem poledne a minima v noci,
3. **dlouhovlnné vyzařování Země,**
4. **tok tepla do nebo z podloží aktivního povrchu (G)** závisí na vlastnostech substrátu a je přímo úměrný jeho tepelné vodivosti a změně teploty s hloubkou, v období insolace je orientován do podloží, v nočních hodinách pak obráceně,
5. **molekulární vedení tepla (M)** spočívá v předávání tepla dotykem jednotlivých molekul vzduchu, vzhledem k malé intenzitě se zanedbává.

Výslednou **energetickou bilanci aktivního povrchu (R_Z)** můžeme vyjádřit jako součet turbulentního toku tepla, latentního toku tepla a toku tepla do nebo z podloží aktivního povrchu.

$$R_Z = H + LE + G$$



Obr. 3.3 Schéma složek energetické bilance aktivního povrchu, zdroj: Netopil, 1984

V ročním chodu složek energetické bilance připadají maxima na letní měsíce a minima na zimní. V rovníkových, vlhkých tropických a subtropických oblastech je energetická bilance po celý rok kladná. Převážná část tepla je zde transportována latentním tokem. Suché tropické a subtropické oblasti mají v důsledku nízké vlhkosti nižší hodnotu energetické bilance. Aktivní povrch se v těchto oblastech silně zahřívá, čímž výrazně zvyšuje podíl turbulentního toku tepla. V polárních oblastech je s výjimkou 2-3 měsíců energetická bilance záporná a převažuje vyzařování z aktivního povrchu.

3.2 Teplotní režim atmosféry

Teplotní režim atmosféry zahrnuje rozložení teploty vzduchu v rámci denního a ročního chodu, stejně jako sledování jejich neustálých změn zahrnujících i sledování teploty povrchu půdy a jejího podloží. V návaznosti na energetickou bilanci aktivního povrchu je zřejmé, že denní i roční chod teploty vzduchu a její změny s nadmořskou výškou jsou podmíněny insolací, albedem a efektivním vyzařováním aktivního povrchu.

Ve fyzikální soustavě SI se pro stanovení teploty používá Kelvinova stupnice, v klimatologii Celsiova a některé státy (USA, Kanada či Velká Británie) využívají Fahrenheitovu stupnici. Pro správné pochopení procesů odpovědných za tepelné změny v atmosféře je potřeba připomenout pár fyzikálních termínů týkajících se tepelných vlastností látek.

Tepelná kapacita je schopnost tělesa pohlcovat teplo, charakterizuje ji koeficient tepelné kapacity (tepelná kapacita vody je vyšší než půdy).

Tepelná vodivost představuje schopnost látek šířit a vést teplo (písečná půda má vyšší koeficient tepelné vodivosti než nehybný vzduch).

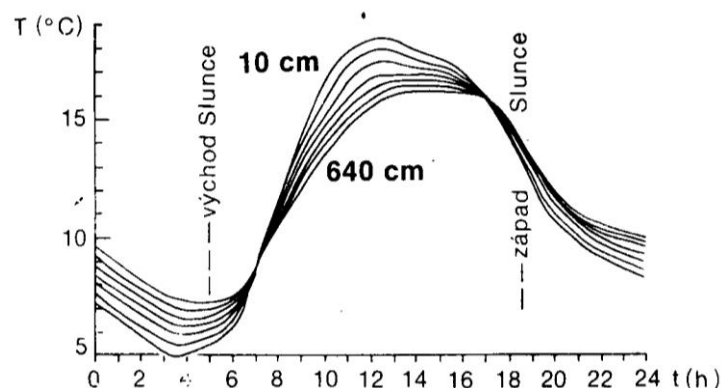
Teplotní vodivost vystihuje schopnost tělesa nebo látky zahřívát se nebo ochlazovat se (např. teplotní vodivost půdy při 10% vlhkosti).

3.2.1 Denní a roční chod teploty vzduchu

Teplota vzduchu je základní meteorologický prvek a měří se ve výšce 2 m nad zemským povrchem. Označuje se jako **přízemní teplota**. Ve výšce 0,05 m nad zemí se také měří **přízemní minimální teplota**. U teplotních charakteristik je nezbytné znát jejich průběh. V klimatologii se proto sleduje denní a roční chod. Denní chod vyjadřuje teplotní změny během 24 hodin, roční chod analogicky vyjadřuje změnu teploty během jednoho roku, k čemuž se používají denní, dekadové či měsíční charakteristiky.

Denní chod teploty vzduchu

Prohřívání nebo ochlazování přízemní vrstvy atmosféry probíhá zdola nahoru, proto je téměř patrná shoda denního chodu teploty vzduchu a aktivního povrchu. Amplituda (rozdíl nejvyšší a nejnižší hodnoty) teploty vzduchu je však v porovnání s výkyvy teplot aktivního povrchu méně výrazná a snižuje se s rostoucí nadmořskou výškou (obr. 3.4). Vzestup teploty je tak u aktivního povrchu strmější a její pokles naopak pozvolnější.



Obr. 3.4 Denní chod teploty vzduchu v profilu přízemní atmosféry a až 640 cm nad povrchem, zdroj: Netopil, 1984

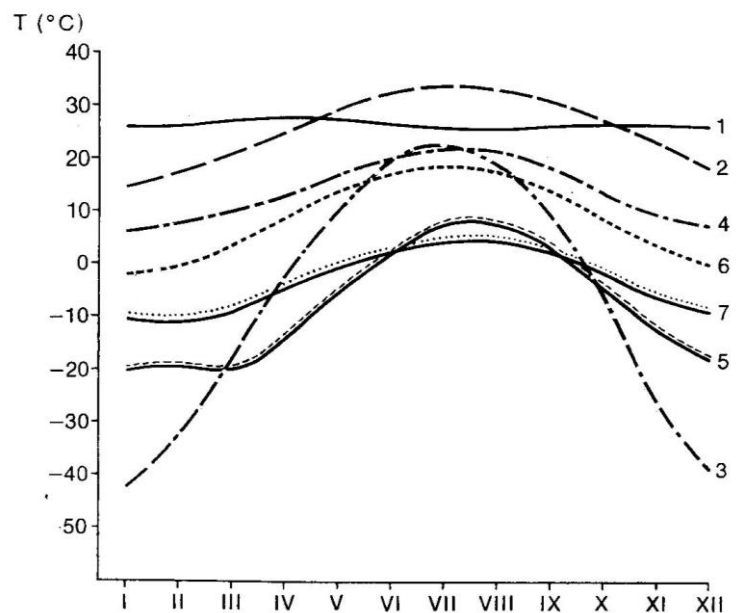
Hodnota denní amplitudy závisí na následujících faktorech:

1. **charakter počasí** – při radiačním typu počasí (malá oblačnost, malá rychlost větru) je teplotní amplituda větší než při advekčním typu počasí (horizontální přenos vzduchu, velká oblačnost),
2. **roční období** – v mírných šířkách je nejvyšší amplituda v důsledku malé zásoby tepelné energie v podloží po zimním období na jaře – v noci pak převažuje ochlazování dlouhovlnným vyzařováním povrchu – do další zimy se amplitudy snižují,
3. **zeměpisná šířka** – od rovníku k subtropickým šířkám amplitudy narůstají (souvislost s převažujícím typem radiačního počasí), odtud se k pólům snižují,
4. **vzdálenost od pobřeží** – oceanita umožňuje díky vysoké tepelné kapacitě vody teploty zachovat po delší dobu, naopak kontinentalita s ohledem na rychlost oteplování a ochlazování povrchu amplitudu prohlubuje,
5. **tvár reliéfu** – vypouklé tvary reliéfu mají menší amplitudy než rovinaté a ty menší než vhloubené (vytváření lagun studeného vzduchu),
6. **pokryv aktivního povrchu** – přítomný vegetační pokryv snižuje transpirací ohřev přízemní vrstvy atmosféry oproti holému povrchu, který se pouze otepluje.

Teplotní amplituda se snižuje také s rostoucí výškou. Výkyvy teplot, které jsou pozorovatelné v horní troposféře, však již nesouvisí se změnami aktivního povrchu. Vzhledem k rozdílným hodnotám tepelné kapacity vody a pevniny jsou teplotní amplitudy výraznější nad pevninou než nad oceánem.

Roční chod teploty vzduchu

Roční chod teploty vzduchu závisí zejména na režimu výměny vzduchových hmot, zeměpisné šířce a stupni kontinentality. Křivky ročního chodu teploty se převážně vyznačují jedním maximem a jedním minimem. V planetárním měřítku rozlišujeme několik typů ročního chodu teploty vzduchu (obr. 3.5).



Obr. 3.5 Průměrný roční chod teploty vzduchu 1 – Batávie ($\varphi = 6^{\circ}11'j.s.$), 2 – Asuán ($\varphi = 25^{\circ}02's.s.$), 3 – Jakutsk ($\varphi = 62^{\circ}01's.s.$), 4 – Londýn ($\varphi = 51^{\circ}28's.s.$), 5 – Dikson ($\varphi = 73^{\circ}30's.s.$), 6 – Brno ($\varphi = 49^{\circ}12's.s.$), 7 – Lomnický štít ($\varphi = 49^{\circ}12's.s.$), zdroj: Netopil, 1984

1. **rovníkový typ** se vyznačuje malou amplitudou (5 °C) a přítomností dvou nevýrazných maxim v období slunovratů, (křivka 1)
2. **tropický typ** je charakteristický vyšší amplitudou (5 °C při pobřeží, 10–15 °C nad pevninou) a jedním teplotním maximem a minimem v období nejvyšší a nejnižší výšky Slunce nad obzorem, (křivka 2)
3. **typ mírného pásu** vykazuje extrémní teplotní hodnoty po letním a zimním slunovratu (na severní polokouli se maxima a minima objevují v červenci a lednu, nad oceány a v horských oblastech pak v srpnu a únoru – důsledek pomalejšího prohřívání a ochlazování oceánů a postupného prohřívání a ochlazování jednotlivých vrstev troposféry), amplitudy nad pevninami kolísají v rozmezí 10–15 °C u pobřeží a 60 °C uvnitř kontinentu), lze vymezit oblast subtropickou, vlastní mírnou a subpolární, (křivky 3,4,6,7)
4. **polární typ** má vyšší teplotní amplitudy (30–40 °C nad pevninou, 20–25 °C nad oceány), přičemž maxima vrcholí v polárním létě a minima na konci polární noci, (křivka 5)

Vybočením z takto zaběhlého teplotního chodu dochází při neperiodických, pravidelných a dlouhodobých změnách, které souvisí s odchylkou od celkového trendu počasí. Tyto výkyvy se označují termínem **singularity** a většinou jsou způsobeny vpádem odlišných vzduchových hmot. Příkladem může být *babí léto* (oteplení) na přelomu září a října, *ledoví muži* (náhlé ochlazení) v květnu či *vánoční obleva* (vpád vlhkého oceánského vzduchu) koncem prosince. Mnohé ze singularit jsou obsaženy v lidových pranostikách a ne všechny mají vědecké vysvětlení.

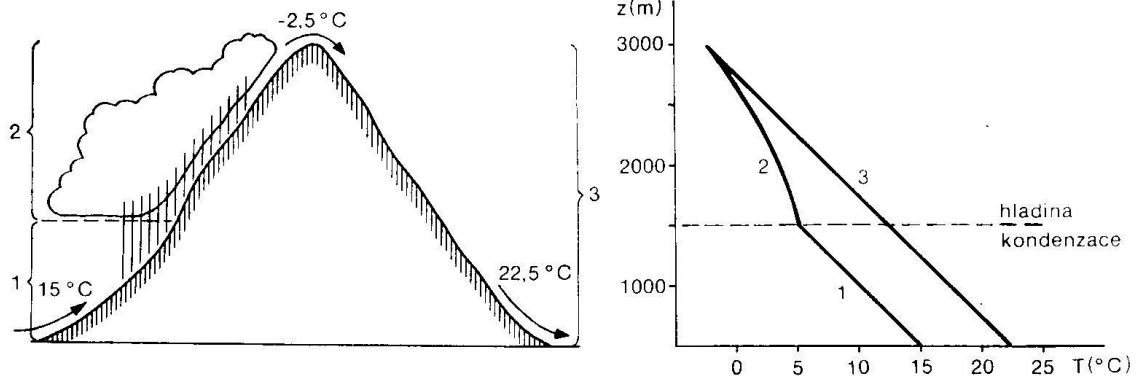
3.2.2 Změna teploty vzduchu s výškou

Změna teploty vzduchu s výškou se v meteorologii označuje jako **vertikální teplotní gradient**. Ten se určuje pro interval výšky 100 m a jeho průměrná hodnota v troposféře je 0,65 °C na 100 m. Tato hodnota není neměnná, ale závisí na denní a roční době, nadmořské výšce a poloze místa. V planetární mezní vrstvě atmosféry je hodnota vertikálního teplotního gradientu podmíněna radiační bilancí systému aktivní povrch – atmosféra a turbulentní výměnou tepla. Ve střední a vyšší troposféře (asi 2000 m – tropopauza) dochází ke kondenzaci vodní páry a tvorbě oblaků, během kterého se uvolní latentní teplo. To způsobí zmenšení hodnoty vertikálního teplotního gradientu na **0,5 °C na 100 m**. V tomto případě mluvíme o tzv. **lhkoadiabatickém gradientu**, přičemž adiabatický děj nazýváme takový děj, kdy nedochází k výměně energie s okolní atmosférou. Dochází-li k adiabatickému přemístování suchého nebo vodní párou nenasyceného vzduchu, vyjadřujeme změnu teploty tzv. **suhoadiabatickým gradientem**, jehož zaokrouhlená hodnota činí **1 °C na 100 m**.

V případě přetékání vzduchu přes horské překážky může vzduch být před výstupem chladnější než po sestupu do původní úrovně. Tyto procesy označujeme jako **pseudoadiabatické** (obr. 3.6).

Z údolí (500 m n. m.) v pravé části obrázku byl do tlakové níže poblíž pohoří vysán vzduch, který postupně proudí přes horský hřeben z údolí vlevo (500 m n. m.). Při výstupu se původně suchý vzduch ochlazuje podle suhoadiabatického gradientu o 1 °C na 100 m a z původních 15 °C má v 1500 m teplotu 5 °C. V této výšce začíná v ochlazeném vzduchu ke kondenzaci vodních par, čímž se uvolní latentní teplo, které ochlazování zpomaluje. Vzduch se tak dále bude ochlazovat podle vlhkoadiabatického gradientu o 0,5 °C na 100 m a na vrcholu hřebenu ve výšce 3000 m bude jeho teplota -2,5 °C. Mimo to budou na návětrné straně vypadávat srážky. Při sestupu do údolí bude vzduch značně ochuzen o vodní páry

a do údolí sestoupí o mnohem sušší, než byl na začátku výstupu. Sestupující vzduch se tak bude oteplovat podle suchoadiabatického gradientu a po sestupu do údolí bude jeho teplota $22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, tedy o $7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ vyšší než před výstupem. I kdyby vzduch obsahoval v první části svého sestupu vodní páry a oteploval se tak podle vlhkoadiabatického gradientu, musí být na sestupné straně teplejší, protože se větší část svého sestupu oteploval suchoadiabaticky. Typickým příkladem pseudoadiabatického děje je **fén**, který je typický pro oblast Alp, západního Kavkazu nebo Skalnatých hor, či **chinook** vanoucí ve Skalnatých horách.



Obr. 3.6 Pseudoadiabatický děj při přetékání vzduchu přes horské překážky, zdroj: Netopil, 1984

V horských oblastech je změna teploty s výškou výrazně modifikována utvářením reliéfu. Ve větších nadmořských výškách se atmosféra díky přítomnosti aktivního povrchu v létě silně prohřívá a v zimě naopak ochlazuje. Lze proto tvrdit, že pro horské oblasti je charakteristická kontinentalita klimatu.

Inverze teploty

Inverzí teploty se má na mysli případ vertikálního rozložení teploty neodpovídající normálnímu zvrstvení, kdy se teplota se stoupající nadmořskou výškou **zvyšuje**. Podle výšky inverzní vrstvy rozlišujeme **přízemní inverze** a **inverze ve volné atmosféře** (výškové inverze).

Přízemní inverze zahrnují podle příčin jejich vzniku inverze *radiační* a *advekcí*. **Radiační inverze** vznikají ochlazením přízemní vrstvy atmosféry od aktivního povrchu v období záporné energetické bilance. Tato situace nastává zejména za jasných nocí při malých rychlostech větru. **Advekcí inverze** nastávají při přemístování teplejšího vzduchu nad chladnější, k čemuž dochází například v zimních měsících prouděním teplejšího vzduchu nad sněhovou pokrývkou. Časový i vertikální rozsah inverzí je určován charakterem aktivního povrchu.

Inverze ve volné atmosféře můžeme rozdělit na:

1. **radiační** – vznikají ochlazením vzduchu od intenzivně vyzářující horní hranice oblaků,
2. **subsidenční** – vznikají poklesem vrstvy vzduchu ve vysokém tlaku vzduchu, kdy se nad relativně chladnější vrstvou nachází vrstva teplejší,
3. **pasátové** – představují pasátovou subsidenci, kdy vlhký pasátový vzduch klesá dolů a nad ním se nachází teplejší suchý vzduch,
4. **turbulentní** – nastávají ve vrstvách blízkých aktivnímu povrchu, kdy dochází turbulentním prouděním ke změně podmínek a vrstva nad tím je beze změny.

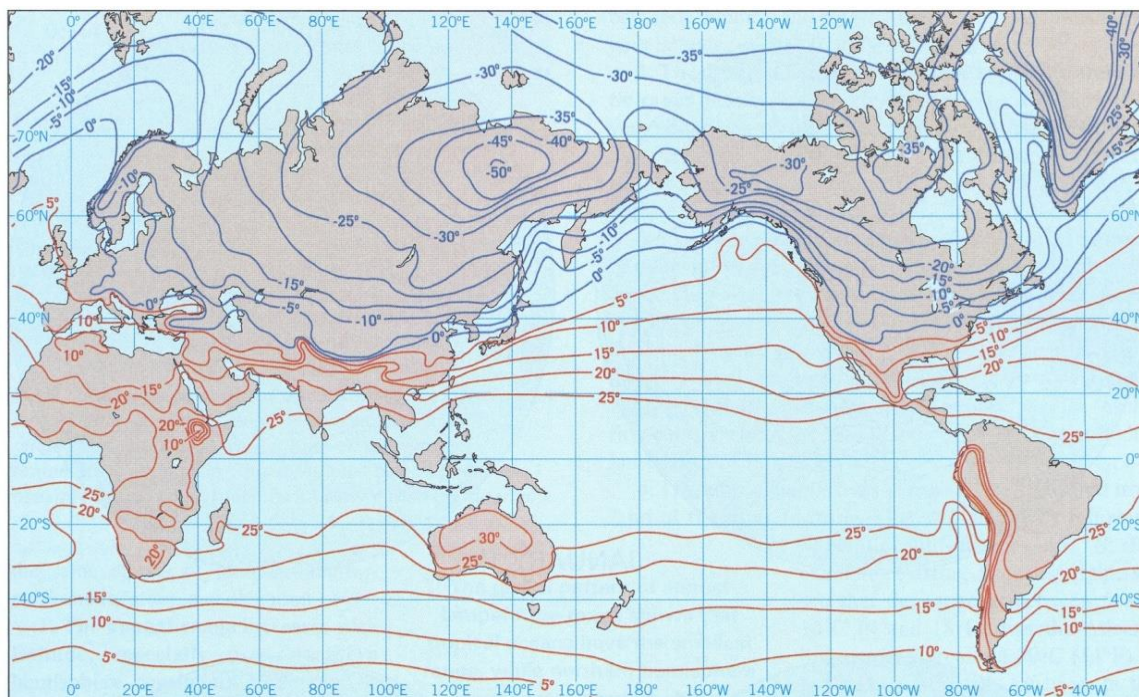
Vlivem denního a ročního chodu energetické bilance aktivního povrchu dochází k časovým změnám aktivního povrchu a jeho podloží. Teplota aktivního povrchu půdy vykazuje při radičním počasí jedno maximum kolem poledne a minimum před východem Slunce. Hodnotu teplotní amplitudy povrchu půdy výrazněji ovlivňuje oblačnost (snižuje), výměna vzduchových hmot či vegetační kryt a sněhová pokrývka (snižuje). V souvislosti s tokem tepla do podloží se mění také teplotní poměry půdy. Tyto změny udávají **Fourierovy zákony**, z nichž lze zmínit alespoň dva následující:

1. perioda výkyvů teploty půdy se s hloubkou nemění,
2. teplotní amplituda se s aritmetickým růstem hloubky zmenšuje (v hloubce 10 – 30 m nastává úroveň stálé teploty).

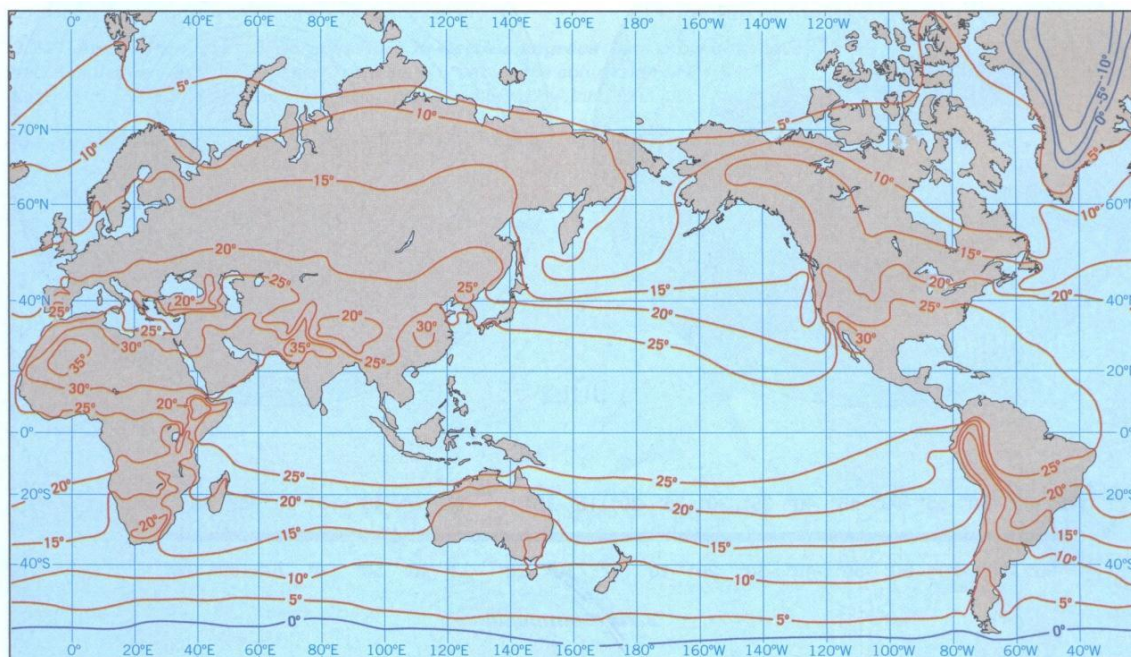
3.2.3 Geografické rozložení teploty vzduchu

Rozložení teploty vzduchu je v planetárním měřítku ovlivňováno energetickou bilancí, všeobecnou cirkulací atmosféry a mořskými proudy. Při porovnání průměrných lednových (obr. 3.7) a červencových (obr. 3.8) teplot lze vyvodit následující závěry:

1. **průměrná teplota klesá od rovníku k pólům**
 - pokles hodnoty insolace, v polárních oblastech mají izotermy téměř kruhový průběh,
2. **rozloha kontinentů v subarktickém a arktickém pásu umožnila vznik oblastí s extrémně nízkými teplotami**
 - patrné zejména na střední Sibiři a v severní Kanadě, kde je v důsledku sněhové pokrývky vysoká hodnota albeda,
3. **v ekvatoriálním pásu se průměrné měsíční teploty mění od ledna do července a opačně jen velmi pozvolna**
 - insolace se v této oblasti během roku příliš nemění, výjimku představují Andy,
4. **průběh izoterm vykazuje nad kontinenty v mírných šířkách a v subarktickém pásu intenzivní pohyb během roku**
 - oproti těm samým izotermám nad oceány jsou v zimě izotermy protáhlé ve směru k rovníku, v létě pak ve směru k pólu,
 - dokumentuje kontrast oceanity a kontinentality klimatu,
5. **oblasti s vyšší nadmořskou výškou jsou chladnější než okolní nížiny**
 - v důsledku poklesu teploty s výškou, př. Andy,
6. **oblasti stálého sněhu a ledu jsou vždy intenzivně chladné**
 - př. Grónsko a Antarktida (stanice Vostok – nejnižší teplota $-89,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) – vysoká nadmořská výška a vlivem sněhové a ledové pokrývky vysoká hodnota albeda,
7. **izotermy v oblasti Evropy vykazují během roku odlišný chod**
 - letní izotermy mají v důsledku převažujícího vlivu insolace rovnoběžkový průběh,
 - zimní izotermy vykazují poledníkový průběh v důsledku zesílení tlakových center (Islandská tlaková níže a Azorská tlaková výše) a tedy zesíleného západního proudění,
8. **západní pobřeží kontinentů na jižní polokouli jsou v oblastech tropických a subtropických šířek chladnější než jim odpovídající východní pobřeží**
 - západní pobřeží omývají studené mořské proudy.



Obr. 3.7 Průměrné lednové teploty vzduchu, zdroj: Strahler, 2006

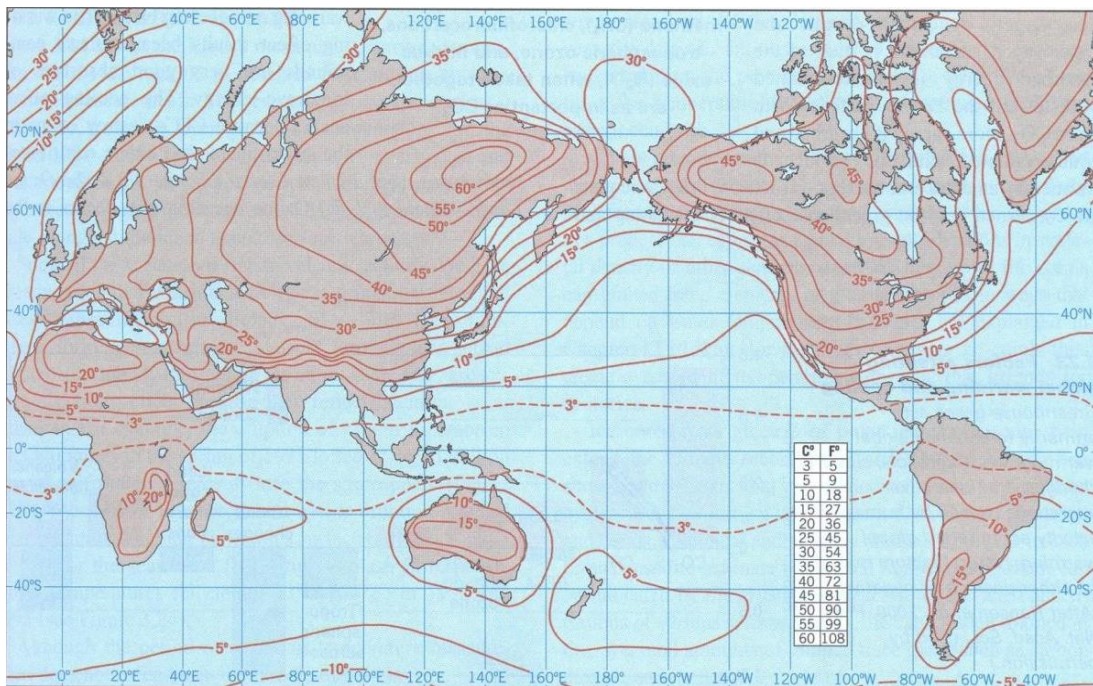


Obr. 3.8 Průměrné červencové teploty vzduchu, zdroj: Strahler, 2006

S ohledem na průměrné teplotní rozdíly vzduchu mezi lednem a červencem (obr. 3.9) jsou patrné následující zákonitosti:

- 1. roční teplotní amplituda na severní polokouli stoupá se vzrůstající zeměpisnou šířkou**

- platné do úrovně subarktického pásu,
 - důsledkem je kontrast insolace mezi létem a zimou v závislosti na zeměpisné šířce,
- 2. největší teplotní amplitudy jsou patrné v subarktickém a arktickém pásu Asie a severní Ameriky**
- 2 centra: SV Sibiř a Kanada s V Aljaškou,
 - vysoké hodnoty letní insolace a velmi nízké v zimě spojené s tvorbou anticyklón,



Obr. 3.9 Průměrné teplotní rozdíly vzduchu mezi lednem a červencem, zdroj: Strahler, 2006

- 3. v tropickém pásu lze v okolí obratníků v místech se nejvyšší letní teplotou vzduchu sledovat vzestup teplotní amplitudy**
- př. severní Afrika (Al-Azízíyah v Libyi – nejvyšší naměřená teplota vzduchu 57,8 °C) suchý vzduch bez větší oblačnosti umožňuje intenzivní zahřívání a ochlazování povrchu,
- 4. roční teplotní amplitudy jsou ve stejné zeměpisné šířce větší nad pevninami než nad oceány**
- v důsledku větší tepelné kapacity vody nad pevninou,
 - nejmenší roční amplituda nad oceány je v ekvatoriálním pásu
- 5. v důsledku stálá hodnota insolace během roku a vysoké hodnoty tepelné kapacity vody.**

3.3 Voda v atmosféře

V zemské atmosféře je voda přítomna ve třech skupenstvích, kapalném skupenství (srážky), plynném skupenství (vodní pára) a pevném skupenství (krystalky ledu). Její význam v krajině je vzhledem k vláhově energetické bilanci nezastupitelný. Mimo jiné je voda v atmosféře také součástí hydrologického cyklu a do atmosféry se dostává výparem z aktivního povrchu. Ten může probíhat **evaporací**, výparem z neživého substrátu (fyzikální proces), nebo **transpirací**, výparem z nadzemních částí rostlin (fyziologický proces). V mírných šířkách převažuje transpirace nad evaporací. Sledují-li se oba druhy výparu dohromady, mluvíme o **evapotranspiraci**. Opačný proces přechodu plynné fáze ke kapalně označujeme jako **kondenzaci**

a dochází k ní při ochlazení vzduchu bohatého na vodní páry. Do atmosféry se může voda dostat také přechodem z pevného skupenství (led) v plynné, tzv. **sublimací**. Proces přechodu kapalného skupenství k pevnému pak označujeme termínem **mrznutí**, opakem je **tání**.

Pojem výpar je však nutné odlišit od pojmu **výparnost**, jímž se vyjadřuje maximálně možný výpar, který není ohraničený zásobami vody. Výpar z aktivního povrchu je závislý jak na vlastnostech atmosféry, tak aktivního povrchu. Jeho hodnota roste s obsahem vláh v podloží aktivního povrchu, jeho teplotou, sytostním doplňkem vzduchu a rychlostí větru. Přenos vodní páry do atmosféry probíhá turbulentním prouděním a molekulární difuzí, kdy molekula vodní páry proniká do druhé, sušší molekuly vzduchu.

3.3.1 Vlhkost vzduchu

Vlhkost vzduchu představuje základní meteorologický prvek vyjadřující množství vodních par ve vzduchu. K vyjádření obsahu vodních par v atmosféře se využívají následující charakteristiky:

1. **napětí (tlak) vodních par (e)**
 - vyjadřuje dílčí (parciální tlak) vodní páry ve směsi se suchým vzduchem (15–20 hPa),
 - je-li vzduch nasycený (není schopen přijmout žádnou vodní páru) nahrazujeme tuto charakteristiku **napětím nasycení (E)**,
2. **poměrná (relativní) vlhkost vzduchu (r)**
 - vyjadřuje poměr skutečného napětí vodních par **e** k maximálně možnému napětí nasycení **E** při dané teplotě

$$r = \left(\frac{e}{E} \right) \times 100 (\%)$$

3. **sytostní doplněk (d) = deficit vlhkosti**
 - vyjadřuje rozdíl mezi maximálním napětím a skutečným napětím vodních par = **udává chybějící množství vodních par, aby se vzduch stal nasyceným**

$$d = E - e \text{ (hPa)}$$

4. **absolutní vlhkost vzduchu (a)** = hustota vodní páry, měrná hmotnost vodní páry
 - vyjadřuje množství vodních par ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) v jednotce objemu vzduchu při zvolené teplotě,
5. **specifická (měrná) vlhkost vzduchu (s)**
 - vyjadřuje poměr hmotnosti vodních par v jednotce hmotnosti vlhkého vzduchu,
 - bezrozměrná veličina,
6. **poměr směsi (w)**
 - podíl hmotnosti vodních par a hmotnosti suchého vzduchu v daném objemu,
 - bezrozměrná veličina,
7. **rosný bod (τ) = teplota rosného bodu**
 - teplota, při které by vodní páry nacházející se ve vzduchu tento vzduch nasýtily,
 - při poklesu teploty pod rosný bod dochází ke kondenzaci par a vzniká rosa nebo mlha,
 - při relativní vlhkosti nižší než 100 % je teplota rosného bodu vždy nižší než teplota vzduchu.

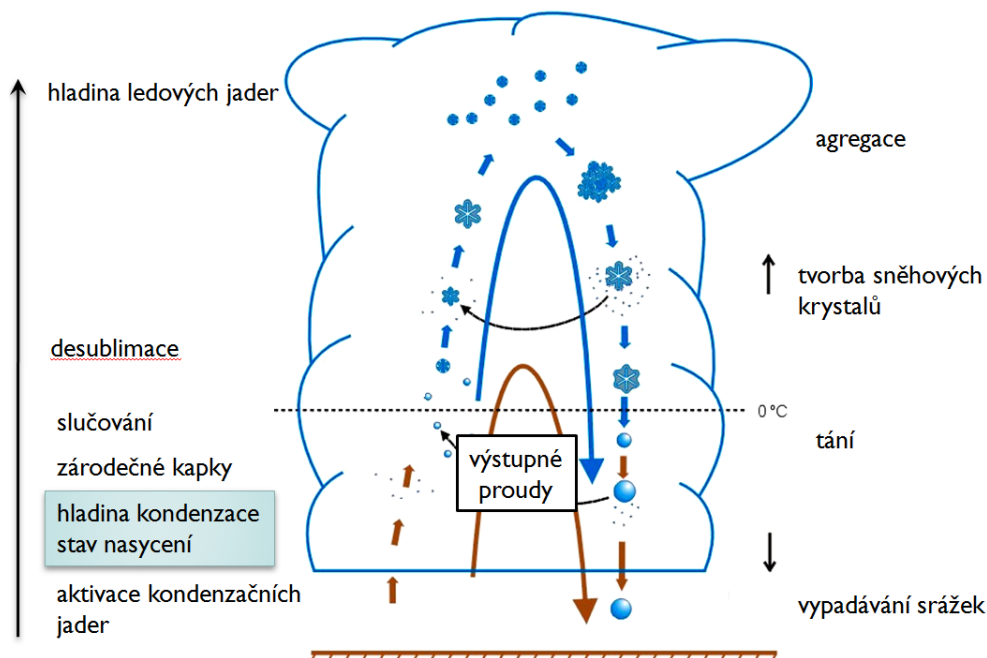
S ohledem na spojitost mezi vlhkostí vzduchu a jeho teplotou souvisejí se změnami teploty vzduchu také výkyvy množství vodních par v přízemní atmosféře. Napětí vodních par má jednoduchý nebo dvojitý chod. Jednoduchý denní chod souvisí s malou intenzitou turbulence a je typický nad vodními plochami, může zasahovat i na pobřeží či extrémně vlhký povrch souše. Jeho průběh souvisí s denním chodem teploty aktivního povrchu a výparu a označuje se jako **mořský** nebo **zimní** typ (maximum kolem 13. hodiny → nárůst intenzity výparu, minimum kolem 4. hodiny → zmenšení výparu, kondenzace). Dvojitý denní chod je příznačný pro větší nadmořské výšky nad aktivním povrchem a označuje se jako typ **letní** nebo **pevninský**. Ranní minimum a dopolední maximum kopírují jednoduchý chod, druhé minimum v odpoledních hodinách souvisí se zvýšenou turbulencí a konvekcí a večerní maximum je následkem poklesu intenzity turbulence. Pro roční chod napětí vodní páry platí v našich klimatických podmínkách totéž, co pro roční chod teploty vzduchu. U některých charakteristik např. u relativní vlhkosti, však tato souvislost neplatí.

3.3.2 Kondenzace vodních par v atmosféře

Zdrojem vodních par pro atmosféru je aktivní povrch, proto s nadmořskou výškou obsah vodní páry ve vzduchu klesá, k čemuž přispívá také její kondenzace. Z aktivního povrchu jsou vodní páry vynášeny do větší výšky, kde v důsledku celkového poklesu teploty vzduchu s výškou dochází při dalším výstupu k poklesu teploty vzduchu na rosný bod (obr. 3.10).

Dalším výstupem se vodní páry sráží na **kondenzačních jádrech** (aerosoly) do mikroskopických kapiček – **zárodečných kapek**. Úroveň, ve které ke kondenzaci dochází, se nazývá **hladina kondenzace**. Kromě přechodu do kapalného skupenství mohou přejít vodní páry **desublimací** do pevného stavu a vytvořit tak ledové krystalky. Nad zárodečnými kapkami napětí nasycení vodních par klesá, proto v nasycené atmosféře dochází k jejich slučování a tvorbě oblačných kapek nebo krystalů. Rychlost jejich pádu je relativně malá a k udržení ve vzduchu stačí jen malé výstupné proudy. Ty se pak hromadí a vytvářejí **oblak**. Do určité výšky jsou oblaka tvořena výhradně kapkami vody, ale nad tzv. **hladinou ledových jader** (úroveň teploty $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$) ledovými krystalky. Hranice přechodu mezi kapkami a krystalky není ostrá a tvoří ji přechodná vrstva. V důsledku slučování vodních kapek či agregace ledových krystalků dochází v oblaku k jejich pádu, během kterého mohou být ledové krystalky využity k tvorbě nových krystalků a vodní kapky mohou v důsledku výstupných proudů kolovat nad hladinou kondenzace. Při jejich nadměrném růstu je ve vzduchu už neudrží ani výstupné proudy a dochází k jejich vypadávání ve formě tzv. **vertikálních srážek**. Podle teploty vzduchu pak mají charakter pevného, kapalného nebo smíšeného skupenství.

Jsou-li nad zemským povrchem příznivé podmínky pro kondenzaci vodních par (relativní vlhkost 90–95 %, teplota nedosahuje rosného bodu, přítomnost hygroskopických kondenzačních jader), vzniká **mlha**. Vznik mlhy můžeme ztotožnit s ochlazováním vzduchu bohatého na vodní páry, což se děje například při výdechu v zimě při nízkých teplotách. Mlhy patří mezi **hydrometeory** a nejčastěji se rozlišují podle podmínek jejich vzniku na mlhy radiální, advekční a mlhy z vypařování.



Obr. 3.10 Vznik a vypadávání srážek

Radiační mlhy vznikají ochlazením vzduchu od aktivního povrchu. **Advekční mlhy** souvisí s přemísťováním relativně teplého vzduchu nad studený vzduch a **mlhy z vypařování** se tvoří při výparu z teplejší vodní plochy do studeného vzduchu, kde následně dochází ke kondenzaci.

V případě, že se vzniklá mlha dostává opět do kontaktu s teplejším vzduchem, přestává být vzduch nasycený vodními parami a v atmosféře se vyskytují jen mikroskopické kapičky vody. V tomto případě mluvíme o **kouřmu**, které oproti mlze zvětšuje dohlednost na 1–10 km. K tomuto jevu dochází například na peruánsko-chilském pobřeží, kde je tento jev označován jako **garua**. Kouřmo však nemá nic společného s kouřem, tedy pevnými prachovými částicemi, jejichž výskyt v atmosféře se označuje jako **zákal** patřící mezi **litometeory**.

Podle příčin výstupného pohybu vzduchu vedoucího k jeho ochlazení, lze rozlišit tři typy vzniku:

- a) vynucený výstup vzduchu na horských překážkách → **orografické srážky**,
- b) výstup vzduchu v důsledku konvekce → **konvektivní srážky**,
- c) výstup při pohybu vzduchových hmot → **cyklonální srážky**.

Orografické srážky

Vzduch přitéká k horské překážce, na níž dochází k vynucenému výstupu. Do hladiny kondenzace se vzduch ochlazuje podle suchoadiabatického gradientu o 1 °C na 100 m výšky, po dosažení hladiny kondenzace se tvoří oblaka a při dalším výstupu se vzduch podle vlhkoadiabatického gradientu ochlazuje. Tím dochází k vypadávání srážek. Po překonání horské překážky vzduch sestupuje na závětrné straně a otepluje se podle suchoadiabatického gradientu, tj. vzduch se stává teplým a suchým. Zvýšení srážek na návětrné straně horských překážek je důsledkem orografického zesílení srážek, zatímco na závětrné straně vzniká **srážkový stín** (např. srážkový stín za Krušnými horami).

Konvektivní srážky

Ke konvekci dochází při nerovnoměrném zahřívání zemského povrchu, kdy se vytváří bublina zahřátého vzduchu, který má menší hustotu než jeho okolí, a stoupá vzhůru. Tím se adiabaticky ochlazuje a při dosažení hladiny kondenzace vznikají kupovitá oblaka. Při intenzivní konvekci se oblaka vyvíjí vertikálně do podoby bouřkového oblaku (cumulonimbu) v případě, že vzduch je teplý a vlhký (menší pokles teploty s výškou při kondenzaci – je teplejší oproti okolí, což podporuje výstup) nebo teplota vzduchu v okolní atmosféře ubývá rychleji než teplota ve vystupujícím, adiabaticky se ochlazujícím vzduchu (což podporuje výstup) – **teplotně nestabilní vzduch**.

Vlastní atmosférické srážky vznikají v oblacích v okamžiku, kdy výstupné proudy nejsou schopné udržet kapičky vody v atmosféře a dochází tak k jejich vypadávání. V tomto případě je označujeme jako **vertikální srážky**, které můžeme podle tvaru, velikosti a skupenství rozdělit do několika druhů:

1. **děšť** – vodní kapky o průměru nejméně 0,5 mm a maximálně 2 mm (větší kapky se tříští),
2. **mrholení** – malé kapky vody o průměru menším než 0,5 mm,
3. **sníh** – ledové krystalky hvězdicovitého tvaru (při teplotách nad -5 °C se tvoří vločky),
4. **sněhové krupky** – bílá, neprůsvitná, kulovitá ledová zrna (průměr 2–5 mm), po dopadu se tříští,
5. **sněhová zrna** (krupice) – bílá, neprůsvitná ledová zrna (průměr menší než 1 mm), netříští se, vypadávají ze sloh,
6. **zmrzlý déšť** – průhledná ledová zrna (průměr menší než 5 mm), vzniká mrznutím dešťových kapek nebo roztátých vloček,

7. **námrazové krupky** – sněhová zrna obalená vrstvičkou ledu, vznikají kolem bodu mrazu a doprovázejí déšť,
8. **kroupy** – kuličky či kousky ledu o průměru 5–50 mm i více, vznikají při přeháňkách a bouřkách,
9. **sněhové jehličky** – jehlicovité, sloupkovité nebo destičkovité krystalky ledu typické pro polární oblasti.

Kondenzací vodní páry na chladném povrchu, předmětech nebo vegetaci vznikají **horizontální srážky**, ke kterým patří:

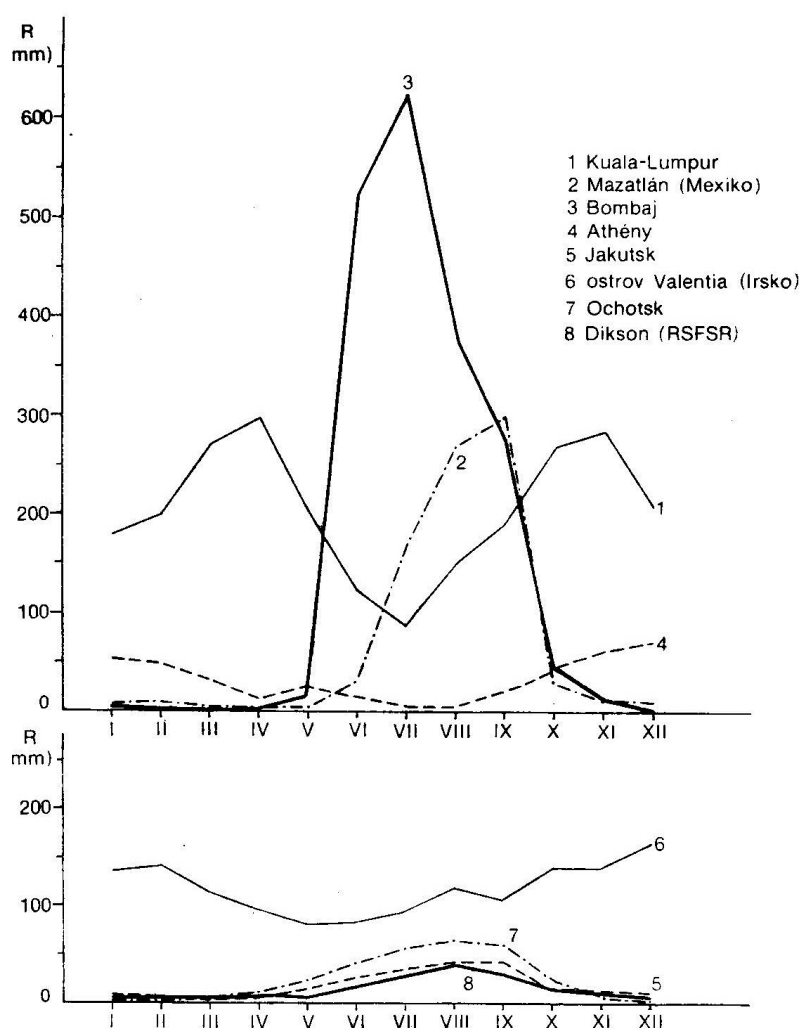
1. **rosa** – vodní kapky různé velikosti vzniklé radiačním ochlazením, v teplém půlroce se vytváří nejčastěji večer nebo v noci,
2. **zmrzlá rosa** – zmrzlé kapky bělavé barvy,
3. **jíní** (šedý mráz) – ledové krystalky tvaru bílých jehlic, šupin či vějířků (vzniká jako rosa, ale teplota je vždy pod bodem mrazu),
4. **jinovatka** (krystalická námraza) – ledové krystalky jehlicovitého nebo vláknitého tvaru (usazují se při mlze za silného mrazu),
5. **ovlhnutí** – povlak vodních kapek na svislých plochách (vzniká prouděním teplého vlhkého vzduchu, který se na plochách předmětů ochlazuje a kondenzuje),
6. **námraza** – trsy vláknitých bílých ledových krystalků vznikající za silných mrazů, mohou způsobit škody,
7. **ledovka** – sklovitá, ledová vrstva, vznikající zmrznutím přechlazených vodních kapek deště nebo mrholení na předmětech, jejichž teplota je nižší než 0 °C (dopadající kapky před zmrznutím splynou a vytvoří souvislý ledový obal),
8. **náledí, zmrázky** – pokrývají povrch a vznikají mrznutím neprechlazených kapek deště nebo mrholení na povrchu, jehož teplota je nižší než 0 °C.

Množství srážek představuje další meteorologickou charakteristiku, která se uvádí v **mm** vodního sloupce. Jeden milimetr srážek tak odpovídá jednomu litru vodu na 1 m². Množství srážek se nejčastěji sleduje v denním, měsíčním nebo ročním chodu a označuje se jako **srážkový úhrn**.

I když je rozložení srážek velmi proměnlivé, můžeme rozlišit dva základní typy jejich denního chodu: pevninský a mořský.

Pevninský typ je charakteristický dvěma maximy (ráno a po poledni) a dvěma minimy. Maxima jsou vázána na denní chod oblačnosti. V mírných šířkách je pevninský chod výrazný během léta, ale v rovníkových oblastech po celý rok. **Mořský typ** má oproti pevninskému jen jedno výrazné maximum v ranních hodinách a jedno minimum po poledni. Maximální hodnoty jsou odrazem růstu nestability teplotního zvrstvení vzduchu, čímž se zesiluje konvekční proudění. V horských oblastech se maximum srážek z důvodu tvorby konvektivních oblaků dostavuje v pozdním odpoledni, při úpatí následkem kondenzace ve studeném vzduchu stékajícím ze svahů a radiačním ochlazením oblaků spíš v noci.

V ročním chodu můžeme v závislosti na zeměpisné šířce, utváření reliéfu a charakteru všeobecné cirkulace atmosféry vymezit několik specifických typů (obr. 3.11).



Obr. 3.11 Typy ročního chodu srážek, zdroj: Netopil, 1984

1. **Rovníkový typ** (křivka 1) je charakteristický pro ekvatoriální oblast mezi 10° s. a j. š. V jinak vyrovnaném chodu se vyskytují dvě období srážkových maxim, která jsou vázána na nejvyšší hodnoty insolace. Ty přicházejí v období rovnodennosti, kdy je výška Slunce přímo v zenitu, a proto se těmto srážkám říká **zenitální deště**.
2. **Tropický typ** (křivka 2) má jedno výrazné maximum tzv. **období dešťů**, které vzniklo postupným sblížením rovníkových maxim, je vázáno na letní období a trvá asi 4 měsíce.
3. **Typ tropických monzunů** (křivka 3) se vyskytuje v oblastech s dobře vyvinutým monzunovým prouděním (J a JV Asie, severní Austrálie). Průběhem je podobný tropickému typu, ale díky suché zimě má daleko výraznější období dešťů. Srážkové úhrny mohou být navíc zesilovány vlivem orografie (př. abnormální srážky na úpatí Himalájí).
4. **Subtropický středomořský typ** (křivka 4) má vlivem pohybu polární fronty na jih a s ní spojenou cyklonální činností maxima posunutá na zimní období. V létě převládá vliv subtropických anticyklón, které přinášejí méně srážek.
5. **Pevninský typ mírných šířek** (křivka 5) je typický letními maximy, která jsou způsobena cyklonální činností. Oproti tomu zimní období je srážkově podprůměrné.
6. **Mořský typ mírných šířek** (křivka 6) má maxima podmíněná cyklonální činností v zimě nebo jsou srážky rovnoměrně rozděleny po celý rok. Nachází se na západních okrajích kontinentů.

7. **Monzunový typ mírných šířek** (křivka 7) je podobný pevninskému typu mírných šířek, ale má výraznější letní maxima. Vyskytuje se na východním pobřeží Asie.
8. **Polární typ** (křivka 8), uvažujeme-li severní polokouli, má poněkud složitější průběh. Pevninské oblasti jsou charakteristické letními maximy, kdy je ve vzduchu větší množství vodních par. V přímořských oblastech Arktidy se však maxima mohou v důsledku cyklonální činnosti přesunout na zimní období.

Geografické rozložení srážek ovlivňuje především celkový režim oblačnosti, obsah vody v oblacích, rozložení oceánů, tvar a rozložení pevnin, vertikální členitost reliéfu atd. Rozložení oblačnosti závisí zejména na všeobecné cirkulaci atmosféry. Dále je-li obsah vody v oblacích malý a oblaka nedosahují k hladině ledových jader, jsou srážkové úhrny menší. Přítomnost oceánu je pro tvorbu srážek velmi důležitá, nicméně nepředstavuje určující faktor. Příkladem mohou být oblasti suchých tropů, jejichž srážkový deficit je způsoben přetrvávajícími anticyklonálními útvary a radiačním charakterem počasí. Reliéf se na distribuci srážek podílí zejména dvěma svými charakteristikami. Velká vertikální členitost představuje pro proudění vzduchu určitou překážku, která na návětrných stranách nutí vzduch vystoupat. Ten se následně adiabaticky ochlazuje, což vede k tvorbě a vypadávání srážek. Tímto si lze vysvětlit zesílený **srážkový efekt** na návětrných stranách (podhůří Himalájí, návětrné strany Šumavy či Krušných hor). Naopak na závětrných stranách vzniká **srážkový stín**. Srážky ovšem s rostoucí nadmořskou výškou nestoupají do nekonečna, ale jen do kritické úrovně, odkud opět klesají. Výška této hladiny není stálá, ale různá. Obecně platí, že u pohoří uvnitř kontinentu je výše než na pobřeží.

Rovníkové oblasti jsou charakteristické vysokými ročními srážkovými úhrny (1000–2000 mm), které vznikají v důsledku vysoké vlhkosti vzduchu a silného konvekčního proudění. Nejvyšších hodnoty až kolem 3000 mm se vyskytují v pevninské části tzv. **tropické zóně konvergence**, kde je jednak zesílená konvekce a kam zasahují vlhké pasáty. Tyto oblasti se nacházejí při pobřeží Guinejského zálivu, dolní tok Amazonky či na ostrovech v Tichém oceánu.

V **monzunových oblastech** Indického oceánu zvyšují srážkové úhrny jednak monzuny a jednak přítomnost návětrných svahů Himaláje. V Čerápundží v Indii bylo během jednoho roku naměřeno maximum téměř 23 000 mm srážek.

Suché tropické a subtropické oblasti trpí srážkovým deficitem (300 mm). Ten je způsoben přítomností tlakových výší, studených mořských proudů, vysokých teplot a malé vzdušné vlhkosti.

V **mírném pásu** souvisí vyšší srážkové úhrny s cyklonální činností, přičemž úhrn srážek klesá s narůstající kontinentalitou od západních pobřeží (500–1000 mm) směrem na východ do centra kontinentu (300–500 mm). Výrazné výkyvy způsobuje přítomnost horských celků (Alpy, Skalnaté hory, Andy).

Nízké srážkové úhrny v **polárních oblastech** jsou způsobeny zejména nízkým obsahem vodních par a stálou přítomností oblastí vysokého tlaku.

3.3.3 Oblačnost

Oblaka se liší složením, tvarem, výškou a příčinami vzniku. Podle toho je můžeme rozdělit do následujících skupin.

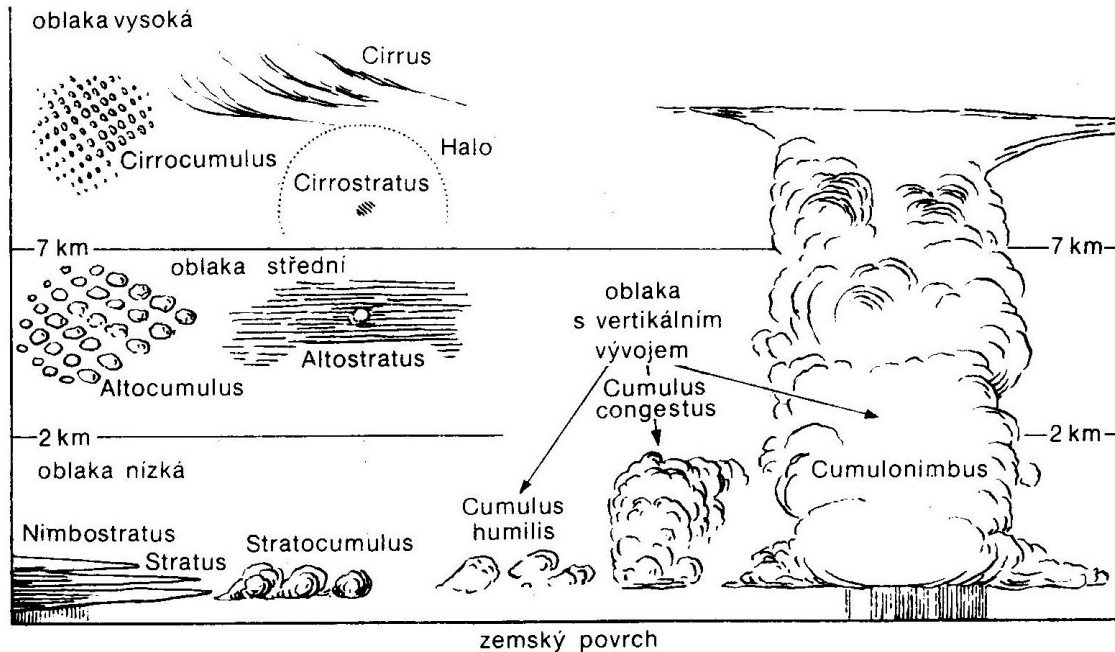
1. oblaka podle složení

- a) vodní – tvořená pouze vodními kapkami
- b) smíšená – směs vodních kapek a ledových krystalků
- c) ledová – tvořená výhradně ledovými krystalky

2. oblaka podle tvaru (obr. 3.11, <http://mraky.astronomie.cz>)

- a) **řasa** – Cirrus (Ci)
 - představuje jemné mraky vláknité struktury bez vlastního stínu,
 - jsou nejvyššími mraky troposféry, a proto jsou složeny výhradně z ledových krystalků,
 - vzniká výstupem teplého vzduchu na frontálním rozhraní a upozorňuje na teplou frontu,
- b) **řasová kupa** – Cirrocumulus (Cc), „beránky“
 - je skupina nebo vrstvy bílých oblaků, které nevrhají vlastní stín,
 - bývá tvořena ledovými krystalky nebo přechlazenými kapičkami vody,
 - vzniká zejména vlnovými a konvekčními pohyby v horní troposféře,
 - je laicky známá také jako „beránky“,
- c) **řasová sloha** – Cirrostratus (Cs)
 - vytváří bělavý závoj – průsvitný pro sluneční i měsíční svit, překrývá úplně nebo částečně oblohu a dává vznik halovým jevům,
 - vzniká, když se plošně rozsáhlý vlhký vzduch ve vyšší atmosféře nasatí a dá vzniknout ledovým krystalkům,
- d) **vyvýšená kupa** – Altocumulus (Ac)
 - je bělavý až šedý oblak s výraznými okraji a vlastním stínem,
 - je výhradně složena z vodních kapek,
 - vznik podmiňuje terénní překážka nebo frontální systém vyvolávající výstupné pohyby a následnou kondenzaci,
- e) **vyvýšená sloha** – Altostratus (As)
 - připomíná hustý cirrostratus se šedým až modrým zbarvením,
 - přechází ze střední do vysoké oblačnosti, proto je tvořena krystalky i vodními kapkami a je vázána na atmosférickou frontu,
 - má nepatrnou strukturu, přes kterou prosvítají obrysy Slunce, nevyskytují se halové jevy,
- f) **dešťová sloha** – Nimbostratus (Ns)
 - vytváří nízkou tmavou oblačnou plochu, která zakrývá Slunce i Měsíc,
 - vznik je spojený s přechodem front a je předpokladem trvalého vypadávání dešťových i sněhových srážek,
- g) **slohová kupa** – Stratocumulus (Sc)
 - tvoří šedé nebo bělavé skupiny nebo vrstvy oblaků s tmavými místy,
 - vzniká přeměnou z kupy nebo slohy a vlnovým pohybem při proudění vzduchu,
 - tvarem připomíná dlaždice, oblázky či valouny,
- h) **sloha** – Stratus (St)
 - je rovnoměrná souvislá šedavá vrstva s jednotvárnou základnou,
 - nejčastěji vzniká z mlhy nebo odpařováním velké vzdušné vlhkosti v místech její akumulaci při dešti (př. les),
 - dává srážkám charakter mrholení, ledových jehliček či sněhových zrn,
- i) **kupa** – Cumulus (Cu)
 - tvoří osamocené oblaka s ostrými obrysy a mohutnými věžemi,
 - vzniká jako důsledek termických konvekčních pohybů,
 - má téměř vodorovnou základnu, bíle osvětlené části nahoře a málokdy z ní prší,
- j) **bouřkový oblak** – Cumulonimbus (Cb)
 - představuje mohutný oblak s velkým vertikálním rozsahem,
 - vzniká z kupy za předpokladu mohutné konvekce,
 - má vrchol zploštěný do kovadliny a zasahující až do tropopauzy,

- je příčinou intenzivních srážek v podobě přeháněk a bouřek (s možným výskytem krup).



Obr. 3.11 Schéma základních druhů oblaků, zdroj: Netopil, 1984

3. oblaka podle průměrné výšky základny (obr. 3.11)

- oblaka vysoká** mají základnu ve výšce 5–13 km, jsou tvořena zejména ledovými krystalky a mají bílou barvu, vláknitý nebo slukovitý tvar, náleží sem oblaka typu Ci, Cc, Cs,
- oblaka střední** mají vláknitou až vrstevnatou stavbu se základnou ve výšce 2–7 km, oblaka typu Ac mohou být uspořádána do linií, oblaka typu As dávají namodralé zbarvení,
- oblaka nízká** jsou tmavě šedé barvy bez výrazné struktury, výška jejich základny je do 2 km a jsou základem pro trvalé srážky, patří sem oblaka typu Ns, Sc, St,
- oblaka s vertikálním vývojem** mají spodní základnu ve výšce 0,5–1,5 km a mohou zasahovat až do stratosféry, jejich typickým průběhem jsou krátkodobé bouřkové srážky, náleží sem oblaka typu Cu, Cb.

4. oblaka podle příčiny jejich vzniku

- oblaka z konvekce** (Cu, Cb) vznikají uvnitř vzduchových hmot nebo na frontách, a to jako následek adiabatického ochlazení při silných výstupných pohybech vzduchu,
- oblaka z výstupných klouzavých pohybů** (Ns, As, Cs) souvisí s mechanismem atmosférických front, na nichž při výstupu vzduchu vznikají,
- oblaka vlnová** (Sc, Ac, Cc) jsou vázána na teplotní inverze ve volné atmosféře, ve které je potlačena turbulence; vlny se mohou tvořit také na vrcholcích hor, přes které přetéka vzduchové hmoty – oblaka vznikají na návětrné straně a na straně závětrné se rozpouštějí, což vypadá, jako by se z hory kouřilo – tzv. **kouřící hora**,

- d) **oblaka z vyzařování** (St) vznikají v období záporné energetické bilance, kdy dochází k intenzivnímu dlouhodobému vyzařování aktivního povrchu a tedy jeho ochlazování, oblaka jsou v malé výšce,
- e) **zvláštní oblaka**
- **perleťová oblaka** jsou vzácná (Aljaška, Skandinávie), vyskytují se ve výšce 20–30 km a jsou tvořena pravděpodobně přechlazenými kapičkami vody či kulových částí ledu, které se třpytí jako perleť,
 - **stříbřitá oblaka** jsou modravé nebo stříbřité barvy, vyskytují ve výšce kolem 80 km a skládají se z jemných částíček kosmického prachu,
 - **kondenzační pruhy tryskových letadel** představují oblaka, která se tvoří po průletu letadel jako následek kondenzace vodních pár obsažených v plynech unikajících z motorů letadla,
 - **oblaka z požárů** mají charakter hustého a tmavého oblaku, který je tvořen spaliny velkými požárů,
 - **sopečná oblaka** mají výrazně vyvinutou kupovitou strukturu, vznikají při sopečné činnosti a v případě výskytu velkého množství vodní páry mohou být i zdrojem srážek, v atmosféře mohou setrvávat i několik měsíců, čímž mohou ovlivnit i ráz klimatu (výbuch sopky Krakatoa 1883)

Na kapkách vody nebo na ledových krystalcích mohou vznikat ohybem, lomem či odrazem světelných paprsků optické jevy, tzv. **fotometeory**. Mezi ně patří halové jevy, gloriola, duha a korona.

Halové jevy vznikají jako důsledek ohybu a lomu světla při průchodu tenkými vrstvami oblaků typů cirrus a cirrostratus. Na obloze lze pozorovat jako světle zbarvené pruhy, oblouky či kruhy. Mezi nejčastější halové jevy patří **malé halo** (kruh o úhlové vzdálenosti 22 ° od oka pozorovatele), zřídka pak **velké halo** (kruh o úhlové vzdálenosti 46 °), v jejichž středu je Slunce nebo Měsíc. Mimo tyto jevy lze také sledovat **halový sloup**, **protislunce** či **cirkumzenitální oblouk**.

Gloriola se zobrazuje v podobě barvených kruhů okolo stínů předmětů na oblacích nebo v mlze. **Korona** (aureola) představuje namodralé až načervenalé kruhy kolem Měsíce a Slunce, které lze pozorovat v tenkých oblacích.

Nejnápadnějším a snad i nejnámějším fotometeorem je **duha**, která vzniká rozkladem viditelného světla na jednotlivá barevná spektra při průniku dešťovými kapkami. Duha se pak jeví jako světelný oblouk (zevnitř následují barvy: modrá, zelená, žlutá a červená) o poloměru 42 ° na pozadí tvořeném oblaky, které jsou současně ozářené Sluncem. Duha se může vyskytovat pouze při zenitové vzdálenosti Slunce větší jak 48 °. Kromě popsané hlavní duhy se objevuje také duha vedlejší. Je slabší, její poloměr je 52 ° a spektrum barev je obrácené než u hlavní duhy.

Oblačnost představuje stupeň pokrytí oblohy oblaky. V klimatologii se udává v desetínách, v synoptické meteorologii se vyjadřuje v osminách (0 = jasno ... 4/8, 5/10 = polojasno ... 8/8, 10/10 = zataženo). Denní a roční chod oblačnosti ovlivňuje teplotní režim zemského povrchu. Menší oblačnost umožňuje větší konvekci s výraznějšími teplotními extrémy a amplitudami, větší oblačnost naopak menší teplotní amplitudy a nevýrazné extrémy.

Denní chod oblačnosti závisí na mnoha faktorech (teplotní zvrstvení, vlastnosti vzduchové hmoty aj.) a je rozdílný u různých druhů oblaků, proto je s denní dobou a zeměpisnou šířkou značně proměnlivý. Jako

příklad můžeme uvést vznik oblaků typů stratus, která jsou vázána na dlouhovlnné vyzařování, a proto vznikají hlavně v noci. Oproti tomu kupovitá oblačnost je závislá na nestabilním teplotním zvrstvení a následné konvekci, která dosahuje největší maxim přes den.

Roční chod oblačnosti závisí především na dynamice atmosférické cirkulace, které se v různých klimatických oblastech liší. Rovníkové oblasti jsou v důsledku vysoké vyrovnané insolace charakteristické vysokou oblačností v průběhu celého roku. Tropicá maxima jsou vázána na období největší insolace, tedy okolo slunovratů, v monzunových oblastech jsou to zase období letních monzunových dešťů. Subtropické zóny vykazují největší oblačnost s příchodem cyklonální činnosti v zimním období, která je vázána na přesun polární fronty. V mírných šířkách je největší oblačnost vázána na zimu (zvýšená cyklonální činnost), nejmenší pak na podzim a léto.

3.4 Tlak vzduchu

3.4.1 Tlak vzduchu a barické pole

Zemská atmosféra má hmotnost asi $5,157 \cdot 10^{18}$ kg a v tíhovém poli Země působí na zemský povrch svou tíží. Tělesný povrch dospělého člověka tak musí čelit sloupci o tíze asi 15 000 kg. To, že naše těla nejsou takovou silou rozmačkána, je způsobeno přítomností plynů v tělesných tekutinách a tkáních, které působícím protitlakem pomáhají tento tlak vyrovnat.

Síla, která působí sloupcem vzduchu v daném místě atmosféry kolmo na jakkoliv orientovanou plochu, se označuje jako **tlak vzduchu**. V soustavě SI se hodnoty tlaku vzduchu vyjadřují v hektopascalech (hPa), ale v meteorologické a klimatologické literatuře se lze setkat i s dříve užívanými jednotkami, jako jsou milibar (mbar), torr, nebo milimetr rtuťového sloupce (mm Hg). Průměrná hodnota tlaku vzduchu činí na hladině moře při teplotě 15 °C 1013,27 hPa.

S měnící se nadmořskou výškou se také mění hustota vzduchu, která je podle stavové rovnice plynů přímo závislá na tlaku vzduchu a nepřímo na jeho teplotě. V případě, že by byla zemská atmosféra homogenní, byla by její výška jen 8 000 m. Ve skutečnosti však sahá do vzdálenosti 40 000 km od povrchu.

Čím výše nad hladinou moře leží dané místo, tím kratší je sloupec vzduchu nad každým cm^2 jeho plochy. Tím je také menší i váha vzduchu, a proto tlak vzduchu s rostoucí nadmořskou výškou **klesá**. Změnu poklesu hodnoty tlaku vzduchu na 100 metrů udává **vertikální barický gradient**.

Zonální rozložení tlaku vzduchu je způsobeno rozdílným množstvím slunečního záření dopadající na zemský povrch, s čímž souvisí teplotní změny aktivního povrchu. Zároveň je také určující pro vzdušné proudění. Rozložení atmosférického tlaku se označuje jako **barické pole**, které si můžeme představit jako plochu, které je ohraničené čarami stejných hodnot, tzv. **izobarami**. Změnu tlaku vzduchu v horizontálním směru vyjadřuje **horizontální tlakový gradient**. Pro jednotlivé výškové polohy tlaku vzduchu se pak konstruuje **mapy barické topografie**. Z výše uvedeného je zřejmé, že na celkové hodnotě tlaku vzduchu má podíl jak vertikální, tak horizontální složka tlakového gradientu.

V barickém poli můžeme rozlišit oblasti vysokého a nízkého tlaku vzduchu, které jsou na synoptických mapách znázorněny různě utvářenými izobarami. Mezi základní barické útvary (obr. 3.12) patří *cyklóna*, *anticyklóna*, *brázda nízkého tlaku*, *hřeben vysokého tlaku* a *barické sedlo*.

Cyklóna (tlaková níže) představuje tlakovou níži, která je tvořená uzavřenými izobarami. Nejnižší hodnota tlaku vzduchu se nachází ve středu cyklony, směrem od středu tlak vzduchu roste. Cyklóna vzniká v teplejším vzduchu, který stoupá směrem vzhůru, vodní páry v ní obsažené formují oblačnost a v dané

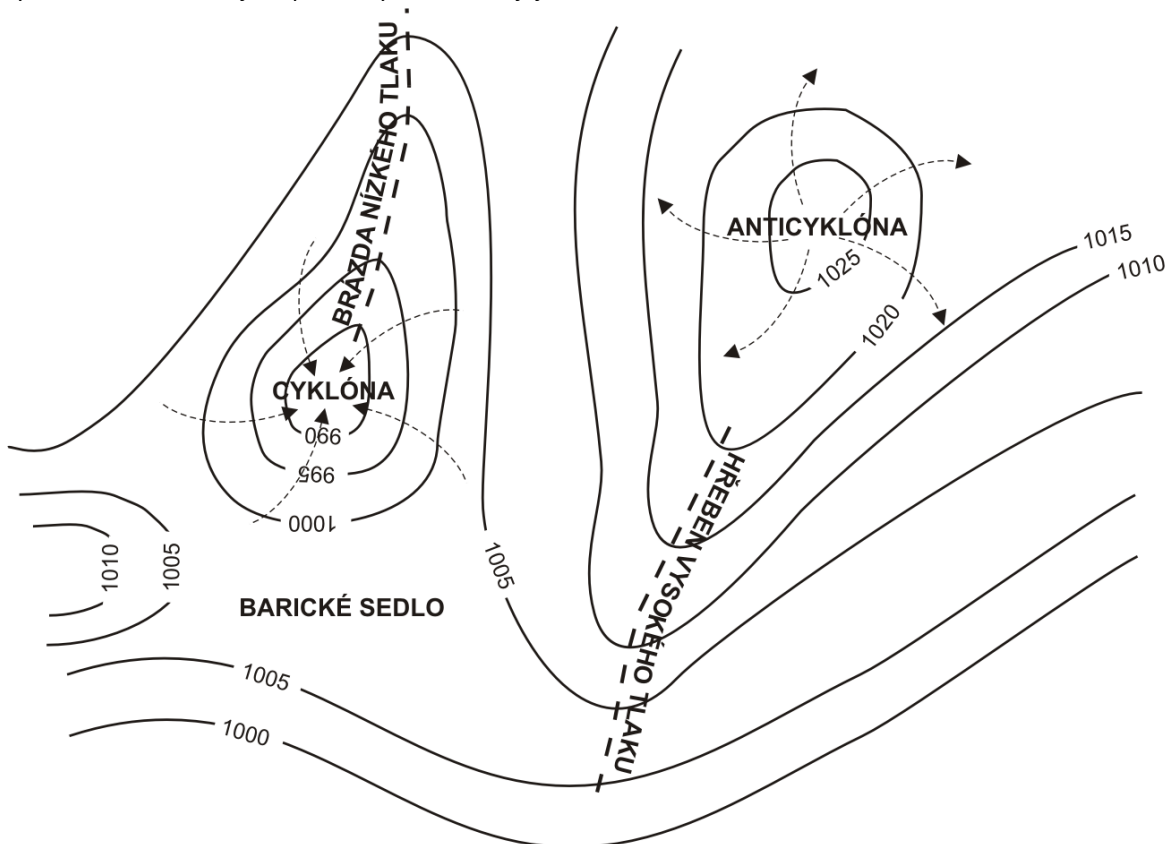
výšce kondenzují. Vlivem Coriolisovy síly se vzduch pohybuje na severní polokouli proti směru hodinových ručiček a na jižní polokouli po směru.

Anticyklóna je tlakovou výší a je stejně jako cyklóna tvořená uzavřenými izobarami s tím rozdílem, že uprostřed je nejvyšší hodnota tlaku vzduchu, která od středu klesá. Anticyklóna vzniká v chladnějším vzduchu, který klesá směrem k povrchu a přitom se adiabaticky otepluje, čímž přináší jasné a bezoblačné počasí. Vlivem Coriolisovy síly se vzduch v anticyklóně pohybuje na severní polokouli po směru hodinových ručiček, na jižní polokouli pak proti směru.

Pásmo nízkého tlaku mezi dvěma anticyklónami představuje **brázda nízkého tlaku**. Průběh izobar ji znázorňují jako neuzavřený tvar písmene „V“. Osa brázdy sleduje místo s nejnižším tlakem, přičemž na obě strany od ní tlak vzduchu narůstá. V Evropě se nejčastěji vytváří v poledníkovém směru od Skandinávského poloostrova až po Středozemní moře. Po její přední části pak proudí z jihu do České republiky teplý vzduch, který může v letním období přinést tropický vzduch až do jižního Švédska. V zimě zase naopak proudí po její zadní straně chladný arktický vzduch, jenž může v subtropickém pásu způsobit ojedinělé sněžení.

Izobary **hřebene vysokého tlaku** spíše připomínají neuzavřený tvar písmene „U“. Nachází se mezi dvěma oblastmi nízkého tlaku a osa hřebene představuje místo nejvyššího tlaku vzduchu, které na obě strany klesá. Do střední Evropy zasahuje nejčastěji z jihozápadu výběžek Azorské tlakové výše, který má za následek krátkodobé zlepšení počasí.

Barické sedlo je oblast mezi dvěma cyklónami / brázdami nízkého tlaku nebo anticyklónami / hřebeny vysokého tlaku, které jsou položeny do kříže. V jejich středu se nachází tzv. **neutrální bod**.



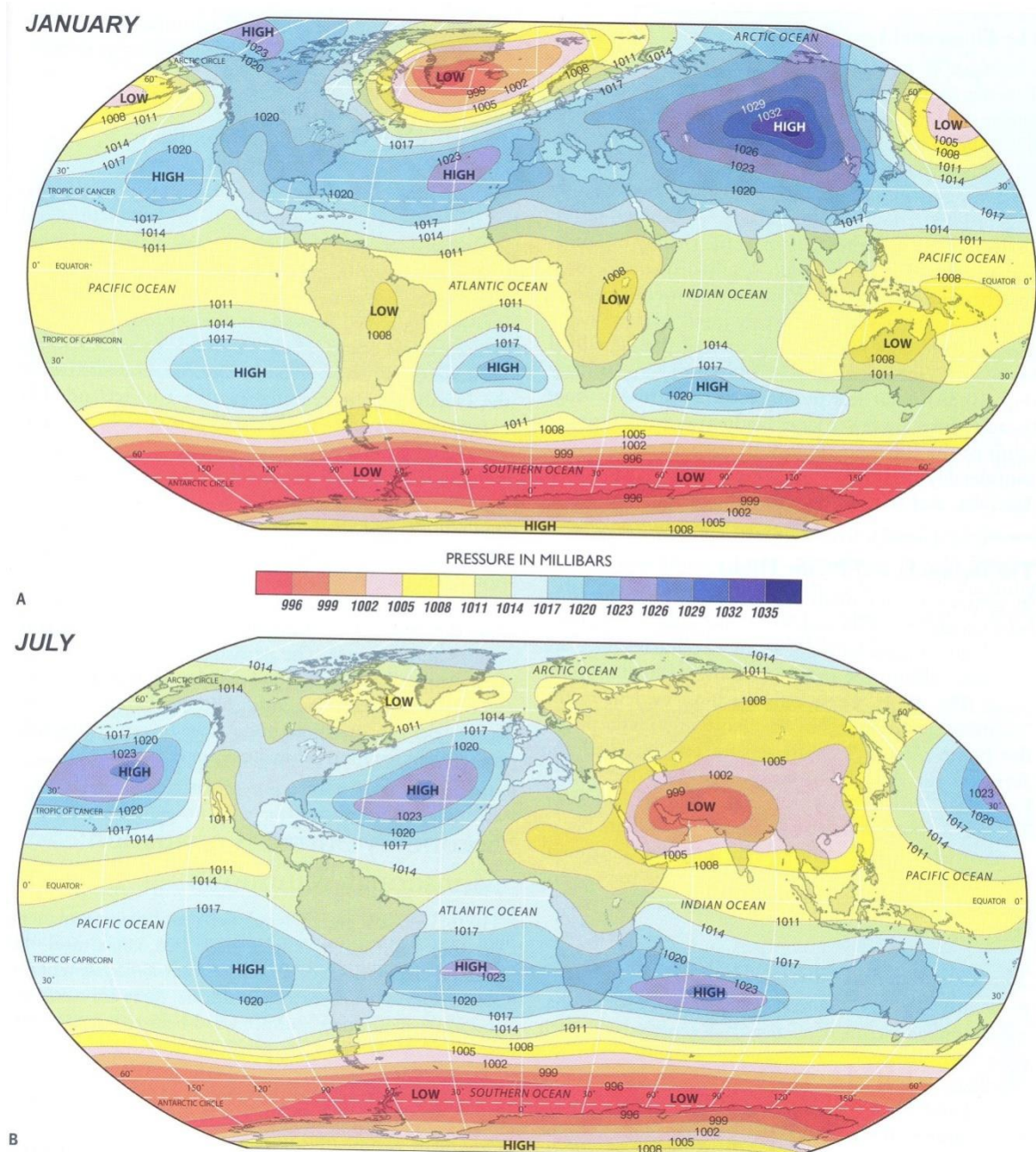
Obr. 3.12 Základní barické útvary

3.4.2 Časové změny a rozložení tlaku vzduchu

Tlak vzduchu není na jednom místě stálý, ale proměnlivý v čase. Změny bývají pozvolné a mají jak periodický, tak neperiodický charakter. Znány jsou ovšem i skokové změny tlaku vzduchu v rozmezí 20–30 hPa. Denní chod tlaku vzduchu má spíše periodický charakter a nejzřetelnější změny jsou známy v tropických oblastech, které jsou typické dvěma maximy (před polednem a před půlnocí) a dvěma minimy (brzy ráno a po poledni). Příčinami těchto změn je zejména nerovnoměrné zahřívání aktivního povrchu, pohyby vzduchových hmot a slapy atmosféry.

Roční chod tlaku vzduchu je spojen s pohybem tlakových útvarů a s tlakovými změnami stálých tlakových útvarů. V ročním chodu můžeme rozlišit tři základní typy: *pevninský*, *oceánský* a *monzunový typ*. **Pevninský typ** je vyjádřen maximálními hodnotami v zimě a minimálními v létě. Jejich rozdíl roste se stupněm kontinentality. U **oceánského typu** můžeme rozlišit dva podtypy. **Oceánský typ vysokých zeměpisných šířek** je charakteristický maximem na začátku léta a minimem v zimě. **Oceánský typ mírných šířek** má mimo monzunové oblasti dvě nevýrazná maxima v zimě a v létě, na jaře a na podzim pozorujeme minimální hodnoty. **Monzunový typ** má zřetelné maximum v období zimních monzunů, minimum v období letních monzunů.

Geografické rozložení tlaku vzduchu má zonální charakter a je výrazně ovlivněno nerovnoměrným rozložením pevnin a oceánů a hodnotami insolace během roku (obr. 3.13).



Obr. 3.13 Zonální rozložení tlaku v lednu a červenci, zdroj: de Blij, H. a kol., 2004

V okolí rovníku převládá oblast **rovníkového pásu nízkého tlaku**. Jeho příčinou je vysoká hodnota insolace a průměrně vysoké a vyrovnané teploty vzduchu.

V oblasti obratníků až 35° severní a jižní šířky se rozprostírá **subtropické pásmo vysokého tlaku vzduchu**, které vzniká jako následek sestupu studeného vzduchu vystouplého v rovníkových oblastech. Zde můžeme zmínit výrazný vliv stálých tlakových útvarů, např. *Azorská tlaková výše*, *Havajská tlaková výše*, *Jihoatlantská tlaková výše* v oblasti ostrova Svatá Helena, *Jihoidická tlaková výše* mezi Madagaskarem a Austrálií a *Jihopacifická tlaková výše* západně od Chile.

V okolí pólů se vlivem silně ochlazeného vzduchu rozkládá **polární oblast vysokého tlaku vzduchu**. Velký význam má pro výskyt těchto oblastí především ochlazující vliv sněhové pokrývky a ledu, přičemž antarktická tlaková výše je vlivem rozsáhlého zalednění Antarktidy a každoročního tání Arktidy výraznější než arktická. Nicméně během zimního období, kdy zamrzá Severní ledový oceán, dochází k propojení klimatických charakteristik s přilehlou ochlazenou pevninou severní Asie a Severní Ameriky, čímž se vytváří pásma vysokého tlaku vzduchu rozsáhlejší, než je v danou chvíli nad Antarktidou. V létě se však v oblasti Grónska, Barentsova moře a severně od Čukotského moře rozpadá na tři samostatné tlakové výše. Výslednou mozaiku doplňuje podél polárních kruhů **subpolární pásmo nízkého tlaku**, které představuje brázdou nízkého tlaku mezi tlakovými výšemi v oblasti subtropů a pólů. K významným stacionárním tlakovým útvarům náleží *Islandská tlaková níže* a *Aleutská tlakové níže*. *Islandská (Severoatlantská) tlaková níže* v létě částečně oslabuje a posunuje se na západ. Po jejím jižním okraji se do Evropy dostává vlhký oceánský vzduch z Atlantského oceánu. Po jižním a východním okraji *Azorské (Severopacifické) tlakové výše* proudí do západní Kanady a oblasti Aljašského zálivu vlhký oceánský vzduch, který zejména v zimě zmírňuje teploty. Na severní polokouli je subpolární pásmo nízkého tlaku narušováno sezónně zesíleným anticyklonálním prouděním, a to vytvořením *Kanadské tlakové výše* a *Sibiřské tlakové výše*, která vzniká nad ochlazenou střední a severní částí Asie se středem nad Mongolskem a jejíž vliv se promítá také do charakteru počasí ve střední Evropě. V letním období se vzduch nad asijským kontinentem rychle zahřívá, pole vysokého tlaku vzduchu mizí a je vystřídáno rozsáhlou oblastí nízkého tlaku, kterou představuje *Íránská tlaková výše*. I ta může v letním období ovlivnit počasí jižní a střední Evropy. Jižní polokoule je vzhledem k absenci pevnin charakteristická přítomností souvislého pásu nízkého tlaku. Sezónní tlakové útvary se vyskytují také v centrálních oblastech Jižní Ameriky, Afriky a Austrálie.

Šířka a poloha těchto tlakových pásem není během roku stálá, ale mění se. Svůj podíl na tom má především pohyb Slunce, heterogenita zemského povrchu a nerovnoměrnost v rozložení pevnin a oceánů. Například hranice rovníkového pásu nízkého tlaku se v létě nacházejí v rozmezí 35° severní šířky a 5° jižní šířky a v zimě v rozmezí 15° severní šířky a 25° jižní šířky. Rozložení základních tlakových center má určující význam pro planetární cirkulaci vzduchu.

3.5 Proudění vzduchu

3.5.1 Základní charakteristiky proudění vzduchu

Vítr je zjednodušeně proudící vzduch. Jeho proudění je závislé na prostorovém rozmístění polí atmosférického tlaku a má vždy tendenci rozdílné hodnoty tlaku vyrovnávat. Proudí tedy z oblasti vyššího tlaku do oblasti nižšího tlaku. U větru rozlišujeme jeho směr a rychlost. Okamžitý stav pole proudění větru můžeme na základě orientace vektorového pole vyjádřit pomocí čar, tzv. **proudnic**. Mezi hlavní příčiny proudění vzduchu patří síla horizontálního tlakového gradientu, Coriolisova síla, odstředivá síla a síla tření. Velikost **horizontálního tlakového gradientu** uděluje vzduchu zrychlení. Jakmile se vzduch dostane do pohybu, začne na něj působit **odstředivá síla** zemské rotace a **Coriolisova síla**, která způsobuje stáčení vzdušných proudů na severní polokouli vpravo a na jižní polokouli vlevo. Protože je její velikost dána vztahem

$$C = 2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin \varphi$$

kde ω představuje úhlovou rychlost zemské rotace, v rychlost větru a φ zeměpisnou šířku, má největší intenzitu ve větších zeměpisných šířkách, zatímco na rovníku je nulová ($\sin 0^\circ = 0$). Vznikne-li v horizontální rovině rozdíl atmosférického tlaku, začne se vzduch nejdříve pohybovat ve směru horizontálního tlakového gradientu (G), tedy kolmo na izobary. Zároveň ale začne působit Coriolisova síla (C), která je kolmá na směr pohybu, a změní tak směr pohybu vzduchových částic. Se vzrůstající rychlostí vzrůstá i Coriolisova síla

a za nějaký čas dojde k ustálenému proudění, kdy síla barického gradientu je v rovnováze s Coriolisovou silou. Nepůsobí-li žádné další síly, proudí částice ve směru přímkových izobar tak, že nízký tlak se nachází po levé straně. Takovému větru říkáme **geostrofický** (obr. 3.14).

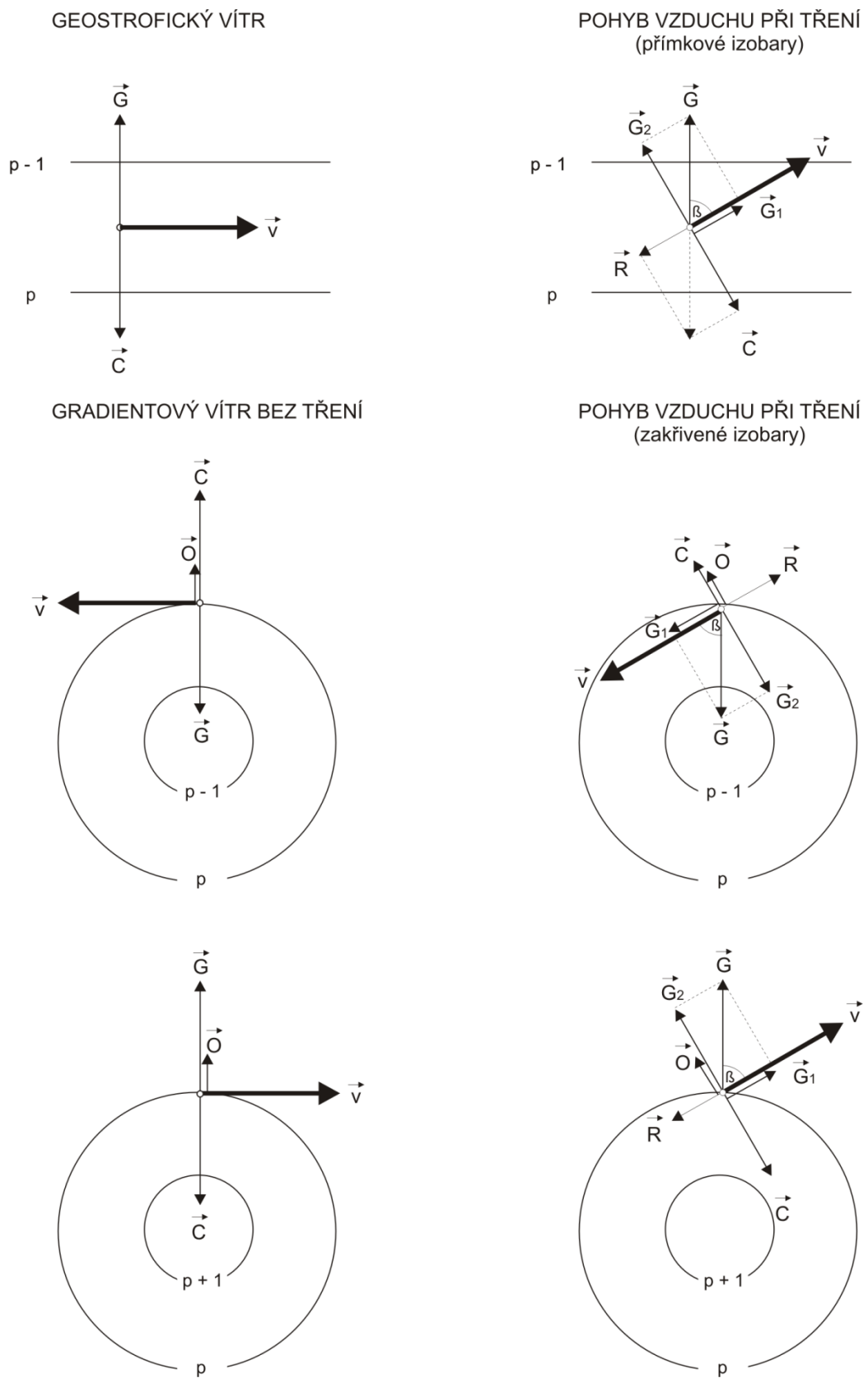
Ve skutečnosti jsou však izobary zakřiveny. Aby se vzduch pohyboval podél zakřivených izobar, musí být v každém místě a okamžiku v rovnováze síla barického gradientu, Coriolisova síla a odstředivá síla (O). V cyklonách působí odstředivá síla proti směru horizontálního barického gradientu, v anticyklóně pak ve směru této síly. Nastane-li rovnováha těchto sil, mluvíme o **gradientovém** větru (obr. 3.14). Vektor gradientové ho větru \mathbf{v} je tečnou k izobarám, kolmý na vektor \mathbf{G} a na severní polokouli směřuje od vektoru \mathbf{G} doprava, na jižní doleva.

Ve skutečnosti však představují geostrofický a gradientový vítr pouze idealizované podoby větru, protože do výšky 1–1,5 km nad zemským povrchem je proudění větru ovlivňováno třením o zemský povrch. To vítr zpomaluje a mění jeho směr. Změnu rychlosti a směru větru lze vyjádřit s pomocí **Ekmanovy spirály**, kdy se se vzrůstající výškou stáčejí větry na severní polokouli více doprava a na jižní více doleva.

Síla tření (R) vzniká jako následek drsnosti aktivního povrchu a má tak zeslabující tendenci. Proto s rostoucí výškou roste také rychlost větru. V případě přímkových izobar se musí hodnota vektoru \mathbf{G} vyrovnat součtu opačného působení vektorů \mathbf{C} a \mathbf{R} . Uvažujeme-li severní polokouli a tedy orientaci vektoru Coriolisovy síly \mathbf{C} doprava, musí se vektor výsledného větru \mathbf{v} stočit vzhledem k vektoru \mathbf{G} směrem k nižšímu tlaku o úhel β . Jeho velikost je s ohledem na velikost Coriolisovy síly nulová na rovníku a maximální na pólu. V případě zakřivených izobar se musí velikost vektoru \mathbf{G} rovnat součtu vektorů \mathbf{C} , \mathbf{O} a \mathbf{R} , čímž je potřeba zohlednit také odstředivou sílu.

Kromě charakteru aktivního povrchu se na proudění vzduchu podílí také charakter georeliéfu. Ten může proudění vzduchu zrychlovat, nebo zpomalovat. Vertikálně členitý reliéf způsobuje ohyb proudnic vzduchu nahoru a tak jejich přiblížení (konfluence), čímž se rychlost větru zvyšuje. Oproti tomu na závětrné straně se proudnice rozbíhají (difluence) a rychlost se zpomaluje. V tomto případě dochází k **orografickému zrychlení** nebo **zpomalení**. U vysokých překážek dochází k tak výraznému zvlnění proudnic, že se přenáší až do dvacetinásobku relativní výšky překážky. Za překážkou následně vznikají vlny, které mohou vést ke vzniku vírových pohybů a vlnových oblaků. V horní části troposféry mohou za jasného počasí způsobovat turbulence. Obdobně dochází také k těmto projevům v pravidelné městské zástavbě. Pokud vítr překážku obtéká, může dojít v úzkém místě ke střetu více proudnic, což způsobuje abnormální zrychlení větru.

V atmosféře se můžeme setkat se dvěma základními typy proudění, jejichž hranice není v případě výskytu obou druhů proudění ostrá, ale přechodná a představuje tak smíšené proudění. **Laminární proudění** se vykytuje jen ojediněle a je vázáno na aerodynamicky hladký povrch, kterým může být vodní hladina. Proudění má hladký, nezakřivený průběh a je bez turbulentních pohybů. **Turbulentní proudění** představuje nepravidelné a neuspořádané vírové pohyby vzduchu. Jeho příčinou je vertikální členitost reliéfu a celková drsnost aktivního povrchu. Působí na promíchávání vzduchu a přenos tepla, vodních par a látek znečišťující ovzduší. Popsaný způsob turbulence představuje mechanickou příčinu proudění.



Obr. 3.14 Teoretický rozklad sil při výsledném směru větru, upraveno podle Netopil, 1984

Turbulentní pohyby však může způsobovat také nestabilita teplotního zvrstvení atmosféry, která vede ke vzniku **konvekčního proudění**. Vytváří se tak uzavřená cirkulace, tzv. **konvekční buňka**, která má tvar prstencovitého víru s vodorovnou osou. Takové termické turbulence využívají k výstupu piloti bezmotorových letadel. Vlivem přítomnosti překážek dochází například k výstupným klouzavým pohybům na frontálních plochách a vzniká tak vynucená konvekce. Dynamická konvekce není konvekcí v pravém slova smyslu, ale je způsobena vertikální cirkulací v oblasti tlakových útvarů, kam náleží výstupné proudy v cyklonách a sestupné proudy v anticyklonách. Mimo popsané typy proudění lze v atmosféře rozlišit také následující pohyby vzduchu:

- katabatické proudění** představuje sestupné klouzavé proudění například podél ukloněného reliéfu,
- anabatické proudění** je opakem katabatického proudění, tedy výstupné proudění,
- subsidence** jsou pomalé sestupné pohyby uvnitř vzduchu, které způsobují jeho oteplení, rozpouštění oblačnosti a zeslabení konvekce,
- advekce** představuje přenos objemu vzduchu na horizontální vzdálenosti.

U větru jako meteorologického prvku se měří jeho rychlost a směr. Vítr, který svou rychlost mění v krátké době o více než $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, se označuje jako **nárazovitý**. Směr větru se stanovuje z oblasti, odkud vane a udává se ve stupních azimutu. Vítr vanoucí ze severu na východ proudí pod azimutem 0° a označuje se jako severní vítr. Východní vítr pak analogicky vane pod azimutem 90° z východu na západ. Mění-li vítr svůj směr o více jak 45° , označuje se jako **proměnlivý** vítr. Ke stanovení síly větru se používá Beaufortova stupnice (tab. 3.1), která byla počátkem 19. století vytvořena Francisem Beaufortem.

Tab. 3.1 Beaufortova stupnice síly intenzity větru, upraveno podle: Horník, 1982

stupeň	označení a projev	rychlost větru	
		($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	($\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$)
0	bezvětří – kouř vystupuje přímo vzhůru	0,0–0,2	méně než 1
1	vánek – téměř nepozorovatelný pohyb vzduchu	0,3–1,5	1–5
2	slabý vítr – je cítit na tváři, listí šelestí, čeření vodní hladiny	1,6–3,3	6–11
3	mírný vítr – listí a větvičky se pohybují, vlnění vodní hladiny	3,4–5,4	12–19
4	dosti čerstvý vítr – vítr zvedá prach a papíry, pohybuje menšími větvemi, tvorba pěnových vrcholků na mořských vlnkách	5,5–7,9	20–28
5	čerstvý vítr – hýbe listnatými keři, ohýbá malé stromky, vytváří se zpěněné hřeby na menších mořských vlnách	8,0–10,7	29–38
6	silný vítr – pohybuje silnějšími větvemi, obtížnější použití deštníků, vznikají větší vlny	10,8–13,8	39–49
7	prudký vítr – pohybuje celými stromy, obtížná chůze, bouří se moře	13,9–17,1	50–61
8	bouřlivý vítr – láme větve, vzpřímená chůze je proti větru nemožná, vznikají velké vlny s odtrhávající se vodní tříští	17,2–20,7	62–74

9	vichřice – strhává střešní krytinu, menší škody na stavbách, vysoké vlny s létající vodní tříští snižující dohlednost	20,8–24,4	75–88
10	silná vichřice – vyvrací stromy a ničí domy, hřebeny mořských vln se lámou	24,5–28,4	89–102
11	mohutná vichřice – působí rozsáhlé škody, vysoké pěnové hory, dohlednost snížena vodní tříští	28,5–32,6	103–117
12	orkán – devastující účinky, pohybuje těžkými objekty, odnáší domy, moře je zcela bílé od pěny a vodní tříště	32,7 a více	více než 118

Denní chod rychlosti větru je závislý především na výšce nad aktivním povrchem a na hodnotě insolace. Blízko aktivního povrchu pozorujeme maximum rychlosti proudění mezi polednem a 14. hodinou, minimum pak kolem půlnoci (pevninský nebo přízemní typ denního chodu rychlosti vzduchu). Ve větších výškách je chod, jehož příčinou je denní chod turbulence související s konvekcí, posunutý (mořský nebo výškový typ denního chodu rychlosti). Od ranních do poledních hodin roste hodnota insolace, vzduch se prohřívá a tím také roste konvekční výměna vzduchu mezi přízemní a vyšší atmosférou. Takto vertikálně vystupující vzduch vytváří na vyšší horizontální proudění brzdící účinek, který slábne s nastávající nocí.

Obdobně jako rychlost, tak i směr větru má svůj denní chod. Na severní polokouli je proudění vzduchu v přízemní atmosféře provázeno stáčením doprava ve směru pohybu hodinových ručiček od ranních do poledních hodin, v odpoledních hodinách pak doleva. Jižní polokoule má tento režim opačný.

Odborná literatura definuje **střih větru** jako prostorovou změnu vektoru rychlosti proudění připadající na jednotkovou vzdálenost. Lze uvažovat střih větru ve vertikálním i horizontálním směru. Ve vertikálním směru se mohou naskytnout dva případy. Buď se s rostoucí nadmořskou výškou mění směr větru, ale jeho rychlost zůstává konstantní, nebo se mění pouze rychlost větru a směr zůstane zachován. V horizontálním střihu větru může docházet podél vodorovné roviny například ke změně v rychlosti proudění vzduchu. V tomto případě může způsobit vznik tzv. **microbusrtu**, což je extrémně silný sestupný proud studeného vzduchu soustředěný do malého prostoru a trvající alespoň 10 minut. K tomuto jevu může docházet, když se ve větší výšce vzduch rychle ochladí, tím ztěžkne a rychlostí až $75 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ proudí k zemskému povrchu, kde se rozlévá pod okolní teplejší vzduch. Pokud tento proud vzduchu zasáhne například vzletající letadlo, může v lepším případě narušit vznik vztlaku a zhoršit tak jeho ovládání, v horším případě ho může srazit přímo k zemi.

3.5.2 Místní cirkulační systémy a proudění vzduchu

Jak již bylo řečeno, velký podíl na proudění vzduchu má charakter reliéfu a utváření aktivního povrchu. S ohledem na lokální a regionální odlišnosti vznikají v atmosféře specifické cirkulace vzduchu označované jako **místní větry** nebo **místní cirkulační systémy**. V literatuře jsou tyto pojmy odlišovány, přičemž místní větry vznikají zejména výrazným vlivem reliéfu na všeobecnou cirkulaci vzduchu (př. bóra a fén), zato místní cirkulační systémy se vytvářejí díky rozdíům v energetické bilanci aktivního povrchu (př. bríza, horské a dolní větry, ledovcový vítr). Objevují se ale také publikace, které tento rozdíl zanedbávají, a níže uvedené jevy označují shodně jedním, nebo druhým názvem. Mimo to dává také aktivní povrch v důsledku nestabilního teplotního zvrstvení atmosféry potenciál ke **vzniku vírových proudění maloprostorového měřítka**. V těchto skriptech budeme uvažovat jednotný název **místní větry**.

Místní větry

Vznik **fénu** a příčiny, které vedou k jeho vývoji, jsou popsány v kapitole 3.2.2. Opakem teplého fénu jsou větry typu **bóra**. Jedná se o studené větry, které stékají po svazích hor na mořské pobřeží. Příčinou vzniku bóry je hromadění studeného vzduchu v oblastech mezihorských průsmyků a sedel. Jakmile dosáhne určité výšky, začíná přetékat horský hřeben. Při sestupu se sice adiabaticky otepluje, ale i tak je oproti teplotě okolního vzduchu chladná. Navíc je těžší než teplý vzduch, a proto se drží přímo při zemi. Bóra se vyskytuje především na pobřeží Jaderského moře, na pobřeží Bajkalu, v údolí Rhöny (mistral) nebo na pobřeží Mexického zálivu.

Bríza

Pobřežní vánek (bríza) vzniká jako důsledek teplotního rozdílu mezi mořem a pevninou za jasného a klidného počasí. Přes den dochází k zahřátí pevniny, čímž začne vzduch stoupat a výškové izobarické plochy se od sebe oddálí. Na moři však zůstanou vlivem pomalejšího prohřívání vody blíže u sebe. Tím vznikne horizontální tlakový gradient ve výšce a vzduch se tak pohybuje z pevniny na moře. Je-li tlakový gradient dostatečně velký, proniká chladný a vlhký vzduch hlouběji do vnitrozemí. Během noci je situace opačná.

Horský a údolní vítr

Horské a údolní větry mají díky podélnému (horské a údolní větry) a příčnému (svahové větry) proudění vzduchu složitý cirkulační systém. Základem příčné cirkulace je **anabatické** (výstupné) **proudění**, ke kterému dochází během dne na osluněných svazích, a **katabatické** (sestupné) **proudění** způsobené ochlazováním svahů v nočních hodinách a podpořeném efektivním vyzařováním povrchu. Příčné proudění je doplněno podélným prouděním, které má v důsledku intenzivního prohřátí sníženiny během dne směr z jejího ústí nahoru do údolí. V tomto případě mluvíme o teplém **údolním větru**. V noci je situace opačná a chladný **horský vítr** vane z údolí do sníženiny. Kombinací horských a údolních větrů s větry svahovými vzniká během dne několik odlišných typů cirkulace.

Ledovcový vítr

Nad povrchem ledovců dochází ochlazením přízemní vrstvy atmosféry ke vzniku chladného vzduchu, který vytváří oproti teplejšímu vzduchu ve stejné úrovni v předpolí ledovce horizontální tlakový gradient. Vzniká tak ledovcový vítr, který představuje nárazovité katabatické proudění, do něhož řadíme i větry stékající z vnitrozemí Antarktidy k jejímu pobřeží.

Přehled kontinentálních názvů místních větrů

Evropa

- a) **fén** – suchý teplý padavý vítr vznikající pseudoadiabatickými procesy
- b) **helm** – vítr fénového typu vanoucí na severu Anglie ze západních svahů severních Pennin do údolí řeky Eden
- c) **bóra** – studený nárazovitý vítr vanoucí v podzimních a zimních měsících při severovýchodním proudění z chladných oblastí Ruska na dalmatské pobřeží
- d) **mistral** – studený suchý severní vítr vanoucí v ústí Rhöny na jihofrancouzské pobřeží, jehož vznik je podmíněn tlakovou níží nad Středozemním mořem
- e) **etésiové větry** – pravidelné severní až severozápadní větry přinášející do východního Středomoří suchý a studený vzduch, jsou vyvolány tlakovou níží nad Afghánistánem a SZ Indií
- f) **scirocco** – skupina horkých a suchých větrů vanoucích ze Sahary do Středomoří, liší se lokálními názvy (leveche – Španělsko, marin – Francie, scirocco – Itálie, jugo – Chorvatsko)

Afrika

- a) **chamsin** – jižní až jihovýchodní suchý a horký vítr směřující přes Egypt a Rudé moře vanoucí ze Sahary nejčastěji od dubna do června
- b) **gibli** – další z větrů ze skupiny scirocco vanoucích v Libyi směrem ke Středozemnímu moři
- c) **harmatan** – horký a prašný vítr vanoucí ze Sahary k západoafrickému pobřeží, podílí se na rozšiřování Sahary
- d) **habub** – silná písečná prachová bouře vyskytující se zejména během dubna a května na jihu Sahary, která vzniká při střetu vlhkého mořského vzduchu z Guinejského zálivu se suchým vzduchem nad oblastí Sahary
- e) **sharqi** – suchý a horký (v zimě chladný) pouštní vítr vanoucí od východu až jihovýchodu na severozápadním území Maroka
- f) **berg** – horký a suchý vítr fénového typu vanoucí z prohrátých plošin pouště Kalahari na pobřeží jižní Afriky

Asie

- a) **kaus** – jihovýchodní vítr vanoucí v Perském zálivu přinášející během zimy mohutnou oblačnost a s ní související srážky
- b) **shamal** – horký a suchý vítr způsobující v Perském zálivu písečné bouře
- c) **suhili** – horký a suchý jihozápadní vítr v Perském zálivu vanoucí z oblasti Sahary
- d) **buran** – celoročně vanoucí severovýchodní vítr v centrální Asii a Mongolsku, který přináší během zimy nízké teploty a sních s ledem, během jara a léta je naopak suchý a prašný
- e) **loo** – suchý a horký vítr vanoucí ze severozápadní Indie do Indoganžské nížiny, sílí zejména během května a června, s přicházejícími monzuny se vytrácí

Severní Amerika

- a) **blizard** – vpády studeného vzduchu z oblasti Arktidy doprovázený sněhovými bouřemi
- b) **burga** – severovýchodní vítr blizardového typu na Aljašce
- c) **chinook** – teplý vítr fénového typu vanoucí z východních svahů Skalnatých hor do vnitrozemí
- d) **santa ana** – suchý a horký vítr vanoucí v Kalifornii údolím řeky Santa ana, bývá příčinou požárů

Latinská Amerika

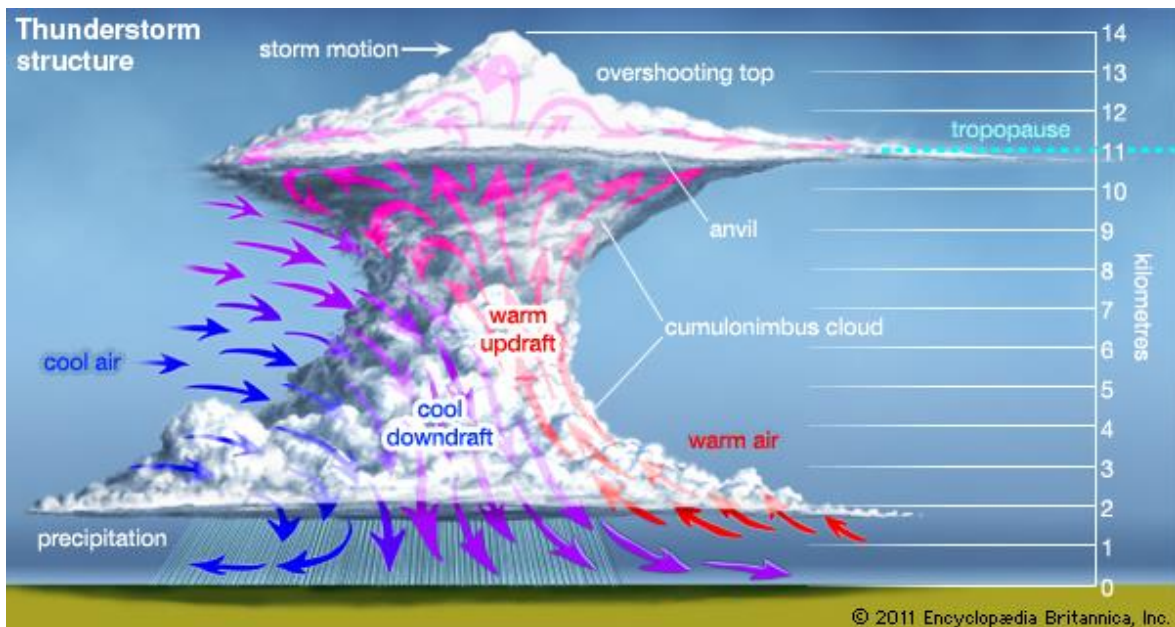
- a) **tehuantepecer** – silný severní až severovýchodní vítr, který během zimy způsobuje ochlazování povrchových vod v Mexickém zálivu, v Karibské oblasti se označuje jako papagajo
- b) **pampero** – silný chladný jihozápadní vítr vanoucí v Laplatské nížině, vzniká jako následek střetu teplého a vlhkého vzduchu z Amazonie a studeného a suchého vzduchu z Antarktidy
- c) **zonda** – teplý vítr fénového typu vanoucí z východních svahů argentinských And
- d) **puelche** – teplý východní vítr na západních svazích jihochilských And vanoucí z Argentiny, který je v noci zesilován brízovým prouděním
- e) **williwaw** – silné nárazovité poryvy chladného vzduchu na výběžku jihoamerické pevniny

Austrálie a Oceánie

- brickfielder** – horký vítr vanoucí v jihovýchodní Austrálii z pouštních oblastí
- fremantle** – pojmenování chladné mořské brízy vanoucí během letních odpoledních hodin na pobřeží jihozápadní Austrálie
- canterbury northwester** – vítr fénového typu vanoucí na západních svazích novozélandských Jižních Alp

Vírová proudění maloprostorového měřítka

Tento typ proudění malých rozměrů je vázán na vznik **konvektivních bouří** (obr. 3.15). Ty představují soubor atmosférických jevů generovaných konvekcí vzniklé při výrazné teplotní nestabilitě. Jádrem takové konvektivní bouře je tzv. konvektivní buňka, která je charakteristická přítomností intenzivních výstupných a sestupných proudů.



Obr. 3.15 Struktura konvektivní bouře, zdroj: www.britannica.com

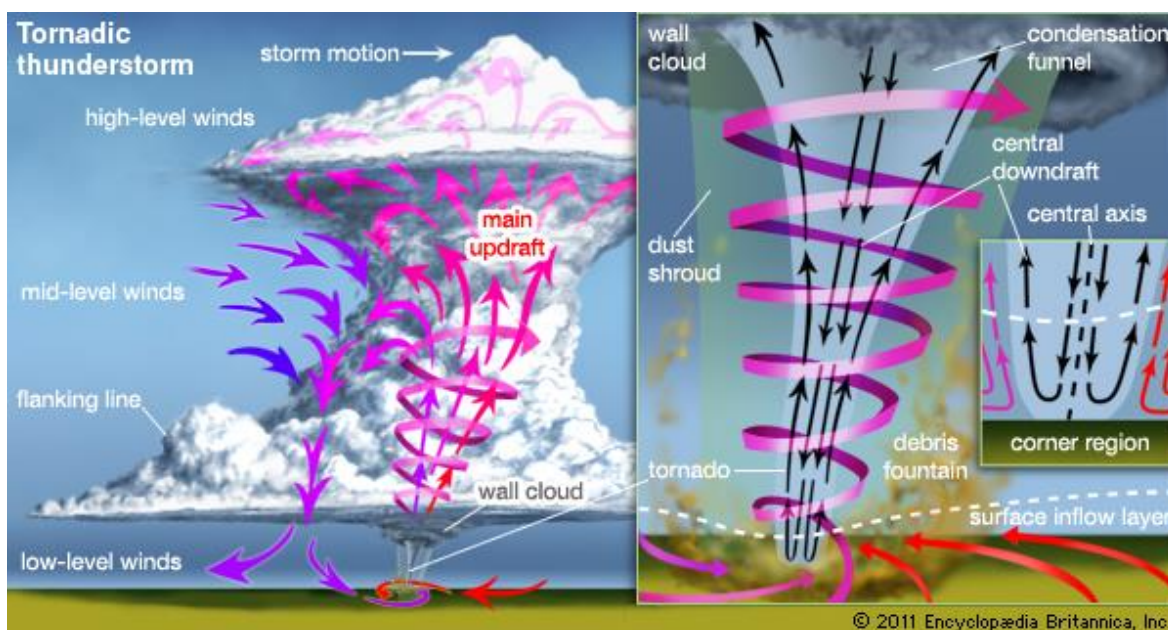
Konvektivní bouře lze podle složitosti struktury rozdělit na **jednobuněčné bouře** (tvořené jednou buňkou), **multicely** (složené z několika vzájemně se ovlivňujících buněk) a **supercely** (tvořené jedinou buňkou, ale velikostí mezoměřítkového víru, obr. 3.16).

S prouděním vázaným na konvektivní bouře můžeme také rozlišit základní jevy: húlava, tromba aj. **Húlava** představuje silný nárazový vítr, který vzniká na výrazném rozhraní mezi teplým vzduchem v okolí bouřky a studeným vzduchem vytékajícím z bouřky. Často signalizuje příchod bouřky, silných přeháněk a přechod studené fronty. Jeho vliv může mít devastující účinek na lesní porosty (rozsáhlé polomy ve slovenských Tatrách). **Tromby** jsou vírová proudění nad pevninou vznikající v teplotně nestabilně zvrstveném vzduchu. Nad mořem se nazývají **smrště**. Tromby a smrště mají jinou než horizontální osu a dosahují rozsahu zejména jednotek desítek, výjimečně stovek metrů. Rozlišují se **malé tromby**, které nejsou vázány na konvektivní bouře a tvoří se v teplotně nestabilním vzduchu od zemského povrchu směrem vzhůru, a **velké tromby** vázané na kumulonimby (Cb) a labilní teplotní zvrstvení ve velkých výškách.



Obr. 3.16 Formující se supercela, zdroj www.noaa.gov

Z kumulonimbů se směrem k povrchu spouští tzv. chobot – viditelný vzdušný vír vzniklý kondenzací vodních par, v němž se rotující vzduch stáčí proti směru hodinových ručiček. V takovém vzdušném víru je v jeho středu tlak vzduchu nižší než na jeho periferii a vírový pohyb vzduchu je vzestupný. Do víru je tak nasáván vzduch z okolí, který s sebou bere prach, vodu či předměty, s nimiž přijde do kontaktu. Vzhledem k přetlaku, který se ve víru nachází, dochází k velké deformaci objektů, s nimiž vír přijde do kontaktu. V Severní Americe se pro tromby vžil název **tornádo** (obr. 3.17).



Obr. 3.17 Anatomie tornáda, zdroj www.britannica.com

Podle některých autorů se tornádem označuje takový vír, který se alespoň jednou dotknul zemského povrchu. Ačkoliv se to zdá být nepravděpodobné, s tornády se můžeme setkat také na území České republiky. Nedosahují sice takových rozměrů ani ničivé intenzity, ale dokážou strhnout méně stabilní střechu domu, zdemolovat střešní krytinu nebo způsobit rozsáhlé lesní polomy. Většinou jsou však mylně za tornádo označovány tromby. Intenzita tornád se měří pomocí Fujitovy stupnice intenzity tornád.

Fujitova stupnice

- F0** – rychlost do 117 km.h⁻¹, polámané větve stromů
- F1** – rychlost do 180 km.h⁻¹, strhává střešní krytinu, láme stromy, vytlačuje auta ze silnic
- F2** – rychlost do 117 km.h⁻¹, strhává střechy, izolované stromy vyvrací, převrací stojící mobilní objekty
- F3** – rychlost do 332 km.h⁻¹, narušuje a boří pevné domovní zdi, působí lesní polomy
- F4** – rychlost do 418 km.h⁻¹, neopravitelně poškozuje zděné domy, mobilní objekty odnáší, pahýly stromů zbavuje půdního pokryvu, výrazně narušuje železobetonové stavby
- F5** – rychlost nad 418 km.h⁻¹, těžce poškozuje železobetonové budovy, auta jsou přenášena vzduchem, pole zcela bez vegetace, úroda vytrhaná i s kořeny

Klíčové pojmy

advekce vzduchu	fotometeory	pseudoadiabatický proces
aerosolový rozptyl	garua	refrakce slunečního záření
albedo	geostrofický vítr	singularita
anabatické proudění	gradientový vítr	skleníkový efekt
anticyklóna	hřeben vysokého tlaku vzd.	solární klima
barické sedlo	hydrometeory	solární konstanta
barický gradient	insolace	srážkový stín
bóra	katabatické proudění	střih větru
brázda nízkého tlaku vzduchu	kondenzace	sublimace
bríza	konvekční proudění	subsidence vzduchu
cyklóna	kouřmo	suchoadiabatický gradient
dlouhovlnné vyzařování Země	latentní tok tepla	teplotní inverze
Ekmanova spirála	místní cirkulační systémy	tok tepla do podloží
energetická bilance	místní vítr	tornádo
evaporace	molekulární rozptyl	transpirace
evapotranspirace	molekulární vedení tok tepla	turbulentní tok tepla
extinkce slunečního záření	nárazovitý vítr	vlhkoadiabatický gradient
fén	proměnlivý vítr	zenitální deště

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Kterými změnami prochází sluneční záření při průchodu atmosférou?
2. Které druhy záření vstupují do energetické bilance Země?
3. Jaká je podstata existence skleníkového efektu?
4. Jak se odlišují amplitudy ročního chodu teploty v různých zeměpisných šířkách?
5. Vysvětlete podstatu vzniku fénového proudění.
6. Identifikujte zvláštnosti v geografickém rozložení teploty na Zemi.
7. Které faktory se podílejí na vzniku a vypadávání srážek?
8. Zdůvodněte globální rozložení srážek na Zemi.
9. Čím je způsobeno globální rozložení tlaku na Zemi?

10. Na příkladech objasněte vznik místních větrů.

Seznam literatury a zdrojů informací -----

BEDNÁŘ, J., KOPÁČEK, J, Jak vzniká počasí. Praha: Karolinum, 2005. 268 s.

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. Physical geography. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.

Dnešní svět: Počasí a podnebí na Zemi. č. 5. Praha: TERRA-KLUB, 2009. Vychází 6x za rok.

HORNÍK, S. Fyzická geografie II. Praha: SPN, 1986. 319 s.

NETOPII, R. a kol. Fyzická geografie, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.

SOBÍŠEK, B. a kol. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha, MŽP ČR: Academia, 1993. 594 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. Introducing Physical Geography. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

TRIZNA, M. Klimageografia a hydrogeografia, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.

www.chmi.cz – Český hydrometeorologický ústav

http://mraky.astronomie.cz

www.physicalgeography.net

www.noaa.gov

www.britannica.com

Kapitola 4

Všeobecná cirkulace atmosféry

4.1 Vzduchové hmoty

Vzduchové hmoty představují velké objemy vzduchu s horizontálně nevýraznými gradienty meteorologických prvků. V horizontálním profilu dosahují délek 2000–3000 km, vertikálně mohou sahat od zemského povrchu až po tropopauzu, nebo se na sebe nasouvat. Jednotlivé vzduchové hmoty jsou od sebe odděleny přechodnými oblastmi, tzv. atmosférickými frontami. Své vlastnosti získávají stagnací nebo pomalým pohybem vzduchu v oblastech svého vzniku. Rozdělit je tak můžeme podle:

- a) geografické oblasti, ve které se formují,
- b) vlastností povrchu, nad nímž vznikají,
- c) termodynamického hlediska.

V závislosti na geografické poloze vzniku vzduchových hmot (VH) rozlišujeme **arktickou** nebo **antarktickou** VH, **polární** VH, **tropickou** VH a **ekvatoriální** VH. Kromě ekvatoriální vzduchové hmoty můžeme rozdělit uvedené typy podle vlastností povrchu, nad nímž vznikají, na **mořskou** a **kontinentální** VH, které lze podle lokální oblasti utváření blíže specifikovat (př. subpolární, monzunová aj.). Mořský vzduch s sebou přináší vyšší srážkové úhrny, letní ochlazení a zimní oteplení přízemní atmosféry v porovnání s pevninou. Kontinentální vzduch je naopak suchý, v létě horký a v zimě studený. S ohledem na přemísťování vzduchových hmot dochází v důsledku jejich interakce se zemským povrchem k jejich **transformaci**, dokud mezi meteorologickými prvky vzduchové hmoty a hodnotami v dané oblasti nenastane rovnováha. Z termodynamického hlediska lze vymezit 3 typy vzduchových hmot:

1. **teplé vzduchové hmoty** – při přemísťování do dané oblasti se ochlazují, přinášejí oteplení, stabilní zvrstvení nebo inverzi, pro charakter počasí jsou typické slohy a slohové kupy, mrholení, advekční mlhy a nevýrazný denní chod meteorologických prvků,
2. **studené vzduchové hmoty** – při přemísťování do dané oblasti se oteplují, přinášejí ochlazení, labilní zvrstvení, pro charakter počasí jsou typické kupy, bouřková oblaka, v noci radiační mlhy a výrazně vyjádřený denní chod meteorologických prvků,
3. **místní vzduchové hmoty** – v dané oblasti si po několik dnů zachovávají své základní vlastnosti.

Vzduchové hmoty podle geografické polohy místa vzniku

Pevninský arktický vzduch se v zimě vytváří nad zasněženými a ledovci pokrytými oblastmi Nové Země, Barentsova a Karského moře a přilehlých částí pevniny severní Asie, Grónska a severu Severní Ameriky. Průměrná měsíční teplota vzduchu nejchladnějšího měsíce se pohybuje v evropských oblastech Ruska mezi -15 °C až -30 °C , v kontinentální oblasti Severní Ameriky -25 °C až -30 °C , v kontinentálních oblastech severní Asie -30 °C až -45 °C , ve vnitrozemí Grónska -40 °C až -50 °C a v oblasti Arktidy okolo -30 °C . V létě ovlivňuje počasí pouze vnitrozemí Grónska (průměrná měsíční teplota je mezi -10 °C až -15 °C). V ostatní

oblastech vystupuje průměrná měsíční teplota nad 0 °C, v oblastech Jakutsku a Verchojansku i nad 15 °C. Protože do ČR proudí v zimě nad pevninou, je velmi studený a vzhledem k nízkému nasycení vodními parami také suchý. Na našem území působí hlavně v zimě.

Mořský arktický vzduch proniká do střední Evropy v chladnějších částech roku, kdy vzniká v okrajových oblastech zamrzlého Severního ledového oceánu mezi Grónskem a Špicberkami. V létě se formuje v oblasti Severního ledového oceánu a průměrná měsíční teplota vzduchu nejchladnějšího měsíce se pohybuje okolo -30 °C (Alert -33 °C), nejteplejšího pak 4 °C až 6 °C (Alert 4 °C). V okrajových oblastech jsou nízké teploty zmírňovány teplými mořskými proudy na hodnoty kolem -15 °C. Při pohybu nad Norským mořem se vzduch v nižších vrstvách ohřívá a zvyšuje tak obsah vodní páry, což může být výrazným zdrojem srážek. V ČR způsobuje zejména jarní přeháňky. Výrazněji je však typičtější pro západní Evropu.

Pevninský antarktický vzduch se nad Antarktidou vytváří celoročně. V důsledku vlivu Antarktické tlakové výše je velmi studený a suchý a na místech jeho vlivu byly naměřeny absolutně nejnižší teploty na Zemi (Vostok -89 °C). Průměrné měsíční teploty nejchladnějšího měsíce se pohybují kolem -50 °C až -65 °C (Vostok -69 °C), nejteplejšího v rozmezí -10 °C až -30 °C (Vostok -32 °C). V důsledku jeho izolace oceánem od přilehlých pevnin nedosáhne jeho vliv tak daleko a je postupně transformován.

Mořský antarktický vzduch obklopuje svou pevninskou verzi. V důsledku jeho kontaktu s oceánem není tak chladný, ale je vlhčí. Průměrná teplota nejchladnějšího měsíce se pohybuje kolem -15 °C až -20 °C (Casey -15 °C), nejteplejšího pak kolem 0 °C (Casey 0 °C). V zimním období se může dostat přes zadní stranu Jihopacifické tlakové výše až na jih Chile a Argentiny, kde způsobuje sněžení. Hluběji do kontinentu se nedostává.

Pevninský polární vzduch se vytváří v centrálních částech kontinentů, proto je s výjimkou vnitrozemí jižní Argentiny výhradně zastoupen na severní polokouli. Průměrné měsíční teploty nabývají s ohledem na rozsáhlost území rozdílných hodnot. Zimní průměrná měsíční teplota nejchladnějšího měsíce se pohybuje v rozsahu -10 °C až -20 °C (př. Irkutsk -20 °C, Alma-Ata -7 °C), nejteplejšího pak 18 °C až 25 °C (Irkutsk 18 °C, Alma-Ata 23 °C). Vzduch přicházející do ČR se v chladné části roku vytváří v mírných zeměpisných šířkách Evropy, během léta pak vzniká nad severní polovinou Evropy, zejména v Rusku. Je zdrojem převážně suššího vzduchu spojeného v létě s horky a v zimě s mrazy.

Mořský polární vzduch vzniká nad oceány severní a jižní polokoule. V zimě neklesají průměrné měsíční teploty s výjimkou míst ovlivněných studenými mořskými proudy pod 0 °C (Stanley 0 °C, Glasgow 3,5 °C), v létě ovšem dosahují pouze hodnot v rozmezí 10 °C až 15 °C (Stanley 9 °C, Glasgow 14 °C). Do ČR přichází v zimě ze středních a severních zeměpisných šířek Severní Ameriky a přináší mírné teploty, v létě pak z vyšších zeměpisných šířek Atlantského oceánu s následným ochlazením. Při postupu nad vodami Atlantského oceánu nabývá vlastností mořské vzduchové hmoty a na naše území tak přináší srážky.

Pevninský tropický vzduch se formuje ve vnitrozemí severní Afriky, jižní Afriky, Arabského poloostrova, Mexika, Austrálie a Jižní Ameriky (Brazílie, Bolívie, Peru). Průměrné teploty nejteplejšího měsíce se pohybují mezi 28 °C až 35 °C (Rijád 34,5 °C), nejchladnějšího pak v intervale 10 °C až 15 °C (Rijád 14 °C). Vyznačuje se tedy vysokými teplotními amplitudami vzduchu a v důsledku ztíženého přísunu vláhý cirkulačními procesy uvnitř kontinentu také nízkým úhrnem srážek (méně jak 100 mm za rok). V místě kontinentálního tropického vzduchu byly naměřeny absolutně nejvyšší teplotní rekordy na Zemi (Al-Aziziyah v Libyi 58 °C, Rivadavia v Argentině 49 °C). V létě se do střední Evropy dostává z Balkánu a střední Asie. Je výrazně horký a suchý s vyšším obsahem prachových částic.

Mořský tropický vzduch je charakteristický vysokou vlhkostí a malými teplotními amplitudami. Průměrná měsíční teplota vzduchu nejchladnějšího měsíce se pohybuje kolem 20 °C až 25 °C (San Juan 24 °C), nejteplejšího pak 25 °C až 28 °C (San Juan 27 °C). Vzduchová hmota ovlivňující počasí ve střední Evropě pochází jak z oblastí Azorských ostrovů, tak i z okolí Středozevního moře. Vzduch je značně vlhký a relativně teplý. V zimě přináší mírné deštivé počasí, v létě pak deštivé, ale chladné počasí.

Ekvatoriální vzduch vzniká v okolí rovníku, je teplý a vlhký a vyznačuje se stálými průměrnými měsíčními teplotami v rozsahu 24 °C až 28 °C. V důsledku všeobecné cirkulace vzduchu se do Evropy nedostává.

4.1.1 Atmosférické fronty

Atmosférická fronta je poměrně úzká přechodná vrstva mezi vzduchovými hmotami různých vlastností. Je dlouhá až několik set kilometrů, přitom její šířka dosahuje jen desítek metrů. Zjednodušeně můžeme frontální rozhraní pokládat za plochu, jejíž průsečnice se zemským povrchem se nazývá **frontální čára**. Fronty mezi základními geografickými typy vzduchových hmot se nazývají **hlavní atmosférické fronty**.

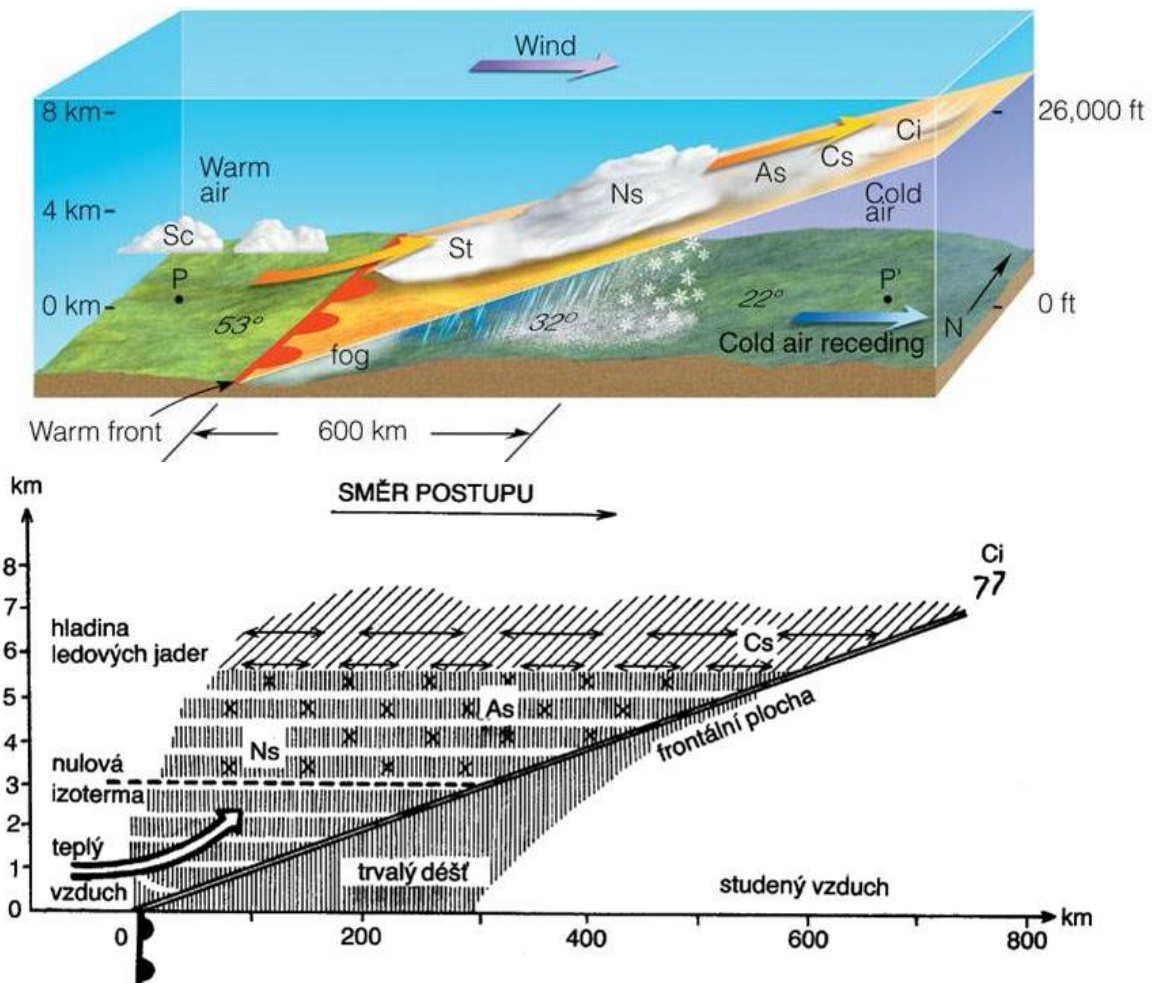
Arktická/antarktická fronta odděluje arktický/antarktický a polární vzduch, **polární fronta** odděluje polární a tropický vzduch a **tropická fronta** je rozhraním mezi tropickým a ekvatoriálním vzduchem. Mezi teplotně rozdílným vzduchem vznikají uvnitř geografických typů vzduchových hmot tzv. **podružné fronty**. Vznik frontálního rozhraní se označuje jako **frontogeneze** a dochází k ní v důsledku přibližujících se proudnic (**konfluenci**). Tím se zvětšují horizontální gradienty teploty vzduchu a dalších prvků a vytváří se tak výrazné rozhraní. V opačném případě nastává rozpad fronty (**frontolýza**).

V případě nerotující Země by rovnováha mezi teplým a studeným vzduchem mohla nastat, kdyby byl teplý vzduch vytlačen nad studený a byl od něho oddělen horizontální plochou. Tato rovnováha může nastat i na rotující Zemi, ačkoli je frontální plocha skloněna vzhledem k horizontu o určitý úhel na stranu studeného vzduchu. Proudí-li vzduch podél frontální čáry, je fronta **stacionární**. Jakmile se vytvoří síla horizontálního tlakového gradientu, nastává přemísťování fronty směrem k teplému, nebo studenému vzduchu.

Tyto pohyblivé fronty můžeme podle termodynamického hlediska dále dělit na **teplé, studené a okluzní**. V případě stacionárních front (nepohyblivých) jsou izobary rovnoběžné s čarou fronty, u pohyblivých front protínají frontální čáru pod určitým úhlem.

Teplá fronta

Teplá fronta představuje rozhraní mezi teplým vzduchem, který se přemísťuje na místo chladnější vzduchové hmoty (obr. 4.1). Lehčí teplejší vzduch při svém postupu vystupuje nad klín chladnějšího vzduchu, během čehož kondenzuje vodní pára a na teplé frontě se tak vytváří rozsáhlý až 1000 km široký oblačný systém. Na čele fronty se nejdříve v pásmu 200–300 km vyskytují řasy (Ci) a řasové slohy (Cs), následují výškové slohy (As), které směrem k frontální čáře přecházejí v dešťová oblaka (Ns) doplněná v nižších patrech slohovými kupami (Sc).



Obr. 4.1 Vertikální řez teplou frontou, zdroj: Pejmal, 1971; <http://apollo.lsc.vsc.edu>
 Při postupu teplé fronty přes dané území lze pozorovat následující změny počasí (tab. 4.1):

Tab. 4.1 Ráz počasí spojený s teplou frontou, zpracováno podle Ahrens, 2007

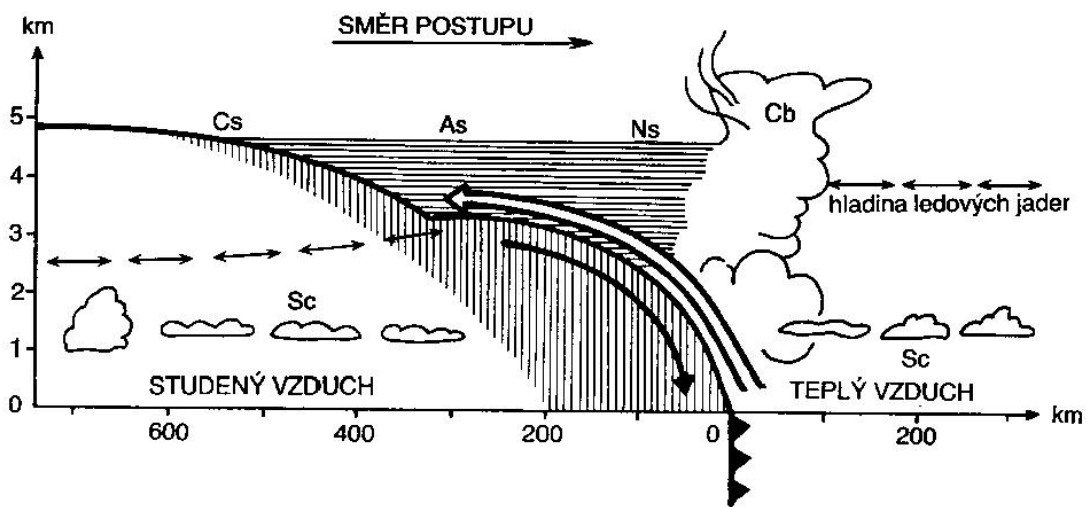
meteorologický prvek	stav před frontou	stav při přechodu fronty	stav po přechodu fronty
vítr (směr)	J a JV	proměnlivý	J a JZ
teplota	chladněji s pomalým oteplováním	nárůst teploty	nárůst a ustálení
tlak	očekávaný pokles	vyrovnaný	rostoucí tendence
oblačnost	Ci → Cs → As → Ns → St v létě se objeví Cb	převážně stratocumulus	malá s Sc, v létě s občasnými Cb
srážky	déletrvajícímírným deštěm či mrholením, v zimě sněžením	mrholení, nebo beze srážek	beze srážek, mírný déšť či přeháňky
dohlednost	dobrá	zhoršená, ale zlepšující se	dobrá
rosný bod	rostoucí tendence	stálá hodnota	rostoucí tendence a ustálení

Studená fronta

Studená fronta je místo styku mezi teplou a studenou vzduchovou hmotou, kdy teplý vzduch ustupuje před studeným. Postup vzduchu je při zemském povrchu zpomalován třením, což se ve tvaru profilu studené fronty promítá do jejího klínovitého tvaru (obr. 4.2). Charakter počasí spojený se studnou frontou dokládá tab. 4.2. V závislosti na rychlosti postupu rozlišujeme dva druhy studené fronty:

1. studená fronta 1. typu (obr. 4.2a)

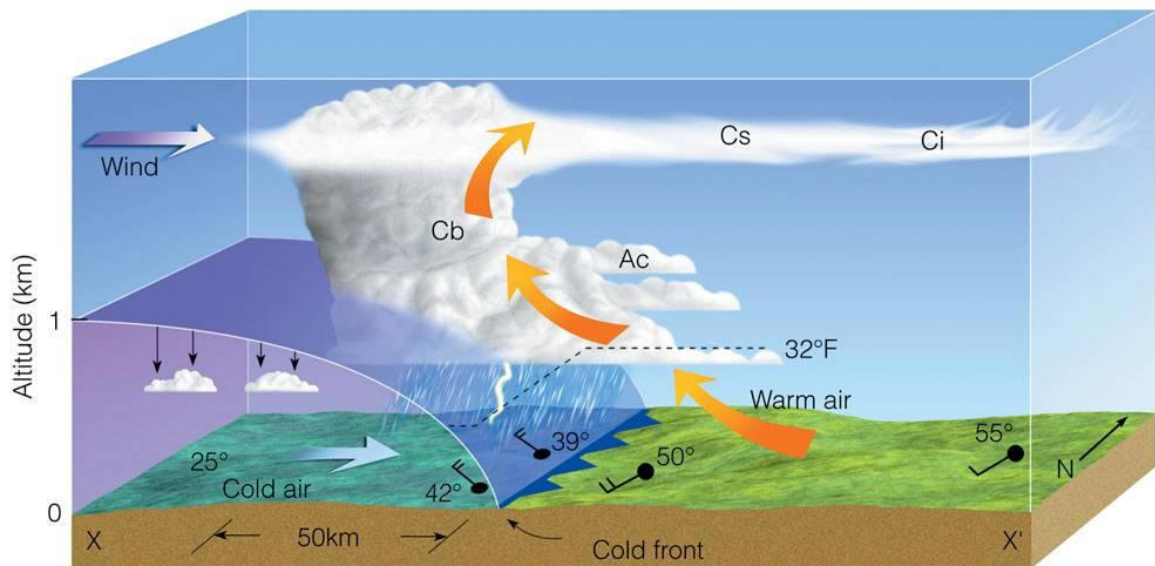
- má charakter výstupného proudění v celém výškovém profilu,
- oblačnost podobná teplé frontě, při přechodu se mění v opačném pořadí (Ns → Ci),
- srážky na čele fronty mají povahu přeháněk a bouřek, za frontou jsou vytrvalejšího rázu (srážkové pásmo je užší než u teplé fronty),
- před příchodem fronty mírně stoupá teplota a klesá tlak vzduchu, po přechodu teplota vzduchu klesá a tlak vzduchu vzrůstá,



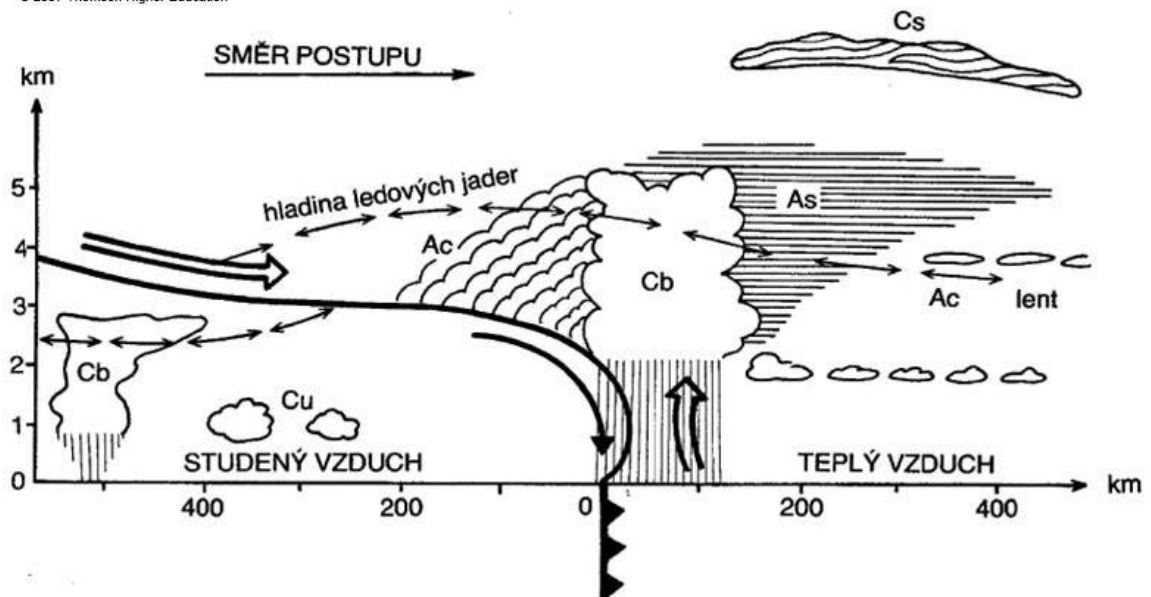
Obr. 4.2a Vertikální řez studenou frontou 1. typu, zdroj: Pejmal, 1971; <http://apollo.lsc.vsc.edu>

2. studená fronta 2. typu (obr. 4.2b)

- v České republice se vyskytuje častěji,
- do výšky 2–3 km má charakter výstupného proudění, výše pak sestupného proudění, protože teplý vzduch se nad frontální plochou pohybuje rychleji než samotná fronta, předbíhá ji a sestupuje,
- oblačnost má charakter kumulonimbů s přeháňkami a bouřkami,
- ve frontálním rozhraní se vytváří další frontální rozhraní – podružná studená fronta.



© 2007 Thomson Higher Education



Obr. 4.2b Vertikální řez studenou frontou 2. typu, zdroj: Pejmal, 1971

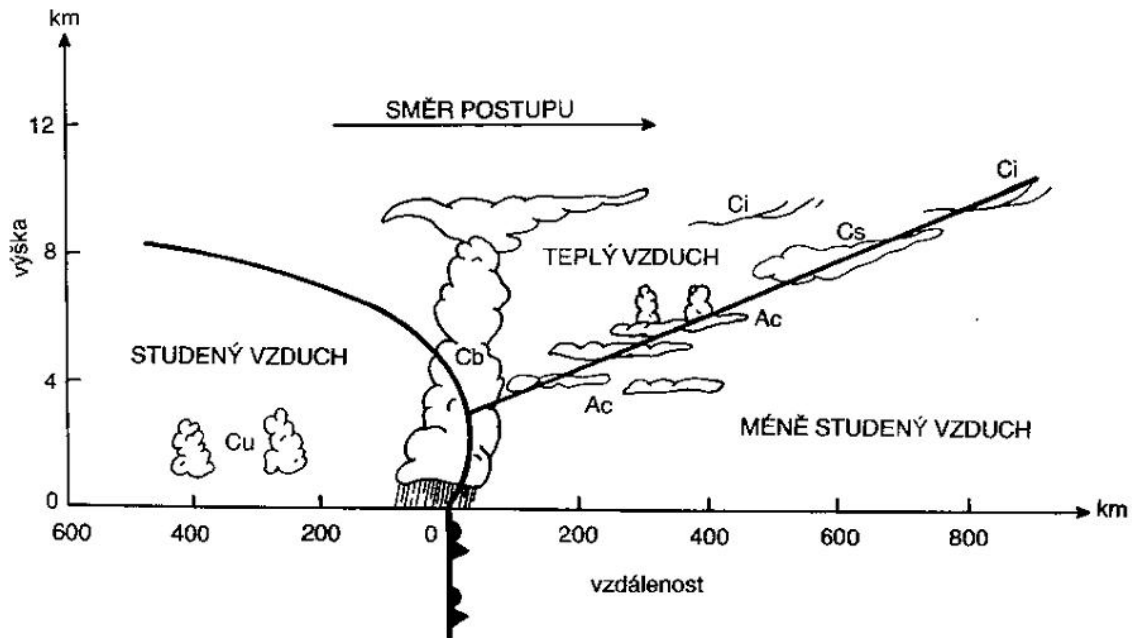
Jednotlivé charakteristiky meteorologických prvků spojené s přechodem studené fronty zobrazuje tab. 4.2.

Tab. 4.2 Ráz počasí spojený se studenou frontou, zpracováno podle Ahrens, 2007

meteorologický prvek	stav před frontou	stav při přechodu fronty	stav po přechodu fronty
vítr (směr)	J a JZ	proměnlivý, nárazovitý	Z a SZ
teplota	tepleji	pokles	stálý pokles
tlak	klesající tendence	nízké hodnoty s následným nárůstem	rostoucí tendence
oblačnost	Ci a Cs, poté Cu či Cb	Cu či Cb	Cu
srážky	krátkodobé přeháňky	bouřky, silné dešťové nebo sněhové přeháňky	postupně ustávající
dohlednost	dobrá	zhoršená, ale zlepšující se	dobrá
rosný bod	rostoucí tendence	–	klesající tendence

Okluzní fronta

Okluzní fronta patří mezi podružné fronty a představuje rozhraní, kdy studený vzduch postupuje za teplým, a protože je rychlejší, vytlačí teplý vzduch do výšky.



Obr. 4.3a Schéma studené okluzní fronty, zdroj: Pejmal, 1971

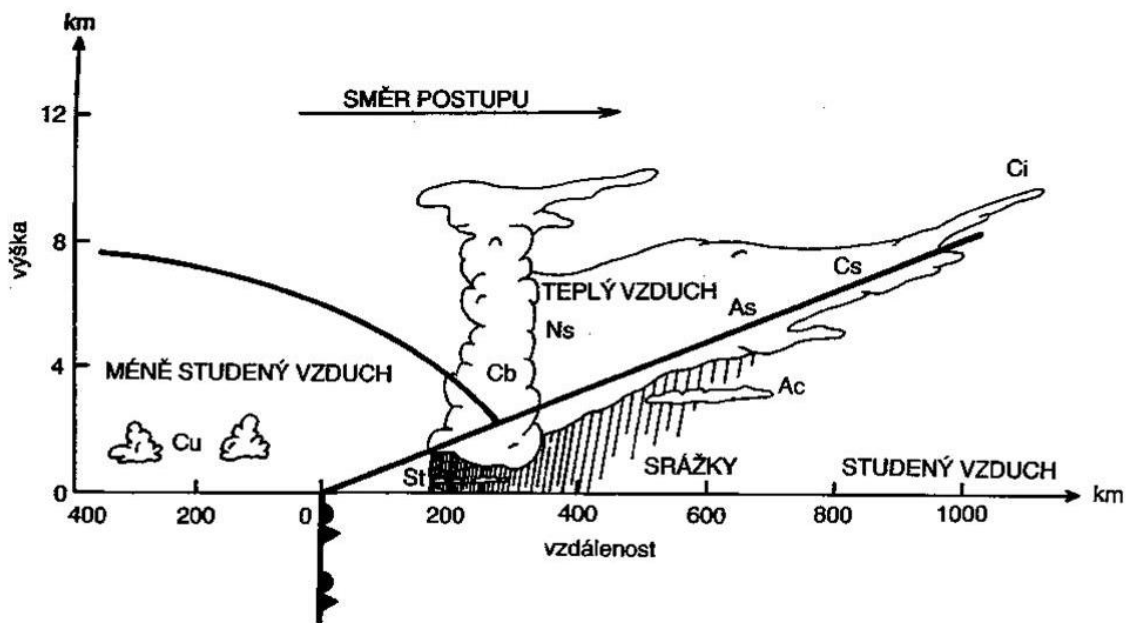
Tento stav, kdy splývají vzduchové fronty, se označuje jako **okludování**. S ohledem na teplotní poměry studené vzduchové hmoty rozlišujeme teplou a studenou okluzní frontu (obr. 4.3 a, b).

Teplá okluzní fronta představuje situaci, kdy studený vzduch postupující za studenou frontou je teplejší než ten, který před teplou frontou ustupuje.

Studená okluzní fronta představuje opak a v našich zeměpisných šířkách je běžnější v létě. Ráz počasí spojený s okludováním dokumentuje tab. 4.3.

Tab. 4.3 Ráz počasí spojený s okluzní frontou, zpracováno podle Ahrens, 2007

meteorologický prvek	stav před frontou	stav při přechodu fronty	stav po přechodu fronty
vítr (směr)	J a JV	proměnlivý	J a JZ
teplota			
studená okluze	chladněji	pokles	chladněji
teplá okluze	chladněji	nárůst	tepleji
tlak	očekávaný pokles	nízké hodnoty	rostoucí tendence
oblačnost	Ci → Cs → As → Ns	Ns (Cu či Cb)	Ns, As, roztrhané Cu
srážky	děšť s různou intenzitou	přeháňky, s různou intenzitou	děšť beze srážek, mírný děšť či přeháňky
dohlednost	zhoršená během srážek	zhoršená během srážek	postupné zlepšení
rosný bod	stálá hodnota	pokles při studené okluzi	pokles, při teplé okluzi nárůst



Obr. 4.3b Schéma teplé okluzní fronty, zdroj: Pejmal, 1971

4.1.2 Základy synoptické meteorologie a předpovědi počasí

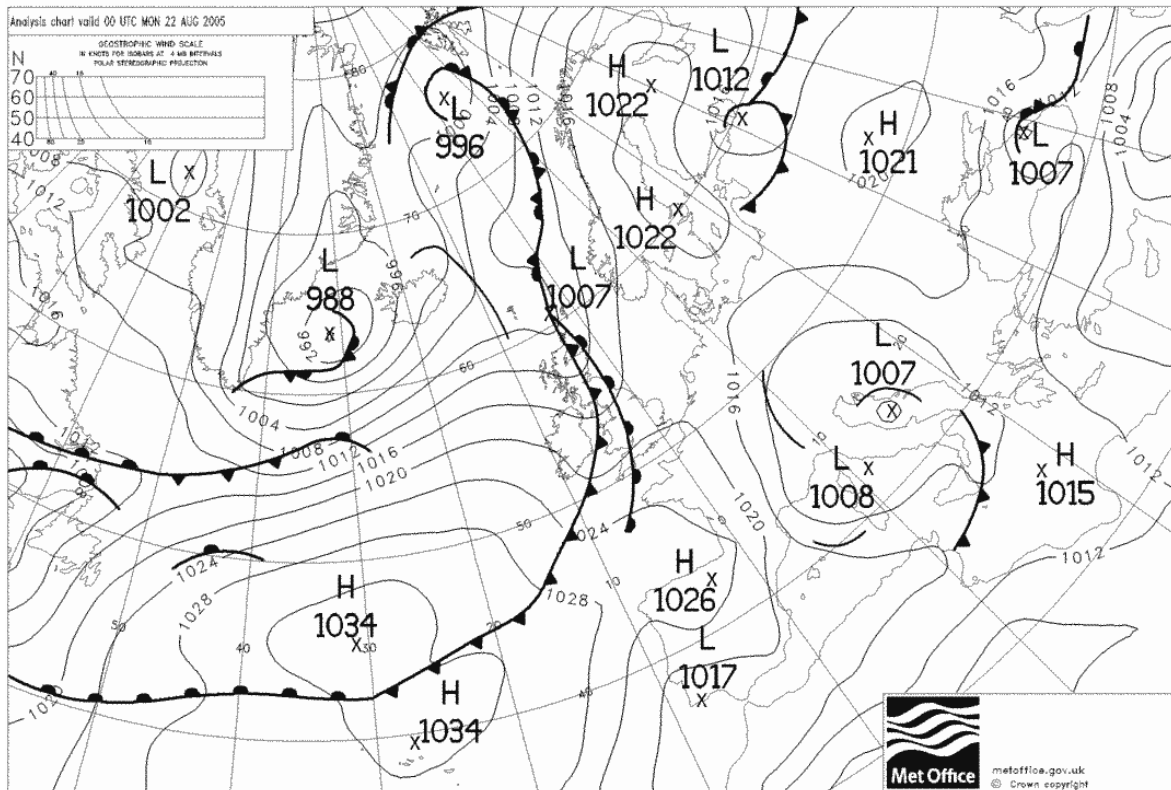
Synoptická meteorologie se zabývá na úrovni makroměřítka studiem atmosférických jevů a procesů. Zjištěné informace jsou s pomocí smluvených znaků (př. staniční kroužky) zaznamenány do **synoptické (povětrnostní) mapy**. Jejich analýzou můžeme sledovat vznik, vývoj a přemísťování cyklón a anticyklón, vzduchových hmot a atmosférických ploch a předpovídat tak počasí. Synoptické mapy nezobrazují pouze sledované skutečnosti v jedné výšce, ale díky aerologickým měřením, meteorologickým radiolokátorům a meteorologickým družicím naopak v různých tzv. **izobarických hladinách**. Informace z uvedených zdrojů zakódované do **synoptických depeší** (př. SYNOP, INTER, TEMP, AERO aj.) jsou za použití staničních kroužků (obr. 4.4) překreslovány do podkladových map.



Obr. 4.4 Schéma staničního kroužku, zdroj: <http://www.aeroweb.cz>

Synoptické mapy můžeme rozdělit na přízemní a výškové synoptické mapy. Přízemní synoptické mapy obsahují údaje z přízemních meteorologických měření a pozorování, které probíhají v hlavních termínech (00.00, 06.00, 12.00 a 18.00 hodin světového času) a vedlejších termínech (03.00, 09.00, 15.00 a 21.00 hodin světového času). Zjištěná data o přízemní teplotě, tlaku a proudění vzduchu umožní identifikovat

polohu hlavních synoptických objektů. **Výškové synoptické mapy** zobrazují již zmíněné meteorologické prvky zjištěné na základě aerologických pozorování, které probíhají v 00.00 a 12.00 hodin světového času.



Obr. 4.5 Synoptická mapa, zdroj: <http://www.metoffice.gov.uk>

Synoptická analýza představuje porovnání údajů zjištěných ze synoptických map. Základními principy takové analýzy je zejména komplexnost, trojrozměrnost a časová následnost.

Komplexností se bere v úvahu vzájemná spojitost a podmíněnost analyzovaných charakteristik počasí, kdy jsou hodnoty jedné a té samé charakteristiky porovnávány na různých místech, v různých výškách a v určitém čase.

Trojrozměrnost rozšiřuje pozorování hodnot různých meteorologických charakteristik do několika různých výškových hladin a napomáhá tak porozumět podmíněnosti počasí s výškově proměnlivými hodnotami meteorologických prvků.

Časová následnost zahrnuje porovnávání hodnot meteorologických charakteristik v časových okamžicích jdoucích po sobě, čímž lze velmi dobře sledovat jejich vývoj v čase.

V případě nedostatku dat z určitého území využívá synoptická meteorologie interpolaci a extrapolaci hodnot. Interpolaci lze získat chybějící údaje uvnitř území, v němž jsou některé hodnoty známy, extrapolací pak dopočet předpokládané hodnoty meteorologického prvku za hranicemi známých hodnot.

Analýza synoptické mapy (obr. 4.5) pak může probíhat v následujících krocích:

1. určení stabilních a nestabilních vzduchových hmot na základě druhu oblačnosti a formy srážek,
2. lokalizace a identifikace frontálních poruch,
3. zakreslení linií vyjadřující hodinové tendence (pokles, vzestup) tlaku vzduchu (izalobary),
4. stanovení polohy teplé, studené a okluzní fronty,

5. zakreslení izobar (po přechodu teplé fronty jsou přímočaré či zakřivené dovnitř tlakového útvaru, po přechodu studené fronty pak opačně),
6. určení typu fronty a směru postupu izobar za předpokladu gradientového větru,
7. srovnání s výškovými mapami absolutní a relativní barické topografie.

První úplný popis dějů v oblasti tlakové níže publikoval v roce 1928 německý meteorolog Heinrich Wilhelm Dove, přičemž označení „cyklone“ použil jako první anglický kapitán Henry Piddington ve 40. letech 19. století. Označil jím všechny atmosférické poruchy, v nichž cirkuluje vítr. Pojem „cyklone“ tak měl vystihovat spirálovitý (hadí) charakter pohybu vzduchu. O cyklonách, jako o tlakových nížích takto označených ženským rodem, psal v českých zemích až meteorolog Stanislav Hanzlík. Do té doby se místo o cyklóně mluvilo o cyklónu.

Meteorologická předpověď je v podstatě úloha založená na fyzikálních zákonech a matematických vztazích, jejímž cílem je vytvořit co nejpravděpodobnější scénář nadcházejícího vývoje atmosféry. Pro úspěšnou předpověď (úspěšnost se udává v %, tj. 100 % = nejméně úspěšnější předpověď) je potřeba znát co nejpřesnější údaje aktuálního stavu atmosféry. Ty lze získat z těchto zdrojů:

1. síť pozemních stanic vysílajících každých 6 hodin (či každou hodinu) zakódovanou zprávu obsahující data o základních meteorologických prvcích: oblačnost, dohlednost, relativní vlhkost, srážky, sněhová pokrývka, teplota vzduchu, teplota rosného bodu, směr a síla větru, tlak vzduchu a tlaková tendence,
2. aerologické stanice (4 x denně ve stejný čas po celém světě, v ČR v Praze-Libuši a v Prostějově) – aerosonda je vynesena pomocí meteorologických balónů do výšky cca 32 km, kde praskne a sonda spadne na zem, a každých pět vteřin měří teplotu, vlhkost a tlak vzduchu, teplotu rosného bodu, směr a rychlost větru + několikrát do roka měření ozonu a radioaktivity v atmosféře,
3. metody dálkové detekce (meteorologické družice, meteorologické radary, systémy detekce blesků aj.)
4. podnebné charakteristiky dané oblasti.

Předpovědi počasí lze rozdělit:

1. podle období, na které je vydávána

- a) *velmi krátkodobá* (0–12 h), nowcasting (0–2 h) – využívá numerických modelů, metod dálkové detekce a klasických koncepčních synoptických modelů
- b) *krátkodobá* (1–2–3 dny) – využívá hlavně numerických modelů
- c) *střednědobá* (4–8 dnů) – využívá numerických modelů a poznatků z teorie deterministického chaosu (při zadání jen o málo odlišných hodnot může výsledná předpověď vypadat úplně jinak)
- d) *dlouhodobá* (měsíce, sezóna) – využívá znalostí vazeb mezi složkami úplného klimatického systému (př. předpověď pro jižní Ameriku s ohledem na nástup jevu El Niño či La Niña)
- e) *předpověď klimatu* (desetiletí, staletí)

2. podle účelu

- a) *všeobecná* – určená pro veřejnost, prezentovaná v médiích
- b) *speciální* – určená a přizpůsobená pro specializované uživatele (př. pro letectví, zemědělce, údržbu silnic atd.)

3. podle místa (oblasti)

- a) *oblastní* – konkrétně vymezená oblast
- b) *liniová* – pro dopravní potřebu – silniční, železniční, letecká
- c) *místní* – speciální předpověď pro konkrétní lokalitu

Mezi základní metody předpovědi počasí patří dnes již opouštěná klasická norská (frontologická) škola a nově nastupující numerické modelování. **Norská škola** představuje podle jejího zakladatele, norského meteorologa Vilhelma Bjerknese, synoptickou metodu předpovědi počasí, která je založená na teoretickém rozpracování termodynamiky a hydrodynamiky vzduchových hmot, atmosférických front, barických útvarů a všeobecné cirkulace atmosféry. Byla rozvíjena zejména v první polovině 20. století a spočívá v řešení následujících kroků:

1. analýza tlakového pole a větru při zemském povrchu v různých výškových hladinách stanovení geografické polohy synoptických objektů (cyklóny, anticyklóny, atmosférické fronty, vzduchové hmoty) a předpověď jejich pohybu,
2. předpověď vývoje synoptických objektů podle zákonitosti vývoje atmosférických procesů a jejich tendencí zjištěných při porovnávání za sebou následujících synoptických map,
3. stanovení synoptických objektů a jim odpovídajících charakteristik počasí, předpověď podmínek počasí s ohledem na denní chod meteorologických prvků,
4. zvážení vlivu lokálních faktorů.

Numerické modelování řeší již zmíněné teoretické základy termodynamiky a hydrodynamiky s využitím rovnic. Výsledkem jsou pak konkrétní modely pro předpověď počasí (v ČR např. Aladin nebo Medard).

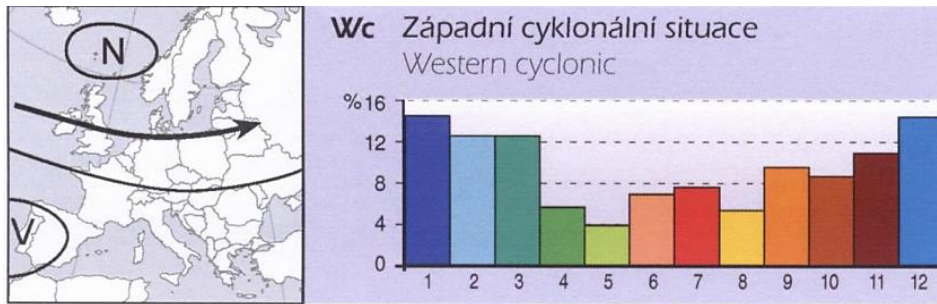
Střední Evropa patří pro svou polohu mezi oblasti, kde vývoj počasí ovlivňují různé vzduchové hmoty. Výsledkem jejich působení na naše klima je pak široká paleta různých (charakteristických) projevů počasí. Pro potřeby předpovědi počasí byla vytvořena typizace povětrnostních situací. Při tvorbě katalogu synoptických situací je potřeba respektovat zachování delších přirozených cirkulačních celků, které jsou charakterizovány směrem proudění, rozložením tlakových útvarů, různorodým přechodem front a pohybem vzduchových hmot. V zásadě lze povětrnostní situace rozdělit na cyklonální a anticyklonální. Značení synoptických situací je založeno na tvorbě zkratk z anglického pojmenování konkrétní situace (např. NWC – northwest cyclone – označuje severozápadní cyklonální situaci). Katalog synoptických situací je k dispozici na webových stránkách ČHMÚ.

4.1.3 Charakteristika vybraných typů povětrnostních situací

Jednotlivé typy povětrnostních situací jsou doplněny shrnujícím popisem a obrázkem dokumentujícím základní rozložení tlakových útvarů a grafem zobrazujícím četnost výskytu daného typu během roku.

Západní cyklonální situace

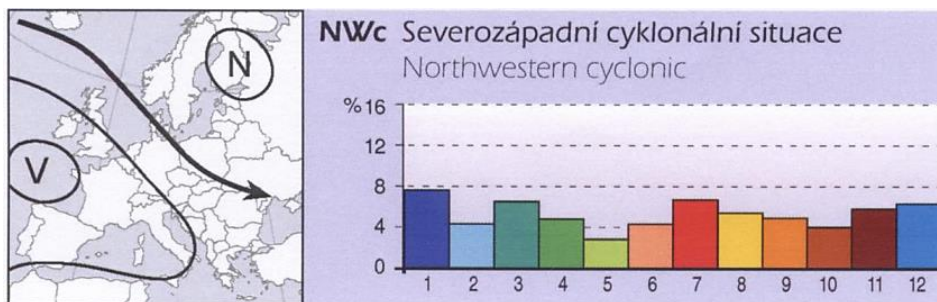
Řídícími tlakovými útvary jsou tlaková níže v oblasti Islandu, Norského moře a jižní Skandinávie a tlaková výše mezi Azorskými ostrovy a Pyrenejským poloostrovem. Nad střední Evropu tak ze západu proniká vlhký oceánský vzduch. Tím se v západním proudění vzduchu otevírá prostor pro postup frontálních systémů, které svou oblačností a srážkami ovlivňují počasí od Skandinávie až po Středomoří. Na začátku léta se na území ČR projevuje jako singularita, pojmenovaná medardovská cirkulace, nízkými denními teplotami a srážkami. V zimě pak přináší do nižších poloh teploty kolem 0 °C a smíšené srážky s oblevou (vánoční obleva), na hory pak vydatné sněžení a nižší teploty.



Obr. 4.5a Západní cyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Severozápadní cyklonální situace

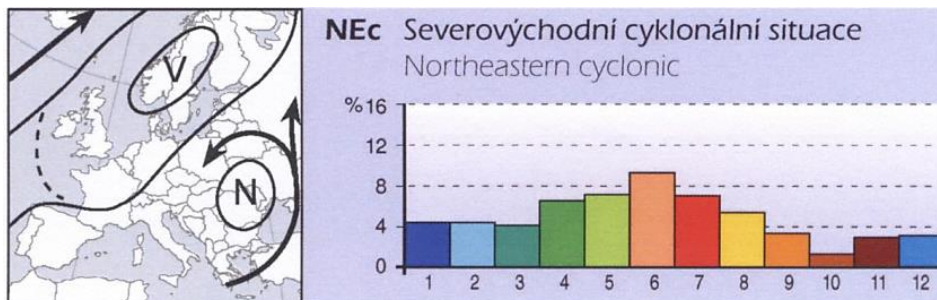
Řídicími tlakovými útvary je Azorská tlaková výše zasahující svým výběžkem až k Islandu a tlaková níže mezi jižním Norskem a Baltským mořem. Tato cyklóna pohání frontální poruchy, které postupují po přední straně výběžku tlakové výše od Grónska přes jižní Skandinávii až po střední Evropu. Výsledkem je severozápadní proudění, které do střední Evropy přináší chladné, vlhké a větrné počasí, jež se v létě projevuje nižšími teplotami a déletrvajícimi srážkami, na podzim a v zimě pak občasné sněžení s teplotami vyššími, než je dlouhodobý průměr.



Obr. 4.5b Severozápadní cyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Severovýchodní cyklonální situace

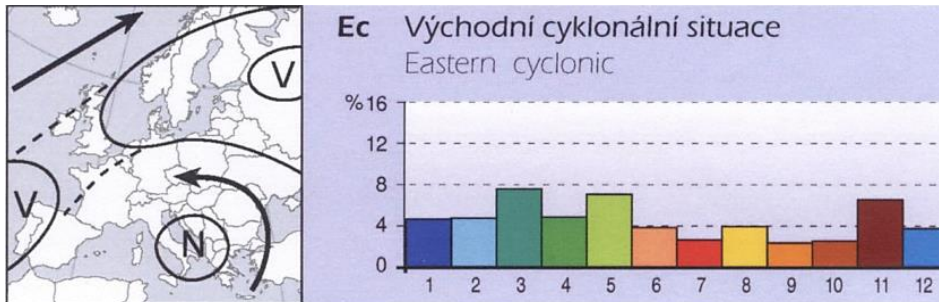
Tato situace se vyskytuje v období, kdy se výběžek Azorské tlakové výše rozšíří přes Britské ostrovy až nad jižní Skandinávii a tlaková níže se přesune do prostoru nad Balkán. Odtud může do střední Evropy proudit příliv teplého vzduchu, který s sebou přináší srážky. V případě jeho absence převládá typické severovýchodní proudění, které v létě přináší podprůměrné teploty kolem 20 °C, a v zimě pak průměrné minimální teploty druhé poloviny ledna kolem -9 °C.



Obr. 4.5c Severovýchodní cyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Východní cyklonální situace

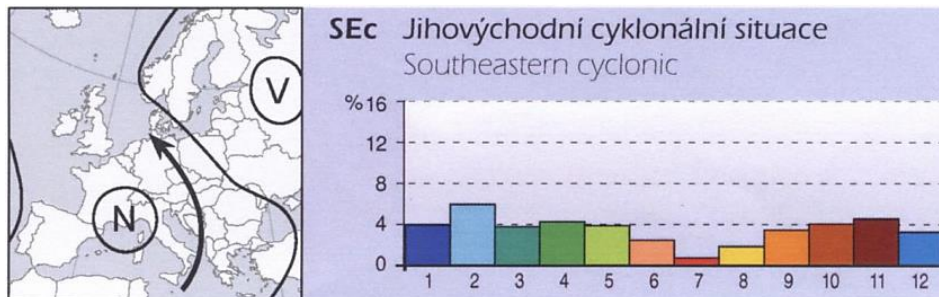
Hlavním tlakovým útvarem řídícím tuto situaci je tlaková níže nad Středozemím, přes kterou proniká teplý vzduch nad Středozemní moře a dále pokračuje přes Balkánský poloostrov do střední Evropy, a tlaková výše nad severovýchodní Evropou, která je naopak příčinou studeného východního proudění. A právě na styku těchto dvou proudění vzduchu dochází k zintenzivnění frontální činnosti, jež může dát vzniknout přívalem srážkám. Rozdíl teplot se může mezi západními Čechami a východní Moravou zvýšit až na 15 °C. S ohledem na vyšší hodnoty insolace nad Středozemním mořem během léta je pravděpodobnost výskytu východní cyklonální situace v tomto období velmi malá.



Obr. 4.5d Východní cyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Jihovýchodní cyklonální situace

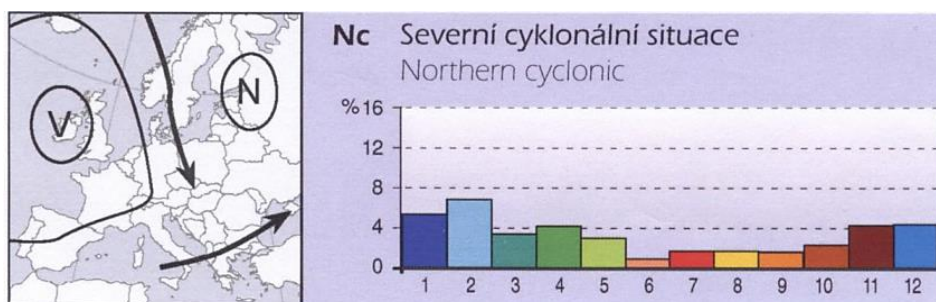
Řídícími tlakovými útvary jsou tlaková výše nad východní Evropou a brázda nízkého tlaku vybíhající z Islandské tlakové níže do Středomoří se samostatnou tvorbou centra nízkého tlaku. Z jihovýchodu se na území České republiky dostává zejména v zimě teplý vzduch doprovázený převážně okluzními frontami.



Obr. 4.5e Jihovýchodní cyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Severní cyklonální situace

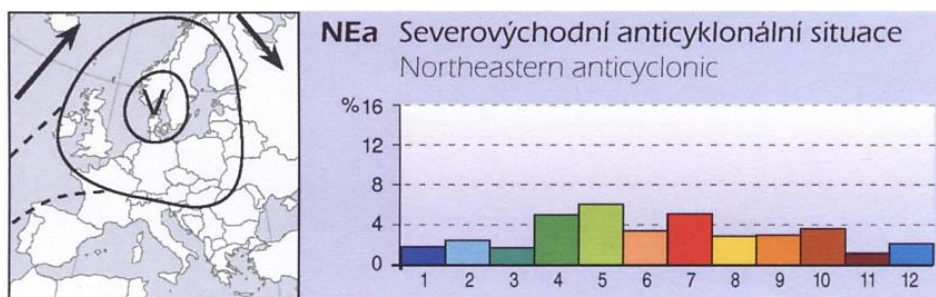
Tento typ povětrnostní situace se velmi často vyvíjí ze severozápadní cyklonální situace, kdy se tlaková níže přesouvá z jižního Norska směrem na východ až k oblasti východní části Baltského moře či jihu Finska. Azorská tlaková výše se pak vysune více k severu až do oblasti poblíž Grónska, čímž se otevře prostor pro přísun chladného vzduchu přinášející značné srážky do severních pohraničních oblastí ČR. V letním období, kdy je četnost výskytu nejmenší, dosahují průměrné maximální teploty necelých 20 °C (průměrné minimální teploty pak 10 °C). Zimní období je s průměrnými maximálními lednovými teplotami -2 °C (minimálními -6 °C) pro výskyt příznačnější.



Obr. 4.5f Severní cyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Severovýchodní anticyklonální situace

Hlavním řídicím tlakovým útvarem je mohutná tlaková výše nad Severním a Norským mořem. Islandská tlaková níže v tuto chvíli ustoupila směrem ke Grónsku. V okrajovém proudění se do České republiky dostává přes Švédsko a Finsko arktická vzduchová hmota. Její účinek je v letním období oslaben vyšší hodnotou insolace, v zimním období ovšem přináší velmi nízké teploty.

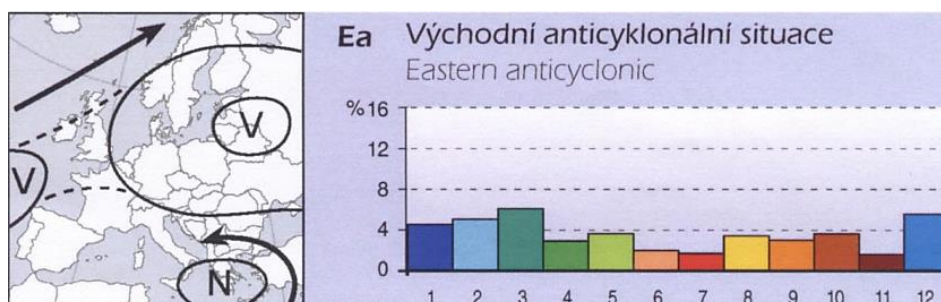


Obr. 4.5g Severovýchodní anticyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Východní anticyklonální situace

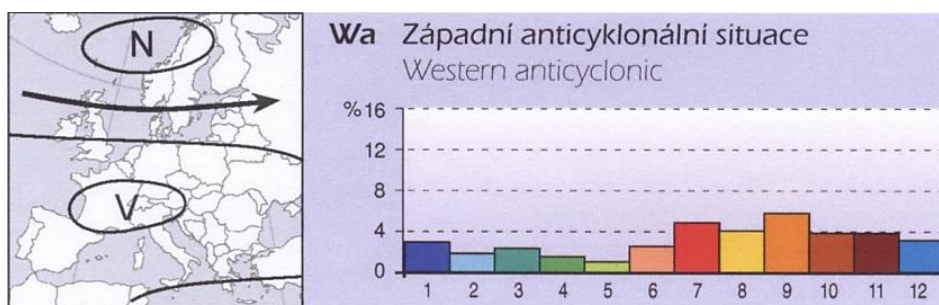
Určujícím tlakovým útvarem je tlaková výše se středem nad oblastí Baltského moře a přilehlých pobaltských republik. Tlakové níže jsou soustředěny v oblasti mezi Grónskem a Islandem a v oblasti Středoziemního moře. Převládající proudění má tedy severovýchodní až východní směr a nabývá ryze kontinentálního charakteru (většinou je suchý), protože tlaková níže nad Středoziemním mořem je slabě vyvinutá a není potřebným zdrojem vlhkého vzduchu.

Frontální systémy procházejí severně od Britských ostrovů a směřují kolem Skandinávského poloostrova jižně od Špicberků do Barentsova moře. Ve Středomoří se za letního počasí vytváří kupovitá oblačnost, oblasti Baltského a Severního moře jsou slunné. Nicméně i tak lze zejména v letním období zaznamenat srážkové úhrny, které jsou doprovázené bouřkami. Průměrná letní maxima se pohybují kolem 28 °C, zima je naopak vlivem přílivu kontinentálního arktického vzduchu velmi studená (průměrná lednová maxima kolem -4 °C).

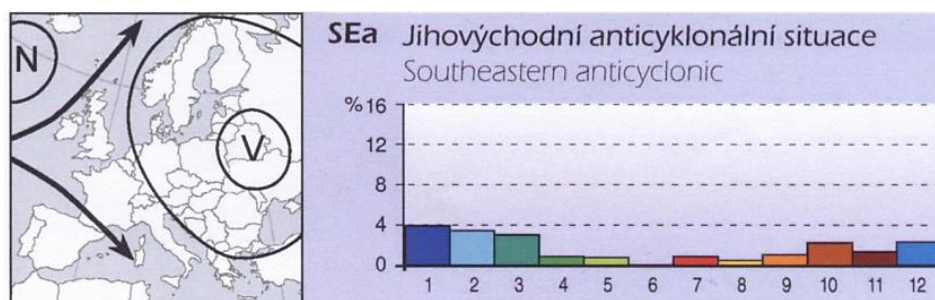


Obr. 4.5h Východní anticyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007**Západní anticyklonální situace**

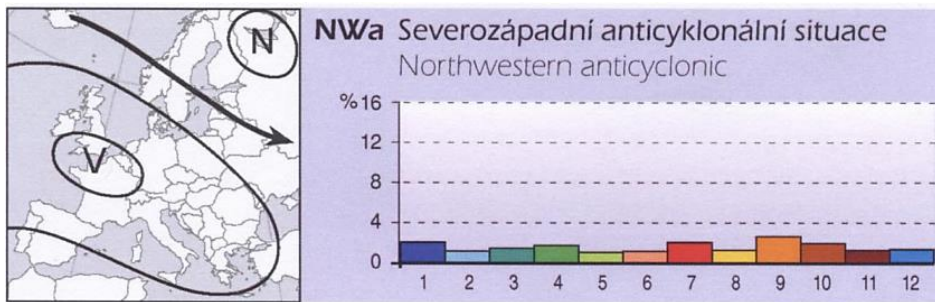
Hlavními řídicími tlakovými útvary jsou islandská tlaková níže v prostoru mezi Grónskem – Islandem a Norským mořem a Azorská tlaková výše rozprostírající se od Azor přes Biskajský záliv až nad Balkán a Ukrajinu. Právě severně vysunutá tlaková výše nedovoluje frontálním systémům proniknout hlouběji do střední Evropy. V letním období můžeme očekávat průměrné denní teploty kolem 25 °C, na podzim mlhy a inverzní oblačnost, v zimě pak jen slabší mrazy okolo -5 °C.

**Obr. 4.5i** Západní anticyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007**Jihovýchodní anticyklonální situace**

Řídicím tlakovým útvarem je v prostoru východní Evropy mohutná tlaková výše se středem nad Ukrajinou. Frontální zóna směřující do severní a jižní Evropy je dále spoluutvářena různou polohou tlakové níže západně od Islandu. Zmíněná tlaková výše tak blokuje postup jakýchkoliv frontálních systémů a určuje ráz počasí ve střední a východní Evropě. Vzduch proto zůstává poměrně suchý a vlivem zahřívání povrchu v létě velmi teplý (průměrná červencová denní maxima kolem 29 °C), v zimě naopak rychlým ochlazením velmi studený (lednové teploty jsou v průměru kolem -5 °C). V důsledku nahuštění proudnic vzduchu mezi Alpami a Karpaty můžeme očekávat vyšší rychlost vzduchu, která v zimě představuje nebezpečí namrzání přechlazených vodních kapiček mlhy a vzniku dopravních nehod.

**Obr. 4.5j** Jihovýchodní anticyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007**Severozápadní anticyklonální situace**

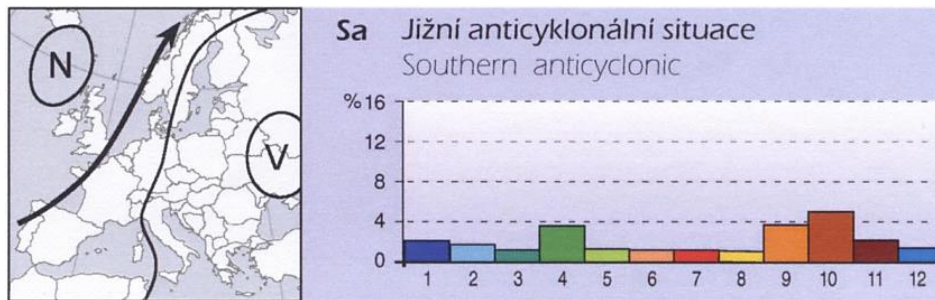
Určující Azorská tlaková výše se rozkládá v jihozápadní části Evropy se středem nad kanálem La Manche. Tlaková níže se středem nad Bílým mořem se pak rozprostírá v severní a severovýchodní Evropě. Směrem od Islandu přes Velkou Británii postupují k jihovýchodu frontální systémy, které výrazněji zasahují severovýchod České republiky. Jejich účinek se projevuje nižšími teplotami (maximální červencové teploty 22 °C, maximální lednové teploty 3 °C), polojasným počasím a možnými přeháňkami.



Obr. 4.5k Severozápadní anticyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Jižní anticyklonální situace

Pole určující tlakové výše je tvořeno mohutným hřebenem vysokého tlaku vzduchu sahajícího ze severní Afriky do střední a východní Evropy. Frontální zóna formovaná dále brázdou nízkého tlaku směřující z Norského moře přes Britské ostrovy do Biskajského zálivu probíhá od Pyrenejského poloostrova přes jižní Británii směrem k Barentsovu moři.



Obr. 4.5l Jižní anticyklonální situace, zdroj: Atlas podnebí Česka, 2007

Střední Evropa je tak pod vlivem teplého vzduchu od jihu až jihovýchodu, který v létě přináší vysoké teploty (tropická vedra) a v zimě tání sněhu a teplotní inverze.

Z dalších typů povětrnostních situací zmíníme jen **jihozápadní anticyklonální situaci (SWa)**, jejímiž hlavními řídicími tlakovými útvary jsou tlaková výše nad střední a východní Evropou a tlaková níže se středem jižně od Islandu. Od Azorských ostrovů je otevřen prostor pro příliv teplého vzduchu (letní maxima kolem 30 °C, zimní maxima 2 °C), který se tak dostává téměř do celé Evropy. Oproti tomu **jihozápadní cyklonální situace (SWc)** představuje s ohledem na značnou proměnlivost danou postupem studené fronty přes Alpy do střední Evropy tu nejsložitější povětrnostní situaci.

4.2 Všeobecná cirkulace atmosféry

Globální (planetární) cirkulaci atmosféry popisujeme systém pravidelného vzdušného proudění na úrovni makroměřítka (zasahuje nad kontinenty i oceány), který se odehrává mezi zemským povrchem a spodní mezoférou. Jako každý systém má i tento svůj zdroj energie a faktory, které ho utvářejí. Hlavním zdrojem, který působí jako hnací motor celého systému je sluneční záření. Cirkulující vzduch je pak dále usměřován rotací Země (respektive Coriolisovou silou), heterogenitou zemského povrchu a tření o něj, vertikálním teplotním gradientem, rozměrem zemské atmosféry aj.

Budeme-li uvažovat generalizované modely cirkulace, můžeme začít s představou nerotující Země s homogenním (stejnorodým) povrchem. V tomto případě by se intenzita slunečního záření snižovala od rovníku k pólům a vytvořila by se termicky podmíněná oblast nízkého tlaku vzduchu na rovníku a vysokého tlaku vzduchu na pólech. Mezi těmito tlakovými oblastmi by existovala jednoduchá cirkulační buňka,

ve které by teplý vzduch vystupoval v oblasti rovníku a ve vyšších výškách by odtékal k pólům, kde by následně sestoupil a jako studený vzduch proudil při zemském povrchu zpět k rovníku.

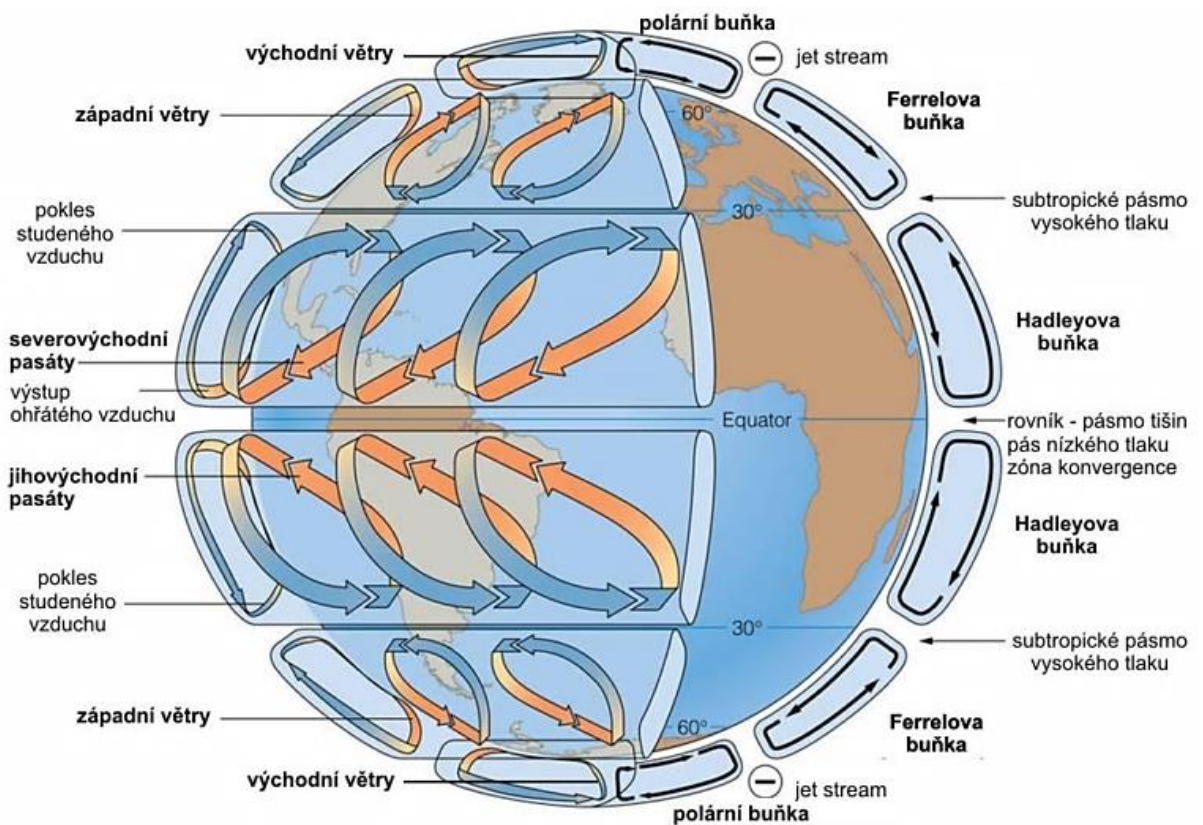
Přidáme-li k tomuto modelu i zemskou rotaci, začne na pohybující se vzduch působit její Coriolisova síla, která způsobí odchytku výškového proudění vzduchu (kolem 30° zeměpisné šířky asi o 90°) směřujícího na sever a na jih od rovníku. V blízkosti 30° severní a jižní šířky by tak docházelo k hromadění vzduchu s následným zvýšením tlaku vzduchu a vznikem dynamicky podmíněného pásu vysokého tlaku v oblasti subtropů. V mírných šířkách by se následně jako přechodné pásmo vytvořil pás nízkého tlaku. Výměna vzduchu by tedy byla podmíněna horizontálním tlakovým gradientem mezi jednotlivými tlakovými oblastmi, což by vedlo k vytvoření tří cirkulačních buněk (rovník – subtropické oblasti, subtropické oblasti – mírné šířky, mírné šířky – polární oblasti). Skutečné rozložení tlakových útvarů však není tak jednoznačné a celkový mechanismus cirkulace je tím daleko složitější. Kromě popsaných parametrů je totiž potřeba brát v úvahu také různorodost zemského povrchu – rozložení pevnin a oceánů, tření o zemský povrch a v neposlední řadě také posun termického rovníku. Celkově tak nelze na zjednodušený model všeobecné cirkulace vzduchu nahlížet jako na stálou situaci, ale je potřeba ji zohlednit s ohledem na konkrétní území.

K základním **zákonitostem všeobecné cirkulace atmosféry** náleží:

1. převážně vírový charakter pohybu vzduchu (např. cyklonální proudění),
2. převaha horizontálních pohybů nad vertikálními,
3. převaha zonálního proudění (ve směru rovnoběžek) nad meridionálním,
4. proměnlivost atmosférické cirkulace a jejích složek,
5. změny směru a rychlosti proudění od vrstvy k vrstvě,
6. převládající západní přenos vzduchu v troposféře a spodní stratosféře v mírných šířkách (tření je zanedbatelné a projevuje se vliv Coriolisovy síly).

S ohledem na nastíněný model všeobecné cirkulace atmosféry můžeme planetární cirkulaci vzduchu idealizovat formou tří buněčného systému (obr. 4.6, 4.7), ve kterém rozlišíme:

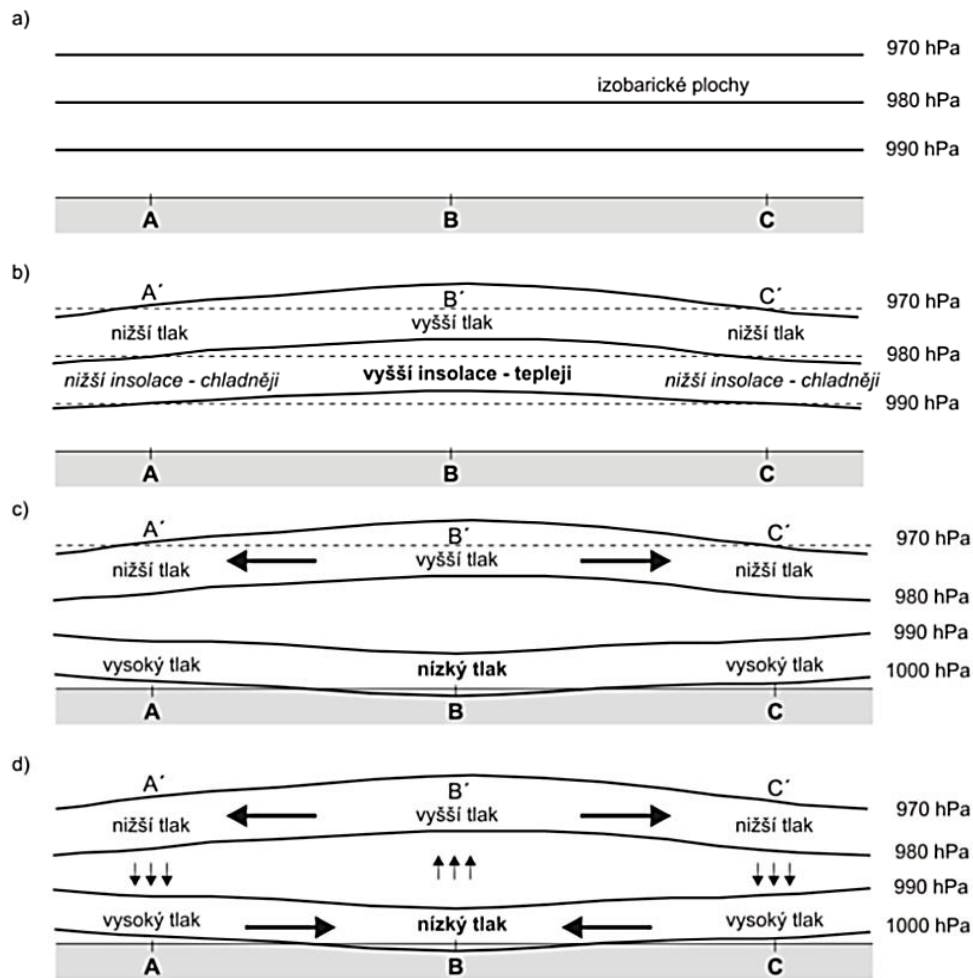
1. cirkulaci tropických šířek, tzv. **Hadleyovu buňku**,
 - pasátová cirkulace
2. cirkulaci mírných šířek, tzv. **Ferrellovu buňku**,
 - západní proudění
3. cirkulaci polárních oblastí, tzv. **polární buňku**
 - východní proudění.



Obr. 4.6 Schéma všeobecné cirkulace atmosféry

4.2.1 Cirkulace tropických šířek

Hlavní hybnou silou tropické cirkulace je stálý rozdíl průměrných teplot mezi rovníkovými a subtropickými oblastmi a tím i rozdíl tlaku vzduchu. Obrázek 4.7 (situace a–d) dokumentuje princip vzniku tropické cirkulační buňky. Mějme tedy tři oblasti B (rovník) a A, C (obratníky), ve kterých by za stejných podmínek insolace byly jednotlivé izobarické plochy ve stejné nadmořské výšce (a). V oblasti rovníku (oblast B) se však v důsledku vysokých hodnot insolace ohřívá vzduch, přičemž se zvětšují vzdálenosti mezi molekulami (vzduch se rozpíná) a na jednotku objemu tak připadá méně molekul vzduchu. Tím je vzduch lehčí a stoupá. Ve větších výškách se hromadí více vzduchu, izobarické plochy se vyklenují směrem nahoru a tlak vzduchu se zde zvyšuje (b). Naopak při povrchu se hodnota tlaku vzduchu snižuje a kolem rovníku vzniká pásmo nízkého tlaku vzduchu. V okolí obratníků (oblasti A a C) je v důsledku nižších hodnot insolace relativně chladněji a ve větší nadmořské výšce se tak vytváří oproti situaci nad rovníkem vrstva s nižším tlakem vzduchu. Ve stejné nadmořské výšce proto můžeme v poloze **B'** naměřit hodnotu mezi 970–980 hPa, kdežto v polohách **A'** a **C'** hodnotu nižší než 970 hPa. Tím se mezi polohami $B' \rightarrow A'$ a $B' \rightarrow C'$ vytváří tlakový gradient podmiňující pohyb vzduchu (c). Ohřátý vzduch, jehož výstup do výšky asi 12–14 km je bezprostředně doplněn vznikem kupovité oblačnosti dotující rovníkové oblasti každodenními dešti, se tak roztéká se na obě polokoule. Během výstupu se ochlazuje podle vertikálního teplotního gradientu a při horní hranici troposféry se tak teplota vzduchu pohybuje kolem -60 °C. Cirkulace dále pokračuje pohybem studeného vzduchu do vyšších zeměpisných šířek (**antipasáty**). V oblasti obratníků dochází k hromadění studeného a tedy těžšího vzduchu a k následnému sestupu (subsidence). Tím se nad zemským povrchem vytváří pásmo vysokého tlaku, odkud vzduch proudí při povrchu zpět směrem k pásmu nižšího tlaku (oblast B) u rovníku jako **pasátové proudění** (d). Předpokládaný severojižní směr je však ovlivněn Coriolisovou silou a na severní polokouli nabývá severovýchodního a na jižní polokouli jihovýchodního směru. V oblasti rovníku dochází opět k zahřátí vzduchu a jeho výstupu, čímž se Hadleyova buňka uzavírá (obr. 4.8).

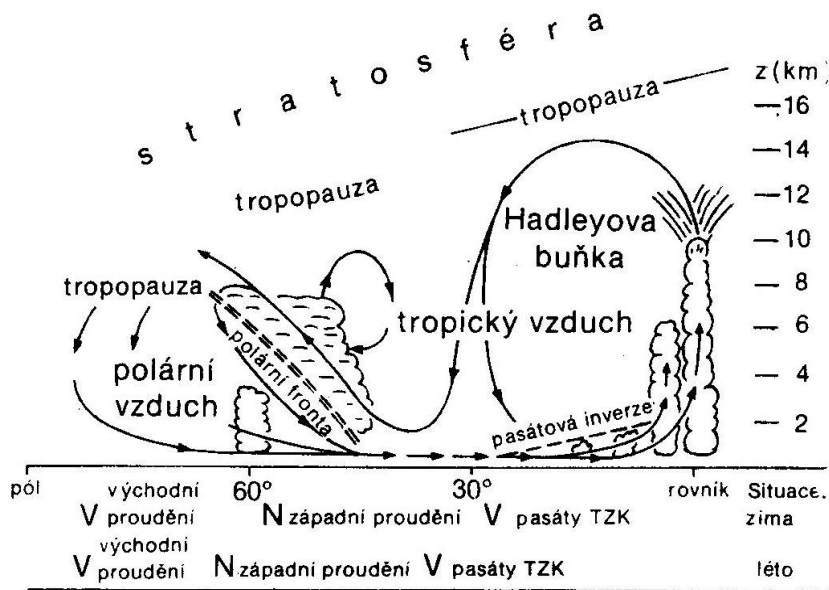


Obr. 4.7 Schéma vzniku konvekčního proudění vzduchu v tropické Hadleyově buňce, upraveno podle Strahler, 2006

Vzhledem k nepoměrnému rozložení pevnin a oceánů existuje takto popsaná cirkulace po celý rok pouze v Tichém a Atlantském oceánu. Hlavními složkami tropické cirkulace jsou: **tropická zóna konvergence**, **pasátové proudění**, **monzunové proudění**, **tropické cyklóny**.

Tropická zóna konvergence

Tropická zóna konvergence (TZK) představuje pásmo nízkého tlaku ekvatoriálních šířek, kde dochází k setkávání (konfluenci) pasátového proudění a výstupu vzduchu spojeného se vznikem kupovité oblačnosti. V této oblasti je bezvětří, nebo zde vanou pouze slabé proměnlivé větry, proto se jí také říká **rovníkové pásmo tišin** (kalmové pásmo). Specifickým znakem této 200–300 km široké zóny je asymetrie v rozložení oblačnosti a srážek. TZK totiž není pásmem, v jehož středu je po celý rok geografický rovník, ale během roku se v závislosti na výšce Slunce nad obzorem posouvá za termickým rovníkem. V letním období se přesouvá k vyšším hodnotám insolace na severní polokouli a v zimním období převážně na jižní polokouli. Vzhledem k vyšší průměrné teplotě severní polokoule sahá do vyšších zeměpisných šířek právě tam (v červenci v západní Africe až ke 20° s.š. a v Asii ke 30° s.š.). Při porovnání jejího průběhu zjistíme, že na západní polokouli vykazuje během roku daleko menší pohyb napříč zeměpisnou šířkou, než je tomu na východní polokouli.



Obr. 4.8 Schematický poledníkový řez cirkulací zemské polokoule, zdroj: Netopil, 1984

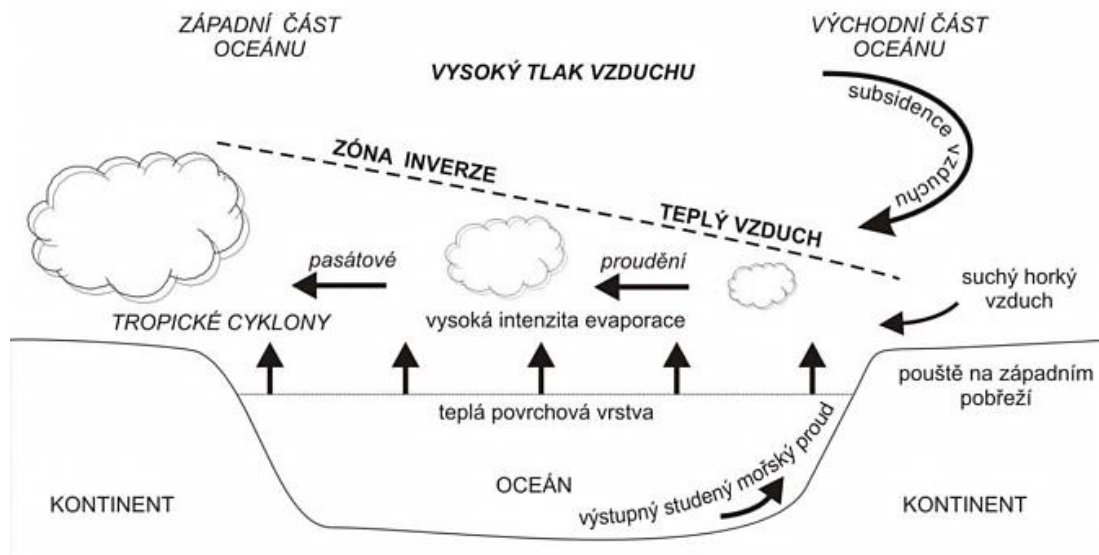
Nachází-li se TZK v oblasti geografického rovníku, můžeme zde rozlišit dvě vnější a jednu vnitřní zónu. Vnější zóny jsou charakteristické přítomností kupovité oblačnosti a intenzivními srážkami, zatímco ve vnitřní zóně dochází jen ke slabé konvergenci, někdy s přítomnými západními větry. V případě výskytu východního proudění se může vytvářet sestupné proudění, které roztrhává oblačnost. Je-li však TZK vysunuta více na severní polokouli (př. v západní Africe), vytváří se kolem jádra zóny pásmo tišin následované 300–600 km širokým srážkovým pásem. Protože však pasáty jižní polokoule přecházejí rovník (následují pásmo nízkého tlaku okolo termického rovníku), stáčí se vlivem Coriolisovy síly doprava a jižně od základní polohy TZK se vytváří **druhotná zóna konvergence**.

Pasáty

Označení pasát pochází ze španělsko-arabského slova *pasada*, které označuje převoz (pro plachetnice) a odedávna je k obchodování využívali mořeplavci (odtud anglický výraz *trade winds* – obchodní větry). Znalostí jejich proudění využil také Kryštof Kolumbus při plavbě do Indie přes Atlantský oceán. Pasáty představují pravidelné vzdušné proudění, které probíhá mezi subtropickou oblastí vysokého tlaku a rovníkovou oblastí nízkého tlaku. V oblasti sestupu vzduchu mezi obratníky a 30° zeměpisné šířky vane pouze slabý proměnlivý vítr. V koloniálním období působila tato oblast mořeplavcům velmi nepříjemné podmínky, zejména přestal-li vítr vát úplně a lodě se ani nepohnuly potřebným směrem. V dobách, kdy se přeplavovali koně, muselo dojít až na nejhorší, a to na shazování koní přes palubu z důvodu šetření pitnou vodou. Proto se této oblasti začalo mezi mořeplavci říkat *koňské šířky*. Na severní polokouli vanou pasáty vlivem uchylující síly rotace severovýchodním směrem, na jižní polokouli pak jihovýchodním směrem. I když se jedná o pravidelné větry, nelze jejich výskyt plošně zjednodušovat na celou oblast mezi obratníky. Stále vanou nad oceány, ale nad pevninami je jejich výskyt omezen charakterem reliéfu. Proto například mezi severovýchodní Afrikou a Arabským poloostrovem nevanou v červenci větry převažujícím severovýchodním směrem, ale spíše západním až severozápadním, čímž se přehřátý a suchý vzduch dostává ze Středomoří přes severní Afriku až k Indii (tzv. etésiové větry). Na krajinu tak mají pasáty důležitý vliv, protože do cílových oblastí přinášejí podmínky z místa jejich vzniku. Jihovýchodní pasát vzniká v celé své šíři převážně nad oceánem, proto do pobřežních či ostrovních oblastí přináší vlhký vzduch s mírnými teplotami. Oproti tomu severovýchodní pasát vanoucí na severní polokouli přináší různorodé podmínky. V severní Africe je v důsledku jeho vzniku nad přehřátou pevninou horký a suchý. Na karibské pobřeží jižní Ameriky však vane

opět z oceánu a přináší tak na pevninu srážky. V pasátovém proudění lze vertikálně vymezit 3 vrstvy. Vrstva spodních pasátů dosahující výšky od 500 m v subtropických oblastech až do 2500 m v blízkosti rovníku se nad oceány směrem k rovníku postupně otepluje. Vrstva pasátové inverze dosahuje v okolí mocnosti kolem 1 km a její vznik souvisí s prvotním oteplováním při sesedání v oblasti subtropů a následným ochlazením od hladiny oceánu či relativně chladnější pevniny v zimě. Nejvýrazněji je tak inverze vyvinuta v zimě nad východními částmi oceánů, kde tečou studené mořské proudy. Přítomnost pasátové inverze brání vývoji kupovité oblačnosti, proto jsou zde srážky krátkodobé, nebo vůbec žádné. V průměru do výšky 6 km v subtropích a 10 km v blízkosti rovníku sahá vrstva horních pasátů. Jedná se o vzduch pohybující se východním směrem, který je v dané výškové hladině stabilnější, ale zato sušší.

V oblasti vzniku pasátového proudění se také setkáváme se situací, kdy na západních pobřežích kontinentů okolo obratníků dochází navíc v důsledku výstupu studených mořských proudů ke vzniku pouštních oblastí (obr. 4.9).



Obr. 4.9 Klimatické rozdíly mezi západními a východními částmi oceánů v oblastech pasátového proudění.

Ve východních částech oceánů (na západních pobřežích kontinentů) sestupuje vzduch z oblasti tlakové výše daleko rychleji než v západních částech oceánů. Tím se adiabaticky oteplí, ale nenabere vláhu, protože má tendenci vlhký vzduch vznikající evaporací hladiny oceánu tlačit k povrchu mořské hladiny (poloha zóny inverze). Nedojde tak k jeho nasycení vodními parami. Potenciální srážky, které se v přilehlých oblastech vytvoří, dosáhnou v důsledku výstupu studených mořských proudů hladiny kondenzace dříve, než dorazí na kontinent. Na pobřeží, které je pod vlivem suchého a horkého vzduchu z pevniny, se tak většinou dostává pouze mlhy. Oproti tomu v západních částech oceánů (na východních pobřežích kontinentů) je situace opačná a evaporací vzniklá oblačnost má prostor pro vznik srážek. Vlivem pasátového proudění, termické nestability atmosféry a vysoké intenzity evaporace se zde vytvářejí podmínky pro vznik tropických cyklón.

Antipasáty

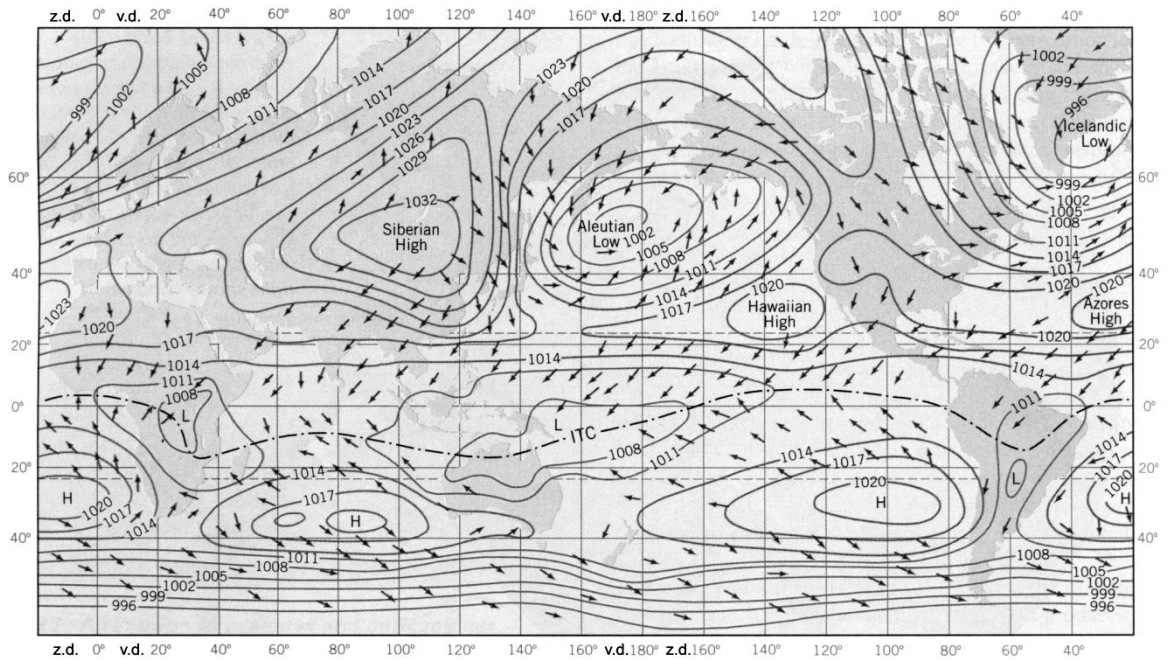
V rámci tropické cirkulace se toto označení využívalo pro odtok vzduchu z oblasti rovníku do subtropických šířek ve výšce 6 km (okolí obratníku) až 12 km (rovník). Skutečné proudění je však od tohoto realizovaného poněkud odlišné a nejlépe připomíná proudění nad západními částmi oceánů. Svůj charakter si antipasáty zachovávají je v rozmezí 16–20° zeměpisné šířky. Mimo to se v rámci tropické cirkulace vyskytuje mezi

30–35° s.š. a 25–30° j.š. ve výškové hladině 200 hPa **subtropický jet stream** (vysokorychlostní proudění se silnými západními větry) a okolo 10° s.š. a 10–20° j.š. **tropický jet stream** se silnou východní složkou proudění, který je omezen jen na letní období v oblasti jihovýchodní Asie, Indii a Africe.

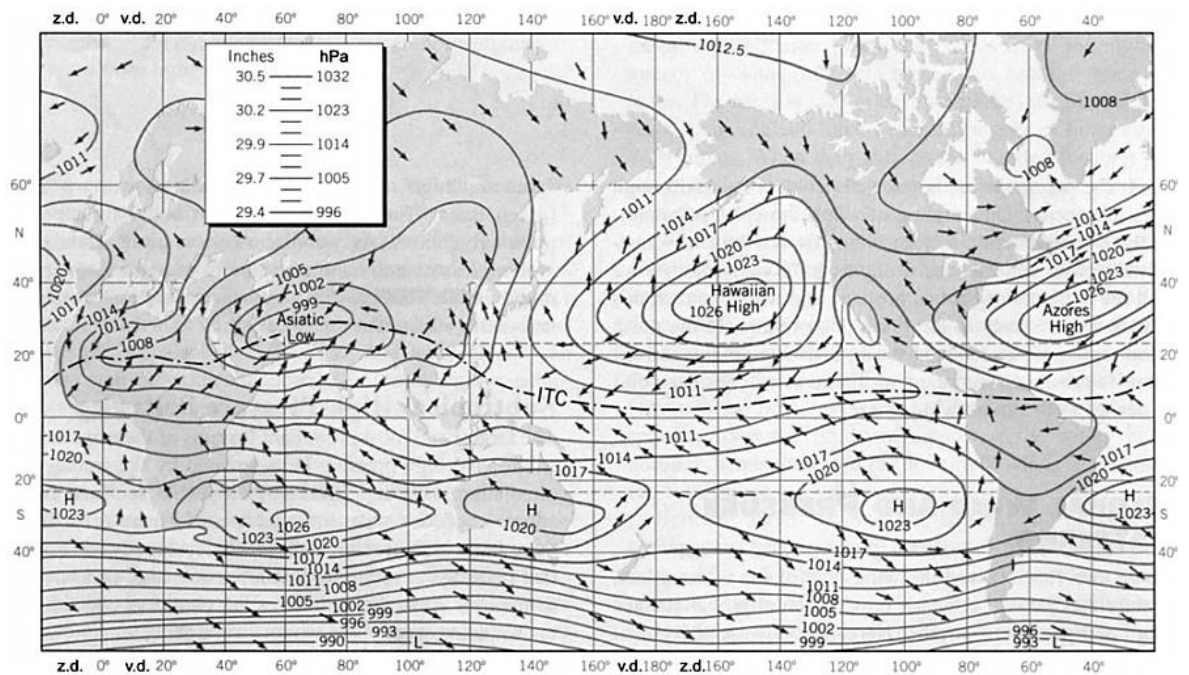
Monzunové proudění

Monzuny (z arabského *mausin* – sezóna, roční doba) představují celoroční stálé proudění vzduchu sezónního charakteru. Jejich vznik je podmíněn různorodým zahříváním aktivního povrchu a tak vytvářením termicky podmíněných tlakových oblastí. V letním období (duben–září) se pevnina zahřívá rychleji než oceán, proto se nad ní vytváří oblast nízkého tlaku vzduchu a nad oceánem pak vysokého tlaku vzduchu. Vzduch má tendenci podle horizontálního tlakového gradientu proudit z oblasti tlakové výše do oblasti tlakové níže a proudí tak z oceánu na pevninu, na kterou přináší mírné teploty a srážky. Zimní monzun pracuje na podobném principu s tím rozdílem, že se během zimy (říjen–březen) pevnina rychleji ochladí než oceán a vytváří se tak nad ní oblast vysokého tlaku vzduchu, kdežto nad oceánem nízkého tlaku vzduchu. Vzduch proto v zimním období proudí z pevniny na oceán a na pobřežní oblasti přináší chladnější teploty a minimum srážek. Nejvíce z toho schématu proudění získají ostrovní oblasti ne příliš vzdálené od pevniny, protože jim i zimní monzun přináší srážky, které získal cestou přes přilehlou část oceánu. V jistém ohledu představuje monzunové proudění logické schéma, které je možné uskutečnit kdekoliv na Zemi, kde nastanou podobné podmínky. Proto nejsou monzuny výhradně doménou jižní, jihovýchodní a východní Asie, ačkoliv je zde jejich chod nejzřetelněji vyjádřen. Můžeme se tak s nimi setkat také v rovníkové a jižní Africe, severní a jižní Austrálii, západní části severní Ameriky v jisté obměně i v Evropě a jinde. Zaměříme-li se však detailněji na příčiny a průběh vzniku tropických monzunů v Asii, zjistíme, že ani zde nelze podmínky vzniku tohoto proudění zobecňovat na pouhé rozdělení tlakových oblastí. Jak již bylo naznačeno vznik tlakových níží a výší závisí na teplotních poměrech. Tropická zóna konvergence (TZK), která se ztotožňuje s průběhem termického rovníku, se v letním období přesouvá k vyšším hodnotám insolace na severní polokouli a v zimním období převážně na jižní polokouli (obr. 4.10). Konkrétně nad asijskou pevninou je TZK v létě vzhledem k poloze Íránské tlakové níže vysunuta až nad oblast Íránu, Afghánistánu a Pákistánu, probíhá podhůřím Himaláje a pod obratník Raka se vrací až po opuštění asijské pevniny. Jak již bylo řečeno, k tropické zóně konvergence směřují z oblastí subtropického vysokého tlaku vzduchu pasáty. Vzhledem k posunu TZK překonávají pasáty jižní polokoule rovník a poté je jejich jihovýchodní směr stočen Coriolisovou silou doprava, čímž se mění na jihozápadní větry – monzuny. Pokud si nyní porovnáme tlakové hodnoty nad Indickým oceánem a asijskou pevninou, zjistíme, že nad pevninou se nachází oblast tlakové níže, kdežto nad oceánem tlakové výše. Tím se vytváří tlakový gradient pro pohyb monzunů, které tak v tomto období vanou z oceánu na pevninu. V zimě se TZK posouvá na jižní polokouli a nad silně se ochlazující asijskou pevninou vzniká Sibiřská tlaková výše, odkud spirálovitě proudí vzduch do periferních oblastí tlakové níže. Tím se opět vytvoří tlakový gradient pro pohyb zimního monzunu, který tentokrát získává severovýchodní směr. Tyto popsané zákonitosti platí pro pohyb tropických monzunů v jižní a jihozápadní Asii. Mimotropické monzuny jsou v létě poháněny vzduchem proudícím z oblasti Havajské tlakové výše a v zimě tlakovým gradientem mezi Sibiřskou tlakovou výší a Aleutskou tlakovou níží.

SITUACE V LEDNU



SITUACE V ČERVENCI



Obr. 4.10 Mapa tlakového pole a převládajících směrů (šipky) větrů (H – tlaková výše, L – tlaková níže, ITC – tropická zóna konvergence), zdroj: Strahler, 2006

Tropické cyklóny

Tropické cyklóny představují specifický systém cyklonálních vírů charakteristický tlakovou níží ve svém středu, relativně malými rozměry (do 1000 km v průměru) oproti mimotropickým cyklonám, velkým tlakovým gradientem, silným nárazovitým větrem o rychlosti až $300 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ a intenzivními srážkami. Termín „tropická“ vypoovídá o oblastech vzniku, již je tropický pás, a pojem „cyklóna“ identifikuje spirální charakter dostředivého proudění vzduchu. Oblast vzniku tropických cyklón je kladena nad moři a oceány mezi $10\text{--}30^\circ$

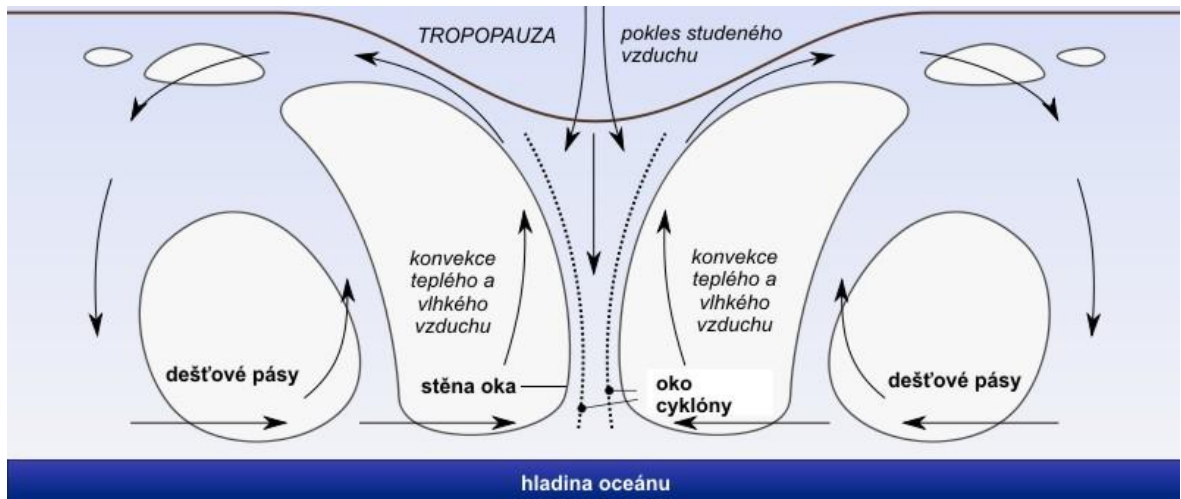
zeměpisné šířky obou polokoulí, přičemž 87 % nevzniká dále než do 20° zeměpisné šířky. Protože má na pohyb tropických cyklón výrazný vliv i Coriolisova síla, nevznikají tyto systémy níže než 5° zeměpisné šířky, kde je vliv uchylující síly zemské rotace příliš malý. Jsou však známy i případy vzniku tropických cyklón mimo tato vymezení, tedy blíže k rovníku i k mírným šířkám.

Proces vzniku tropických cyklón patří mezi současné témata výzkumu, ačkoliv není stále uspokojivě objasněn. Na jejich vzniku se podílí následujících šest významných faktorů, ačkoliv není nezbytně nutné, aby se projevil všechny:

1. existence předchozího cyklonálního systému s přiměřenou, ale nikoliv maximální rychlostí větru,
2. teplota mořské vody musí být v rozmezí 26–27 °C,
3. rychlý pokles teploty s výškou,
4. lokalizace mezi 5–30° zeměpisné šířky s minimální hloubkou moře 50 m,
5. dostatek vzdušné vlhkosti ve střední troposféře (2–8 km),

Tropická cyklóna se převážně vyvíjí z již slabě vyjádřené oblasti nízkého tlaku vzduchu většinou doprovázeného předchozí existencí cyklonálního systému (1). Primárním zdrojem energie je uvolňování latentního tepla při kondenzaci vodních par, které se vytvoří evaporací nad povrchovou vodou oceánů s teplotou vyšší než 26 °C (2). Tím se vytvoří labilní teplotní zvrstvení atmosféry (3), které určuje pohybovou energii cyklóny. Čím více latentního tepla se uvolní kondenzací vodní páry, tím rychlejší proudění vzduchu se vytvoří a tím více vodní páry se z povrchu oceánu vypaří. Vzduch v cyklóně proudí v důsledku Coriolisovy síly dovnitř celého systému na severní polokouli protisměru hodinových ručiček a na jižní polokouli naopak (4). Vystupuje nahoru a ve vyšších vrstvách z cyklóny vytéká ven, čímž se v jejím centru udržují nízké hodnoty tlaku vzduchu (950–970 hPa) a vytváří se tak sací účinek. Hladiny oceánu stoupá a vytvoří nebezpečnou záplavovou vlnu s vlnovou délkou kolem 250 m a výškou vlny až 32 m. Dosáhne-li stoupající vzduch potřebné intenzity, ochladí se a začne postupně klesat středem systému dolů. Ve struktuře tropické cyklóny lze rozeznat 3 specifické struktury (obr. 4.11).

V centru tropické cyklóny se tak vytváří oko cyklóny, ve kterém převažuje bezvětří a bezoblačná obloha. Oko cyklóny je převážně kruhového tvaru a dosahuje velikosti od 3 km do 370 km. Naopak v jeho zázemí, stěna oka, dochází k intenzivnímu konvekčnímu proudění, které je doprovázeno vysokými rychlostmi větru, tvorbou oblačnosti typu cumulonimbus a nimbostratus, bouřkami a srážkami. Právě tato část tropické cyklóny způsobuje při kontaktu se zemským povrchem největší škody. Dále od oka cyklóny se pak v důsledku odstředivé síly utvářejí její jednotlivá spirální ramena, označená jako dešťové pásy, která jsou doprovázena vydatnými lijáky.



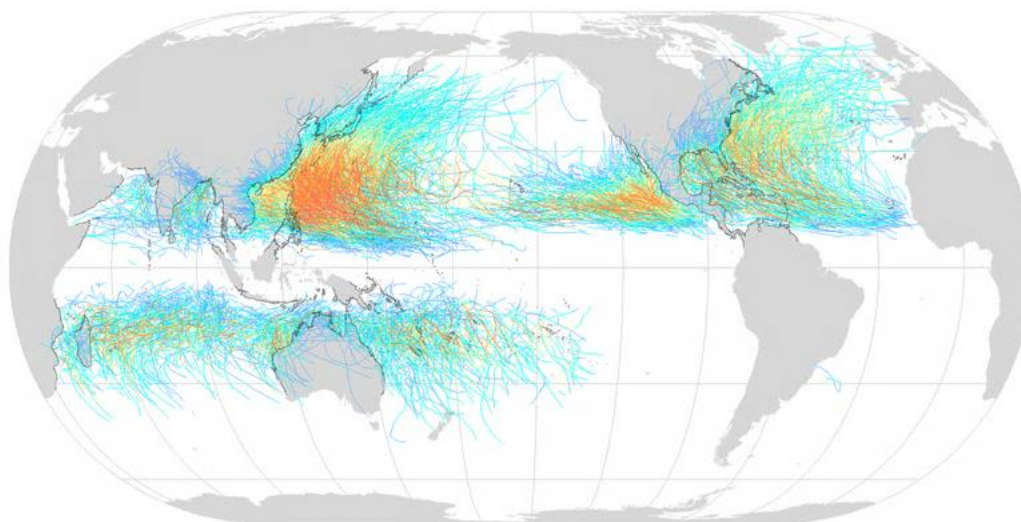
Obr. 4.11 Příčný profil strukturou tropické cyklóny

S ohledem na převládající vzdušné proudění (pasáty) se vzniklé cyklóny pohybují z východu na západ. V Indickém oceánu a západní části Tichého oceánu je vývoj tropické cyklóny významně ovlivněn polohou tropické zóny konvergence a pohybem monzunů. Podíl na formování a vývoji tropických cyklón mají také teplé mořské proudy, které v důsledku svého pohybu posunují například v Atlantském oceánu místo jejich vzniku západním směrem. Jakmile však tropické cyklóny překonají subtropické pásmo vysokého tlaku, dostávají se do místa vlivu západních větrů, parabolicky se zakřívují a mění směr svého pohybu na severovýchod. Některé z nich mohou být následně přeměněny na mimotropické cyklóny, které na rozdíl od tropických cyklón získávají energii z horizontálního teplotního gradientu, nebo se vyplní a zaniknou. Zánik tropických cyklón způsobuje obecně několik faktorů. Pohybuje-li se cyklóna do oblastí s povrchovou teplotou oceánu nižší než 26 °C ztrácí potřebnou energii danou výparem a zaniká. Obdobně je tomu i v případě, kdy se přesune nad pevninu, kde se navíc projevuje tření zemského povrchu. K postupnému rozpadu cyklóny přispívají také trvalé srážky, které ochlazují hladinu oceánu, stejně tak promíchávání hladiny oceánu do hloubky 50–60 m v důsledku setrvání tropické cyklóny na jednom místě.

Ničivé účinky tropických cyklón byly natolik alarmující, že se USA v 60. a 70. letech 20. st. pokoušely prostřednictvím projektu Stormfury o umělý rozpad cyklonálního systému. Princip spočíval ve vypouštění jodidu stříbrného, který měl přispět k poklesu teploty dešťových pásů a tak k následujícímu zeslabení až zániku. Výsledky testované u hurikánu Debbie ukázaly nejdříve zeslabení o 31 %, ale vzápětí celý systém zesílil. Když se ani opakovaně nepotvrdily požadované účinky, byl projekt zastaven. Pozdější výzkumy prokázaly, že jodid stříbrný nemá dostatečný vliv na tvorbu potřebného množství přechlazených srážek, které by systém pomohly zeslabit. Další pokusy zvažovaly vypouštění ledovců, pokrytí hladiny oceánu substancí, která potlačuje výpar, či shazování suchého ledu do nitra cyklóny. Všechny snahy však ztroskotaly na velkých rozměrech cyklóny. Ale ani tak se lidé nevzdali pozorování a studování tohoto přírodního jevu. Vývoj tropických cyklón je nepřetržitě sledován satelity, a jak se přibližuje pevnině, je také monitorován Dopplerovým radarem. S použitím letadel typu WC-130 Hercules a WP-3D Orions je při jejich průletu tropickou cyklónou vypouštěna celá řada sond s GPS navigací přenášejících hodnoty naměřených fyzikálních parametrů. Od roku 2005 se také využívá bezpilotních letounů. Na základě takto prováděných měření je možné ve vztahu k teplotě mořské vody, vlhkosti vzduchu atd. vytvářet krátkodobé předpovědi pravděpodobného vývoje a pohybu cyklóny.

Hlavní oblastí vzniku tropické cyklóny je severozápadní část tropické zóny Tichého a Atlantského oceánu, dále pak severní a jižní část Indického oceánu a jižní část Tichého oceánu (obr. 4.12). S ohledem na dopady tropických cyklón na pevninu bylo v těchto oblastech zřízeno šest regionálních specializovaných

meteorologických center, provozovaných USA, Japonskem, Indií, Francií, Austrálií, Indonésií, Fiji, Papou Novou Guineí a Novým Zélandem. Nejpravděpodobnější období výskytu tropické cyklóny na severní polokouli je soustředěno mezi duben až listopad, přičemž v severozápadní části Tichého oceánu končí až v lednu. Pro jižní polokouli je hlavním obdobím listopad až duben.



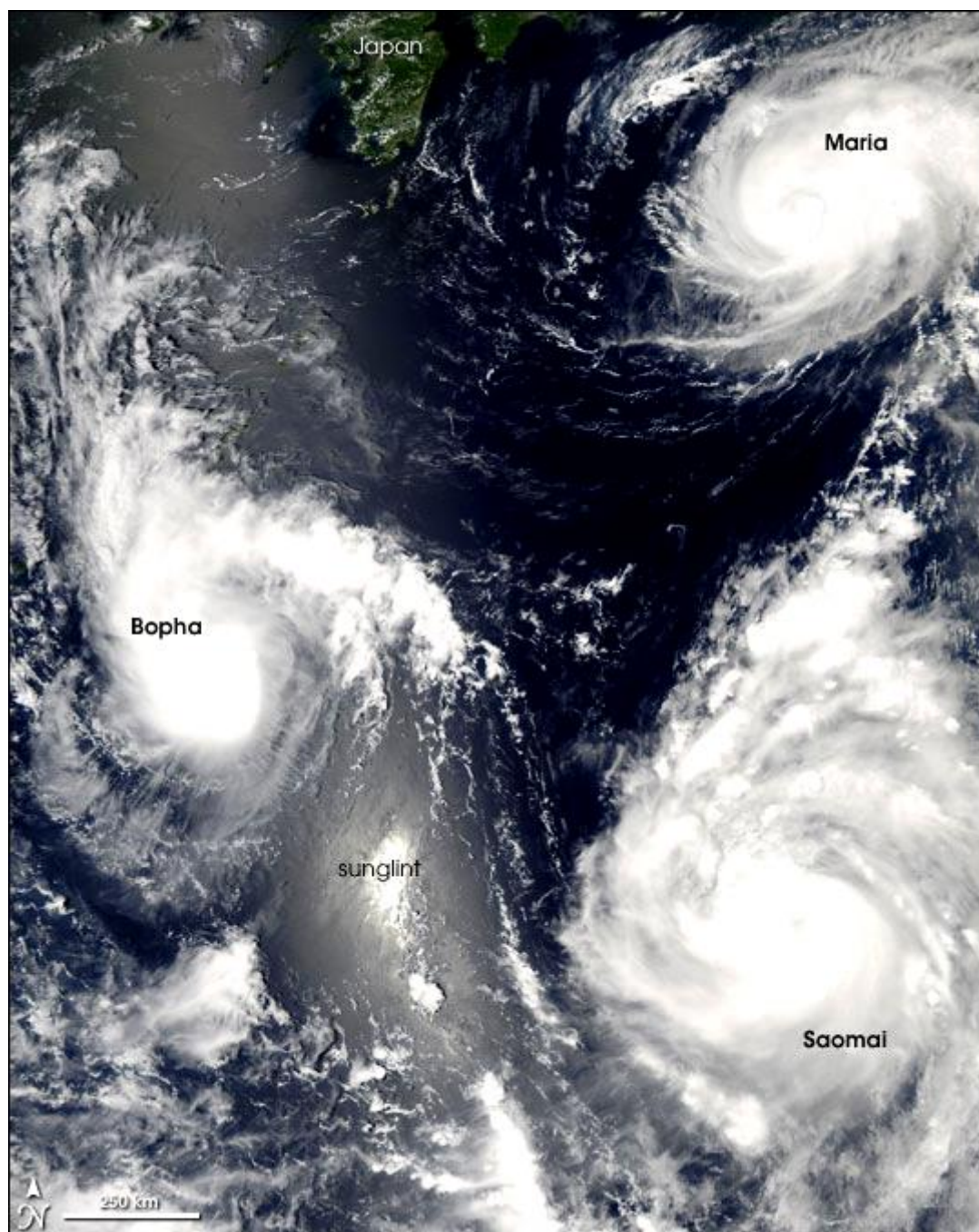
Obr. 4.12 Oblasti vzniku jednotlivých stádií tropických cyklón v letech 1945–2006, zdroj: www.wikipedia.org

Tropická cyklóna prochází při vývoji čtyřmi dílčími stádii (obr. 4.13):

1. **tropická porucha** – počátek utváření cyklonální činnosti příznačné výskytem konvekční kupovité oblačnosti,
2. **tropická deprese** – uspořádaný systém oblaků s viditelnou prostorovou cirkulací pohybující se rychlostí 62 km.h^{-1} , není vytvořeno oko cyklóny, ani není zřejmé spirálovité uspořádání ramen,
3. **tropická bouře** – organizovaný systém silných bouří s viditelnou povrchovou cirkulací o rychlostech mezi $62\text{--}117 \text{ km.h}^{-1}$, začínají se vytvářet spirální ramena, ale stále bez přítomnosti oka cyklóny,
4. **tropická cyklóna** – konečné stádium, pohybuje se rychlostí více jak 118 km.h^{-1} .

Podle příslušné rychlosti a síly větru se tropické cyklóny dělí podle Saffir-Simpsonovy stupnice do pěti kategorií, ačkoliv tato klasifikace nemusí odpovídat způsobeným škodám.

V různých částech země mají tropické cyklóny různá označení. V Severní Americe se používá název **hurikán**, který je patrně odvozen od mayského boha bouřek Huracana, z jehož pojmenování vzniklo také označení větru na Beaufortově stupnici s nevyšší rychlostí proudění – **orkán**. **Tajfun** je označení tropické cyklóny používané v severozápadní části Tichého oceánu, jehož odvození může spočívat v pojmenování bytosti z řecké mytologie (Typhon) spojované se silnými větry a bouřkami či v čínském slově „*taifeng*“ nebo japonském „*taifu*“ znamenající silný vítr. V dalších částech světa je možné se setkat s těmito regionálními názvy: **chubasco** (Mexiko), **bagyo** (Filipíny), **willy-willy** (Austrálie a Nový Zéland) aj.



Obr. 4.13 Satelitní snímek zachycující jižně od Japonska vývojová stádia tropické cyklóny (vlevo uprostřed tropická deprese Bopha, vpravo nahoře tropická bouře Maria, vpravo dole tajfun Saomai), zdroj: <http://earthobservatory.nasa.gov>

Aby se předešlo rozdílnému pojmenování nejen tropických cyklón, ale i jejich stádií v jednotlivých částech světa a tak následnému nedorozumění při vydávání varování, začala být tropickým cyklonám přidělována jména. Na několik let dopředu se tak připravují seznamy použitelných jmen, které koordinuje buď Světová meteorologická organizace, nebo národní meteorologické úřady. V počátku nebyl v udělování jmen žádný řád a bouře se označovaly jménem svatého, který měl v den výskytu jmeniny, jménem neoblíbeného politika či s použitím hláskovací abecedy. Dnešní systém je standardizovaný a jméno první cyklóny začíná na písmeno A, druhé na B atd., přičemž se střídají mužská a ženská jména (dříve byla jen ženská).

V některých oblastech (Japonsko, Čína) jsou jména nahrazena odpovídajícími čísly. Pokud tropické cyklóny nezpůsobí žádné větší škody, je jejich jméno dále používáno. V opačném případě jsou ze seznamu vyjmuta. Následující přehled dokumentuje právě ty tropické cyklóny, které za dobu pozorování způsobily největší škody nebo nabyly enormních znaků.

1. 1970 tropický cyklón Bhola – delta Gangy a Brahmaputry, více jak 300 000 obětí
2. 1975 tajfun Nina – Čína, 100 00 obětí následkem povodňové vlny na 62 přehradách
3. 1979 tajfun Tip – sz. část Tichého oceánu, minimální tlak 870 hPa v centru cyklóny
4. 1991 tropická bouře Thelma – zasáhla pobřeží Filipín
5. 1992 hurikán Iniki – Havajské ostrovy
6. 1994 hurikán John – od dob měření je nejdéle trvající tropickou cyklónou
7. 2004 tropická cyklóna Gafilo – historicky největší škody v oblasti Madagaskaru
8. 2005 hurikán Katrina – pobřeží Mexického zálivu, zasažení New Orleans, způsobené škody přesáhly 100 mld. USD
9. 2008 hurikán Andrew – pobřeží USA, celková škody 41 mld. USD

4.2.2 Cirkulace mimotropických šířek

Na proudění vzduchu se v rámci mimotropické cirkulace severní polokoule výrazně podílí kontrast v rozložení pevnin a oceánů, na jižní polokouli má zase vliv výrazná převaha oceánu s dominancí velmi chladné Antarktidy. Nepravidelnost v rozložení pevnin a oceánů tak ovlivňuje vznik a setrvávání tlakových útvarů. V zimním období se nad chladnou pevninou severní polokoule zesiluje dominantní postavení **Sibiřské tlakové výše** a o něco slabší **Kanadské tlakové výše**, nad teplejším oceánem pak dominuje **Aleutská tlaková níže** a **Islandská tlaková níže**. Tyto tlakové útvary jsou zesílené pouze v zimním období a během léta slábnou. Na jejich místo se tak v oceánském prostoru posouvají v důsledku pohybu tropické zóny konvergence **Azorská tlakové výše** a **Havajská tlaková výše**, které patří mezi stálé tlakové útvary a během roku se pohybují mezi subtropickými a mírnými šířkami. Dosahují mimořádných rozměrů (3–4 tis. km) a vzduch v nich nesestupuje pravidelně. V jejich východních částech je sestup vzduchu rychlejší než v západních částech a ten tak nemá možnost nabrat vláhu. Proto je jeho vliv na přilehlé západní pobřeží kontinentů oproti východním částem spíše sušší. Nad přehřátou pevninou Íránu a Indie zesiluje během letního období také vliv **Asijské tlakové níže** (Íránské tlakové níže), jejíž přítomnost ovlivňuje jak monzunové proudění, tak cirkulaci vzduchu v mírných šířkách.

Rozložení tlakových útvarů mezi subtropy a polárními oblastmi způsobuje, že ve většině oblastí mírných šířek převládá **západní proudění vzduchu**. To je na severní polokouli zesílené v zimním období, kdy je vzduch nucen proudit z tlakových výší na jižním okraji mírného pásu (Azorská a Havajská tlaková výše) k tlakovým nížím (Islandská a Aleutská tlaková níže) na jeho severním okraji. Uchylující složka zemské rotace (Coriolisova síla) odklání přímý směr doprava a proudící vzduch tak nabývá jihuozápadního až západního směru. Zonalita tohoto proudění je na severní polokouli výrazně narušena pouze ve východní Sibiři a centrální části Severní Ameriky, kde například dominantní postavení Sibiřské tlakové výše podmiňuje vznik zimních monzunů. V létě je západní proudění zeslabené a výměnu vzduchu určuje hodnota insolace. Otevírá se také prostor pro častější vpády chladnějšího vzduchu ze severu a teplejšího z jihu. Tím se zesiluje meridionální výměna vzduchu. Část vzduchu ze západního proudění se po výstupu po polární frontě vrací zpět do nižších šířek, větší část však pokračuje směrem k pólům. Tam se ochladí, sestoupí k zemskému povrchu a na základě tlakového gradientu mezi polárními a mírnými šířkami proudí do nižších zeměpisných šířek. Coriolisova síla odklání přímý směr doprava a proudící vzduch tak nabývá na severní polokouli severovýchodní až východní složky směru a na jižní polokouli pak jihovýchodní až východní složky směru. Podle převažujícího směru je tento typ proudění vzduchu v polárních oblastech označován jako **východní větry**.

Výše popsané tlakové změny jsou více příznačné pro severní polokouli. Situace na jižní polokouli je vzhledem k výrazné absenci pevnin v mírných šířkách a stálému vlivu Antarktidy o něco jednodušší. Přítomnost Antarktidy jako chladného kontinentu vedla k vytvoření stálé oblasti tlakové výše (anticyklóna), která svými nízkými teplotami zřetelně odděluje polární a antarktickou vzduchovou hmotu. Na její periferii se v mírných šířkách nachází rovnoměrně rozložený pás nízkého tlaku vzduchu, mezi nímž a subtropickou oblastí vysokého tlaku vzduchu je vyvinuto stálé západní proudění. Vzhledem k absenci pevniny a tedy i menší třecí síly nabývají západní větry vysokých rychlostí. Podle zpráv mořeplavců tak byly patřičné jižní zeměpisné šířky 40°, 50° a 60° označeny jako „*řvoucí čtyřicítky*“, „*běsnící padesátky*“ a „*ječící šedesátky*“.

V mírných a vysokých zeměpisných šířkách východní Asie se vytvářejí analogické podmínky pro vznik monzunů – **mimotropických monzunů**. Ty jsou však oproti tropickým monzunům méně stálé.

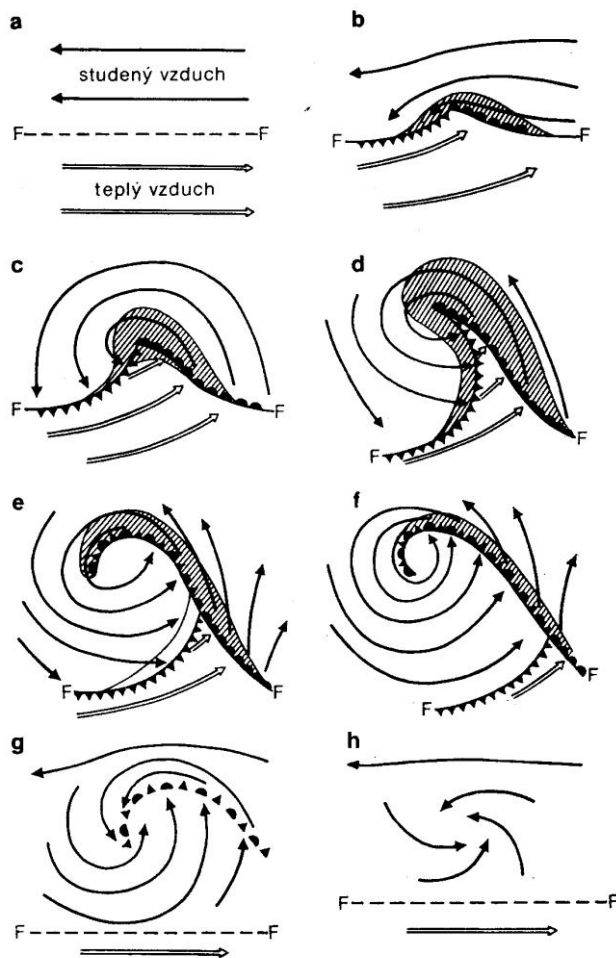
Výrazným specifikem proudění vzduchu v mimotropických šířkách je s ohledem na pravidelné či nepravidelné změny v rozložení hlavních tlakových útvarů přítomnost intenzivní **cyklonální činnosti** s vývojem **anticyklón** a existence dvou typů atmosférické cirkulace: **zonální** a **meridionální** typ cirkulace.

Cyklonální činnost

Intenzivní cyklonální činnost představuje nepřetržitý vznik, vývoj a přemístování cyklón a anticyklón. Podle podmínek vzniku můžeme odlišit *termické* a *frontální* cyklóny. **Termické cyklóny** vznikají v důsledku nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu, kdy nad relativně velkými oblastmi (100–200 km) vznikají lokální výstupné pohyby vzduchu doprovázené poklesem atmosférického tlaku. K tomu dochází převážně v létě nad pevninou a v zimě nad teplejšími oceány.

Frontální cyklóny se vytvářejí na hlavních atmosférických frontách jako důsledek teplotní heterogenity a zpočátku mají charakter vlnové poruchy. Na polární frontě můžeme v zimě očekávat větší cyklonální činnost než na arktické frontě. Nejčastější případ vzniku cyklóny nastává při pohybu přední části vlny (teplý vzduch) směrem do studeného vzduchu a zadní části do teplého vzduchu (obr. 4.14).

Poruchy tím nabývají charakteru teplé a studené fronty. Teplý vzduch tak proniká nad studený a proudění začíná získávat znaky vírového pohybu. Tato situace představuje první část vývoje cyklóny označované jako **stádium vlny** (obr. 4.14b). Při pokračujícím průniku teplého vzduchu do studeného vytváří teplý vzduch tzv. *teplý sektor cyklóny*, pro který je příznačný pokles tlaku vzduchu a vírový systém proudnic. Toto stádium se nazývá **stádium mladé cyklóny** (obr. 4.14c). Studená fronta se oproti teplé pohybuje rychleji, čímž je teplý vzduch vytlačován směrem vzhůru a teplý sektor cyklóny se tak zužuje (obr. 4.14d, e, f). Po vzniku okluzní fronty je teplý vzduch vytlačen od zemského povrchu a cyklóna začíná být teplotně stejnorodá. Začíná se vyplňovat a postupně zaniká. Nastává stádium **odumírání cyklóny** (obr. 4.14g, h). Odumírání cyklóny nemusí ovšem znamenat její definitivní zánik. Často se vytváří situace, kdy mají studené fronty na obou stranách okluzy různou teplotu, čímž se opět obnovuje teplotní asymetrie, vytváří se další teplý sektor cyklóny a celý proces tak probíhá na novo. V tomto případě mluvíme o opětovném vývoji cyklóny, tedy o **regeneraci cyklóny**. Ve střední a horní troposféře se cyklóny pohubují průměrnou rychlostí 30–40 km.h⁻¹. Na jedné hlavní frontě se nevytváří pouze jedna cyklóna, ale hned několik cyklón – **série cyklón**. Ty se mohou spojit a vytvořit jednu centrální cyklónu.

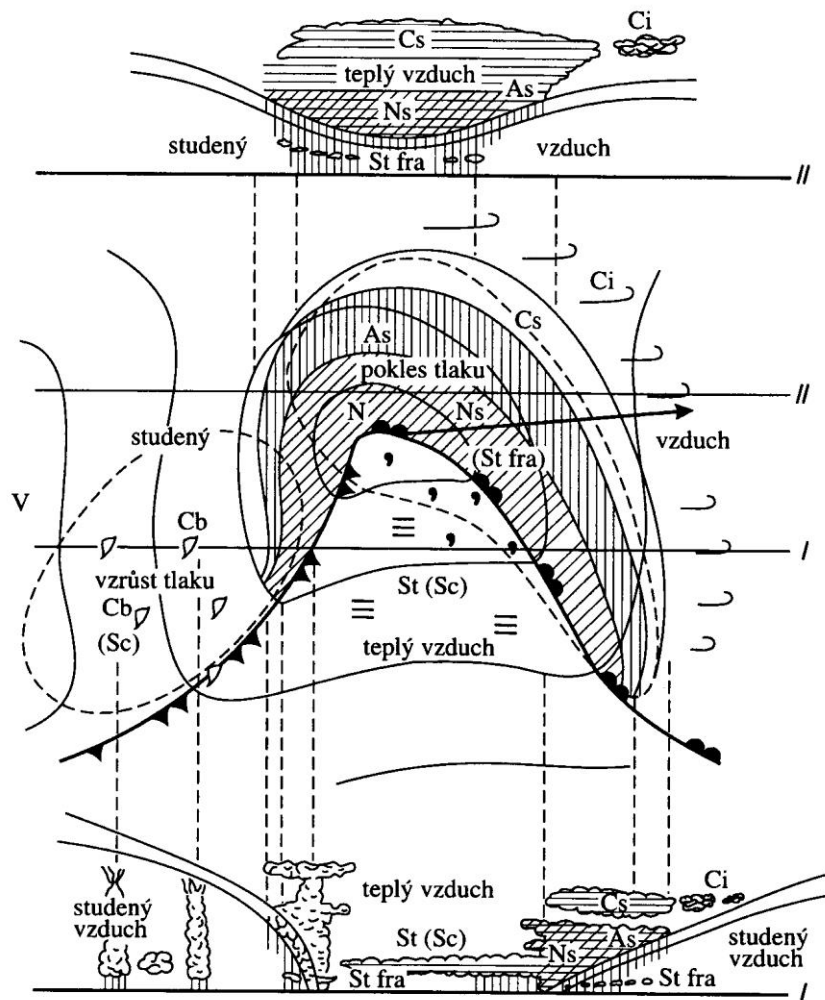


Obr. 4.14 Stádia vývoje cyklóny, zdroj: Netopil, 1984

Projevy počasí jsou v mladé cyklóně určeny charakterem tří oblastí (obr. 4.15):

1. přední a střední část studeného vzduchu,
2. teplý sektor cyklóny,
3. týlová část studeného vzduchu.

Počasí v **první oblasti** je určeno vlastnostmi teplé fronty, které je spojeno zejména se vznikem předfrontální oblačnosti v pořadí Ci, Cs, As a Ns a vypadáváním trvalých srážek z oblačnosti Ns v pásmu 300–100 km. **Teplý sektor cyklóny** vyplňuje v zimě vlhký mořský vzduch, který se při příchodu nad kontinent začíná ochlazovat. To má za následek vytvoření inverzního teplotního zvrstvení a oslabení turbulentní výměny vzduchu. Následuje radiační ochlazení a tvorba oblačnosti typu St a Sc, jejíž spodní patra mohou klesnout k zemi a vytvořit tak mlhu. Naopak během přítomnosti vlhkého (mořského) arktického vzduchu pozorujeme vývoj kupovité oblačnosti typu Ac a Sc s následujícím příchodem přeháněk. Pokud je teplá vzduchová hmota stabilní, vypadávají srážky ve formě mrholení. V létě můžeme teplou a stabilní vzduchovou hmotu očekávat v anticyklónách, kdy pozorujeme teplé a bezoblačné počasí doprovázené relativně malou dohledností. Třetí, **týlová část studeného vzduchu**, určuje podmínky počasí podle počátečních vlastností studeného vzduchu. Při rychlém vzestupu tlaku vzduchu způsobeném kontinentálním arktickým vzduchem lze během noci očekávat vyjasnění a během dne jen slabou kupovitou oblačnost.



Obr. 4.15 Schéma mladé cyklóny s vertikálními řezy podél čáry I a II vyvinuté v zimním období, zdroj: Netopil, 1984

Anticyklóny

Vznik a vývoj anticyklón je výsledkem termických příčin (př. ochlazování vzduchu od zemského povrchu) nebo vývoje cyklonální činnosti na frontálních rozhraních.

Podle vlastností tlakového pole při zemském povrchu lze anticyklóny rozdělit na následující typy:

1. **stacionární subtropické anticyklóny** – nachází se mezi 10° a 40° zeměpisné šířky obou polokoulí se stěžejním rozšířením nad oceány, dosahují délky 3000–4000 km a vertikálně zabírají celou troposféru, na jejich rovníkové periferii se generují pasáty, např. Azorská tlaková výše a Havajská tlaková výše,
2. **sezónní studené anticyklóny mírných šířek** – dosahují v průměru kolem 3000 km a mocnosti 600–800 m, zesilují v zimním období nad chladným kontinentem, vytvářejí podmínky pro studené proudění, např. Kanadská tlaková výše a Sibiřská tlakové výše,
3. **arktické a antarktické zimní anticyklóny** – vznikají jako následek ochlazování přizemní atmosféry dlouhodobým vyzařováním zemského povrchu, jsou poměrně stabilní, charakteristické inverzí a silným prouděním vzduchu na periferii,
4. **putující anticyklóny** – postupují mezi dvěma po sobě následujícími cyklónami, vytvářejí hřebeny vysokého tlaku vzduchu,

5. **anticyklóny uzavírající sérii cyklón** – vyvíjejí se z putujících anticyklón, jejichž pohyb se zpomalil.

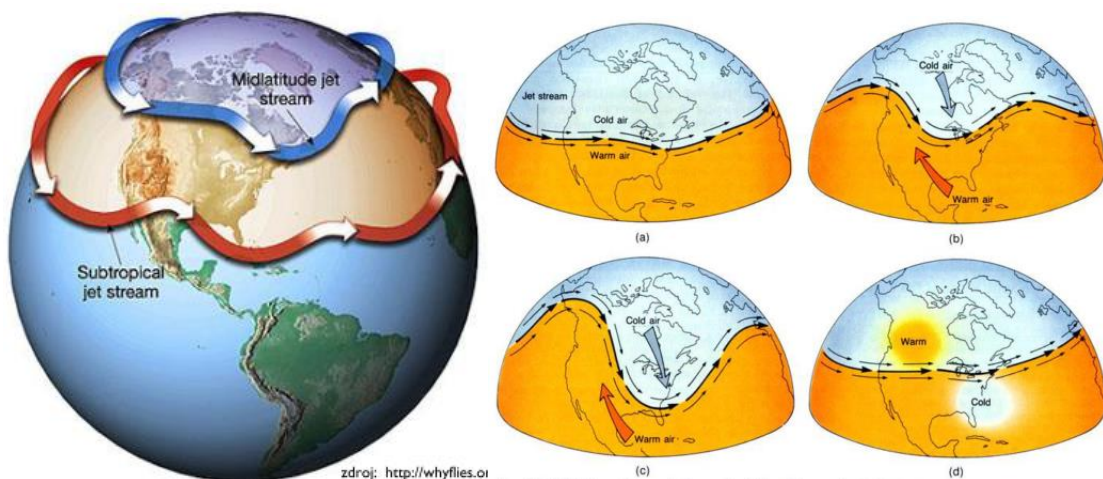
V důsledku převládajících sestupných pohybů vzduchu můžeme v anticyklóně očekávat převážně bezoblačné počasí, ačkoliv jsou i případy, kdy se vyskytují oblaka. Právě v chladné části roku se počasí může „kazit“. Setkáváme se tak se dvěma základními typy počasí. Málo oblačné počasí s nízkými teplotami se vytváří při aktivních sestupných pohybech vzduchu zejména nad pevninou, nad kterou proniká kontinentální arktický či polární vzduch s malou vlhkostí vzduchu.

V důsledku subsidenčních inverzí teploty a vysušování vrstev volné atmosféry zde nevznikají příznivé podmínky pro vznik oblačnosti. Oproti tomu počasí s rozsáhlou vrstevnatou oblačností typu St a Sc je typické pro rozpadající se anticyklóny, ve kterých se mohou objevit i slabé výstupné proudy. Tento typ počasí můžeme nejčastěji očekávat ve střední Evropě v podzimním období, kdy dochází k rozsáhlé advekci relativně teplého a vlhkého vzduchu nad pevninu. Oblačnost v anticyklónách může také souviset s přemísťováním teplého mořského vzduchu cyklonálních systémů přes severní sektor anticyklón (např. situace ve střední Evropě, kdy střed anticyklóny leží nad Středomořím a severně nad anticyklónou postupují východním směrem přes jižní Skandinávii cyklóny).

V letních anticyklónách můžeme nejvyšší teploty pozorovat v jejich střední části, a to jako následek silného radiačního ohřevu přízemní atmosféry. V důsledku sestupného proudění vzduchu (subsidence) se vytváří inverzní vrstva, která brání pronikání výstupných proudů do výšky kondenzační hladiny. Na okrajích anticyklóny však již můžeme pozorovat kupovitou oblačnost.

Pohyb vzduchu ve vyšší atmosféře

Ve vyšší atmosféře lze na obou polokoulích stejně jako v subtropických šířkách pozorovat vysokorychlostní proudění vzduchu se západní složkou – **polární jet stream** (obr. 4.16). Jedná se o rychle proudící vzduch vázaný na relativně úzký kanál, kterého využívají letadla letící ze západu na východ. Jeho poloha se ovšem během roku mění a výsledný tvar může v důsledku styku chladného polárního a teplého tropického vzduchu nabývat charakteru meandru. Tento vlnovitý projev jet streamu se nazývá **Rossbyho vlny**.



Obr. 4.16 Jet stream a Rossbyho vlny, zdroj: <http://whyflies.org>, www.noaa.gov

Klíčové pojmy

antipasát	jet stream	synoptická mapa
atmosférická fronta	monzun	synoptická meteorologie
etésiové větry	okluzní fronta	teplá fronta
Ferrellova buňka	pasát	tropická cyklóna
frontální cyklóna	polární buňka	trop. zóna konvergence
frontální čára	povětrnostní situace	východní větry
frontální plocha	Rossbyho vlny	vzduchová hmota
frontogeneze	staniční kroužek	západní větry
frontolýza	studená fronta	
Hadleyova buňka	synoptická depeše	

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

Které faktory ovlivňují vlastnosti vzduchových hmot?

1. Jak se mění ráz počasí pře přechodu teplé, studené a okluzní fronty?
2. Co je základem tří buněčného systému všeobecné cirkulace atmosféry?
3. Popište princip vzniku pasátového proudění a klimatické odlišnosti na západních a východních částech kontinentů v pásu tohoto proudění.
4. Na příkladu J a JV Asie vysvětlíte podstatu a princip vzniku monzunového proudění.
5. Jaké jsou podmínky vzniku tropické cyklóny?
6. Identifikujte čtyři vývojová stádia vzniku tropické cyklóny.
7. Které stěžejní tlakové útvary ovlivňují cirkulaci vzduchu v mimotropických šířkách?
8. Jak se odlišuje cyklonální činnost v tropických a mimotropických šířkách?
9. Které druhy anticyklón se v závislosti na druhu aktivního povrchu formují v mimotropických šířkách?

Seznam literatury a zdrojů informací

BEDNÁŘ, J., KOPÁČEK, J. *Jak vzniká počasí*. Praha: Karolinum, 2005. 268 s.

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.

Dnešní svět: Počasí a podnebí na Zemi. č. 5. Praha: TERRA-KLUB, 2009. Vychází 6x za rok.

NETOPILOV, R. a kol. *Fyzická geografie*, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.

SOBÍŠEK, B. a kol. *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. Praha, MŽP ČR: Academia, 1993. 594 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

TRIZNA, M. *Klimageografie a hydrogeografie*, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.

PEJMAL, K. *Předpovídáme počasí*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 1971. 220 s.

AHRENS, C. D. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 8th printing, 2007. Thomson Brooks/Cole: Belmont.

Kolektiv autorů. *Atlas podnebí Česka*. Praha, ČHMÚ, 2007. 255 s.

<http://www.physicalgeography.net/>

www.noaa.gov

<http://apollo.lsc.vsc.edu>

www.wikipedia.org

<http://earthobservatory.nasa.gov>

<http://whyflies.org>

Kapitola 5

Klima Země a jeho vývoj

5.1 Klimatotvorné faktory

Vlastní projev klimatu je založen na režimu základních fyzikálních a meteorologických procesů, které představují výměna tepla, oběh vody a všeobecná cirkulace atmosféry. Hlavní činitele utvářející charakter podnebí (klimatotvorné faktory) můžeme rozdělit do následujících kategorií:

5.1.1 Astronomické faktory

Parametry oběžné dráhy Země kolem Slunce, tvar Země, sklon zemské osy, aspekty vyplývající z oběhů planety Země aj. představují primární faktory, které přímo ovlivňují hodnotu insolace, délku ročních období atd. Jejimi důsledky jsou pak zejména: šířková pásmovitost (např. solární klimatická pásma) a rozdělení planety do regionálních geosystémů (geomů).

5.1.2 Cirkulační faktory

Do cirkulačních procesů, které mají na celkový charakter klimatu největší vliv, patří zejména všeobecná cirkulace atmosféry a systém mořského proudění. V důsledku existence základních typů vzdušného proudění můžeme usuzovat, jaké vlastnosti proudící vzduch do popisované destinace přináší (např. pasáty vanoucí z moře přinášejí mírné ochlazení a vlhkost). Jednotlivé systémy mořských proudů působí de facto podobně, teplé proudy zmírňují teploty na pevnině ve vyšších zeměpisných šířkách, studené naopak ochlazují a znemožňují přísun srážek na kontinent.

5.1.3 Radiační faktory

Zahrnují výsledek plynoucí z dopadajícího slunečního záření na horní hranici atmosféry. Ostatní toky jsou podmíněné přeměnou v atmosféře a na zemském povrchu.

5.1.4 Geografické faktory

Geografické faktory popisují přímý vliv polohy, složek a prvků fyzickogeografické části krajinné sféry na utváření dílčích charakteristik klimatu. Z nejdůležitějších lze zmínit:

- a) **zeměpisná šířka** – ovlivňuje intenzitu dopadajícího záření (insolaci) a tím způsobuje předpoklad zonálnosti (pásmovitosti) klimatu,
- b) **nadmořská výška** – se vzrůstající nadmořskou výškou se individuálně mění hodnoty jednotlivých meteorologických prvků (částečný vzestup srážkových úhrnů, pokles teploty vzduch aj.), jejichž dlouhodobý průměr ovlivňuje proměnu klimatu v dané zeměpisné šířce,
- c) **rozložení pevnin a moří** – vzdálenost od pobřeží (oceánu) podmiňuje různou míru oceanity a kontinentality klimatu (oceánské klima má vyrovnanější teploty i srážkové úhrny než klima kontinentální,

- d) **orografie** – průběh a charakter horských systémů způsobuje jak změny v převládajícím směru proudění a tím i změnu charakteristik meteorologických prvků (např. zesílení srážek v podhůří Himaláje v důsledku zachycení monzunového proudění), tak i podmiňuje vytváření místních klimatických efektů (fén, horské a údolní větry aj.),
- e) **mořské proudy** – vyvolávají výrazné rozdíly v teplotním režimu povrchu oceánů, čímž ovlivňují klima rozsáhlých geografických oblastí zejména kolem pobřeží, umožňují tak přísun vlhkého vzduchu (teplé proudy), nebo urychlují kondenzaci nad oceánem (studené proudy),
- f) **charakter povrchu** (př. rostlinná a sněhová pokrývka) – ovlivňuje celkový teplotní a hydrický režim (významné působení lesa – vyšší vlhkost zadržováním vody v krajině, sníh – často způsobuje plošně rozsáhlé teplotní inverze).

5.1.5 Antropogenní faktory

Člověk sám o sobě není geografický činitel klimatu, jeho vliv se projevuje prostřednictvím socioekonomických aktivit, které by však ve vazbě na krajinou sféru již geograficky hodnocené být mohly. Výsledkem lidských aktivit je postupná změna hodnot některých meteorologických prvků, které je možno považovat za faktor utváření klimatu. Nejčastěji zmiňovanými je nárůst koncentrace CO_2 a CH_4 .

5.2 Klasifikace klimatu

Klimatické klasifikace umožňují identifikaci (klasifikaci) jednotlivých typů podnebí na základě zjištěných hodnot klimatických prvků. Taková regionalizace klimatu podává přehled o generalizovaných a zákonitě vymezených oblastech. Základní klasifikační jednotkou je **klimatické pásmo**, ačkoli se ve školské geografii tradičně používá označení **klimatický (podnebný) pás**. Klimatická pásma můžeme v důsledku vnitřní heterogenity klimatických podmínek rozdělit na dílčí **klimatické oblasti**. Podle zvoleného klasifikačního hlediska lze pásmovitost klimatu vyjádřit třemi způsoby:

1. **Klimatická solární pásma Země** – se rozlišují na základě různého úhlu dopadu slunečních paprsků s ohledem na uvažovaný homogenní povrch Země a tedy odlišnou, ale v dané zeměpisné šířce stejnou insolaci. Lze tak rozlišit pět pásem: jedno *tropické pásmo* mezi obratníky, dvě *mírná pásma* mezi obratníky a polárními kruhy a dvě *polární pásma* mezi polárními kruhy a póly. Ve školské geografii jsou označovány jako **teplotní pásy**.
2. **Teplotní pásma Země** – odrážejí skutečné rozložení teplot na heterogenním zemském povrchu. Zohledňují nejen hodnotu insolace, ale také rozložení pevnin a oceánů, všeobecnou cirkulaci atmosféry, cirkulaci mořských proudů atd. Na základě těchto aspektů je vymezeno jedno *tropické pásmo* ohraničené roční izotermou $20\text{ }^\circ\text{C}$, dvě *mírná pásma* vymezená roční izotermou $20\text{ }^\circ\text{C}$ a izotermou $10\text{ }^\circ\text{C}$ nejteplejšího měsíce, dvě *pásma chladná* rozkládající se mezi izotermami $10\text{ }^\circ\text{C}$ a $0\text{ }^\circ\text{C}$ nejteplejšího měsíce a dvě *pásma věčného mrazu* sahající za izotermu $0\text{ }^\circ\text{C}$ nejteplejšího měsíce. Ve školské geografii se označují také jako **teplotní pásy**, ale jejich vymezení je zjednodušené pouze na úroveň zeměpisné šířky, nikoliv podle průběhu izoterm.
3. **Klimatická fyzická pásma Země** – představují skutečná klimatická pásma Země, která jsou vymezena nejen na základě teplotních poměrů, ale zohledňují také rozložení srážkových úhrnů, charakter vegetačních formací, odlišnosti v cirkulaci vzduchu apod. Ve školské geografii se setkáváme s označením **podnebné pásy**. Právě tento typ klasifikace představuje největší platformu pro uplatnění různých klasifikačních přístupů, které budou dále diskutovány.

Podle použitých přístupů můžeme klimatické klasifikace rozdělit do dvou skupin. **Konvenční klimatické klasifikace** vymezují typy klimatu podle předem konvenčně (pevně) stanovených mezních hodnot jednoho nebo více klimatických prvků. Mezi nejčastěji využívané klimatické charakteristiky patří teplota vzduchu a srážkové úhrny, jejichž vzájemná závislost bývá dána do souvislosti s vegetačním krytem, pěstováním zemědělských plodin, geomorfologickými procesy, vývojem půd apod. Z neznámější konvenčních klimatických klasifikací lze zmínit Köppen – Geigerovu klasifikaci či Bergovu klasifikaci, která vychází z krajinnogeografických oblastí (př. podnebí tundry, podnebí tajgy, podnebí stepí atd.). **Genetické klimatické klasifikace** využívají důsledků všeobecné cirkulace vzduchu a z ní vyplývajícího pohybu vzduchových hmot, respektive jejich převládajícího výskytu. Příklady genetické klasifikace klimatu mohou být klasifikace Alisova, Flohnova a Neffova aj.

5.2.1 Köppen-Geigerova konvenční klasifikace klimatu

Köppen-Geigerova klasifikace (viz příloha) představuje ve světě nejpoužívanější klasifikaci klimatu. Její základ pochází od německého klimatologa Wladimira Köppena, který její první verzi publikoval již na sklonku 19. století. Následně představil několik dalších modifikací včetně té, na které spolupracoval s německým klimatologem Rudolfem Geigerem. Dnes se můžeme také setkat s jejími úpravami provedenými současnými klimatology. Konceptem Köppenovy klasifikace je předpoklad, že přirozená vegetace je nejlepším odrazem klimatu daného území. Proto zohledňuje Köppenovo vymezení klimatických zón/pásů výskyt konkrétního vegetačního pokryvu. V zásadě je však založena na hodnocení průměrné roční a měsíční teploty a srážkových úhrnů a sezónnosti srážek (tab. 5.1). Köppen tak vymezil 5 hlavních skupin klimatu, které dále rozdělil na typy a podtypy. Její aktualizovaná podoba autorů Peel, Finlayson a McMahon z roku 2007 je diskutována a její mapová podoba je k dispozici v příloze této publikace.

Základní charakteristiky vymezení

1. hlavní skupiny klimatu (pásky):
 - A – **pás vlhkého tropického klimatu** (průměrná teplota každého měsíce nad 18 °C, bez zimního období, velké srážky převažující výpar),
 - B – **pás suchého klimatu** (výpar větší než srážky, bez přebytku vody – žádné stálé toky),
 - C – **pás mírně teplého klimatu** (omezen izotermou 18 °C nejteplejšího a izotermou -3 °C nejchladnějšího měsíce, vyjádřená sezónnost),
 - D – **pás mírně studeného** (boreálního) klimatu (omezen izotermou 10 °C nejteplejšího a izotermou -3 °C nejchladnějšího měsíce),
 - E – **pás polárního klimatu** (teplota nejteplejšího měsíce pod 10 °C),
2. pásy A, C, D a E vymezeny podle teplotního hlediska, pás B podle vztahu výpar – srážky,
3. pásy A, C, D mají dostatek tepla a vláhly pro vzrůst dřevin,
4. k označení **klimatických typů** jako druhé písmeno Köppen použil:
 - a) S – semiaridní (stepí a suchých savan),
 - b) W – aridní (pouštní),
 - c) f – vlhké, dostatek srážek ve všech měsících,
 - d) w – suché období v zimě,
 - e) s – suché období v létě,
 - f) m – monzunové deště,

Tab. 5.1 Vymezení klimatických zón podle Köppen-Geigerovy klasifikace klimatu, převzato z Koop, J., 2010

skupina	typ	podtyp	klima	kritéria
A	f		tropické vlhké deštných lesů	$T_{\text{MIN}} \geq 18 \text{ °C}$ $S_{\text{MIN}} \geq 60$ neplatí (f) & $S_{\text{MIN}} \geq 100 - S_{\text{ROK}}$ /25
	m		monzunové	neplatí (f) & $S_{\text{MIN}} < 100 - S_{\text{ROK}}$ /25
	w		savan	
B	W		suché pouští	$S_{\text{ROK}} < 10 \times S_{\text{LIMIT}}$ $S_{\text{ROK}} < 5 \times S_{\text{LIMIT}}$ $S_{\text{ROK}} \geq 5 \times S_{\text{LIMIT}}$ $T_{\text{ROK}} \geq 18 \text{ °C}$
	S	h k	stepí a suchých savan horké nižší zeměpisných šířek chladné vyšších zeměpisných šířek	$T_{\text{ROK}} < 18 \text{ °C}$
C	s		mírně teplé se suchým létem	$T_{\text{MAX}} > 10 \text{ °C} \text{ \& } 0 \text{ °C} < T_{\text{MIN}} < 18 \text{ °C}$ $SL_{\text{MIN}} < 40 \text{ \& } SL_{\text{MIN}} < SZ_{\text{MAX}} / 3$ $SZ_{\text{MIN}} < SL_{\text{MAX}} / 10$ neplatí (s) ani (w)
	w		se suchou zimou	$T_{\text{MAX}} \geq 22 \text{ °C}$
	f	a b c	bez suchého období s horkým létem s teplým létem s chladným létem	neplatí (a) & $MT_{10} \geq 4$ neplatí (a) ani (b) & $1 \leq MT_{10} < 4$
D	s		mírně studené (boreální) se suchým létem	$T_{\text{MAX}} > 10 \text{ °C} \text{ \& } T_{\text{MIN}} \leq 0 \text{ °C}$ $SL_{\text{MIN}} < 40 \text{ \& } SL_{\text{MIN}} < SZ_{\text{MAX}} / 3$ $SZ_{\text{MIN}} < SL_{\text{MAX}} / 10$ neplatí (s) ani (w)
	w		se suchou zimou	$T_{\text{MAX}} \geq 22 \text{ °C}$
	f	a b c	bez suchého období s horkým létem s teplým létem s chladným létem	neplatí (a) & $MT_{10} \geq 4$ neplatí (a), (b) ani (d)
		d	s velmi chladnou zimou	neplatí (a) ani (b) & $T_{\text{MIN}} < -38 \text{ °C}$
E	T		polární tundry	$T_{\text{MAX}} < 10 \text{ °C}$ $T_{\text{MAX}} > 0 \text{ °C}$
	F		mrazové	$T_{\text{MAX}} \leq 0 \text{ °C}$

Vysvětlivky k údajům uvedeným v tabulce:

S_{ROK} = průměrné roční srážky

T_{ROK} = průměrné roční teploty

T_{MAX} = průměrná teplota nejteplejšího měsíce

T_{MIN} = průměrná teplota nejchladnějšího měsíce

MT_{10} = počet měsíců s teplotou pod 10 °C

S_{MIN} = srážky nejsuššího měsíce

SL_{MIN} = srážky nejsuššího měsíce letního období

SZ_{MIN} = srážky nejsuššího měsíce zimního období

$S_{L_{MAX}}$ = srážky nejdeštivějšího měsíce letního období

$S_{Z_{MAX}}$ = srážky nejdeštivějšího měsíce zimního období

S_{LIMIT} (hranice sucha) = platí jedno z pravidel:

1. Když spadne 70 % množství ročních srážek v zimním období: $S_{LIMIT} = 2 \times T_{ROK}$,
2. Když spadne 70 % množství ročních srážek v letním období: $S_{LIMIT} = 2 \times T_{ROK} + 28$,
3. Když jsou srážky rozloženy rovnoměrně: $S_{LIMIT} = 2 \times T_{ROK} + 14$ (letní/zimní období je definováno jako 6 nejteplejších/nejchladnějších měsíců).

5. kombinací obou skupin vymezil 12 různých klimat:

1. Af – klima vlhkého tropického deštného lesa (rovnoměrné rozložení srážek během roku),
2. Am – vlhké tropické monzunové klima
3. Aw – klima tropických savan (s výrazně vyjádřenou suchou periodou v zimě),
4. BW – klima pouští,
5. BS – klima stepí a suchých savan,
6. Cs – mírně teplé klima se suchým létem,
7. Cw – mírně teplé klima se suchou zimou,
8. Cf – mírně teplé klima bez suchého období,
9. Ds – mírně studené klima se suchým létem,
10. Dw – mírně studené klima se suchou zimou,
11. Df – mírně studené klima bez suchého období,
12. ET – klima tundry,
13. EF – klima mrazové,
14. EN – klima vysokohorských oblastí,

6. k vymezení klimatických subtypů byla použita písmena indikující: **a** – horké léto, **b** – teplé léto, **c** – chladnější a kratší léto, **d** – velmi chladná zima, **h** – nižší zeměpisné šířky (horké), **k** – vyšší zeměpisné šířky (chladné).

TYPY KLIMATU PODLE KÖPPENA

A – pás vlhkého tropického klimatu

Zabírá asi 19 % plochy Země. Chybí zde chladná roční období a je charakteristický konstantní teplotou vzduchu. Průměrné roční teploty vzduchu zde neklesají pod 18 °C a roční amplituda teploty nepřesahuje 6 °C. Srážky (více než 750 mm za rok) převažují nad výparem.

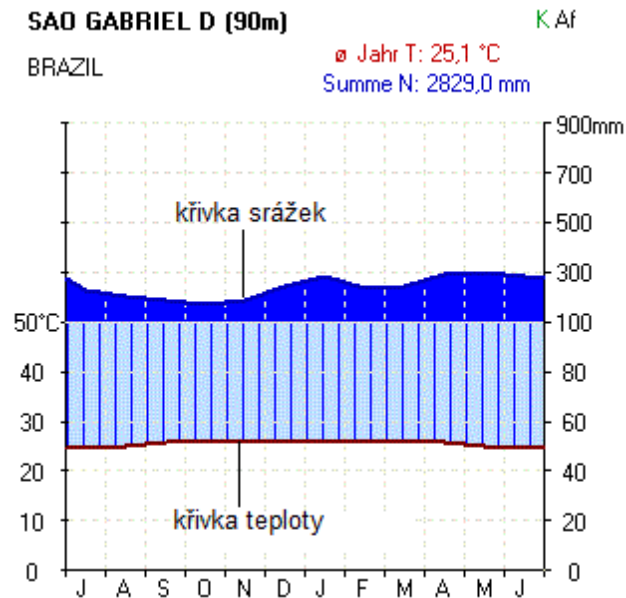
1. Af – klima vlhkých tropických deštných lesů

Tento typ klimatu se vyskytuje podél rovníku a jeho hranice se pohybuje mezi 5–10° zeměpisné šířky. V některých oblastech východního pobřeží však může zasahovat až k obratníkům (např. pobřeží Brazílie a Madagaskaru).

Po celých 12 měsíců neklesají průměrné měsíční srážky pod 60 mm (obr. 5.1a) a je charakteristický výskyt rovníkových tišin a celoročního pásma nízkého tlaku vzduchu. V některých oblastech je celoroční klima jednotné a monotónní (severozápadní pobřeží Tichého oceánu Jižní a Střední Ameriky od Ekvádoru po Kostariku), ale vyskytují se i takové oblasti, které mají v důsledku většího přísunu sluneční energie vyšší srážkové úhrny (např. Palembang v Indonésii). Ačkoliv zde nedochází ke střídání ročních období, mezi rostlinami, zvířaty i lidskými činnostmi je zachována určitá sezónnost.

2. Am – vlhké tropické monzunové klima

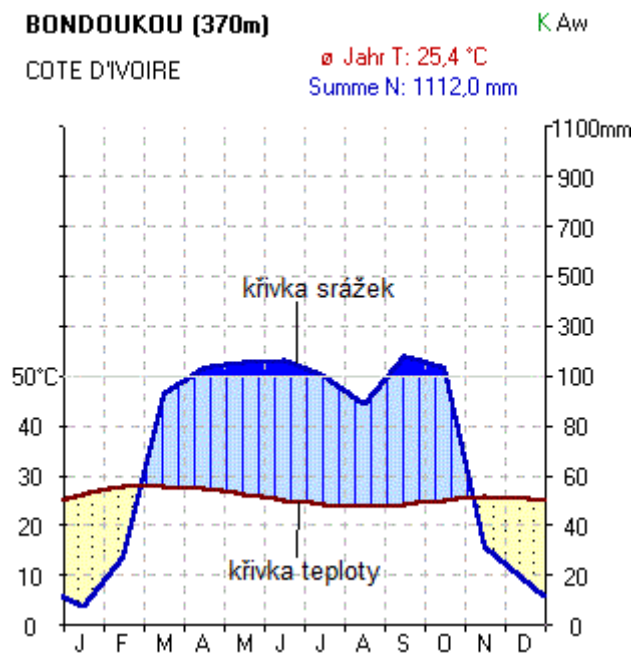
Vlhké tropické monzunové klima je příznačné jak pro oblasti s výskytem monzunů (např. Guinea, Bangladéš, Floridský poloostrov aj.), tak pro pobřežní oblasti, do kterých pasáty přinášejí celoročně dostatek srážek, čímž znemožňují jejich zařazení do klimatu savan (př. Bahamy).



Obr. 5.1a Klimadiagram vlhkých tropických deštných lesů (Af), zdroj www.m-forkel.de/klima

3. Aw – klima savan

Klima savan (vlhké a suché tropické klima) je příznačné pro oblasti s charakteristickými obdobími sucha (tečkované části v klimadiagramu, obr. 5.1b), kdy je množství srážek nejuššího měsíce menší než 60 mm a zároveň vyhovuje podmínce uvedené v tab. 5.1.



Obr. 5.1b Klimadiagram klimatu savan (Aw), zdroj www.m-forkel.de/klima

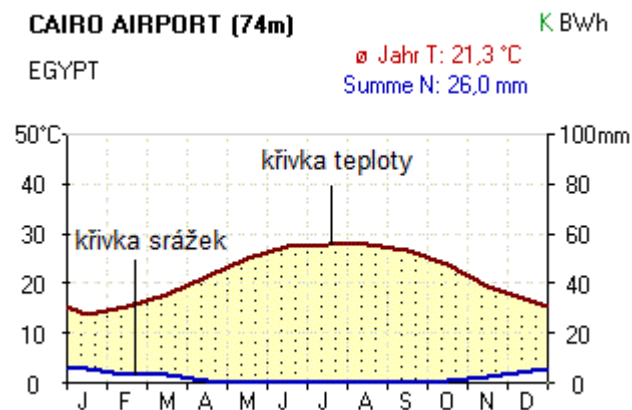
Většina těchto oblastí se nachází vně tropické zóny (např. Jakarta, Bombaj, Rio de Janeiro, Lagos, Darwin aj.), ačkoliv i oblasti v intertropické zóně (př. Kolumbie) podmínky klimatu savan splňují. Příkladem může být pás karibského pobřeží východně od hranic mezi Kolumbií a Panamou až k deltě řeky Orinoko, charakteristický nízkými a nepravidelnými srážkami se srážkovým úhrnem menším než 300 mm za rok, který pokračuje přes souostroví Malé Antily k Velkým Antilám. Bývá označován jako cirkumkaribský pás sucha a v místech severní Venezuly dokonce nabývá charakteru horkého klimatu stepí a suchých savan (Bsh). Aridita se zmenšuje směrem do vnitrozemí Amazonie, kde se opět objevuje klima vlhkých tropických deštných lesů. Východně od And právě mezi suchým karibským pásem a vlhkou Amazonií se v povodí přítoků Orinoka (Llanos a Savannas) zformovaly oblasti savan. Z názvů přítoků také pochází označení klimatu savan. Delší období sucha jsou charakteristické také na Havajských ostrovech (Honolulu), ve východní Africe (Keňa) a na Srí Lance (Trincomalee).

B – pás suchého klimatu

Zabírá asi 30,2 % povrchu Země. Je pro něj charakteristický stav, kdy je množství srážek menší než potenciální evapotranspirace. Hranice sucha lze vymezit podle vztahu uvedeného ve vysvětlivkách k tab. 5.1. Průměrná teplota 18 °C je překročena po dobu několika měsíců. S ohledem na ariditu klimatu se rozlišují dva typy: klima pouští a klima stepí a suchých savan.

1. BW – klima pouští

Klima pouští mají ty oblasti, jejichž roční srážkový úhrn je menší než polovina ročního srážkového úhrnu pásu suchého klimatu zohledněná hranicí sucha. Zahrnuje rozsáhlé oblasti jak horkých pouští (BWh) dominujících severní Africe (obr. 5.1c, úplná dominance aridního klimatu – tečkovaná část v klimadiagramu), Arabskému poloostrovu či vnitrozemí Austrálie, tak oblasti chladných pouští (BWk) střední Asie, severozápadní Číny nebo západních pobřeží kontinentů v blízkosti obratníků (poušť Atacama, poušť Namib), jejichž vznik je vysvětlován působením studených oceánských proudů.

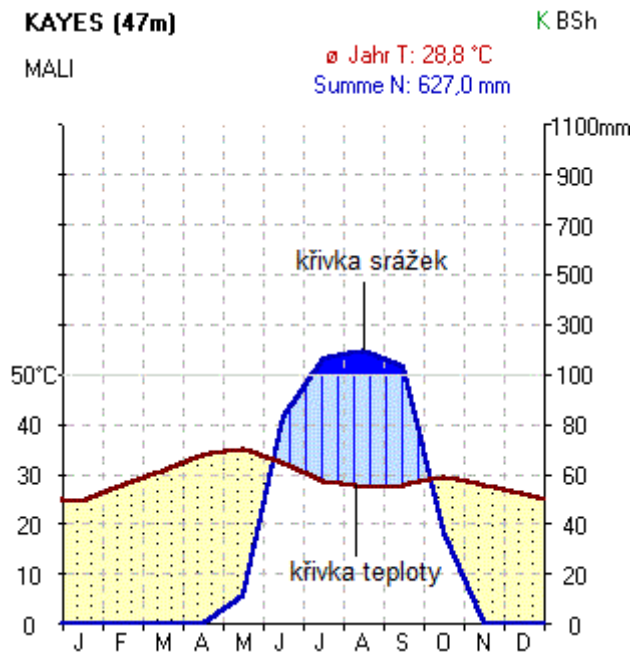


Obr. 5.1c Klimadiagram klimatu horkých pouští (BWh), zdroj www.m-forkel.de/klima

2. BS – klima stepí a suchých savan

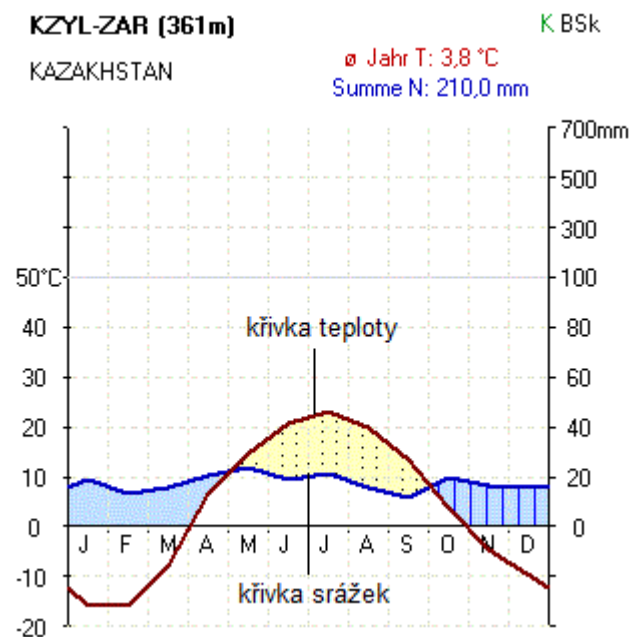
Klima stepí a suchých savan indikuje oblasti, jejichž roční srážkový úhrn je menší než hodnota ročního srážkového úhrnu vymezující pás suchého klimatu, ale zároveň větší nebo rovná její poloviční hodnotě. Konkrétně klima suchých savan (BSh) lze nalézt v Africe (obr. 5.1d) jako pás přiléhající ke klimatu savana pásu vlhkého tropického klimatu (Aw), ve střední

části jižní Afriky, v S–SV–V části Austrálie v pásu obepínající klima pouští (BWh) a ostrůvkovitě na Dekánské plošině, východě Brazílie či na hranici mezi USA a Mexikem.



Obr. 5.1d Klimadiagram klimatu suchých savan (BSh), zdroj www.m-forkel.de/klima

Klima stepí (BSk) se v Asii vyskytuje jako pás přiléhající ke klimatu chladných pouští (BWk), poledníkovým směrem kopíruje v USA území východně od Skalnatých hor a ostrůvkovitě ho můžeme nalézt také na Pyrenejském poloostrově (Španělsko), v jižní Africe, jižní Austrálii či Argentině.



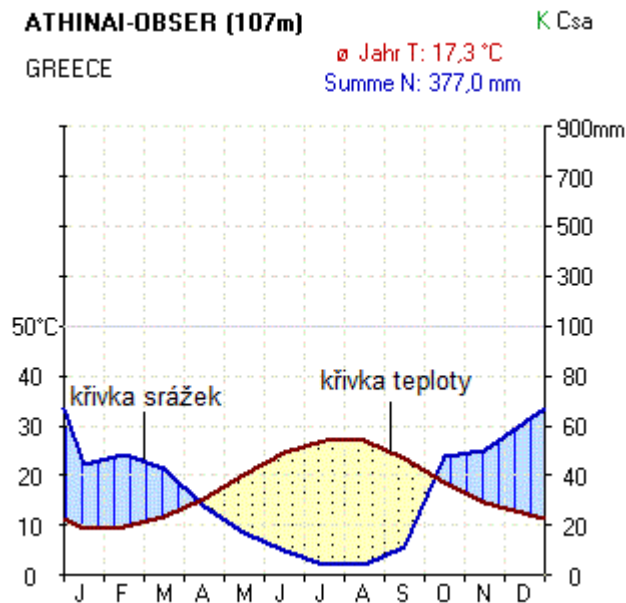
Obr. 5.1e Klimadiagram klimatu stepí (BSk), zdroj www.m-forkel.de/klima

C – pás mírně teplého klimatu

Rozprostírá se na 13,4 % ploše Země a vyznačuje se značnou proměnlivostí počasí a silně vyvinutou cyklonální činností, střídáním čtyř ročních období a chladnou zimou bez pravidelné sněhové pokrývky. Pás je omezen izotermou 18 °C nejteplejšího -3 °C nejchladnějšího měsíce a podle srážkových úhrnů (tab. 5.1) je rozlišen na tři typy, z nichž každý může být podle převládajících teplotních podmínek rozlišen na dílčí subtypy.

1. Cs – mírně teplé klima se suchým létem

Mírně teplé klima se suchým létem, neboli Středozevní klima (obr. 5.1f, výrazné aridita v letním období vyjádřená tečkováním) je příznačné pro západní části kontinentů mezi 30–45° zeměpisné šířky, ostrůvkovitě pak v okolí Kapského města v jižní Africe, v Kalifornii v USA a dále na severozápad, či v jihozápadní Austrálii. Klima je charakteristické přítomností polární fronty během zimního období, což způsobuje teplotní proměnlivost počasí s častějším výskytem srážek. Léta jsou naopak s výjimkou pobřežních oblastí, kde se projevuje oceanita klimatu, v důsledku dominance tlakové výše horká a suchá.



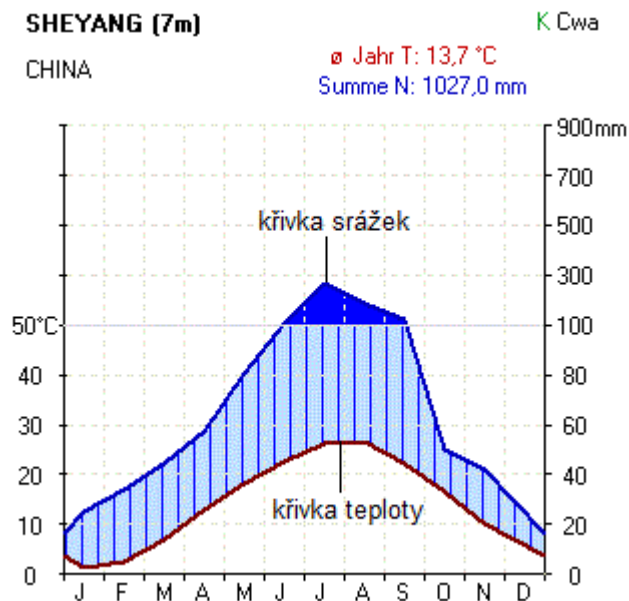
Obr. 5.1f Klimadiagram mírně teplého klimatu se suchým létem (Csa), zdroj www.m-forkel.de/klima

2. Cw – mírně teplé klima se suchou zimou

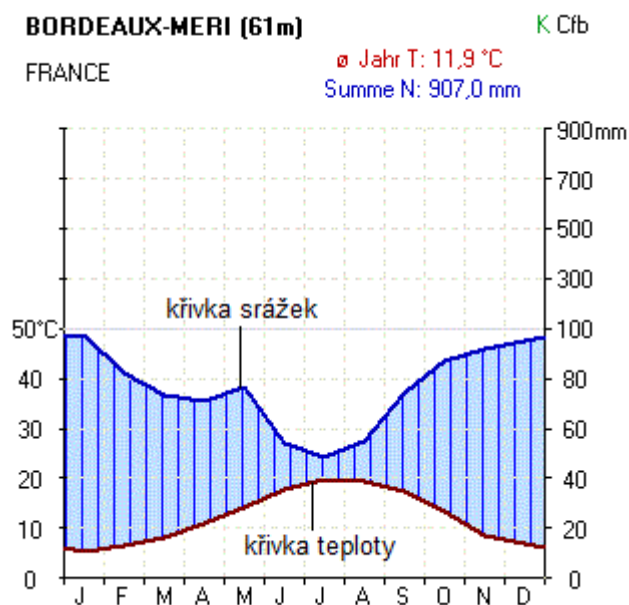
Mírně teplé klima se suchou zimou je charakteristické zejména pro vnitrozemí kontinentů, nebo jejich východní pobřeží (pás směřující z východní Asie na západ v podhůří Himalájí, střední Mexiko, Konžská pánev). Léta jsou na rozdíl od Středozevního klimatu v důsledku nestálé polohy tropické vzduchové hmoty či pasátového nebo monzunového proudění vlhčí (obr. 5.1g). Ve východní Asii lze však očekávat srážkově chudé období, které je způsobeno zimními monzunami. Některé charakteristiky klimatu s teplým a chladným létem (Cwb, Cwc) odpovídají klimatu výše položených míst, zejména v Peru, Bolívii, Mexiku, Zambii a jinde. Srážkové úhrny jsou vyvolány přesunem tropické vzduchové hmoty, suchá zimní období jsou pak následkem převažující tlakové výše.

3. Cf – mírně teplé klima bez suchého období

Jedná se o typ klimatu vyskytujících se např. na východním pobřeží Asie, USA či jihovýchodním pobřeží Jižní Ameriky (Cfa) s určitou progresí do vnitrozemí, nebo na západních pobřežích kontinentů (např. západní Evropa – obr. 5.1g) mezi 45–55° zeměpisné šířky taktéž zasahující do vnitrozemí (Cfb, Cfc). Obecně je pro ně specifické rovnoměrné rozložení srážek během roku s teplotně odlišným průběhem letního období (viz tab. 5.1). Zimy jsou v důsledku vlivu oceanity mírnější než v jiných oblastech ve stejné zeměpisné šířce.



Obr. 5.1g Klimadiagram mírně teplého klimatu se suchou zimou (Cwa), zdroj www.m-forkel.de/klima



Obr. 5.1h Klimadiagram mírně teplého klimatu bez suchého období (Cfb), zdroj www.m-forkel.de/klima

D – pás mírně studeného (boreálního) klimatu

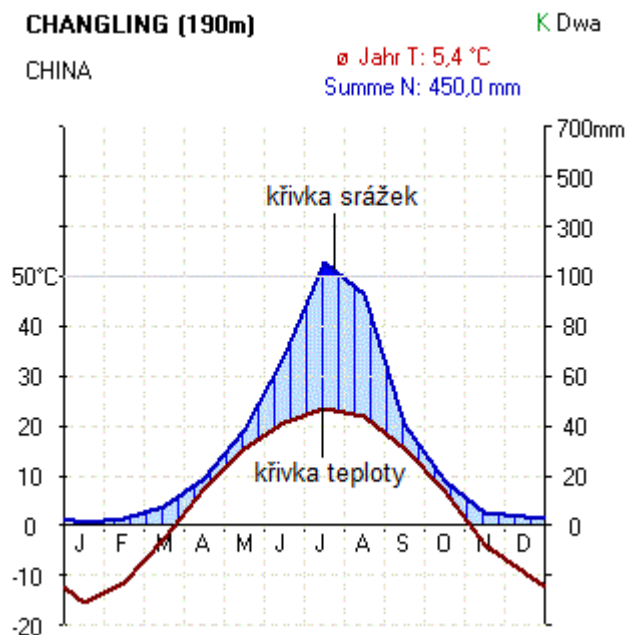
Zabírá 24,6 % povrchu Země a je vymezen izotermou $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ nejchladnějšího a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ nejteplejšího měsíce. Obvykle se nachází ve vnitrozemí kontinentů, nebo na jejich východních pobřeží, a to severně od 40° severní zeměpisné šířky. Na jižní polokouli se v důsledku menšího zastoupení pevniny v této zeměpisné šířce objevuje jen zřídka, a to ve vazbě na vyšší nadmořskou výšku. Příznačným rysem klimatu je také krátké léto a pravidelná sněhová pokrývka.

1. *Ds – mírně studené klima se studeným létem*

Mírně studené klima se studeným létem je výlučně vázáno na polohy s vyšší nadmořskou výškou poblíž oblastí se Středomořským typem klimatu. Příkladem může být Centrální masiv ve Francii, Zubački kabao v Černé hoře apod.

2. *Dw – mírně studené klima se suchou zimou – tzv. zabajkalský typ*

Tento typ klimatu je rozšířen převážně v oblasti Dálného východu a je pro něj v zimním období určující dominance Sibiřské tlakové výše. Podtyp s horkým a teplým létem (*Dwa*, *Dwb*) se vyskytuje v oblasti severovýchodní Číny (obr. 5.1i) a na Korejském poloostrově, chladnější modifikace tohoto typu (*Dwc*, *Dwd*) sahají více na sever. Jedná se o oblasti s vysokými teplotními amplitudami během dne i roku (v létě sahají teploty k $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ a v zimě klesají až k $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$).



Obr. 5.1i Klimadiagram mírně studeného klimatu se suchou zimou a horkým létem (*Dwa*), zdroj www.m-forkel.de/klima

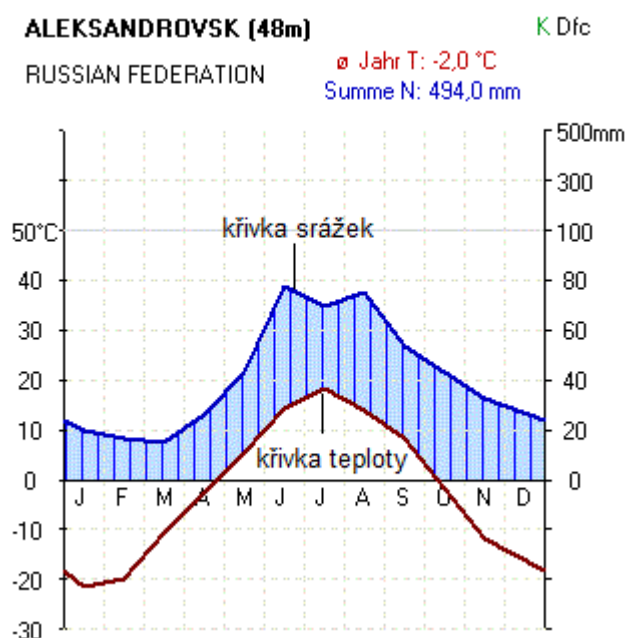
3. *Df – mírně studené klima bez suchého období*

Nejteplejší z variant tohoto typu klimatu (*Dfa*) je charakteristická průměrnou minimální teplotou nejteplejšího měsíce alespoň $22\text{ }^{\circ}\text{C}$, přičemž v zimním období lze očekávat teploty pod bodem mrazu. V Evropě je tento podtyp rozšířen v okolí Černého a Kaspického moře, přičemž největšího rozsahu nabývá v rovnoběžkovém pásu v severních částech USA. Ve shlcích se vyskytuje také v západních státech USA, zde je však obklopen klimatem stepí (*Bsk*) a je výrazněji sušší. Chladnější podtyp, stále však ještě s teplým létem (*Dfb*) dominuje v pásu ve střední a východní Evropě (zasahuje i do jižní Skandinávie), střední Asii a po 100°

západní délky v Severní Americe zhruba mezi 45–55° zeměpisné šířky Na jižní polokouli (Nový Zéland, Chile a Argentina) je spíše vázán na vyšší nadmořské výšky. Specificky chladné boreální klima s krátkým a chladným létem a zimními teplotami hluboko pod bodem mrazu (Dfc, Dfd) je rozšířeno v severní Kanadě a na Aljašce, v severní a východní Evropě (obr. 5.1j) a severní Asii. Zřetelné jsou zde také vysoké roční teplotní amplitudy pohybující se kolem 40 až 50 °C, někdy i více. Extrémní klimatické podmínky lze očekávat ve východní Sibiři, kde se města Verchojansk a Oymkjakon stala synonymy pro extrémně chladné zimy.

E – pás polárního (studeného, sněžného) klimatu

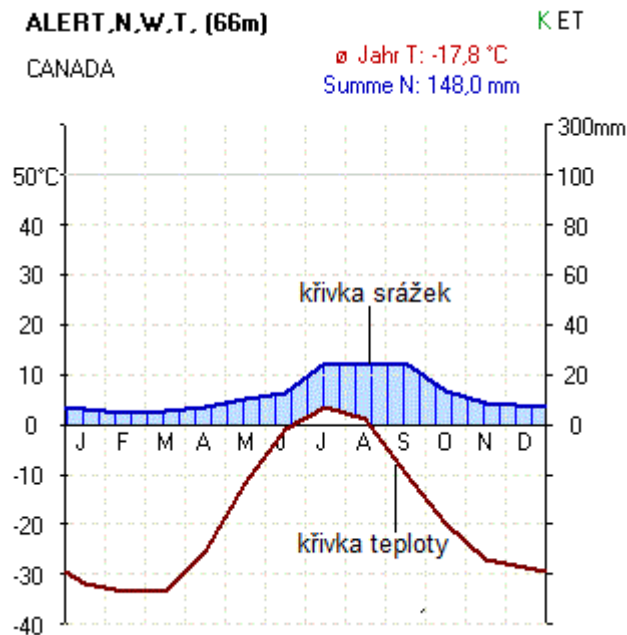
Rozkládá se na 12,8 % povrchu Země a je charakteristický nižší průměrnou teplotou nejteplejšího měsíce než 10 °C. Teplota vzduchu je tak většinou pod bodem mrazu a srážky většinou sněhové. V návrhu revidované klasifikace je také doporučení o rozšíření této skupiny o typ označený písmenem H, který by měl vymezovat vysokohorské klima a typ M odlišující oceánské klima.



Obr. 5.1j Klimadiagram mírně studeného klimatu bez suchého období s chladným létem (Dfc), zdroj www.m-forkel.de/klima

1. ET – klima tundry

Určujícím znakem pro klima tundry je průměrná teplota nejteplejšího měsíce v rozmezí 0 až 10 °C. Tento typ klimatu se vyskytuje v nejsevernějších oblastech Severní Ameriky (obr. 5.1k) a Eurasie a jim přiléhajících ostrovů. Mimo to se nachází také v oblastech nad hranicí lesa s vyšší nadmořskou výškou mimo vymezenou oblast, která splňuje dané podmínky (př. Mt. Washington v USA, Jotunheimen v Norsku).



Obr. 5.1k Klimadiagram polárního klimatu tundry (ET), zdroj www.m-forkel.de/klima

2. EF – klima mrazové (EF)

Mrazové klima představuje celoročně teplotně nejchladnější oblasti, kdy teplota nejteplejšího měsíce je nižší než 0 °C. Je rozšířeno na Antarktidě a ve vnitrozemí Grónska.

Na příkladu průměrných měsíčních a ročních teplot srážek stanice Herberton Post Office (tab. 5.2) v Queenslandu v Austrálii bude ukázán způsob, kterým lze data vyhodnotit a stanici tak zařadit do příslušného typu klimatu. Uvedené průměry jsou založeny na základě vstupních 105 údajů pro každý měsíc v případě srážek a 75 údajů pro každý měsíc v případě teplot.

Tab. 5.2 Průměrné měsíční a roční teploty vzduchu a srážkové úhrny pro stanici Herberton Post Office, zdroj (Peel a kol., 2007)

	I.	II	II	I	V	V	V	V	I	X	X	X	r
	.	I.	V.	.	I.	II.	II.	X.	.	I.	II.	ok	
t	2	2	2	2	1	1	1	1	1	2	2	2	1
(°C)	3,2	2,8	1,9	0,0	7,9	6,0	5,5	6,5	8,6	1,0	2,4	3,3	9,9
S	2	2	2	8	4	3	2	1	1	2	7	1	1
(mm)	38,4	29,7	14,4	6,0	6,9	3,3	2,0	8,2	6,5	5,3	7,3	37,9	146

Na základě kritérií pro zařazení do typu klimatu (tab. 5.1) je právě letní období (pozor na jižní polokouli trvá letní období od října do března) tím, kdy spadne více jak 70 % ročních srážek (923 mm = 80,5 %). A protože hodnota indikující hranici sucha $10 * (2 * 19,9 + 28) = 678$ mm je vyšší, než indikuje kritérium (tab. 5.1) pro zařazení do pásma suchého klimatu (skupina B), můžeme stanici z tohoto pásma vyloučit. Průměrná měsíční teplota nejchladnějšího měsíce je 15,5 °C, a to nevyhovuje podmínce pro zařazení do pásma vlhkého tropického klimatu (skupina A), avšak požadovanými teplotními charakteristikami ($T_{MAX} > 10$ °C & 0 °C < $T_{MIN} < 18$ °C → **23,3 °C** > 10 °C & 0 °C < **15,5 °C** < 18 °C) splňuje zařazení do pásma mírně teplého klimatu (skupina C). Při vyhodnocení kritérií dvou zbylých pásem (skupina D a E) můžeme tyto pásma

vyločit. Dalším krokem je zařazení do požadovaného typu podnebného pásma. Při detailním vyhodnocení požadovaných charakteristik zjistíme, že daná stanice vyhovuje jak typu Cs ($SL_{\text{MIN}} < 40$ & $SL_{\text{MIN}} < SZ_{\text{MAX}} / 3 \rightarrow 25,3 \text{ mm} < 40$ & $25,3 \text{ mm} < 28,6 \text{ mm}$), tak typu Cw ($SZ_{\text{MIN}} < SL_{\text{MAX}} / 10 \rightarrow 16,5 \text{ mm} < 23,8 \text{ mm}$). Protože však více srážek spadlo během letního období, je zařazení do typu klimatu **Cw**, tedy **pásma mírně teplého klimatu se suchou zimou**, oprávněnější.

Ačkoliv je Köppenova klasifikace používána ve výuce i pro vědecké účely, objevuje se celá řada návrhů, jak celou metodiku vymezení kategorií klimatu revidovat a upravit tak, aby co nejpřesněji odpovídala reálným podmínkám (např. Peel, M., Finlayson, B. L., McMahon, T. A., 2007).

K co nejnázornějšímu posouzení sledovaných klimatologických charakteristik se pro hodnocení teplotní a vláhové bilance sestavují klimadiagramy. Nejvěrohodnější zobrazení vztahu teploty a srážek podává klimadiagram podle Walter-Lietha, který v zásadě respektuje tyto zásady:

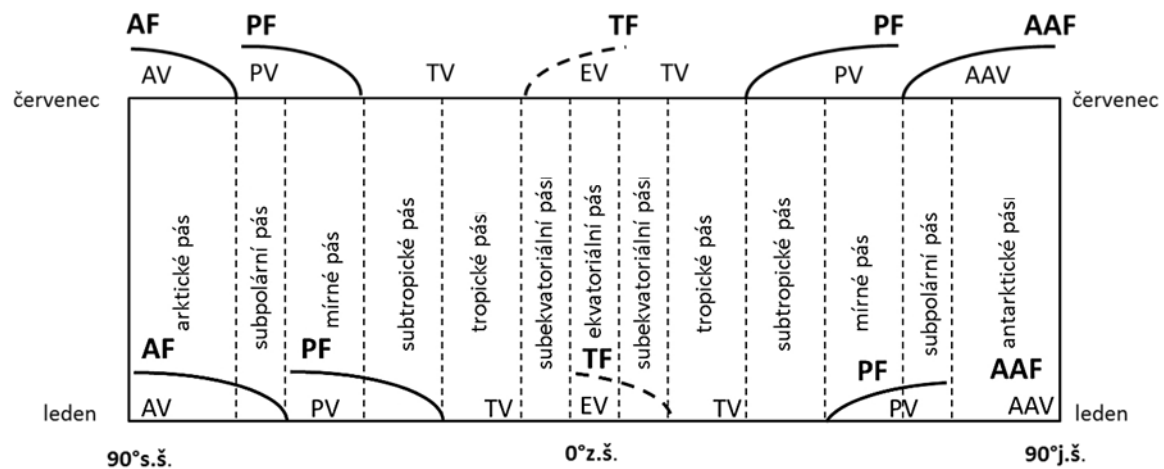
1. osa x obsahuje jednotlivé měsíce,
2. roční chod teploty (spojnicový graf, osa y vlevo) stupnice po 10 °C s nulou v počátku,
3. roční chod srážek (spojnicový graf, osa y vpravo) stupnice s dílkou po 20 mm srážek,
4. stupnice teploty a srážek jsou poměru 1:2 (ev. 1:3),

škálování:

- a) křivky teploty a srážek se neprotnou, křivka srážek probíhá nad křivkou teploty – jde o období vláhově příznivé (šrafuje se svisle),
- b) křivky se protnou: srážková křivka klesne pod křivku teplotní – jde o období s nedostatkem srážek (značí se tečkovaně),
- c) při srážkách vyšších než 100 mm za měsíc odpovídá jeden dílek na srážkové stupnici ne 10, ale 100 mm (plocha se značí černě/modře).

Mimo výše uvedené teplotní a srážkové křivky, název stanice a zeměpisné souřadnice, nadmořskou výšku a období zobrazovaných dat může být klimadiagram doplněný o níže uvedené charakteristiky (obr. 5.2):

- a – chod průměrných měsíčních teplot vzduchu,
- b – chod průměrných měsíčních úhrnů srážek,
- c – průměrná teplota vzduchu roční (vegetačního období),
- d – průměrný úhrn srážek roční (vegetačního období),
- e – průměrná minimální teplota vzduchu nejchladnějšího měsíce,
- f – absolutní minimální teplota vzduchu,
- g – průměrná maximální teplota vzduchu nejteplejšího měsíce,
- h – absolutní maximální teplota vzduchu,
- i – měsíce s dlouhodobou průměrnou minimální teplotou < 0 °C (černý úsek),
- j – měsíce s absolutní minimální teplotou < 0 °C (přízemní mrazíky – šrafuje se pravou šikmou šrafou)
- k – počet dnů bez mrazu.

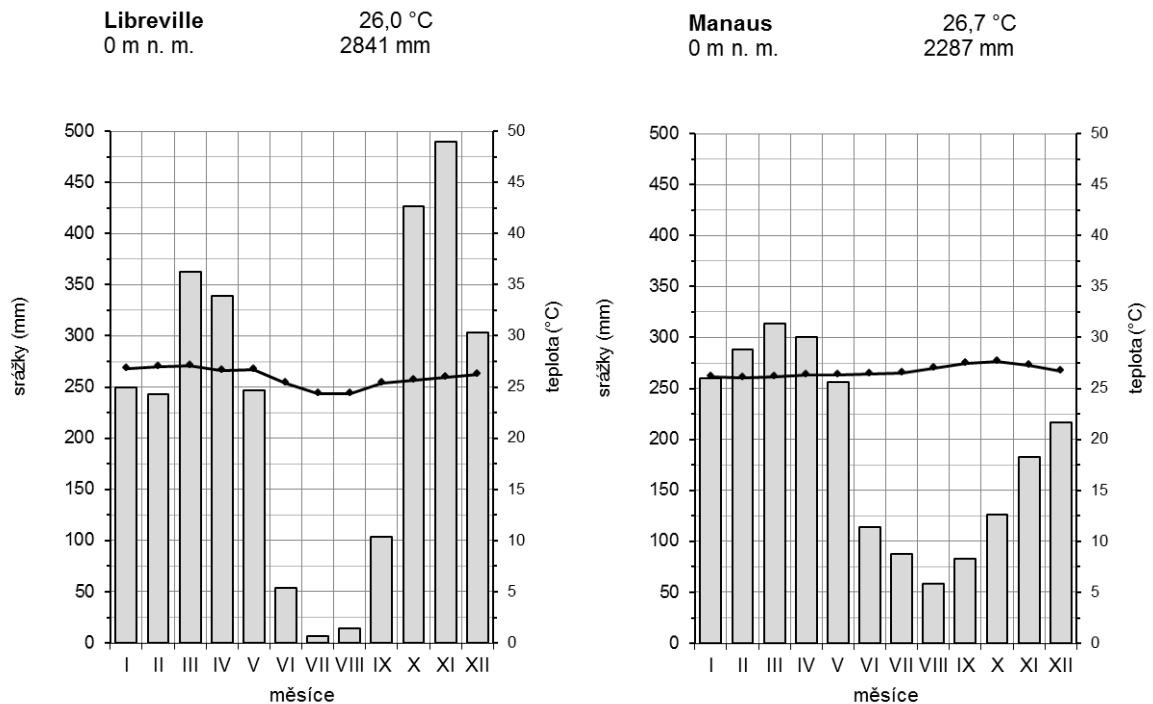


Obr. 5.3 Vymezení polohy klimatických pásů podle Alisova na základě polohy klimatických front v létě a v zimě, upraveno podle Netopil, 1984 (AV – arktický vzduch, AAV – antarktický vzduch, PV – polární vzduch, TV – tropický vzduch, EV – ekvatoriální vzduch, AF – arktická fronta, AAF – antarktická fronta, PF – polární fronta, TF – tropická fronta)

1. Pás rovníkového klimatu (ekvatoriální pás)

V ekvatoriálním pásu převládá po celý rok ekvatoriální vzduchová hmota, jejíž odlišnost v rámci pevninského či oceánského typu je téměř zanedbatelná. Stálá intenzita slunečního záření během roku podmiňuje vyrovnaný teplotní režim. Průměrné měsíční teploty vzduchu se pohybují v intervalu 24 až 28 °C, nižší teploty jsou vázány na větší nadmořskou výšku. Roční amplituda nejteplejšího a nejchladnějšího měsíce nepřesahuje 5 °C a může být i menší než 1 °C. Denní amplitudy teplot dosahují 10 až 15 °C, přičemž denní teplotní maxima přesahují v důsledku vysokého výparu a velké vlhkosti vzduchu jen zřídka 35 °C a denní minima klesají zřídka pod 20 °C. Vysoký výpar tak spolu s teplotami způsobuje velké hodnoty absolutní vlhkosti vzduchu. Také relativní vlhkost vzduchu se udržuje na vysokých hodnotách a i v nejsušších měsících překračuje 70 %. Vysoký obsah vodní páry (vzduch je blízký stavu nasycení) má za následek již při malém poklesu teploty vznik nočních radičních mlh a vydatné rosy. Vlhkolabilní zvrstvení napomáhá vzniku oblaků druhu Cu a Cb, z nichž padají vydatné srážky. Jejich roční úhrn dosahuje v průměru 1000 až 3000 mm. Na pevnině vypadávají v důsledku nejintenzivnějšího výparu během poledne srážky v odpoledních hodinách, na oceánech v nočních. Rozložení srážek během roku je víceméně stejnoměrné, může však být v obdobích rovnodennosti (respektive v době kulminace Slunce v zenitu v dané oblasti), kdy sluneční paprsky dopadají kolmo na rovník a zvyšují tak výpar, zesíleno **zenitálními dešti**. Množství srážek tak závisí na aktuálně poloze tropické zóny konvergence, je-li blízko, srážky se zesilují, je-li vzdálená, na její místo se přemístilo pásmo vyššího tlaku vzduchu a srážky jsou nižší (Libreville, obr. 5.4). Abnormální srážky (př. Kamerunská hora v Africe) jsou pak důsledkem návětrného jevu vysokých pohoří. Rozdíly mezi kontinentálním a oceánským typem klimatu jsou nepodstatné. V rovníkových oblastech Indického a Tichého oceánu nepřesahují teplotní rozdíly nejteplejšího a nejchladnějšího měsíce 1,5 °C. Rovníkové oblasti Atlantského oceánu ovšem v důsledku proudění studeného Benguelského proudu vykazují teplotní rozdíly vyšší (3–4 °C). Proto se v Guinejském zálivu pohybují průměrné červencové teploty na spodní hranici tohoto pásu (Libreville, Gabon 24,3 °C, obr. 5.4), zatímco lednové stoupají k 26 až 27 °C (Libreville 26,8 °C). Západní části oceánů nejsou v rovníkových oblastech ovlivňovány studenými mořskými proudy, proto jsou průměrné měsíční teploty během celého roku stabilní (Manaus, Brazílie 26,0–27,5 °C, obr. 5.4). Ekvatoriální pás je rozšířený zejména v povodí Amazonky, oblasti Guinejského zálivu, na jihu Malajského poloostrova

a na některých sundských (Sumatra, Borneo aj.) a jiných indonéských ostrovech, které se nacházejí v okolí rovníku.



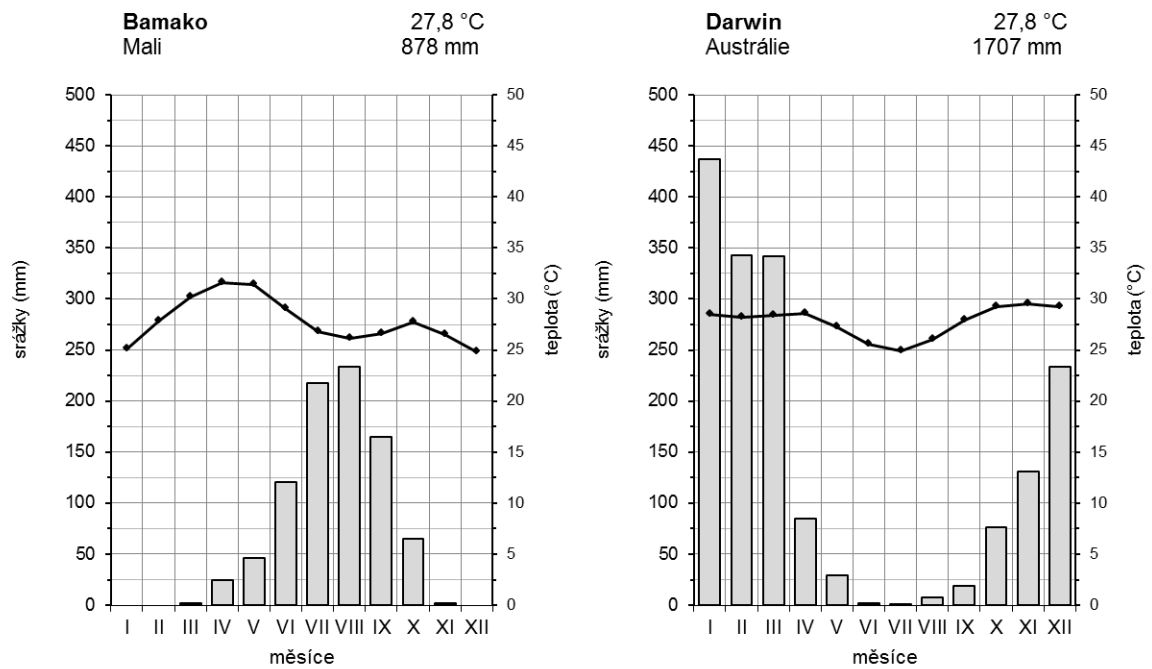
Obr. 5.4 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v ekvatoriálním pásu na stanicích Libreville a Manaus

2. Pás rovníkových monzunů (subekvatoriální pás)

Pás rovníkových monzunů se rozkládá v oblastech, kde v létě převládá ekvatoriální vzduchová hmota a v zimě tropická vzduchová hmota. V době letního monzunu při proudění od rovníku vzrůstá vlhkost vzduchu, klesá denní amplituda teploty a vy-padávají vydatné srážky v podobě lijáků. Při zimním monzunu vlhkost vzduchu na pevninách prudce klesá, stejně jako množství srážek a roste denní amplituda teploty.

Kontinentální typ klimatu (obr. 5.5) je specifický vlhkým létem a suchou zimou. Nejteplejším a nejsušším obdobím roku je jaro, kdy průměrné měsíční teploty vzduchu často přesahují 30 až 35 °C. Hlavní teplotní minima připadají na zimu a druhotné na léto, které souvisí s příchodem monzunu. Srážky vy-padávající v podobě lijáků se zmenšují s rostoucí vzdáleností od rovníku a kolísají od 1000–2000 mm do 300–400 mm v závislosti na trvání období dešťů. Abnormální srážkové úhrny jsou způsobené orografickým efektem (př. Čerápundží v podhůří Himalájí – ø 12 000 mm za rok).

V oblastech s **oceánským typem klimatu** je zimní monzun charakterizován stabilním a letním instabilním zvrstvením, takže pravděpodobnost srážek je v létě podstatně vyšší než v zimě. V ročním chodu teploty se v zimních měsících v porovnání s létem projevuje pokles o 3 až 5 °C (Darwin, obr. 5.5). Mezi typem *klimatu západních a východních břehů* se projevují podstatnější rozdíly při srážkových úhrnech během zimního monzunu. Hlavními geografickými oblastmi výskytu jsou jižní a jihovýchodní Asie (poloostrovy Přední Indie a Zadní Indie), jihovýchodní část Číny, východní Afrika od Somálska po sever Mosambiku, západní a střední Afrika severně od Guinejského zálivu po spojnici mezi Senegalem a Jižním Súdánem, severní část Austrálie, sever Jižní Ameriky a severní část Brazílské vysočiny.

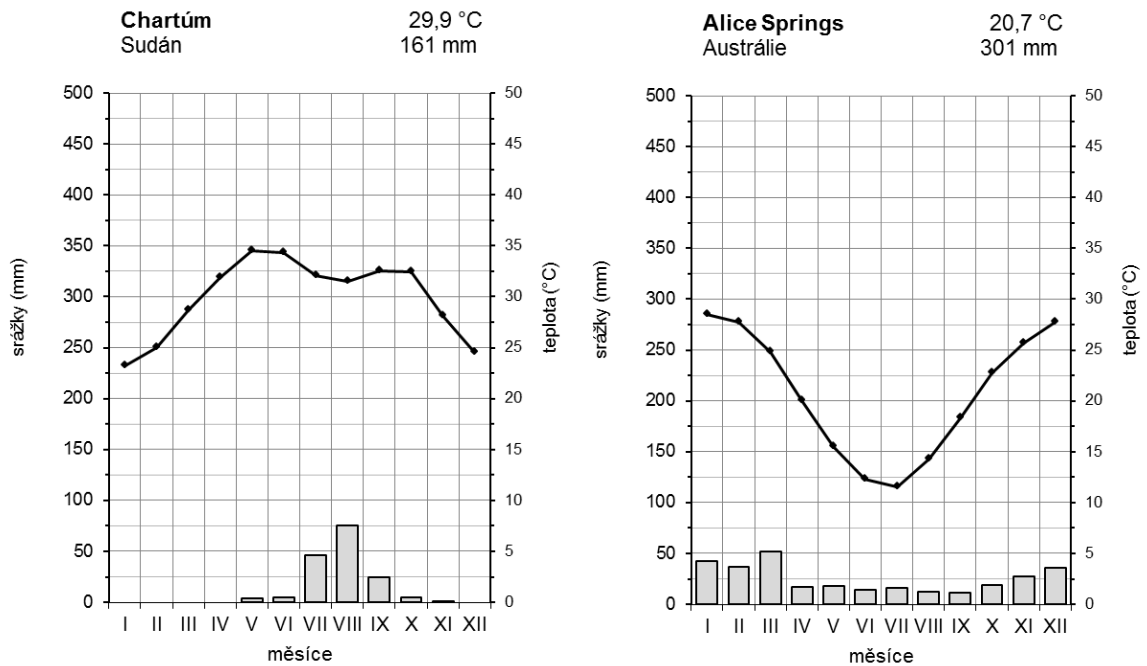


Obr. 5.5 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v subekvatoriálním pásu na stanicích Bamako a Darwin

3. Pás tropického vzduchu (tropický pás)

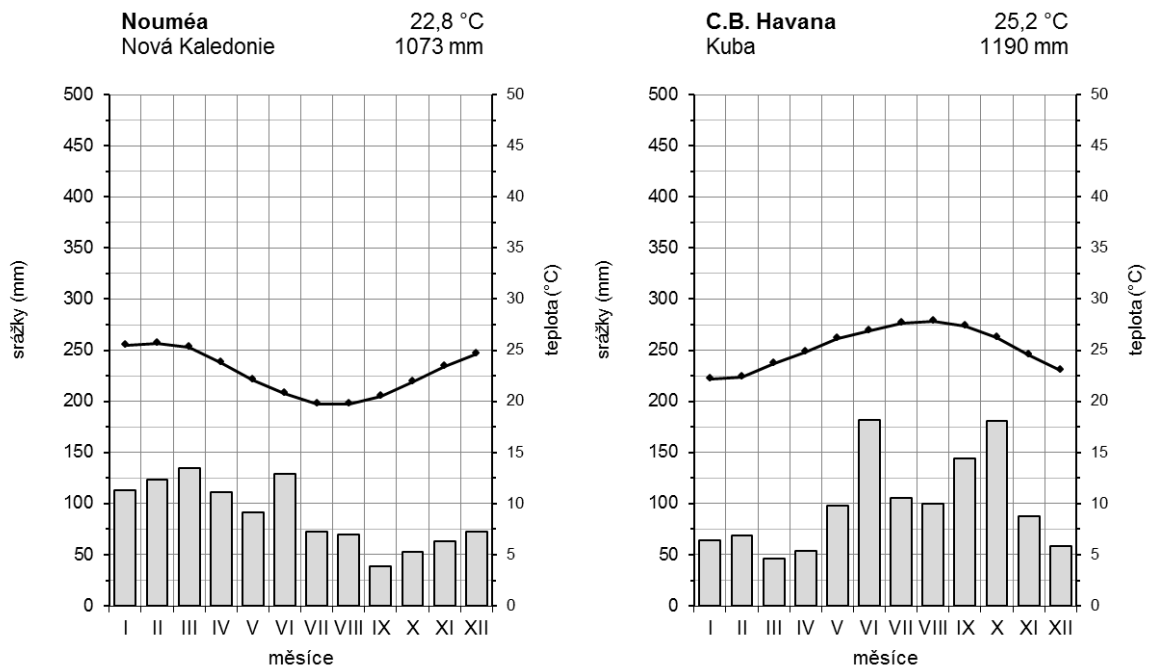
V tropickém pásu převládá celoroční vliv tropické vzduchové hmoty. Charakteristický je výskyt anticyklón na oceánech a termických níží s malými tlakovými gradienty na pevninách. Tropický vzduch obsahuje málo vodní páry, což je způsobeno nedostatkem vláhly na kontinentech a zadržujícím vlivem pasátové inverze nad oceány. Proto je oblačnost malá a aktivní povrch je intenzivněji ozářen než v rovníkových oblastech.

Kontinentální typ klimatu (obr. 5.6) je charakterizován extrémní ariditou, horkým létem a vysokým obsahem prachových částic v ovzduší. Patří sem oblasti s absolutními maximy teploty vzduchu na Zemi. Letní průměrné měsíční teploty se pohybují mezi 30 až 35 °C, průměrná měsíční teploty nejchladnějšího měsíce pak mezi 10 až 15 °C. Denní amplitudy teploty vzduchu mohou dosahovat až 40 °C, roční se pohybují v průměru kolem 20 °C. Srážky vypadávají přes silnou termickou konvekci jen zřídka. Relativní vlhkost vzduchu dosahuje v létě v průměru 30 %, v zimě nepřesahuje 50 %. Časté jsou prachové víry a písečné bouře. Kontinentální typ tropického pásu dominuje zejména v centrálních oblastech kontinentů, jako jsou poušť Sahara, vnitrozemí jižní Afriky, Arabský poloostrov, vnitrozemí Austrálie atd.



Obr. 5.6 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v tropickém pásu kontinentálního typu klimatu na stanicích Chartúm a Alice Springs

Oceánský typ klimatu (obr. 5.7) je specifický menší roční a denní amplitudou teploty vzduchu a vyšší vlhkostí vzduchu.

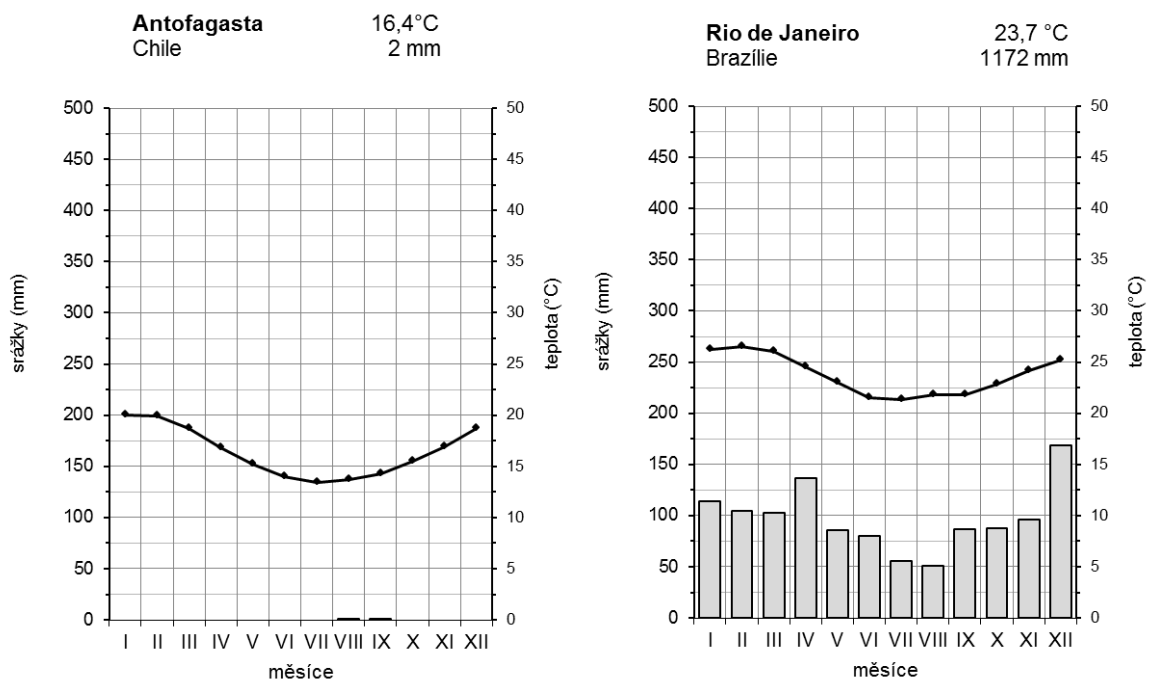


Obr. 5.7 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v tropickém pásu oceánského typu klimatu na stanicích Nouméa a Havana

Tropické klima *západních břehů pevnin* (obr. 5.8) má oproti jiným oblastem v tropickém pásu nízkou průměrnou měsíční teplotu vzduchu (18 až 20 °C), velmi málo srážek (méně než 100 mm ročně) a vysokou relativní vlhkost vzduchu (80 až 90 %). Chladnější podnebí těchto oblastí je způsobeno zejména přisunem chladnějšího vzduchu z vyšších zeměpisných šířek po východním okraji tropických tlakových výší, které zároveň pohání studené mořské proudy tekoucí podél západních pobřeží kontinentů. Tento svérázný typ klimatu pobřežních pouští je rozšířen například u západního pobřeží Afriky (pobřežní poušť Sahary, Atacama, Namib) či Jižní Ameriky (poušť Atacama). Ve stabilně zvrstveném vlhkém vzduchu vznikají často mlhy. Velmi dobře je vyvinuta brízová cirkulace, která do vnitrozemí přináší tento jediný zdroj vody.

Tropické klima *východních břehů pevnin* se od předchozího typu liší vyšší teplotou vzduchu a podstatně vyššími srážkami.

Pasátová inverze je vyjádřena slabě a většinou leží nad hladinou kondenzace. Výsledný charakter klimatu vzniká přisunem teplejšího a vlhčího vzduchu, který proudí po západním okraji tropických tlakových výší pohánějící také teplé mořské proudy. Vyšší teplota mořské vody zvyšuje výpar a umožňuje tak vznik atmosférických srážek, které jsou pasátovým prouděním dopravované na pevninu. Svými charakteristikami je tropické klima východních břehů pevnin velmi podobné ekvatoriálnímu klimatu s tím rozdílem, že má v zimním období nižší teploty vzduchu. Je příznačné pro východní pobřeží Austrálie, Mosambiku či Brazílie.



Obr. 5.8 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v tropickém pásu oceánského typu klimatu západních břehů pevnin na stanici Antofagasta a východních břehů pevnin na stanici Rio de Janeiro

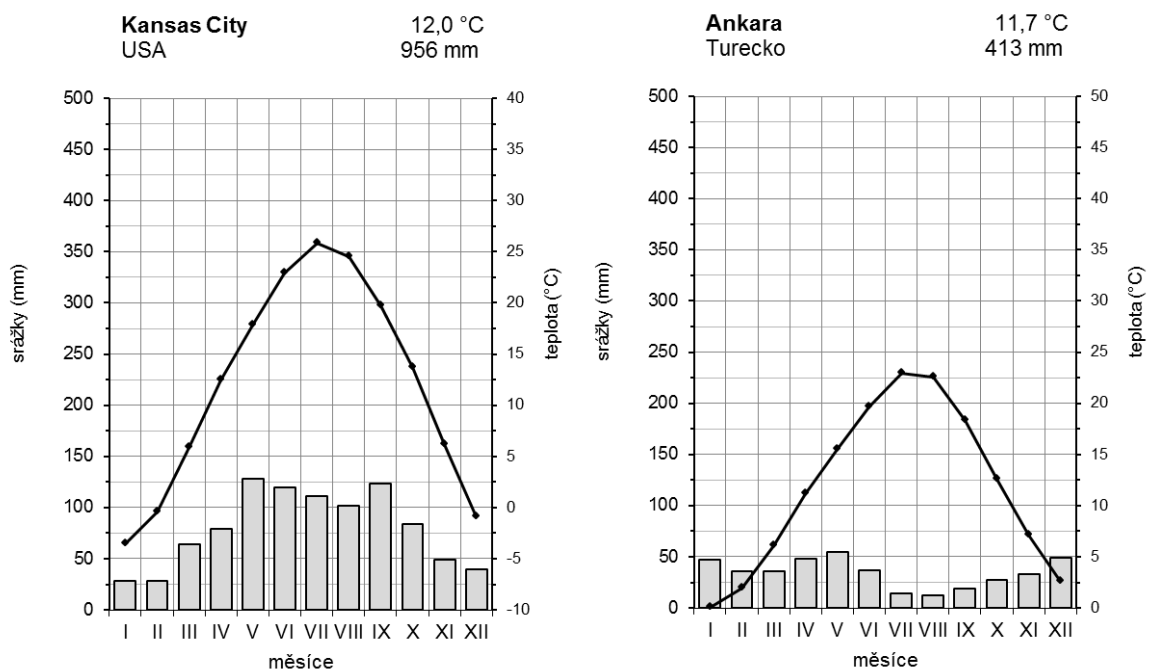
4. Subtropický pás

V létě převládá tropická vzduchová hmota (suché a jasné počasí), v zimě pak polární vzduchová hmota (chladnější a deštivější počasí).

Kontinentální subtropický typ se vyznačuje v létě stejnými hodnotami radiační bilance jako tropický pás. Oblaka se prakticky netvoří, převládá suché a jasné počasí. Průměrné měsíční teploty vzduchu nejteplejšího měsíce jsou v intervalu 25–30 °C, nejchladnějšího pak 0–5 °C, v oblastech se zápornou energetickou bilancí,

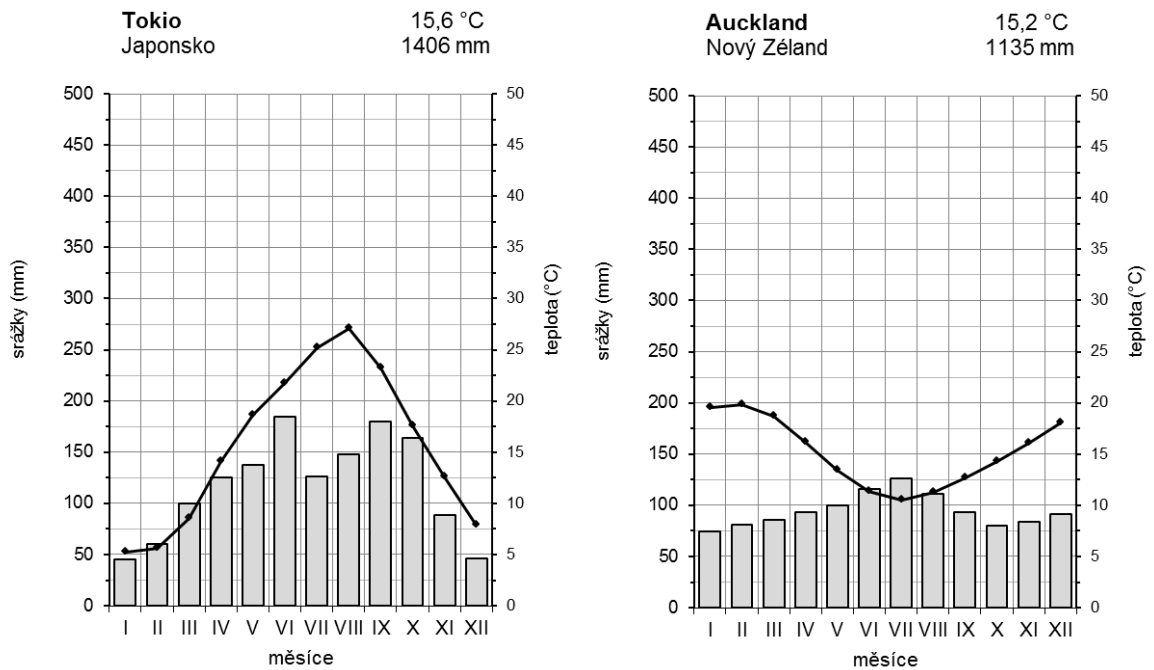
mohou hodnoty klesat i pod bod mrazu (Kansas City, obr. 5.9). V zimě v důsledku posunu anticyklón k jihu je oblast pod vlivem cyklonální činnosti, s níž souvisí zimní a jarní srážkové období. Roční úhrn srážek se pohybuje kolem 500 mm, místy klesá i pod 300 mm. Vyšší hodnoty srážek jsou vázány na vyšší nadmořské výšky, ve kterých jsou maxima koncentrována na konec zimy a začátek jara. Srážky někdy vypadávají v podobě sněhu, stálá sněhová pokrývka se však netvoří. S tímto typem klimatu se můžeme setkat ve vnitrozemí Pyrenejského poloostrova, jihozápadní a střední Asie, Argentiny či v USA.

Vyšší extrémů může očekávat ve vnitrozemí Asie (severní Irán, Afghánistán, jižní části středoaasijských republik a severozápad Číny), kde se rozsáhlé pole tlakové výše vytváří i v zimním období. Kromě velmi silných větrů od jara do léta (jen SZ Čína má od dubna do července 40 dnů se silnými větry), lze v těchto oblastech očekávat nízké teploty pod bodem mrazu během zimního období a denní maxima v létě dosahující až 40 °C. Srážky se pohybují v rozmezí 100–300 mm a jsou v důsledku kontaktu tropické a polární vzduchové hmoty častější na jaře. Obdobné podmínky lze vysledovat také na americkém středozápadě v oblasti Nevady, kde se ovšem z důvodu menší plochy pevniny nevytváří tak silný vliv anticyklón během zimního období. Ačkoliv zde můžeme v důsledku specificky utvořeného reliéfu (uzavřené Údolí Smrti – Death Valley podmiňující během léta neustálou konvekci a oteplování cirkulujícího vzduchu bez možnosti výrazného ochlazení při jeho stoupání) naměřit výrazná denní maxima během letního období (57,6 °C).



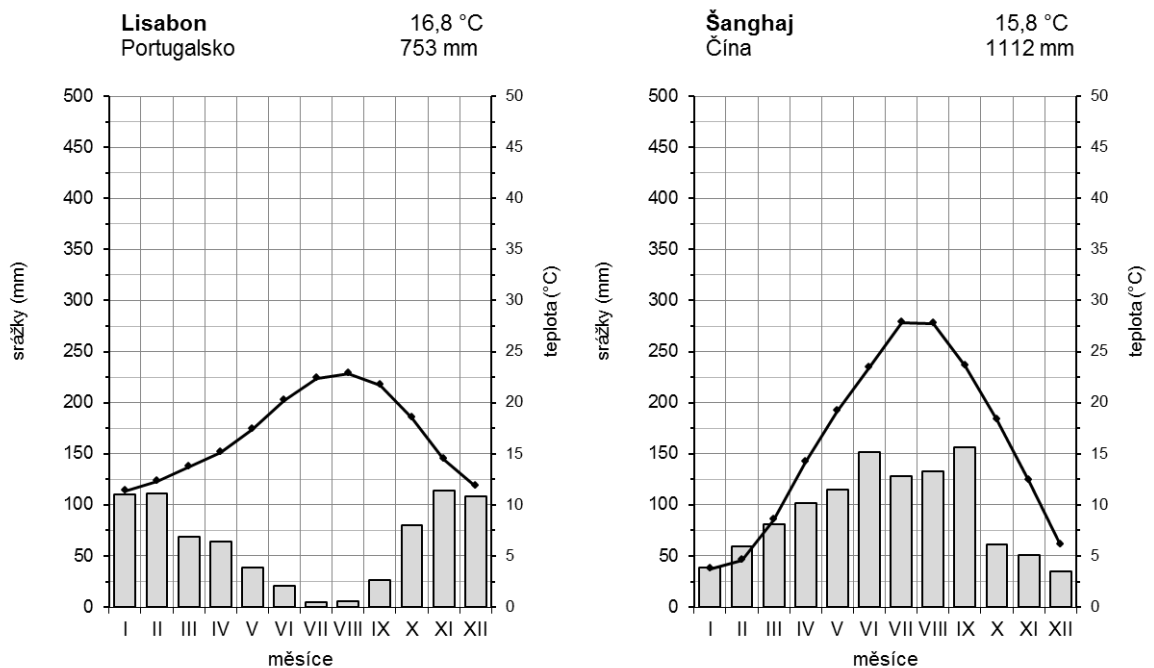
Obr. 5.9 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v subtropickém pásu kontinentálního typu klimatu na stanicích Kansas City a Ankara

Pro **oceánský typ klimatu** je charakteristický vyrovnanější chod teploty vzduchu (teplota nejchladnějšího měsíce kolem 12 °C, nejteplejšího kolem 20 °C; př. Auckland – obr. 5.10) s menší roční amplitudou teploty. V případě převažujícího vlivu některého z lokálních geografických činitelů (např. vliv studené Sibiřské tlakové výše v zimním období a letních monzunů na Japonsko, obr. 5.10), se některé hodnoty liší.



Obr. 5.10 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v subtropickém pásu oceánského typu klimatu na stanicích Tokio a Auckland

Subtropické klima **západních břehů pevnin** (těž středomořské; Lisabon – obr. 5.11) je typické teplým, suchým a slunečným létem a relativně teplou deštivou zimou, během níž vypadává větší část ročního úhrnu srážek, který může dosahovat až 1000 mm.



Obr. 5.11 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v subtropickém pásu oceánského typu klimatu západní břehů pevnin na stanici Lisabon a východních břehů pevnin na stanici Šanghaj

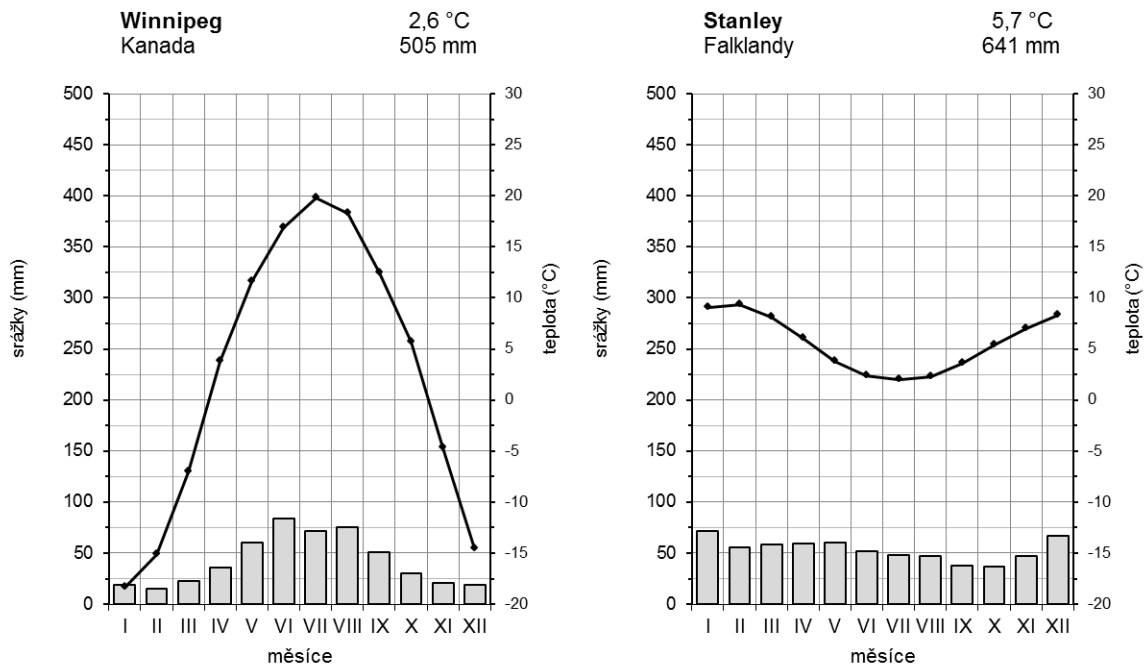
Ráz počasí je závislý na poloze polární fronty, která s sebou přináší deštivé cyklonální počasí. Průměrná teplota nejchladnějšího měsíce se pohybuje mezi 10 až 12 °C a nejteplejšího mezi 18 až 20°C (z důvodů proudění studených mořských proudů). Kromě středomoří se s tímto typem klimatu můžeme také setkat na západním pobřeží USA, Chile, JAR či v jihozápadní Austrálii.

Zcela odlišný klimatický ráz (monzunový) má typ subtropického klimatu **východních pobřeží pevnin** (Šanghaj – obr. 5.11), kde se zimní měsíce vyznačují suchým, poměrně chladnějším počasím při vpádech suchého kontinentálního vzduchu mírných šířek. Průměrná teplota nejteplejšího měsíce se pohybuje mezi 22 až 26 °C. Srážková činnost (1200–2000 mm) se koncentruje na letní období při proudění z oceánu s velkou oblačností a vysokou relativní vlhkostí vzduchu (80 až 85 %).

5. Pás vzduchu mírných šířek (mírný pás)

Klimatické podmínky jsou dány převládáním vzduchu mírných šířek – polární vzduchové hmoty. Výrazná cyklonální činnost umožňuje vpády arktického a tropického vzduchu. Na rozdíl od tropických šířek, kde hraje hlavní roli transformace vzduchových hmot, má v tomto páse rozhodující význam advekce vzduchu. Bilance záření nabývá v zimním období na pevninách již záporné hodnoty a i přes vysoké letní hodnoty je výpar, a tedy i srážky, podstatně nižší než v tropických oblastech. Charakteristickým rysem je velká proměnlivost počasí.

Kontinentální typ (obr. 5.12) se v létě vyznačuje poměrně vysokou teplotou, nízkou relativní vlhkostí a nestabilním zvrstvením, v zimě nízkými teplotami, vysokou relativní vlhkostí a velkou stabilitou vzduchu.



Obr. 5.12 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v mírném pásu na stanicích Winnipeg (kontinentální typ) a Stanley (oceánský typ)

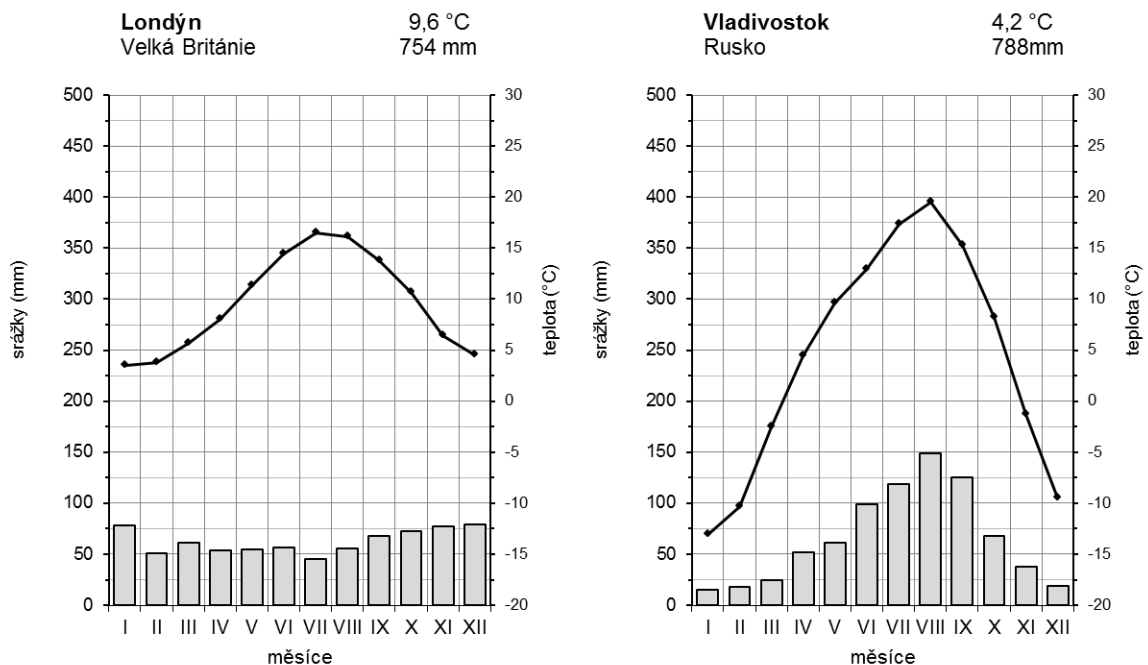
Stabilní zvrstvení a ochlazování od zemského povrchu vede v nitru kontinentů ke vzniku mohutných anticyklón (např. Sibiřská tlaková výše, Kanadská tlaková výše), v nichž mohou teploty vzduchu klesat na -30 až -40 °C. Kontinentální typ je charakteristický vysokými ročními amplitudami teploty vzduchu (30 až 60 °C)

a mezidenní změnou teploty vzduchu často o 20 až 30 °C (vpády arktického vzduchové hmoty). Průměrná teplota vzduchu nejchladnějšího měsíce se pohybuje ve velkých rozmezích mezi -10 až -30 °C, nejteplejšího měsíce pak mezi 15 až 22 °C. Roční úhrn srážek kolísá mezi 300 až 600 mm, přičemž maximum srážek připadá na léto, kdy je v důsledku výparu nejvyšší obsah vodní páry v ovzduší.

V podmínkách **oceánského klimatu** je v průměru 1,5 krát vyšší radiační bilance než na kontinentech, přičemž i v zimě má oceán oteplovací vliv na atmosféru. Také cyklonální činnost je rozvinuta během celého roku. Proto se tento typ vyznačuje malou denní a roční teplotní amplitudou při teplejší zimě a chladnějším létu a poměrně rovnoměrným rozložením srážek během celého roku (obr. 5.12). Průměrné měsíční teploty vzduchu nejteplejšího měsíce se pohybují mezi 12 až 16 °C, nejchladnějšího měsíce mezi 2 až 8 °C.

Mírné klima **západních pobřeží pevnin** je charakterizováno převládáním mořského vzduchu mírných šířek a cyklonální činností během celého roku. Proto je zima poměrně teplá a léto chladné (v zimě zůstávají průměrné měsíční teploty vzduchu kladné, v létě nepřesahují 20 °C). Srážky jsou relativně rovnoměrně rozložené, přičemž jejich maximum připadá na podzim nebo zimu. Roční úhrn dosahuje 600 až 1000 mm, na návětrných svazích hor více jak 2000 mm. Počasí je většinou zamračené a deštivé, v zimním půlroce s častými mlhami. S tímto typem klimatu se setkáme v západní Evropě, západní Kanadě nebo na jihu Jižní Ameriky.

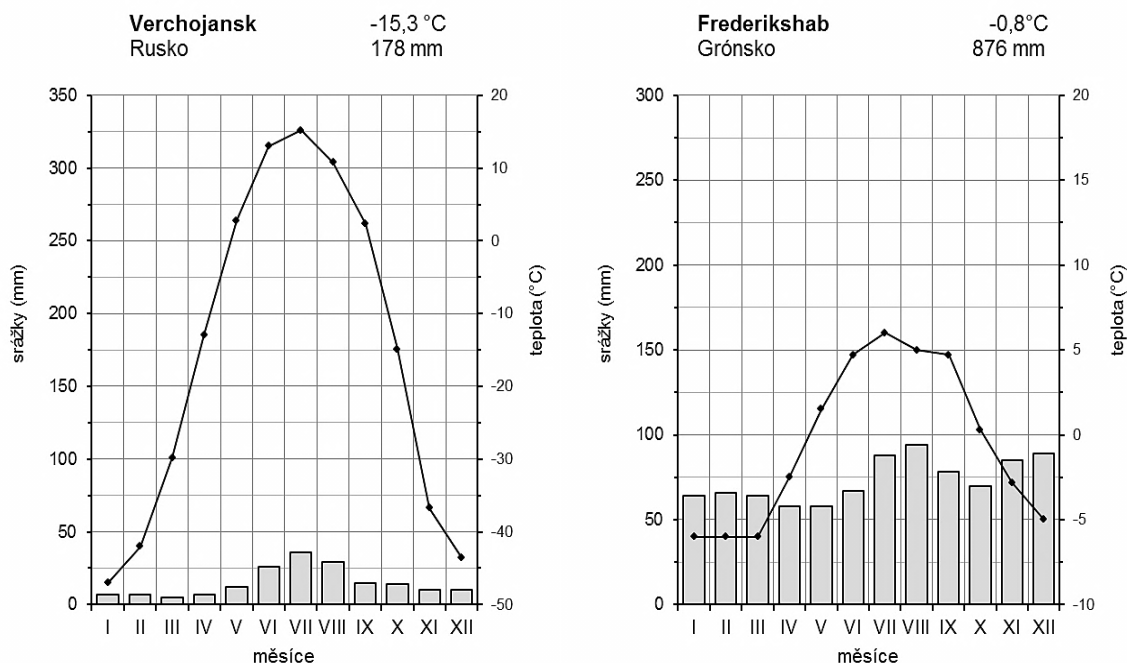
Mírné klima **východních pobřeží pevnin** má výrazný monzunový charakter. V zimě je pod vlivem severozápadního proudění po východní periferii pevninských anticyklón, v létě pod vlivem cyklonální činnosti od jihovýchodu. Proto je zima studená a suchá (průměrná teplota nejchladnějšího měsíce se pohybuje mezi -5 až -12 °C), léto deštivé a chladné nebo mírně teplé (průměrná teplota nejteplejšího měsíce se pohybuje mezi 16 až 20°C). Srážek spadne 500 až 1000 mm, na východních návětrných svazích hor přes 2000 mm ročně. Vyskytuje se na východním pobřeží Asie a Kanady.



Obr. 5.13 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v mírném pásu oceánského typu klimatu západní břehů pevnin na stanici Londýn a východních břehů pevnin na stanici Vladivostok

6. Subarktický pás

Je charakteristické převládáním arktické vzduchové hmoty v zimě a polární vzduchové hmoty v létě.



Obr. 5.14 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v subarktickém pásu kontinentálního typu klimatu na stanici Verchojansk a oceánského typu klimatu na stanici Frederikshab

Kontinentální subarktický typ klimatu (př. Verchojansk – obr. 5.14) má velmi chladnou (průměrné měsíční teploty vzduchu -30 až -50 °C) a dlouhou zimu a relativně teplé (průměrné teploty 15 až 18 °C), krátké léto. Teploty vzduchu klesají v údolích při stagnaci vzduchu až na velmi nízké hodnoty (-50 až -70 °C) a roční amplitudy jsou největší na světě (kolem 65 °C). Množství srážek, které vypadávají nejčastěji v létě na frontách polární vzduchové hmoty, je malé (kolem 200 mm ročně) a souvisí s malým obsahem vodní páry v ovzduší při poměrně nízkých teplotách. V zimním období jsou také v důsledku silného vyzařování způsobené dominancí oblastí vysokého tlaku vzduchu častější mlhy. Vyskytuje se v Rusku a Kanadě.

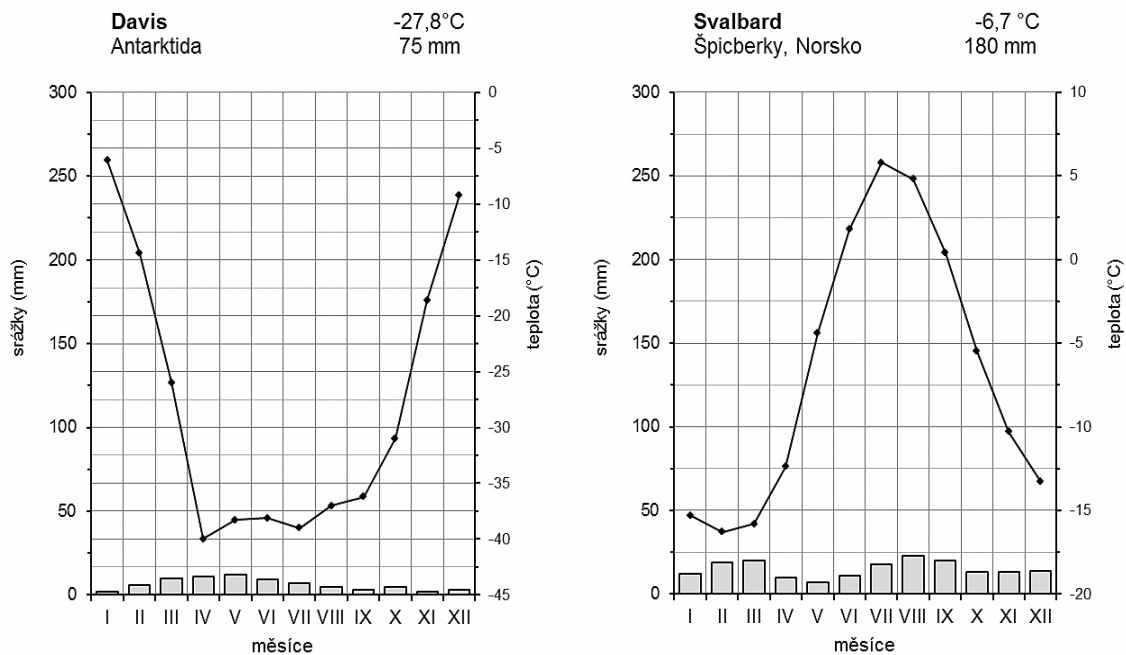
Oceánský subarktický (subantarktický) typ (př. Frederikshab – obr. 5.14) je charakteristický sezónní výměnou mořské arktické vzduchové hmoty (zima) a polární vzduchové hmoty (léto), přičemž roční amplituda teploty vzduchu nad oceány většinou nepřesahuje 16 °C, poblíž pobřeží se pak pohybuje mezi 20 až 35 °C. Zima je relativně mírná (průměrné měsíční teploty kolem -10 °C) a léto chladné s nižšími teplotami než na kontinentu (teploty nepřesahují 10 °C).

7. Arktický a antarktický pás (polární pás)

Radiační bilance je po většinu roku záporná v důsledku vysokého albeda povrchu krytého sněhem a ledem. Teplota vzduchu zůstává i v létě nízká. Průměrné teploty zimních měsíců se liší jen málo. Srážek vypadává při nízkém obsahu vodní páry způsobené dominancí tlakových výší v ovzduší málo, ale výrazně převyšují výpar.

Kontinentální polární klima je typické pro Antarktidu. Má mimořádně mrazivé zimy (průměrné měsíční teploty se pohybují okolo $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (mohou však klesat k -50 až $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$) a studená léta, kdy průměrná teplota vzduchu všech měsíců je záporná. V Antarktidě byly zjištěny vůbec nejnižší teploty vzduchu na Zemi (na stanici Vostok 21. 7. 1983 byla naměřena teplota $-89,2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Typické jsou studené svahové větry a silné proudění v okrajových částech Antarktidy. Množství srážek nepřesahuje 40 až 50 mm ročně, k okrajům kontinentů vzrůstá na 600 až 700 mm.

Oceánské polární klima má oblast Arktidy (s výjimkou centrální části Grónska). V létě zde teploty vzduchu vystupují až nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, v zimě klesají pouze na -10 až $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, což je způsobeno oteplovacím vlivem Atlantského oceánu. Roční úhrn srážek činí 150 až 200 mm, v okrajových částech až s potenciální cyklonální aktivitou 300 mm.



Obr. 5.15 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek v antarktickém pásu kontinentálního typu klimatu na stanici Davis a v arktickém pásu oceánského typu klimatu na stanici Svalbard

5.2.3 Klimatické poměry kontinentů světa

Poznámka pro práci s kapitolou

S ohledem na možnou rozsáhlost kapitol věnujících se popisu klimatických poměrů kontinentů světa bude následující kapitola zaměřena jen na stěžejní znaky klimatu v úzké vazbě na Alisovu klasifikaci klimatu (stěžejní kódy pro identifikaci klimatu podle Köppenovy klasifikace jsou uváděny v závorce). Pokud není rozvedeno jinak, lze na uvedené typu klimatu aplikovat makroklimatické charakteristiky uvedené v předchozí kapitole. Detailněji se rozbor bude věnovat pouze Evropě. Protože je vysvětlení jednotlivých dějů uvedeno v předchozích kapitolách, je následující text uváděn pro větší přehlednost strukturovaně.

EVROPA

Základní znaky evropského klimatu

Stěžejní klimatogeografictí činitelé:

- a) poloha určená zeměpisnou šířkou odráží odlišné radiační poměry během roku,
- b) rozložení tlakových útvarů podmiňující proudění a vlastnosti vzduchu,
- c) vliv mořského proudění – Severoatlantský proud a jeho větve mají oteplovací tendenci,
- d) vzdálenost od oceánu – projev oceanicity a kontinentality klimatu (viz teplotní stratifikace během zimního období),
- e) orografie – brání pronikání vzduchových hmot (návětrný efekt vs. srážkový stín), podmiňuje vertikální stupňovitost,
- f) lokální podmínky podmiňující vznik místních větrů (fén, bríza, bóra, etésiové větry aj.),
- g) charakter aktivního povrchu (sníh má vyšší albedo, více tak odráží sluneční záření a spotřebovává energii na přeměnu skupenství).

Cirkulace vzduchu nad Evropou má sezónní rytmus, ve kterém se promítá vliv arktické, polární a tropické vzduchové hmoty.

V **zimě** převažuje vliv stacionární Islandské tlakové níže, Azorské tlakové výše, Sibiřské tlakové výše a oblasti vysokého tlaku vzduchu nad Arktidou. Značné tlakové gradienty mezi Azorskou tlakovou výší a Islandskou tlakovou níží podmiňují silné západní až jihozápadní proudění vzduchu, které je sice ve spodní vrstvě narušováno nerovností terénu a celkovou orografií (Alpsko-karpatský systém), ale i tam převládá proudění vzduchu se západní složkou. Nad teplejší Středozevní moře se z mírných šířek přesunula polární vzduchová hmota a vytváří zde oblast nižšího tlaku vzduchu podmiňující převahu severního proudění (etésiové větry). Východní Evropa je pod vlivem oblasti vysokého tlaku vzduchu, která umožňuje pronikání studeného vzduchu do střední Evropy od východu a arktického vzduchu od severu. Od Atlantského oceánu postupují po třech hlavních drahách cyklóny, v nichž vzduch je v těchto poměrně teplý a vlhký. První vede nad severní částí Islandu a Skandinávského poloostrova a je spojena s polohou arktické fronty. Druhá a třetí dráha jsou spojeny s polohou atlantské polární fronty a její středomořské větve. V zimním období jsou dráhy jejich cyklón nejčastěji nad severní částí Britských ostrovů, nad jižní Skandinávií a Baltským mořem. Cyklóny středomořské větve polární fronty se pohybují nejčastěji od Lvího zálivu k jižní části Apeninského poloostrova a odtud dále nad Balkánský poloostrov, na východ od něho se pak část cyklón přemísťuje k Černému moři a Krymu, část pak nad Malou Asii a Blízký východ. Průběh lednových izoterm má v důsledku převládajícího západního proudění téměř poledníkový směr, zimy jsou však proměnlivé a někdy bývají více či méně narušovány vpády arktické vzduchové hmoty. Ta vzniká jako následek vytvoření tlakové výše nad Skandinávským poloostrovem a za předpokladu přesunu nad Britskými ostrovy může proudit až nad Středozevní moře, kde vyvolává husté sněžení a deště. Hodnoty průměrných měsíčních teplot nejchladnějšího měsíce se ve směru na východ odlišují. V oblasti Středozevního moře dosahují 8 až 12 °C, při pobřeží Atlantského oceánu se pohybují nad 5 °C a na území vzdálenějším od pobřeží do 5 °C. Ve střední Evropě jsou průměrné měsíční lednové teploty již záporné i na rovinách (do -3 °C), ve střední části Skandinávského poloostrova klesají k -12 až -15 °C. Na ostrovech západní Evropy a při pobřeží bývá v průměru únor chladnější než leden (důsledek minimální teploty svrchní vrstvy Atlantského oceánu v únoru).

Na **jaře** slábne vývoj Islandské tlakové níže a Sibiřské tlakové výše (postupné oslabení západního proudění), cyklonální činnost se oslabuje, zvětšuje se sluneční radiace a v souvislosti s rozšiřováním tlakové výše nad Středozevní mořem a posunem azorské tlakové výše k severu zesiluje proudění vzduchu od jihu

a jihozápadu. Oceánský vzduch postupující nad pevninu je již chladnější nežli ohřátý vzduch nad pevninou a přináší na polárních frontách větší množství srážek. Nestálý systém rozložení tlakových útvarů zvláště v první polovině jara vytváří podmínky pro výrazné změny počasí na téměř celém území Evropy. Vpády studeného vzduchu od severu a od severozápadu přinášejí pokles nočních a někdy i denních teplot pod bod mrazu. Tropický vzduch nad Středozezemním mořem je také ještě nestabilní a přítomná cyklonální činnost je zdrojem srážek. Přímořské oblasti západní, ostrovní a severní Evropy vykazují z důvodu pronikání chladné mořské polární vzduchové hmoty pozdní nástup léta, radiční bilance na Skandinávském poloostrově je ovlivňována vysokou spotřebou energie slunečního záření na tání sněhové pokrývky. Jaro je zde krátké a jeho nástup je opožděný.

V **létě** se projevuje vliv tropické a polární vzduchové hmoty. Dominantním tlakovým útvarem je Azorská tlaková výše, která se vysunuje do jižní a střední Evropy, přičemž roste také vliv Íránské tlakové níže. Převládající anticyklonální proudění přináší do jižní, střední i západní Evropy slunečné a teplé počasí. Průměrné měsíční teploty nejteplejšího měsíce se ve Středomoří pohybují kolem 25 °C, v přímořských oblastech západní a severní Evropy mezi 15–18 °C a ve vnitrozemí střední a východní Evropy pak okolo 20 °C. Teplotní režim léta je určován především radičními poměry, proto mají červencové izotermy téměř rovnoběžkový průběh. Cyklonální činnost je v tuto dobu vázaná na polární frontu vysunutou nad Britské ostrovy, Island a Skandinávii. Srážkové pole nad Evropou je velmi nerovnoměrné. V oblasti Středozezemního moře spadne srážek kromě nejvyšších hor velmi málo, v ostatních částech Evropy jsou hojné a jejich podíl na celoročním úhrnu se zvyšuje směrem na východ. V plošném rozložení srážek letního období se však výrazně projevuje situační poloha horských a rovinných území – v západní, střední i severní Evropě jsou roviny a kotliny ležící v dešťovém stínu hor značně sušší nežli návětrné a vrcholové části hor.

Během **podzimu** probíhá postupný přechod od letních synoptických situací k zimním. V říjnu a listopadu je již v severní a střední Evropě záporná radiční bilance. Zesiluje pronikání mořského vzduchu ze severních částí Atlantského oceánu a tím i přenos vláhly do vnitrozemí, čímž dochází k ochlazení povrchu. Začátek podzimu je tak obdobím malých srážek, jejich množství se se zapojením teplého oceánského vzduchu postupně zvyšuje.

Podnebné pásy Evropy

Pro přesnější dokreslení teplotních a vláhových poměrů využijte webovou stránku www.klimadiagramme.de obsahující celou řadu klimadiagramů.

1. subtropický pás (Csa, Csb, Cfa, Cfb)

- a) zasahuje do jižní Evropy od Pyrenejského poloostrova přes Apeninský poloostrov až po Balkánský poloostrov včetně všech ostrovů ve Středozezemním moři,
- b) v létě převládá tropická vzduchová hmota (vliv Azorské tlakové výše), zatímco v zimě polární vzduchová hmota spojná s intenzivní cyklonální činností odehrávající se na polární frontě,
- c) výskyt místních větrů (bóra, etésiové větry, scirocco),
- d) je zde vyvinut typ:
 - **oceánského klimatu západních břehů pevnin** (mediteránní typ)
 - průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ledna dosahuje 10–12 °C, v nejteplejším měsíci červenci se pohybuje do 25 °C, pobřeží Atlantského oceánu je chladnější,
 - převážná většina srážek spadne v chladné části roku, srážkové úhrny se v průměru pohybují mezi 400–800 mm,

- východním směrem lze pozorovat celkovou proměnlivost klimatu,
- **kontinentálního (přechodného) klimatu** (převažuje ve vnitrozemí Pyrenejského a částečně Balkánského poloostrova)
 - průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ledna dosahuje 0–5 °C, v nejteplejším měsíci červenci se pohybuje do 25 °C,
 - srážky se pohybují kolem 500 mm,

2. mírný pás (Cfb, Csc, Cfa, Bsk)

- a) zasahuje do západní, převážné části severní, střední a východní Evropy – je tedy nejrozšířenějším pásem v Evropě,
- b) po celý rok převládá polární vzduchová hmota (kontinentální či mořská) s vpády jak arktického, tak tropického vzduchu,
- c) velmi dobře je vyvinuta cyklonální činnost a s ohledem na zesilování a zeslabování tlakových útvarů také západní proudění,
- d) na proměnlivý ráz počasí v průběhu roku má rozhodující význam advekce vzduchu, konvekce je vzácnější a je omezena především na kontinentální východní část,
- e) je zde vyvinut typ:
 - **oceánského klimatu západních břehů pevnin**
 - celoročně převažuje proudění vlhkého mořského vzduchu mírných
 - průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ledna dosahuje 5 °C, v nejteplejším měsíci červenci se pohybuje mezi 15–18 °C,
 - rozložení srážek je relativně rovnoměrné, v zimě jich ovšem spadne více než v létě (roční úhrn dosahuje 600–700 mm, v horách i 1 000–2000 mm),
 - absolutní i relativní vlhkost vzduchu je vysoká, v zimním období je velmi častý výskyt mlh, obloha je po většinu roku oblačná,
 - **kontinentálního typu**
 - směrem na východ dochází k postupné transformaci mořského vzduchu na kontinentální – lze rozlišit přechodný typ klimatu a následně pak kontinentální,
 - průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ledna dosahuje 0 až -10 °C, v nejteplejším měsíci červenci se pohybuje mezi 15–20 °C, s tím, že vykazuje vyšší teplotní amplitudy a s narůstající kontinentalitou klimatu také vyšší teplotní extrémy (maximální teploty přes 30 °C a minimální pod -20 °C),
 - letní srážky převažují nad zimními, jsou méně vyrovnané s čtenějším výskytem delších období s nedostatkem srážek, která se mohou dostavit kdykoli během roku (průměrný srážkový úhrn 500–700 mm),

3. subarktický pás (Dfc, E)

- a) zasahuje pouze do nejsevernější části Skandinávského poloostrova a severní část Islandu,
- b) v zimě převládá mořská arktická vzduchová hmota a v létě mořská polární vzduchová hmota,
- c) klima je oceánského typu charakteristický mírnou zimou (vliv teplého Norského proudu), chladným létem a vysokou vlhkostí vzduchu v průběhu celého roku

- průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ledna dosahuje -5 až -8 °C, v nejteplejším měsíci červenci se pohybuje kolem 10 °C,
- srážkové úhrny se pohybují mezi 600–800 mm,

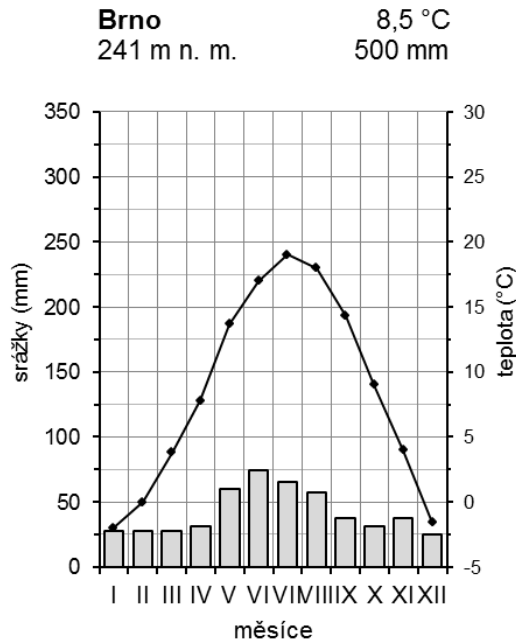
4. arktický pás (E)

- a) zasahuje pouze na ostrovy Špicberky,
- b) roční bilance záření je pro vysoké albedo povrchu pokrytého sněhem a ledovci po většinu roku záporná,
- c) srážek spadne pro malou absolutní vlhkost vzduchu málo (200–400 mm),
- d) klima je oceánskému typu, což souvisí s oteplovacím vlivem Špicberského mořského proudu,
 - průměrná teplota nejchladnějšího měsíce ledna dosahuje -15 °C, v nejteplejším měsíci červenci se průměrná teplota pohybuje kolem 5 °C, nejsou vyloučené zimní teploty kolem -40 °C a letní teploty mohou stoupat krátce i k 10 °C.

Podnebí České republiky

Roční chod teplot je více ovlivněn nadmořskou výškou, než zeměpisnou šířkou nebo zeměpisnou délkou. Vyjadřuje se průměrnými teplotami jednotlivých měsíců a extrémními průměrnými měsíčními teplotami. Nejteplejším měsícem v roce je červenec s průměrnou teplotou 16,7 °C (nejtepleji je v pražském Klementinu 19,7 °C a nejchladněji na Sněžce 8 °C). Nejchladnějším měsícem je leden s průměrnou teplotou -2,9 °C (nejtepleji je v pražském Klementinu -0,2 °C a nejchladněji na Sněžce -7,8 °C). Nejnížší průměrné roční teploty jsou vázány na horské oblasti hraničních pohoří (Sněžka – průměrná nejnižší teplota je 0,2 °C) a inverzní sníženiny, ve kterých byly naměřeny historicky nejnižší teploty (Litvínovice u Českých Budějovic: -42 °C, 1929). Nejvyšší průměrné teploty se nacházejí v oblastech nížin, konkrétně v Polabí a v Dolnomoravském úvalu (Praha Klementin 10 °C, Hodonín 9,5 °C). Absolutní teplotní maximum 40,4 °C bylo naměřeno 20. srpna 2012 v Dobřichovicích u Prahy, čímž byl překonán rekord 40,2 °C z roku 1983 naměřeného v Praze Uhřetíněvsi. Vyšší teploty, než by odpovídaly nadmořské výšce, byly zaznamenány v podhůří Hrubého Jeseníku, na Opavsku a v podhůří Šumavy. Důvodem je přítomnost vzdušného proudění s podobnými vlastnostmi jako má fén a ten při přetékání horských překážek otepluje zmíněné oblasti. Naopak nižší teploty oproti původním předpokladům můžeme očekávat v centrálních částech Středočeské pahorkatiny a v oblastech Českomoravské vrchoviny. Důvodem je tvar těchto celků, které mají podobu rozsáhlých kleneb, a to vede k intenzivnějšímu vyzařování tepelné energie a následnému ochlazení (průměrné teploty nejteplejšího měsíce 12–14 °C, průměrné teploty nejchladnějšího měsíce -4 až -6 °C). Z tohoto důvodu se tyto oblasti také označují jako Česká Kanada a Česká Sibiř.

Průměrný roční srážkový úhrn je 680 mm a distribuce srážkových úhrnů závisí na převládajícím směru proudění vzduchu (převažuje západní proudění s proměnlivou severozápadní a jihozápadní složkou) a nadmořské výšce. Nejvíce srážek (1200–1600 mm) spadne na návětrných stranách Jizerských hor, Moravskoslezských Beskyd, Hrubého Jeseníku a Šumavy. Naopak nejsuššími jsou právě oblasti ležící ve srážkovém stínu Krušných hor (Žatecko, Louncko, Rakovnicko, Mostecká pánev), dolní Povltaví, severní okolí Plzně, okolí Brna a Dyjskosvratecký úval, kde se projevuje převládající proudění suchého teplého tropického vzduchu z jihu a jihovýchodu. Absolutně nejvyšší denní úhrn srážek 342 mm byl naměřen v červenci 1897 na stanici Nová Louka v Jizerských horách a nejvyšší roční úhrn srážek 2201 mm na stanici Jizerka taktéž v Jizerských horách. Nejnižší roční úhrn srážek 247 mm byl zaznamenán shodně v roce 1933 na stanici Velké Přítočno v Jizerských horách a v roce 1959 na stanici Skryje na středním toku Berounky.



Obr. 5.16 Graf ročního chodu teploty vzduchu a srážek na stanici Brno Tuřany, zdroj dat: ČHMÚ

Poměrně pravidelné odchylky denních hodnot meteorologických prvků od jejich průměrných hodnot bývají v daných částech roku označovány jako **povětrnostní singularity**. Ty jsou podmíněny již výše zmíněnými vpády vzduchových hmot. K neznámějším singularitám patří v České republice ledoví muži, babí léto, medardovské počasí či vánoční obleva. **Ledoví muži** objevující se v první polovině května představují vpády studené arktické vzduchové hmoty od severu nebo severozápadu. Proudící mořský vzduch s sebou přináší ochlazení a bezoblačné noci s výskytem mrazíků. **Babí léto** nastává v druhé polovině září a v říjnu a představuje období slunečného, teplého a suchého počasí. Vzniká v důsledku tvorby tlakové výše nad střední Evropou. V jeho průběhu lze pozorovat vyšší denní teplotní amplitudy mezi teplejším dnem a chladnější nocí. **Medardovské počasí** se na naše území dostavuje nejčastěji v červnu nebo začátkem července a přináší relativní ochlazení doprovázené zvýšenou oblačností a srážkami. Tyto změny vyvolává příliv chladného mořského polárního vzduchu z Atlantského oceánu, který proniká až do střední Evropy. **Vánoční obleva** nastává obvykle mezi Vánocemi a Novým rokem a představuje poměrně teplé a vlhké počasí, které je důsledkem proudění teplého mořského polárního vzduchu ze západu a jihozápadu. Ačkoliv většinou přináší vzestup teplot vzduchu a následná tání sněhové pokrývky, ve vyšších polohách může podpořit vydatné sněžení.

Podle Köppenovy klasifikace klimatu (viz příloha) náleží území České republiky převážně do typu klimatu *Cfb* (mírně teplé klima bez suchého období s horkým létem), kdy lze se vzrůstající nadmořskou výškou odlišit typy *Dfb* (mírně studené klima bez suchého období s teplým létem), *Dfc* (mírně studené klima bez suchého období s chladným létem) a *ET* (polární klima tundry). Alisova klasifikace klimatu řadí podnebí ČR do mírného pásu kontinentálního typu s větším projevem oceánského klimatu (atlantsko-kontinentální skupina) označovaného jako přechodné. Proto bylo v 70. letech 20. století vypracováno E. Quittem detailnější členění na mezoklimatické typy klimatu, které vychází z rozložení průměrných teplot vzduchu, počtu letních, mrazových, ledových aj. dnů, srážkových dnů s určitým úhrnem, počtu dní se zataženou oblohou a jiných charakteristik. V České republice tak byly vymezeny 3 hlavní oblasti: teplá, mírně teplá a studená. Teplá oblast svými charakteristikami pokrývá území nížin, dolních toků řek a úvalů (Polabská

nížina, dolní tok Ohře, Vněkarpatské sníženiny, Dolnomoravský úval), mírně teplá oblast se nachází v pahorkatinách a vrchovinách a chladná oblast je vázána na nejvyšší pohoří.

ASIE

Základní znaky asijského klimatu:

Stěžejní klimatogeografičtí činitelé:

- poloha určená zeměpisnou šířkou odráží odlišné radiační poměry během roku,
- rozlehlost kontinentu – prostor pro intenzifikaci vlivu tlakových útvarů (např. Sibiřská tlaková výše – subsidence chladného vzduchu v zimě x příjem tepelného záření v létě → vysoké teplotní amplitudy,
- rozložení tlakových útvarů (Sibiřská tlaková výše, Havajská tlaková výše, Íránská tlaková níže) podmiňující proudění (západní proudění, monzunové proudění) a vlastnosti vzduchu (vlhký atlantský vzduch transformující se na ryze kontinentální, mořský polární vzduch z Tichého oceánu, studený arktický vzduch, vlhký mořský tropický vzduch, ekvatoriální vzduch)
- vliv mořského proudění – Kuro-šio, Oja-šio, Somálský proud,
- vzdálenost od oceánu – projev oceanity a kontinentality klimatu,
- orografie – brání pronikání vzduchových hmot (koncentrace srážek na severozápadních svazích pohoří ve východní Asii, abnormální srážkové úhrny v podhůří Himaláje – Čerápundží), podmiňují vertikální stupňovitost.
- lokální podmínky podmiňující vznik místních větrů (buran, loo, shamal aj.),
- charakter aktivního povrchu (rozsáhlé vodní plochy – př. Kaspické moře, vznik tropických cyklón nad mořem v J a JV Asii)

1. Ekvatoriální pás (*Af, Am*)

- zasahuje do oblasti jihu Malajského poloostrova, Jáva, Borneo, Celebes, západ Nové Guineje, jih Srí Lanky,
- charakteristiky jsou poplatné ekvatoriálnímu pásu

2. Pás rovníkových monzunů (*Am, Aw, Cwa, BSh*)

- oblast Bengálského zálivu, pol. Přední a Zadní Indie, jižní okraj Číny,
- znaky monzunového proudění, které jsou narušovány horskými překážkami
- výrazný vliv orografie vymezuje na poloostrově Přední Indie srážkové úhrny z letního monzunu (1500–2000 mm) jen na pás západního pobřeží (bariéra Západní Ghát) a následně pak po opětovném nasycení vodní parou při přechodu přes Bengálský záliv území delty Gangy a Brahmaputry a části jejich dolních toků, Dekánská plošina a severozápad Indie je srážkově chudší (500–1000 mm); poloostrov Zadní Indie vykazuje převážně srážkově vyrovnanější situaci (1500–2000 m),
- ochlazení jinak vyšších teplot v letním období souvisí se zvýšenou oblačností během srážek,
- zesílení srážek v podhůří Himaláje,

3. Tropický pás (*BWh, BSh, BSk*)

- směřuje od Indické pouště Thár k Arabskému poloostrovu,

- b) vnitrozemí Arabského poloostrova odpovídá podmínkám tropického pásu kontinentálnímu typu (průměrná teplota vzduchu nejteplejšího měsíce je kolem 35 °C, nejchladnějšího kolem 14 °C, srážkové úhrny do 100 mm),
- c) tropický pás oceánského typu zasahuje do pobřežních oblastí, snižuje roční teplotní amplitudy (průměrná teplota vzduchu nejteplejšího měsíce je kolem 30 °C, nejchladnějšího kolem 17 °C), nikterak však nezvyšuje srážkové úhrny (monzuny proudící od Somálského poloostrova kolem Arabského poloostrova vanou jinam a pasátové proudění je beze srážek),

4. Subtropický pás

- a) *oceánský typ západních břehů pevnin = středomořské klima (Csa)*
 - úzký pás podél břehů Středozemního moře zasahující k horním tokům Eufratu a Tigridu,
- b) *oceánský typ východních břehů pevnin (Cfa, Cwa)*
 - ovlivněné monzunovým prouděním,
 - zahrnuje jihovýchodní Čínu zhruba jižně od řeky Chan- Jiang, japonské ostrovy Kjúšů a Šikoku,
- c) *kontinentální typ (BWk, BSh, BSk)*
 - oblast severního Íránu, Afghánistánu a části Turmenistánu, Uzbekistánu a Tádžikistánu,
 - rozsáhlá plocha pevniny umožňuje intenzivní projevy tlakových útvarů (chladné zimy, silné větry),

5. Mírný pás

- a) *oceánský typ východních břehů pevnin (Dfb, Dfc, Dwa, Dwb, Dwc)*
 - ovlivněný mimotropickým monzunovým prouděním zvyšujícím srážkové úhrny v letních měsících,
 - zahrnuje jihovýchodní Čínu zhruba jižně od řeky Chan-Jiang, Japonské ostrovy Kjúšů a Šikoku,
- b) *kontinentální typ (BWk, BSk, Dfa, Dfb, Dfc, Dwc)*
 - podmíněné orografií a tlakovými útvary (Sibiřská tlaková výše),
 - v místech, kde převládá výpar → vznik pouští (Taklamakan, Gobi, střední Asie),
 - intenzifikace zavlažování napomáhá dezertifikaci,

6. Subarktický pás (Dfc, Dfd, Dwd, E)

- a) zasahuje do severní části Ruska zhruba kolem severního polárního kruhu,
- b) odráží charakteristiky subarktického pásu,
- c) důsledkem intenzivního projevu Sibiřské tlakové výše a ohřívání povrchu v létě se zde vyskytují oblasti s největšími ročními teplotními amplitudami na Zemi (př. Verchojansk, Ojmjakon, Jakutsk),

7. Arktický pás (E)

- a) zasahuje na severní pobřeží Ruska,
- b) odráží charakteristiky arktického pásu oceánského typu klimatu.

AFRIKA

Základní znaky afrického klimatu:

Stěžejní klimatogeografičtí činitelé:

- a) poloha mezi subtropickými oblastmi určená zeměpisnou šířkou odráží vysokou intenzitu přímého slunečního záření,
- b) rozložení tlakových útvarů (tlaková níže při rovníku, Azorská tlaková výše a Jihoatlantská tlaková výše) podmiňuje proudění vzduchu: pasátové proudění, monzunové proudění (Guinejský záliv, východní Afrika),
- c) vliv mořského proudění – studený Benguelský a Kanárský mořský proud podmiňují vznik aridního klimatu podél pobřeží, Somálský proud teče sezónně (letní monzun odtlačí spolu s Ekmanovým posunem vodu od pobřeží, zimní monzun přináší chladnější vodu) a také podmiňuje ariditu,
- d) vzdálenost od oceánu – projev oceanity způsobuje průměrné nižší teploty v jižní části kontinentu, naopak rozsáhlé plochy pod vlivem tlaková výše uvnitř kontinentu přispívají k vyšší ariditě klimatu
- e) orografie – brání pronikání vzduchových hmot (př. návětrné svahy Dračích hor, Kamerunské hory), podmiňují vertikální stupňovitost klimatu.
- f) lokální podmínky podmiňující vznik místních větrů (chamsin, gibli, harmatan, berg aj.).

Významným klimatickým prvkem v klimatu Afriky je posun tropické zóny konvergence (TZK) a děje, které s ní souvisí (obr. 4.10). V červenci se TZK nachází zhruba na 18° s.š. a k ní proudí ze severní a severozápadní Afriky kontinentální tropický vzduch. Z jižní strany ovšem proudí od jihozápadu z oblasti vysokého tlaku vzduchu (nachází se v oblasti pod rovníkem) vlhký mořský rovníkový vzduch. Nad Saharou se vytváří se díky vysokým teplotám oblast nízkého tlaku vzduchu (tzv. saharské minimum), zatímco nad Kalahari oblast vysokého tlaku vzduchu (tzv. kalaharské maximum). Za těchto popsaných okolností přestupuje jihovýchodní pasát rovník. V oblasti Guinejského zálivu se vlivem Coriolisovy síly stáčí doprava a nabývá svými charakteristikami *monzunového proudění*. Letní tropický monzun přivádí na pevninu od jihozápadu vlhký oceánský vzduch, zatímco zimní tropický monzun vane od severovýchodu a přivádí suchý kontinentální vzduch. Protože při postupu směrem na jih TZK nepřekračuje v oblasti Guinejského zálivu rovník, má toto území v průměru vyrovnané srážky po celý rok. Určitá odchylny vznikají následkem zesílení proudění studeného Benguelského proudu.

V lednu je TZK přesunuta na jih a probíhá od guinejského pobřeží přes Kamerunskou horu, Kongo, Malawi a přes severní výběžek Madagaskaru. V té době proudí ze Sahary (a přilehlé části Asie), nad níž se nachází oblast vysokého tlaku vzduchu (tzv. saharské maximum), přes západní a rovníkovou Afriku kontinentální tropický vzduch a přináší velmi horké a suché počasí. V Indickém oceánu proudí z oblasti Jihoindické tlakové výše jihovýchodní pasát, který s sebou přináší vlhký mořský rovníkový nebo tropický vzduch.

Analogicky se s přesouváním TZK přesouvají také anticyklonální oblasti v Atlantském oceánu a Indickém oceánu.

1. Ekvatoriální pás (Af, Aw)

- a) zasahuje do oblasti Guinejského zálivu a části Konžské pánve,
- b) charakteristiky jsou poplatné ekvatoriálnímu pásu s ohledem na změnu polohy tropické zóny konvergence

2. Pás rovníkových monzunů (*Aw, Cwa, BWh, BSh*)

- a) oblast Bengálského zálivu, pol. Přední a Zadní Indie, jižní okraj Číny,
- b) okrajové části (od Senegalu po Etiopii, přes Keňu, Tanzanii, Zambii až po Angolu) mají charakter kontinentálního typu klimatu), pobřežní oblasti pak oceánského typu klimatu,
- c) směrem k vnějším okrajům se srážkové úhrny zmenšují, prodlužuje se období sucha a zvyšují teplotní amplitudy,

3. Tropický pás (*BWh, BSh*)

- a) *kontinentální typ* – vnitrozemí Sahary,
- b) *oceánský typ západních břehů pevnin* – západní pobřeží severní a jižní Afriky, vlivem studených mořských proudů se projevuje výrazné ochlazení a aridita klimatu,
- c) *oceánský typ východních břehů pevnin* – východní pobřeží jižní Afriky (Mosambik), návětrné svahy vysočin na Madagaskaru (závětrné svahy jsou ve srážkovém stínu), srážková maxima jsou vázána na letní období,
- d) výrazné enklávy vysokohorského podnebí vytváří pohoří Východoafrické vysočiny (sněžná čára na Kilimandžáru leží ve výšce 5000 m n. m., na Mt. Kenya a Ruwenzori ve výšce kolem 4400 m n. m.),

4. Subtropický pás

- a) *oceánský typ západních břehů pevnin* = středomořské klima (*Csa, Csb*)
 - úzký pás podél břehů Středozemního moře a okolí Kapského města,
 - v zimním období se projevuje cyklonální činnost na polární frontě, což do nejvyšších částí pohoří Atlas může přinášet sněhové srážky,
- b) *oceánský typ východních břehů pevnin* (*Cfa, Cfb*)
 - zahrnuje jihovýchodní část jižní Afriky,
 - v zimním období lze ve vyšších polohách na návětrných svazích Dračích hor očekávat sněhové srážky.

ANGLOSASKÁ AMERIKA

Základní znaky klimatu:

Stěžejní klimatogeografické činitele:

- a) rozložení tlakových útvarů (Azorská tlaková výše, Havajská tlaková výše, Grónská tlaková výše, Aleutská tlaková níže), během léta Havajská a Azorská tlaková výše zesílí svůj vliv a zejména od Atlantského oceánu postupují masy tropického vzduchu až do Kanady, zatímco k západnímu pobřeží postupuje od Tichého oceánu chladnější vzduch z mírných šířek, původní severoamerická oblast vysokého tlaku vzduchu se mění v rozsáhlou oblast nízkého tlaku vzduchu, Aleutská tlaková níže a Kanadská tlaková výše na čas mizí a během zimního období se situace obrací,
- b) vliv mořského proudění – studený Kalifornský a Labradorský mořský proud ochlazuje klima a v případě Kalifornského také zvyšují jeho ariditu, teplý Aleutský a Golský mořský proud umožňují přísun vlhkého vzduchu na pevninu,
- c) vzdálenost od oceánu – s ohledem na šířku kontinentu je patrný projev nárůstu kontinentality na západ směrem od atlantského pobřeží,

- d) orografie – pás Kordiler brání pronikání vzduchových hmot z Tichého oceánu a omezuje jeho vliv jen na úzkém pásu pobřeží, v mezihorských plošinách a pánvích se vyvinulo extrémně suché kontinentální klima, poledníkový směr pohoří umožňuje průnik arktické i vzduchové hmoty směrem do vnitrozemí na sever i na jih, podmiňují vertikální stupňovitost klimatu,
- e) rozsáhlé plochy umožňují s ohledem na proměnlivost vzduchových hmot nestabilní teplotní zvrstvení a následný vznik konvektivních bouří (tornáda), lokální podmínky podmiňují vznik místních větrů (blizzard, burga chinook, snata ana),
- f) vznik tropických cyklón v oblasti Karibského moře.

1. Tropický pás (Cfa)

- a) pouze na Floridě na jižně od 30° s. š.,
- b) nejchladnější měsíc má průměrnou teplotu 18 °C (kritická mez pro tropické rostliny), v zimě zde nikdy nemrzne, průměrná teplota vzduchu nejteplejšího měsíce se pohybuje kolem 26–28 °C,
- c) oceánský vzduch se vyznačuje značnou teplotní stabilitou, mezi teplou zimou a teplým létem nejsou velké rozdíly (kolem 10 °C),
- d) v létě se Florida teplotně neliší od zbytku USA, hlavním odlišujícím znakem jsou hojné letní deště (letní monzuny) a velice teplé zimy s malými srážkami,
- e) oblast ovlivňují tropické cyklony (hurikány) přicházející z Atlantiku,
- f) úhrn srážek se pohybuje od 1 000 do 2 000 mm za rok,

2. Subtropický pás

- a) *oceánský typ západních břehů pevnin* = pacifická oblast (Csa, Csb, BSk)
 - pobřeží Kalifornie,
 - výrazný roční chod srážek (maximum v zimě), průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15–20 °C, nejchladnějšího kolem 10 °C, směrem na východ se snižují srážkové úhrny (500 mm → 200 mm) a zvyšují teplotní amplitudy,
- b) *oceánský typ východních břehů pevnin* = atlantická – monzunová oblast (Cfa)
 - srážkové úhrny 1000–1300 mm, vyrovnaný chod,
 - průměrné teploty nejteplejšího měsíce kolem 25 °C, nejchladnějšího kolem 10 °C,
- c) *kontinentální typ (Cfa, BWk, BWk, BSh, BSk)*
 - oblast mezihorských pánví = kontinentální vysokohorská oblast: srážky 150–400 mm, průměrné teploty nejteplejšího měsíce kolem 25–30 °C (maximální denní teploty mohou stoupat přes 40 °C), nejchladnějšího kolem 0 °C, může klesat i pod bod mrazu,
 - přechodná atlantsko-kontinentální oblast: směrem od Atlantského oceánu se snižují srážkové úhrny až na 700 mm (u Mexického zálivu výskyt až 1500 mm – spojené s cyklonální činností na tropické frontě), roční chod teploty vykazuje narůstající teplotní amplitudy až na 25 °C,

5. Mírný pás – leží na jih od izotermy s průměrnou červencovou teplotou 10 °C

- a) *oceánský typ východních břehů pevnin* = **atlantské pásmo** (Dfb, Dfa, Cfa)
 - relativně rovnoměrné rozložení srážek během roku dosahující 1000–1200 mm, srážek (i 1500 mm),
 - průměrné teploty nejteplejšího měsíce 20 °C, nejchladnějšího kolem -5 °C,
 - projev studeného Labradorského proudu,

- b) *kontinentální typ* = **kontinentální pásmo** (*BWk, BSk, Dfa, Dfb*)
- sever USA, střední a jižní část Kanady,
 - průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15–20 °C, nejchladnějšího kolem -10 až -15 °C → nárůst teplot od severu k jihu (vpády tropického a arktického vzduchu),
 - srážky se pohybují kolem 300–1000 mm s maximálním výskytem v letním období,
- c) *oceánský typ západních břehů pevnin* = **pacifické pásmo** (*Dfb, Cfb*)
- chladnější průměrné letní teploty a mírnější zimy,
 - průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15 °C, nejchladnějšího kolem 5 °C,
 - srážkově nejbohatší oblasti (1500–2000 mm) se srážkovými maximy v zimě zesílenými Aleutskou tlakovou níží,

6. Subarktický pás (*Dfc*)

- a) nachází se mezi izotermami s průměrnou červencovou teplotou 0 a 10 °C,
- b) **pacifické pásmo** – srážky 300–400 mm, průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15 °C, nejchladnějšího mezi -10 až -15 °C,
- c) **kontinentální pásmo** – srážky 300 mm, průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15 °C, nejchladnějšího kolem -25°C,
- d) **atlantické pásmo** – srážky 500–1000 mm, průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15 °C, nejchladnějšího kolem -15°C,

7. Arktický pás (*E*)

- a) severní část Kanady, arktické ostrovy, Grónsko,
- b) vliv blízkosti severního pólu, Grónskou anticyklónou a v zimě zesílenou Kanadskou anticyklónou,
- c) velmi nízké srážky 200–250 mm, až 7 měsíců dlouhé a mrazivé zimy (průměrné teploty nejteplejšího měsíce 5 °C, nejchladnějšího kolem -30°C), nejteplejší oblastí je severozápad, kde se projevuje vliv Aleutské tlakové výše,

LATINSKÁ AMERIKA

Základní znaky klimatu:

Stěžejní klimatogeografické činitele:

- a) rozložení tlakových útvarů (pásmo nízkého tlaku podél rovníku a v mírných šířkách, Jihoatlantská a Jihopacifická tlaková výše – jejich postavení pohání jihovýchodní pasáty),
- b) vliv mořského proudění – studený Peruánský proud ochlazuje klima a zvyšuje jeho ariditu (vytváří teplotní inverzní vrstvu), teplý Brazílský, Jižní rovníkový a Severní rovníkový mořský proud umožňují přísun vlhkého vzduchu na pevninu,
- c) vzdálenost od oceánu – s ohledem na šířku kontinentu je patrný projev pouze v severní části Jižní Ameriky, jinak je zanedbatelná,
- d) orografie – pásmo And brání pronikání vzduchových hmot ve směru západ – východ a rozdělují tak kontinent na západní část pod vlivem Tichého oceánu a východní část pod vlivem Atlantského oceánu, podmiňuje vznik srážkového stínu a vertikální stupňovitost klimatu
- e) výrazný projev jevu El Niño (ENSO – viz dále),

- f) lokální podmínky podmiňují vznik místních větrů (pampero, zonda, puelche aj.),
- g) vznik tropických cyklón v oblasti Karibského moře.

1. Tropický pás (*BWh, Cwb*)

- a) **pacifické pobřeží** je ovlivňováno studeným Kalifornským proudem (srážky pod 250 mm),
- b) **horské oblasti** mají v závislosti na nadmořské výšce nižší průměrné teploty (př. Mexico City – průměrná roční teplota mezi 10–20 °C, deštivé léto (posun TZK) → vhodné podmínky pro osídlení,
- c) **atlantské pobřeží** má vyrovnané teploty nejchladnější měsíc má průměrnou teplotu 20 °C, průměrná teplota vzduchu nejteplejšího měsíce se pohybuje kolem 28–30 °C,
 - maximální výskyt srážek koresponduje s polohou tropické zóny konvergence,
 - během léta a na podzim se vyskytují tropické cyklóny (hurikány),

2. Subekvatoriální pás (*Af, Aw, Am*)

- a) **severní část Jižní Ameriky** (s výjimkou nejsevernějšího pásu pobřeží – náleží do tropického pásu a je sušší) teploty celoročně vyrovnané v rozsahu 26–28 °C, srážky okolo 1500 mm,
- b) **jižně od rovníkového pásu** – srážkové úhrny 1000–2000 mm (směrem k jihu se období dešťů posouvá jako následek posunu TZK více do letního období – říjen až březen, celoročně vyrovnané teploty mezi 25–28 °C,

4. Ekvatoriální pás

- a) **amazonská oblast (*Af*)**
 - vyskytují se celoročně vyrovnané teploty a srážky odpovídající ekvatoriálnímu pásu,
- b) **vysokohorská oblast**
 - vyskytují se celoročně vyrovnané teploty v závislosti na nadmořské výšce, srážkový úhrn vykazuje 2 období maxima srážek, která odpovídají zenitálním dešťům,
- c) **pacifická oblast (*Af*)**
 - rozprostírá se podél pobřeží spíše od rovníku na sever,
 - vyskytují se celoročně vyrovnané teploty jako v amazonské oblasti, ale vzhledem ke srážkovému efektu je zde vyšší srážkový úhrn mezi 7 000–10 000 mm,

5. Tropický pás

- a) **pacifická oblast (*BWk, BWh*)**
 - začíná pod rovníkem a směřuje zhruba po 30° j. z. š.,
 - výrazný vliv Peruánského mořského proudu,
 - průměrná teploty nejteplejšího měsíce klesá směrem na jih 25 → 18 °C, nejchladnějšího kolem 22 → 10 °C, méně jak 100 mm srážek,
 - ostře vyjádřená vrstva teplotní inverze, vysoká vlhkost vzduchu,
- b) **vysokohorská oblast (*BSk*)**
 - 300 až 400 mm srážek (zůstatek vláhy z Atlantského oceánu),
- c) **kontinentální oblast (*BSh*)**
 - nejchladnější měsíc má průměrnou teplotu 12–15 °C, průměrná teplota vzduchu nejteplejšího měsíce se pohybuje kolem 25 °C, srážkové úhrny dosahují

600–800 mm → postupný úbytek vláhy z Atlantského oceánu v důsledku narůstající kontinentality,

d) **atlantická (Cfa)**

- srážkové úhrny 1600 mm přináší JV pasát,
- vyrovnané průměrné teploty nejteplejšího měsíce kolem 25 °C, nejchladnějšího kolem 20 °C se s nárůstem kontinentality prohlubují,

6. Subtropický pás

a) **atlantské pásmo (Cfa, Cfb)**

- relativně rovnoměrné rozložení srážek během roku dosahující 1000–1200 mm, srážek,
- průměrné teploty nejteplejšího měsíce 25 °C, nejchladnějšího kolem 10 °C,

b) **kontinentální pásmo (BSk, BSh)**

- průměrné teploty nejteplejšího měsíce 25°C, nejchladnějšího kolem 5–10 °C
- srážky se pohybují kolem 300–800 mm v závislosti na vzdálenosti od Atlantského oceánu,

c) **pacifické pásmo (Csb, Cfb)**

- chladnější průměrné letní teploty a mírnější zimní,
- průměrné teploty nejteplejšího měsíce 20 °C, nejchladnějšího kolem 10 °C,
- srážkově bohatší oblasti než severně ležící pobřeží (1100 mm) se srážkovými maximy v zimě zesílenými cyklonální činností,

7. Mírný pás

a) **atlantské pásmo (BSk)**

- leží ve srážkovém stínu And, srážkové úhrny se pohybují mezi 200 až 300 mm,
- průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15 °C, nejchladnějšího kolem 0 °C,

b) **pacifické pásmo (Cfb)**

- chladnější průměrné letní teploty a mírnější zimní,
- průměrné teploty nejteplejšího měsíce 15 °C, nejchladnějšího kolem 5 °C,
- orografií zesílené srážkové úhrny 1500–2500 mm (i více) přináší západní proudění.

AUSTRÁLIE

Základní znaky klimatu:

Stěžejní klimatogeografické činitele:

- a) poloha: sever zasahuje do subekvatoriálního pásu, jih částečně do mírného pásu (Tasmánie)
- b) orografie + převažující jihovýchodní větry (pasáty) – narazí na horskou překážku Velkého předělového pohoří ⇒ většina Austrálie v závětrí (srážkový deficit),
- c) tlakové útvary: v létě se vytváří tlaková níže nad S a SV Austrálií (větší úhrn srážek), tlaková výše nad Australským zálivem, v zimě se tlaková výše přesunuje nad S Austrálii, nad J Austrálií postupují frontální systémy směrem k západu, proto je jih oblastí zimních dešťů,
- d) tropické cyklóny: postihují S a SZ Austrálie, jejich místní označení je v Queenslandu **hurricane** a v Arnhemské zemi **willy-willy**.

Srážkové úhrny

Severní části mají obecně více srážek než jižní.

- 1) SV pobřeží: pasátové proudění + letní TN \Rightarrow vysoké úhrny (3 600–4 200 mm/rok)
- 2) V pobřeží: návětrné svahy Východoaustralských hor, srážkové úhrny 1 200–1 500 mm/rok
- 3) Jihozápad a Tasmánie: přes 1 000 mm (zimní deště), na Z Tasmánie téměř 2 000 mm/rok
- 4) oblasti do 250 mm/rok \Rightarrow více jak 1/3 kontinentu (vnitrozemí)
- 5) oblasti do 120 mm/rok \Rightarrow oblasti Eyreova jezera (navíc deště jen ve formě prudkých lijáků až 700 mm/den)

Ve srážkově deficitních oblastech vznikají občasné tekoucí vodní toky creeky, jejichž údolí po většinu roku modeluje vítr.

1. Subekvatoriální pás (Aw)

- a) SZ Austrálie od Broome přes Arnhemskou zemi po Yorský poloostrov,
- b) srážky jsou přinášeny monzuny (směrem do vnitrozemí srážek ubývá),
- c) letní monzun přináší deště od konce listopadu do konce dubna,

2. Tropický pás (BWh, BSh, Cfa, Cfb)

- a) *oceánský typ východních břehů pevnin* – návětrná oblast Východoaustralských hor
- b) *oceánský typ západních břehů pevnin* – ochlazující vliv studených mořských proudů podmiňují vznik pobřežních pouští
- c) *kontinentální typ* – ve vnitrozemí (pouště 3 mil. km², polopouště 2,76 mil. km²), jedna z nejteplejších oblastí světa (v Marble Bar naměřeno 160 dnů po sobě přes 37 °C, značně nerovnoměrné srážky, extrémní výkyvy teplot (až o 48 °C denně)

3. Subtropický pás (Csa, Csb, Cfb, BWk, BSk)

- a) *oceánský typ východních břehů pevnin* – návětrná oblast Východoaustralských hor
- b) *oceánský typ západních břehů pevnin* – JZ Austrálie a oblast okolo Adelaide. Úhrny srážek Perth 850 mm/rok, Adelaide 550 mm/rok, z toho polovina v zimě a jen několik % v létě

4. Mírný pás (Cfb)

- a) JV pobřeží Austrálie, Tasmánie; srážky z východního proudění (na severu více v létě, na jihu rovnoměrnější), průměrné roční teploty: červenec 10 °C, leden 20 °C.

ANTARKTIDA

Základní znaky klimatu:

Antarktida je nejchladnějším kontinentem na Zemi. Podnebí je extrémně studené, v centrálních oblastech navíc se srážkovým deficitem (spadne méně jak 50 mm srážek ročně). V centrálních částech Antarktidy je stálá anticyklonální. Srážky však dosahují pouze několika mm za rok a většinou je tvoří navátý sníh.

Ve vnitrozemí Východní Antarktidy byla ve stanici Vostok naměřena dne 21. července 1983 absolutně nejnižší teplota na Zemi (-89,4°C). Teploty nejchladnějšího měsíce (červenec) se ve vnitrozemí pohybují průměrně od -40 °C do -70 °C, extrémy dosahují i -90 °C, teploty nejteplejšího měsíce (leden) kolísají mezi -10 °C a -40 °C.

Roční srážky se ve vnitrozemí pohybují okolo 50–250 mm, směrem k pobřeží jejich množství stoupá až na 500 mm, výjimečně i výše. Navíc je Antarktida největrnějším kontinentem na Zemi. Rychlost větru směrem do vnitrozemí klesá.

5.3 Kolísání klimatu a klimatické změny

5.3.1 Příčiny a metody studia změn a kolísání klimatu

Kolísání (fluktuační) klimatu představuje periodické nebo rytmické změny podnebí, které jsou dány dlouhodobým kolísáním hodnot meteorologických prvků s relativně vysokou amplitudou. Vzhledem ke krátkému trvání přístrojových měření nelze jednoznačně stanovit trend změn hodnot meteorologických prvků, a tak nelze hovořit o jednostranném charakteru změny. Kolísání klimatu se nejčastěji projevují v teplotních či srážkových změnách, v délce slunečního svitu, oblačnosti apod. Rozsahem se projevují od místního přes regionální až po globální měřítko a jsou zapříčiněny zejména dlouhodobějšími vratnými změnami všeobecné cirkulace atmosféry. Projevy kolísání mají různě dlouhou časovou periodu a můžeme za ně považovat i současné kolísání klimatu, které je označováno jako globální oteplování.

Změny klimatu jsou projevem dlouhodobé nestálosti klimatického systému a rozumíme jí jednosměrnou změnu hodnot meteorologických prvků, při které dochází například k oteplení či ochlazení spojenému s odpovídající změnou hodnot ostatních meteorologických prvků. Postihuje vždy oblasti v globálním měřítku, a proto ne vždy se stejnou intenzitou. Příčinami klimatických změn v minulosti Země se zabývalo mnoho hypotéz, některé byly založeny na faktorech, jejichž působení se předpokládá a nedokazuje se, jiné hodnotily reálně existující faktory s ohledem na dostupná data. Příčiny, které vyvolávají klimatické změny, můžeme rozdělit na astronomické, terestrické, cirkulační a antropogenní.

ASTRONOMICKÉ FAKTORY

Tyto faktory jsou dány především změnou parametrů oběžné dráhy Země, pohybem Slunce v Galaxii, kolísáním solární konstanty, změnou sluneční aktivity, srážkami s asteroidy, slapovými vlivy Měsíce a Slunce aj. Významné vysvětlení v rámci těchto faktorů podal v polovině 20. století srbský geofyzik Milutin Milankovič. V rámci své hypotézy známé jako **Milankovičovy cykly** popisuje periodické změny klimatu a výskyt dob ledových a meziledových, které jsou způsobeny cyklickou precesí zemské osy, sklonem ekliptiky a excentricitou (výstředností) oběžné dráhy Země. Pohyb zemské osy zvaný **precese** se odehrává v cyklech přibližně mezi 19 a 21 tisíci lety a má vliv zejména na délku perihélia (úhlové vzdálenosti od bodu jarní rovnodennosti). **Sklon zemské osy** se v periodě 40 tisíc let mění v rozmezí až 21,8–24,4° a snižuje se o polovinu úhlové vteřiny za rok (maxima dosáhl před 10 tisíci lety). Tento fakt má vliv na pozici polárních kruhů a tropických obratníků. Země obíhá kolem Slunce po eliptické dráze, jejíž **excentricita** se mění od nuly (kruhová dráha) do 0,06 v cyklu necelých 100 tisíc let. V průběhu posledních 100 tisíc let dosahovala excentricita hodnotu 0,02 nebo méně. Současná hodnota je 0,0167 a maximum 0,019 dosazené před 10 tisíci lety bylo velmi nízké. Významná maxima se odehrávala před 110, 200, 300, 600, 700 a 960 tisíci lety. Stotisícový klimatický cyklus ovládá klima posledního milionu let, čímž potlačuje výše zmíněný důležitější čtyřicetitisícový cyklus pravděpodobně proto, že hmota ledovců nabyla takových rozměrů a tím ovládá celkovou teplotní setrvačnost. Při vysoké excentricitě je sezónní rozdíl v množství sluneční energie až 30 %, v současné době dosahuje asi 7 %, při kruhové dráze je nulový. V 50. letech minulého století byla Milankovičova práce podrobena značné kritice, avšak výzkumy hlubokomořských sedimentů z 60. a 70. let jeho výsledky potvrzují.

TERESTRICKÉ FAKTORY

Terestrické faktory zahrnují odlišnosti v rámci planety Země, které se týkají především změny magnetického pole Země, pohybů kontinentů a s nimi souvisejících změn v rozložení pevnin a oceánů, vlivu mořských proudů, sopečné činnosti, propustnosti atmosféry aj. Mezi významné aspekty patří právě pohyb kontinentů, přičemž současné rozložení pevnin a oceánů s ohledem na související mořské proudění a všeobecnou cirkulaci atmosféry spíše nahrává chladnějšímu podnebí. Obdobně hraje nezanedbatelnou roli také orogeneze (vznik horských systémů), zvětrávání, eroze a sedimentace, jejichž činnost ovlivňuje jak složení

atmosféry (zvětrávání a sedimentace má podíl na objemových změnách v CO₂), tak charakter aktivního povrchu, na jehož vlastnostech závisí například hodnota albeda, s níž jsou spjaty teplotní poměry přízemní vrstvy atmosféry. Během sopečné činnosti se do troposféry dostává velké množství plynů i pevných částic, které tak následně atmosféru zakalí. Její vliv na podnebí je v současnosti zanedbatelný, ale v historii Země došlo k několika velkým sopečným výbuchům (Tambora – 1815, Krakatoa – 1883), které uvolnily do atmosféry tak velké množství plynů a prachu, že způsobilo globální pokles teploty v řádech desetin stupně Celsia.

CIRKULAČNÍ FAKTORY

Cirkulační faktory představují příčiny související se změnami ve všeobecné cirkulaci atmosféry, což potvrzují i současné výsledky studia kolísání klimatu. Je známo, že cirkulační mechanismy jsou závislé na změnách sluneční aktivity. Byly vysledovány 11leté a 80leté periody sluneční aktivity, které mají na cirkulaci atmosféry významný vliv a mohou tak působit i na globální klima.

ANTROPOGENNÍ FAKTORY

Antropogenní faktory obsahují jednotlivé aspekty lidské činnosti, které souvisí zejména s nárůstem koncentrace plynů, úbytkem ozónu a znečišťováním atmosféry.

Metody studia změn a kolísání klimatu

Pro správnou interpretaci změn kolísání klimatického systému je potřeba znát validní data a údaje, které pocházejí ze spolehlivých zdrojů. Ty můžeme získat na základě **přístrojových meteorologických měření a pozorování, z historických písemných pramenů o počasí a klimatu** nebo z **výsledků paleoklimatologických metod studia**.

Nejobektivnější a nejpřesnější údaje poskytují **přístrojová pozorování** organizovaná prostřednictvím, automatických meteorologických stanic, aerologických a radarových měření či družicovým pozorováním. I když již existuje na všech kontinentech s výjimkou Antarktidy pravidelná síť meteorologických stanic, je doba 250 let existence přístrojového pozorování poměrně krátká, aby poskytla údaje na zhodnocení klimatických změn. Pro období asi 5 tisíc let před přístrojovým měřením jsou proto důležitými zdroji informací nesčetné psané dokumenty, jako jsou lodní deníky, kroniky, literární díla aj. Ačkoliv jsou informace v těchto materiálech zatíženy subjektivismem autora, poskytují zdroj informací o výjimečných meteorologických událostech, ke kterým v daných dobách docházelo (např. mrazivé zimy, období sucha atd.). Pro posouzení změn klimatu v geologické historii Země ovšem nejlépe napomohou výsledky studia paleoklimatologie. **Paleoklimatologie** je vědní disciplína studující změny a kolísání klimatu v geologické historii Země a jejím úkolem je na základě paleogeografických údajů popsat klima minulých dob, objasnit přirozený trend klimatických změn a nastínit pravděpodobný vývoj klimatu. Paleoklimatologickým výzkumem se získají tzv. **proxy data** – nepřímé údaje o klimatu z období přesahujícího 102 let. Informace o klimatu je „zakódována“ v podobě nějaké měřitelné charakteristiky (letokruhy, jezerní sedimenty, ledovcová jádra aj.) a je nezbytné prokázat vztah mezi takovou charakteristikou a charakterem klimatu.

K takové analýze se používají:

- 1) **ledovcová jádra** – získávají se z oblastí ledovců, v nichž převažuje akumulace (nárůst) nad ablací (ztrátou), zjišťuje se v nich koncentrace prachových částic (nárůst prachových částic způsobuje snížení propustnosti atmosféry a následný pokles teploty), analýza poměrů izotopu kyslíku (srovnává poměr koncentrací kyslíku v ledovcovém jádru a v oceánu), koncentrace síranových iontů (je odrazem biogenní produkce a vulkanické činnosti) aj.,
- 2) **letokruhy** – dendrochronologie používá analýzu letokruhů k datování událostí (až 9000 let), dendroklimatologie využívá letokruhových charakteristik (šířka jarního a letního dřeva, hustota, izotopy aj.) k rekonstrukci klimatu,
- 3) **pyl** – je extrémně odolný v sedimentárním prostředí a poukazuje na původní vegetaci v době, kdy došlo k jejímu ukládání, tedy informuje i o klimatických podmínkách té doby, varvy – jsou vrstevnaté (páskované) sedimenty formující se ve vodním prostředí vlivem každoroční sezónní změny počasí,
- 4) **koráli** – zejména v oceánech nízkých zeměpisných šířek vykazují každoroční přírůstek, měřené chemické ukazatele odrážejí parametry prostředí v době růstu: povrchová teplota oceánů, salinita, srážky, říční přítok aj.,
- 5) **geotermické vrty** – měřením teplotních profilů se v důsledku vysílaného nízkofrekvenčního signálu využívá toho, že se povrchová teplota projevívá v hloubce až za určitou dobu a že se teplo šíří vedením bez vlivu podzemní vody, měřené anomálie jsou pak přímým termofyzikálním důsledkem minulých změn.

5.3.2 Změny klimatu v geologické historii Země

Geologické období historie Země můžeme rozdělit na starší období **prekambrium** a mladší období **fanerozoikum** (posledních 570 mil. let), ve kterém dále vyčleňujeme paleozoikum (kambrium, ordovik, silur, devon a perm), mesozoikum (trias, jura a křída) a kenozoikum (paleogén, neogén a kvartér). Během prekambria prvotní atmosféra neobsahovala kyslík a tím pádem ani ozón. Zpočátku byl obsah CO₂ téměř 80 % a během 1,5 mld. let pokles vlivem narůstajícího obsahu kyslíku (vznik fotodisociací vodní páry) na 20 % a s nárůstem fotosyntézy ke konci prekambria až pod 1 %.

První prokázané zalednění Země?

Velkou část prekambriického období panovalo teplejší klima, než je dnes. Existují také i důkazy potvrzující opakované globální zamrznutí Země označované jako **Teorie sněhové koule** (*Snowball Earth*), ke kterému mělo dojít před 580–750 miliony let. V roce 1964 s ní přišel Brian Harland z Cambridgeské univerzity, když zjistil, že se v tropických částech světa nacházejí sedimentární vrstvy podobné těm v glaciálních oblastech. Její výklad je přijímán rozporuplně. Ukázalo se, že například v Brazílii v době, kdy měla být Země celá zamrzlá, se nacházejí břidlice bohaté na uhlík, které jsou důkazem více než primitivního života, který by ledová pokrývka umožňovala. Lze tedy připustit, že celá Země zaledněná nebyla. Pravděpodobnou příčinou zalednění bylo zvětrávání, které v teplém klimatu odčerpalo z atmosféry oxid uhličitý.

Postupný nárůst plochy ledovců vedl s pomocí pozitivní zpětné vazby způsobené změnou albeda k dalšímu růstu ledových příkrovů (Brooksova teorie „*samovolného růstu ledovců*“). Země se tak ochladila až do doby, kdy se vlivem sopečné činnosti opět nahromadily skleníkové plyny.

Teplo střídá zimu

Nástupem prvohor začíná vzhledem k příznivému podnebí prudký rozvoj organismů, který byl ovšem několikrát přerušován opakovanými změnami klimatu. Na hranici ordoviku a siluru (před 450 mil. lety) a karbonu a permu (před 300 mil. lety) přišla první rozsáhlá zalednění, která byla následně na přelomu permu a triasu vystřídána teplejším obdobím vyvolaným patrně silnými čedičovými výlevy (např. Sibiř). Ty mohly mít za následek také vyvolání tzv. vulkanické zimy na přelomu karbonu a permu. Další výrazné

ochlazení následovalo na přelomu křídý a paleogénu. Pravděpodobně bylo způsobeno dopadem asteroidu do oblasti Mexického zálivu (kráter Chicxulub) a mohutnými výlevy čedičů v Indii. Během paleogénu pak probíhalo periodické zalednění doprovázené teplotními maximy či optimy. Od konce paleogénu (před 40 mil. lety) začalo ochlazování, které pak vedlo až ke čtvrtohorním glaciálům.

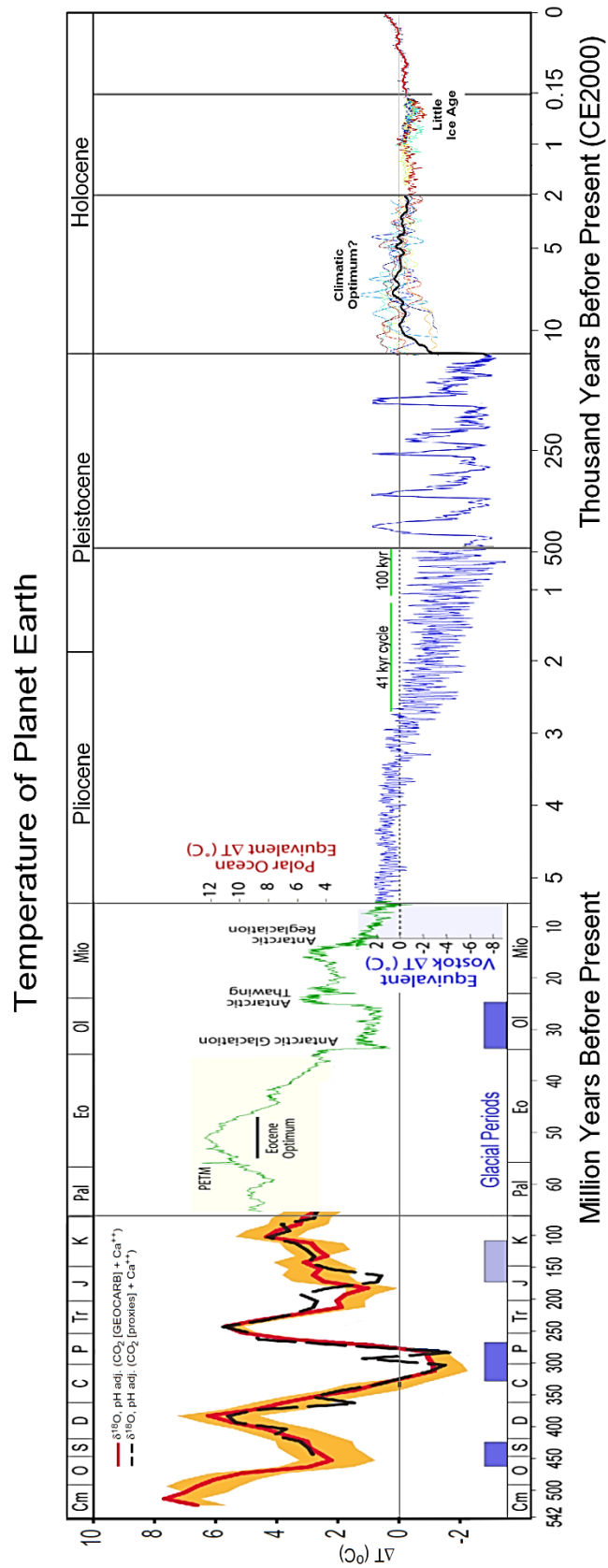
Počátek nástupu dob ledových a meziledových

První zalednění Antarktidy proběhlo asi před 35 mil. lety a trvalo cca 10 mil. let, kdy došlo k následnému tání. Uprostřed miocénu (střední část neogénu, asi před 15 mil. lety) však došlo k opětovnému zalednění Antarktidy a tento ochlazující trend vydržel až do čtvrtohorního zalednění. Základním znakem klimatických změn v pleistocénu bylo střídání glaciálů (rozšiřování ledovců) a interglaciálů (ústup ledovců). Na základě dostupných poznatků se odhaduje, že za celou dobu proběhlo 30–50 cyklů. Za příčinu je označovaná změna vzájemné polohy Slunce a Země. Tyto změny představují pouze 1–3 % odchylky, ale přesto měly vliv na změnu směru větrů i mořského proudění. Počáteční perioda 40 000 let byla dána silnějším, ale kratším parametrem oběžné dráhy Země. Během tohoto období však rozsah polárních ledovců narostl do takové šíře, že během následujícího kratšího a teplejšího období nestačil ustoupit. Tato teplotní setrvačnost způsobila, že se více začal uplatňovat slabší, ale dlouhodobější parametr oběžné dráhy trvajících 100 000 let. Jedná se o tvar dráhy oběhu Země kolem Slunce, kdy se tato dráha mění z téměř kruhové na eliptickou. V závislosti na vzdálenosti Země od Slunce se následně mění i množství slunečního záření dopadající na zemský povrch. V každém případě patří poslední milion let mezi nejintenzivnější období klimatických změn, jaké Země za posledních sto milionů let zažila.

Na počátku 20. století se výzkumem posloupnosti pleistocénních zalednění v Alpách zabývali A. Penck a E. Brückner, kteří stanovili 4 glaciály (**günz**, **mindel**, **riss** a **würm**), k nimž ve 30. letech B. Eberl připojil starší zalednění než günz nazvané **donau**. Jednotlivé glaciály dále rozdělil na chladnější období (stadiály) a relativně teplejší (interstadiály). Nejjižněji sahaly ledovce v Severní Americe až ke 38° s.š., v Eurasii pak ke 48° s.š. V České republice sahaly zalednění až k Moravské bráně. Postupné zalednění bylo spojeno jak s poklesem teploty a nárůstem plochy **permafrostu**, tak s výrazným kolísáním hladiny světového oceánu (až o 150 m). Během glaciálu byla ve vrcholné fázi globální teplota nižší o 5–6 °C, přičemž hodnoty mezi obratníky byly nižší o 4 °C, ve vyšších zeměpisných šířkách o 8–12 °C. Oproti tomu v interglaciálech, které byly řádově 5x kratší než glaciály, byla teplota o 2–5 °C vyšší než nyní. Poslední glaciál vrcholil asi před 20 000 lety, přičemž téměř před 11 000 lety začal zatím poslední interglaciál, který trvá dodnes.

Obr. 5.17 Vývoj změn
Země v její geologické
www.wikipedia.org

teploty planety
historii, zdroj:



Klima poslední doby meziledové

Po období posledního zalednění ustoupily ledovce, klima se začalo oteplovat a tento trend vrcholil asi před 8000–5000 lety, kdy byla průměrná roční teplota o 2–3°C vyšší než dnes. Toto období, během kterého byla subtropická oblast vysokého tlaku posunuta více k severu a aridní oblasti tak měly více vlhkosti než nyní, bývá označováno jako **postglaciální klimatické optimum**. Ani v následujících tisíciletích nezůstaly klimatické podmínky beze změn. Několikrát se měnily s převažujícím trendem k ochlazení. V prvních stoletích našeho letopočtu bylo klima blízké našemu a asi ve 4–5. století se začalo oteplovat. Tento trend přinesl do Evropy v 8. století suché a teplé klima a následně se oteplující vliv rozšířil i do severního Atlantiku. Tyto příznivé podmínky označujeme jako **malé optimum** nebo **středověké teplé období**. Příznivé klimatické podmínky středověkého teplého období umožnily Vikingům v letech 800–1 200 daleké plavby a možnost kolonizovat Grónsko a také příležitost pěstovat vinnou révu ve 12. a 13. století až na Britských ostrovech.

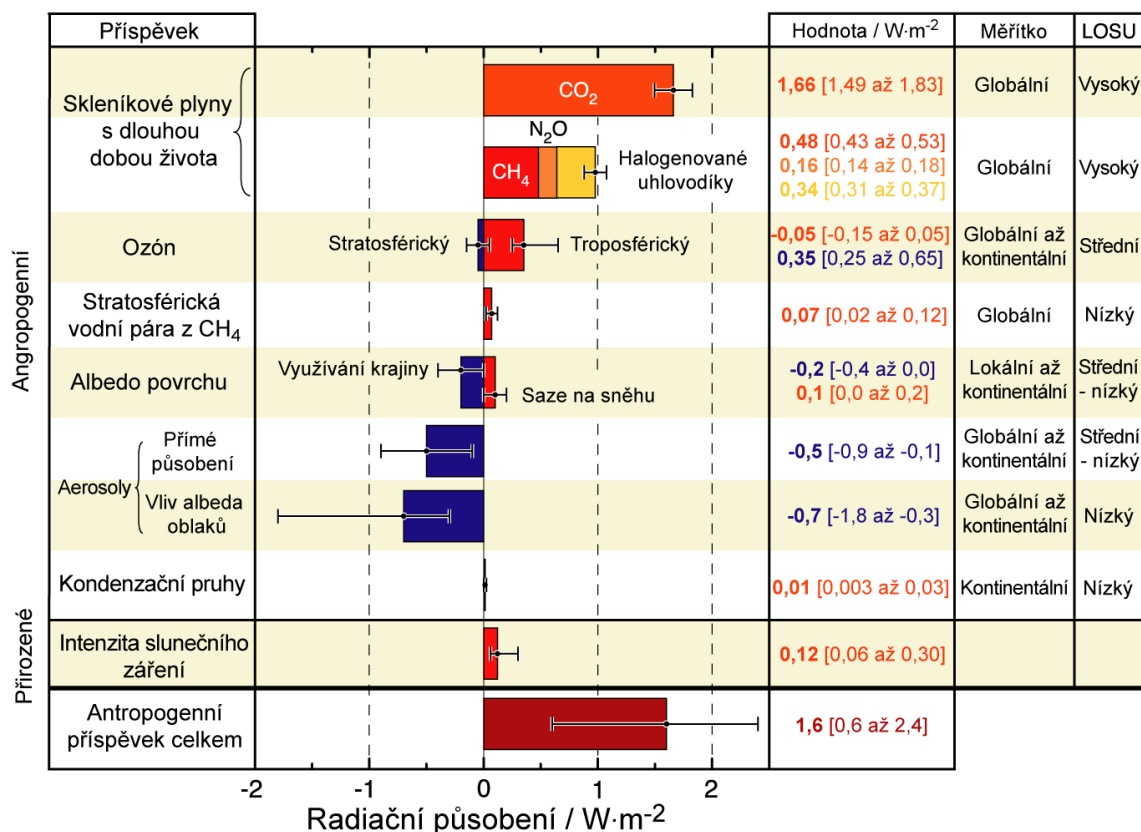
Počátkem 14. století lze už sledovat docela výrazný pokles teplot, který námořníci v severních mořích pocítovali už o století dříve. Za nástup tzv. **malé doby ledové** se dá považovat série studených a vlhkých roků v letech 1315–1322, kdy od jara do podzimu panovalo velmi deštivé počasí, které poškozovalo úrodu nebo bránilo růstu zemědělských plodin. V konečném důsledku se nepodařilo nashromáždit dostatek potravy pro zvěř a společně s epidemiemi to znamenalo její masový úbytek. Po silném růstu počtu obyvatel v Evropě od raného středověku až do počátku 14. století taková série neúrod způsobila také velký hlad a velkou úmrtnost. Následovaly však ještě krutější roky. V 15. a 17. století se citelně ochladilo na několik desetiletí. Důsledky byly patrné v zalednění Grónska a nárůstu alpských ledovců. Zimy byly dlouhé a mrazivé, léta velmi krátká a studená. V té době zamrzaly v zimě nejen všechny řeky západní Evropy, ale také Baltské moře nebo Lamanšský průliv. Po této chladné oscilaci přišel v polovině 19. století nárůst teploty, který s výjimkou krátkého ochlazení ve 40. a 60. letech 20. století trvá až do současnosti. Terminologicky bývá označováno jako **globální oteplování** a je vysvětlováno zesílením skleníkového efektu vlivem sílící antropogenní činnosti. Ke studiu této otázky byl v roce 1988 založen pod patronací OSN Mezivládní panel pro změny klimatu (IPCC).

Zesilování skleníkového efektu

V chemickém složení atmosféry je z 99,9 % dominantní zastoupení dusíku, kyslíku a argonu. Mimo to však atmosféra obsahuje také jiné plyny, které mají významný vliv na energetickou bilanci atmosféry, protože zadržují dlouhovlnné tepelné záření. Mezi ně patří vodní pára, metan, oxid uhličitý, ozón a oxid dusný. Jejich podíl v atmosféře je s výjimkou vodní páry, jejíž obsah kolísá ve vlhkém a suchém vzduchu v řádech procent, zanedbatelný (setiny procent a méně), ale účast na skleníkovém jevu významná. Nejdůležitějším skleníkovým plynem v atmosféře je vodní pára, která má bez započtení vlivu oblačnosti na přirozeném skleníkovém efektu podíl 36–70 %. Následuje oxid uhličitý (9–26 %), metan (4–9 %), ozon (3–7 %) a oxid dusný. Přesné vymezení podílu jednotlivých plynů je vzhledem k překrývání absorpčních pásů nemožné. Vlivu jednotlivých skleníkových plynů na chování atmosféry závisí na jejich množství a fyzikálních vlastnostech, zejména **radiační účinnosti** (obr. 5.18). Radiační působení je změna bilance zářivých toků, rozdílu dopadajícího a odcházejícího záření (vyjádřená ve wattech na metr čtvereční, W/m^2) v tropopauze následkem změny vnějšího činitele působícího změnu klimatu, například změny koncentrace oxidu uhličitého. Čím více je plyn radiačně účinný, tím menší množství stačí k ovlivnění procesů v atmosféře, v našem případě k zesílení skleníkového jevu. V globálním měřítku je z hlediska emisí antropogenních skleníkových plynů **CO₂** zodpovědný přibližně za 60 % celkové ohřevu planety, **CH₄** za 20 % a **N₂O** za 6 %. Nemalou měrou (14 %) přispívají také halogenové uhlovodíky. Naopak stratosférický ozón a troposférický aerosol mají spíše ochlazující efekt. 75 % emisí oxidu uhličitého pochází v posledních letech převážně ze spalování fosilních paliv a z výroby cementu. Za zbývající část odpovídají zejména změny související s využíváním půdy. Jeho setrvání v atmosféře se pohybuje v rozpětí 4–200 let. Zdroji antropogenních emisí metanu jsou těžba uhlí, transport zemního plynu, živočišná výroba, skládkové a odpadové hospodářství,

pěstování rýže aj. V atmosféře setrvává zhruba po dobu 12 let. Oxid dusný je do atmosféry uvolňován jak průmyslovou, tak zemědělskou činností a jeho doba působení v atmosféře je více než 100 let.

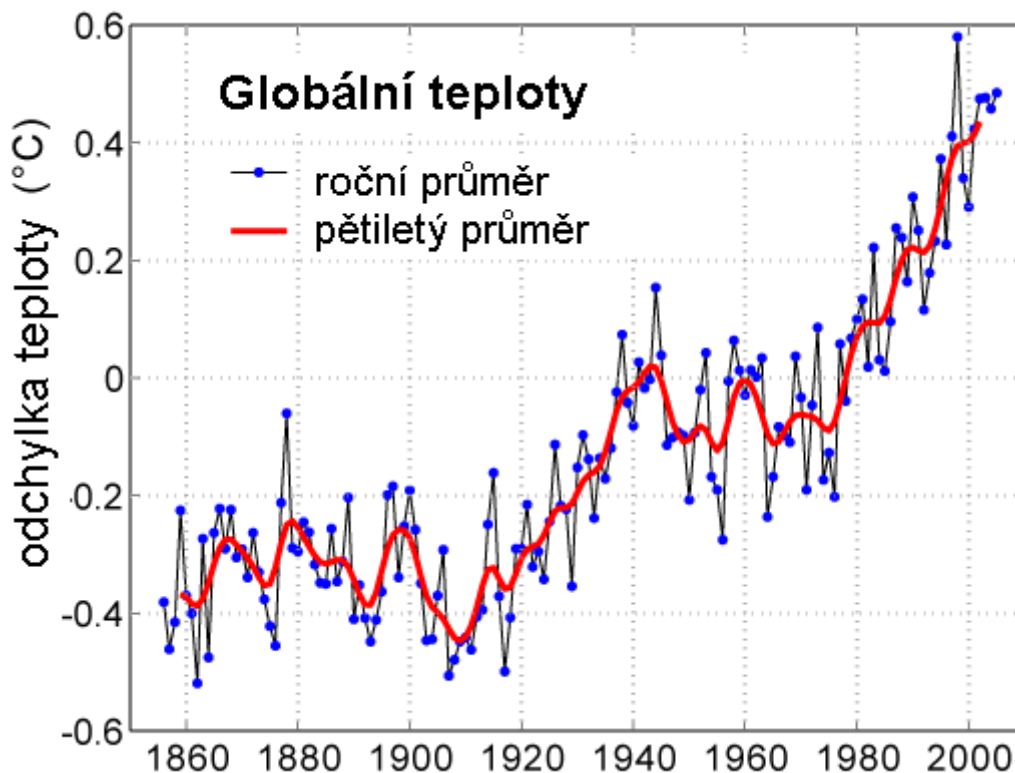
Příspěvky k radiačnímu působení



©IPCC 2007: WG1-AR4

Obr. 5.18 Globální průměr odhadů radiačního působení a rozsahy neurčitostí v roce 2005 pro antropogenní oxid uhličitý (CO₂), metan (CH₄), oxid dusný (N₂O) a další důležité činitele, zdroj: IPCC

Halogenové uhlovodíky pocházejí výhradně z lidské činnosti (aerosolové rozprašovače, rozpouštědla atd.) a některé z nich jsou schopny setrvat v atmosféře po dobu stovek až tisíc let. Budeme-li sledovat na základě paleoklimatologických dat vývoj emisí skleníkových plynů v předindustriální éře a nyní, zjistíme, že za tuto dobu se nejvíce zvýšila koncentrace metanu (nárůst o 150 %) a oxidu uhličitého (nárůst o 31 %). V dobách ledových se koncentrace oxidu uhličitého pohybovala většinou mezi 180–210 ppm (ppm = parts per milion, tj 1 molekula v milionu molekul vzduchu), zatímco v tzv. dobách meziledových většinou od 280 do 300 ppm. Současné koncentrace (rok 2008) dosahují hodnot kolem 385 ppm. Jsou tedy výrazně vyšší než hodnoty v dobách ledových a meziledových. Nezanedbatelný význam mají také atmosférické aerosoly. Asi 25 % jejich emisí je antropogenního původu (průmyslový prach, saze). Stupeň poznání jejich účinku je oproti plynným složkám malý, ale i tak lze popsat jejich přímé (rozptyl, odraz a pohlcení slunečního záření) či nepřímé (změna vlastností oblaků mají vliv na radiační bilanci) působení. V důsledku pak můžeme z meziročních odchylek globální teploty vysledovat její vzrůstající trend (obr. 5.19). Jako odezva k nárůstu skleníkových plynů byl 11. 12. 1997 v Kjótu podepsán **Kjótský protokol**, který je prvním právním dokumentem, ukládajícím jednotlivým státům, světa přijmout svoje závazky na celkové snížení emisí skleníkových plynů do konce roku 2012. V současné době probíhají prozatím neúspěšná jednání na jeho navazující podobě.



Obr. 5.19 Střední globální teplota stanovená z meziročních odchylek teploty a vypočtenému pětiletému průměru, zdroj: upraveno podle <http://www.met-office.gov.uk>

Během pozorování, jejichž kvalita se během posledního půl století značně zvýšila, byly vysledovány nejen indikátory poukazující na původce změn, ale také změny samotné. Následující přehled uvádí nejčastěji uváděné změny přírodního prostředí:

- a) růst globální teploty o 0,74 °C během pozorování od roku 1906,
- b) nárůst oteplení během posledních 50 let, přičemž za posledních 1300 let takové oteplení nenastalo,
- c) tání arktického mořského ledu, grónského a západoantarktického ledovcového štítu a horských ledovců,
- d) zvyšování hladiny světového oceánu o 15–20 cm za posledních 100 let,
- e) nárůst srážek na východním pobřeží amerického kontinentu,
- f) častější výskyt teplé fáze jevu El Niño,
- g) nárůst extrémních srážek ve středních a vyšších šířkách severní polokoule,
- h) snížení výskytu silně podprůměrných sezónních teplot,
- i) prohloubení srážkového deficitu v aridních oblastech aj.

Aby bylo možné tyto skutečnosti predikovat i do budoucna, snaží se vědci o modelování klimatu a jeho změn včetně vytváření tzv. **emisních scénářů**, jejichž cílem je posoudit míru vlivu člověka na změnu klimatu a popsat způsoby, jak předejít dalšímu prohlubování stávající situace.

Klíčové pojmy

babí léto	klimatické pásmo	proxy data
emisní scénář	klimatotvorné faktory	radiační účinnost
globální oteplování	kolísání klimatu	solární pásmo
Kjótský protokol	ledoví muži	teplotní pás
klimadiagram	medardovské počasí	teplotní pásmo
klimatická klasifikace	Milankovičovy cykly	vánoční obleva
klimatická změna	paleoklimatologie	zenitální deště

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Jaký je projev stěžejních klimatotvorných faktorů na globální a lokální klima Země?
2. Jak se odlišují genetické a konvenční klasifikace klimatu? Doložte na příkladu Alisovy a Köppenovy klasifikace.
3. Na příkladech poukažte na slabá místa Alisovy a Köppenovy klasifikace klimatu.
4. U jednotlivých kontinentů popište stěžejní klimatické charakteristiky.
5. Jaká je spolehlivost popisu paleoklimatu? Na jakých datech je založena?
6. Které faktory hrají při zesilování skleníkového efektu nejvýznamnější roli?

Seznam literatury a zdrojů informací

- AHRENS, C. D. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 8th printing, 2007. Thomson Brooks/Cole: Belmont.
- BENKO, M. Záznam počasí na synoptickéj mape. In: Pribullová, A. (ed.) *Meteorológia a klimatológia vo vyučovaní. Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava*. 2011, s. 3–7.
- BIČÍK, I., BRINKE, J., NETOPIL, R. *Geografie Evropy*. Praha: SPN, 1989.
- BRINKE, J.: *Austrálie a Océánie*. Praha: SPN, 1983. 295 s.
- DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.
- Dnešní svět: Počasí a podnebí na Zemi*. č. 5. Praha: TERRA-KLUB, 2009. Vychází 6x za rok.
- Kolektiv autorů. Atlas podnebí Česka*. Praha, ČHMÚ, 2007. 255 s.
- KOPP, J. *Klimatické klasifikace a regionalizace ve výuce. Geografické rozhledy*, 2010, roč. 20, č. 1., s. 12–15
- KOPP, J. SUDA, J. *Vybrané kapitoly z fyzické geografie – klimatologie*. Plzeň: ZČU, 2004. 104 s.
- KUNSKÝ, J., MÁLEK, R., VRÁNA, O. *Zeměpis světa – Asie*. Praha, 1965.
- METELKA, L., TOLASZ, R. *Klimatické změny: fakta bez mýtů*. Praha: Univerzita Karlova v Praze a Centrum pro otázky životního prostředí, 2009. 35 s.
- NETOPIL, R. a kol. *Fyzická geografie*, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.
- PEEL, M., FINLAYSON, B. L., MCMAHON, T. A. *Update world map of Köppen-Geiger climate classification. Hydrology and Earth System Science*, 2007, Vol. 11, No. 5, pp 1633–1644.
- POLČÁK, N. *Základy klimatologie pre geografov. Banská Bystrica: fakulta prírodných vied Univerzity Mateja Bela*, 2009. 116 s.
- SOBÍŠEK, B. a kol. *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. Praha, MŽP ČR: Academia, 1993. 594 s.
- STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.
- SVATOŇOVÁ H. A KOL. *Integrovaná přírodověda 4 – Počasí a podnebí*. Brno: Muni press. 2011. 84 s.

- TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia*, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.
- VOTÝPKA, J., JAROŠOVÁ, J. *Severní Amerika*. Praha: SPN, 1987.
- ZACHOS, J. et al. *Trends, Rhythms and Aberrations. Global Climate 65 Ma to Present*. *Science* 292. 2001. s 686–693.

www.noaa.gov

<http://whyflies.org>

Kapitola 6

Atmosféra jako složka životního prostředí

6.1 Látky znečišťující atmosféru

Tato kapitola byla převzata a částečně upravena z publikace Integrovaná přírodověda 4 Počasí a podnebí, zpracované přírodovědnými katedrami Pedagogické fakulty Masarykovy univerzity.

6.1.1 Emise a imise

Slovo emise pochází z latinského slova **e-mitto**, znamenající vysílám, vydávám nebo vypouštím. V dnešní době se nepoužívá pouze v souvislostech s kvalitou ovzduší a nese s sebou mnoho významů z různých oborů. V oboru hygieny a ekologie slovo emise vyjadřuje uvolňování polutantů do ovzduší. Pro bližší upřesnění jsou rozlišovány termíny primární a sekundární emise.

Primární emise jsou látky vyloučené přímo z jejich zdroje do ovzduší. Označení se týká látek, které byly vypuštěny a jejich měření tedy probíhalo např. v případě automobilu přímo u výfuku nebo v případě továrny přímo na jejím komíně. Primární emise jsou tedy ve stavu, kdy neprošly žádnou chemickou nebo jinou reakcí, která by znamenala jejich jakoukoliv změnu. Dále je lze dělit podle původu, a to na přirozené emise, emise způsobené zásahem člověka do přírody a antropogenní emise.

1. *Přirozené emise* – vznikají díky přírodním zdrojům, např. sopečné výbuchy, kdy se do ovzduší dostává obrovské množství oxidu uhličitého – CO_2 , oxidu siřičitého – SO_2 , chlorovodíku HCl a fluorovodíku HF a z organických látek methanu, alkoholů, aldehydů a dokonce i freonů. Sopečný popel a prach obsahují i sloučeniny arsenu, rtuti a fluoru. Dalším zdrojem přirozených emisí jsou i písečné bouře, které mohou zavát prach ze Sahary až do Evropy. Na prach se váže i mnoho bakterií, hub a virů (např. chřipkové viry) a pomocí kapek kapalin, které tato prachová zrna obalují se pak šíří vzduchem.

2. *Emise způsobené zásahem člověka do přírody* – do této skupiny lze zařadit emise vznikající jako produkt hoření při vypalování lesů za účelem získání zemědělské půdy, pěstování rýže na bažinatých polích (emise methanu), chov zvířat (hovězí dobytek produkuje až 12 % celosvětových emisí methanu).

3. *Antropogenní emise* – jejich hlavním zdrojem jsou emise vzniklé spalováním fosilních paliv, až 75 % antropogenních emisí vzniká průmyslovou výrobou, v řemeslné výrobě, domácnostech a dopravou. Plyny, které se takto do ovzduší dostávají, jsou oxid uhličitý – CO_2 , oxid uhelnatý – CO , oxid siřičitý – SO_2 a oxidy dusíku – NO a NO_2 , dále pak prach i organické látky.

Sekundární emise naopak označují skupinu látek vytvářených až v atmosféře. Děje se tomu tak prostřednictvím reakcí mezi jednotlivými znečišťujícími látkami. Tyto reakce probíhají např. za vlivu UV záření (fotoaktivace) nebo přímými reakcemi mezi jednotlivými primárními polutanty. Škodlivost těchto vzniklých látek je často mnohem vyšší, než byla škodlivost původních látek. Nejznámější z těchto reakcí jsou

ty, při nichž vzniká tzv. fotochemický (dnes také označovaný jako letní) smog. Příkladem jednoduché reakce se vznikem sekundárních emisí je také slučování aerosolů kyseliny sírové s oxidy kovů. Z chemického hlediska jde o neutralizaci za vzniku solí. Vznikají sírany, které představují suchou fázi kyselých imisí. Další typickou reakcí se vznikem sekundárních emisí je disociace oxidu dusičitého (NO_2), který je aktivován UV zářením (fotoaktivace) a disociuje se na oxid dusnatý a atomární kyslík. Tyto produkty začínají řetěz mnoha dalších reakcí, při nichž vznikají velmi dráždivé látky (přízemní ozon, alkylové a formylové radikály, peroxidy). Tyto látky jsou nejen toxické, ale také působí jako promotory karcinogenních látek.

Přenos látek – emisí v atmosféře se nazývá transmise. Transmise jsou pak uvolňovány do prostředí v podobě imisí.

Imise se neměří u zdroje znečištění, ale u jeho příjemce – například tedy na nějakém běžném místě, kde se pohybují lidé a dýchají vzduch. Imise se ukládají v půdě, rostlinách a organismech. Český hydrometeorologický ústav provádí měření imisí (tedy měření znečištění, resp. kvality ovzduší) pomocí 97 stanic, řadu dalších stanic provozují jiné organizace. Nejčastěji měřenými látkami jsou oxid siřičitý, oxidy dusíku a pevné částice PM10.

Tuhé imise

Mezi tuhé imise patří zejména prach a aerosoly. K prachu se řadí i různé anorganické prachy, jako kovové částice, křemičitany, fluoridy, chloridy nebo sírany. Prachy organického původu obsahují například dehty, bakterie a pyly. Obecná škodlivost tuhých imisí spočívá hlavně ve snižování viditelnosti, toxicitě pro živé organismy a korozivním účinku na materiály.

Míra škodlivosti prachových částic tedy závisí hlavně na:

1. disperzitě částic (jejich velikosti),
2. chemickém složení prachu,
3. fyzikálních vlastnostech prachových částic (tvar, smáčivost, krystalická struktura).

Částice větší než $100\ \mu\text{m}$ mají relativně malý význam pro zdraví jedince, protože díky své značné hmotnosti rychle sedimentují. Částice prachu o velikosti do $10\ \mu\text{m}$ se označují jako **aerosol**. Hmotnostně je jejich obsah ve vzduchu poměrně malý. Mají velký biologický význam. Jsou člověkem vdechnuty, ale z velké části jsou zachyceny již v horních cestách dýchacích. Zde se usadí ve vrstvičce hlenu, který je řasinkami posouván směrem do nosohltanu a nakonec dojde k jeho spolknutí. Pokud tyto částice svou chemickou povahou patří mezi toxické prachy, má jejich spolknutí značný zdravotní význam. Částice menší než $10\ \mu\text{m}$ se ve vzduchu vyskytují v malém množství, ale zato mají velký biologický význam. Do respiračního traktu se jich za 24 hodin dostane až $0,01\ \text{g}$. Molekuly o velikosti $1\text{--}2\ \mu\text{m}$ pronikají průdušinkami až do plicních sklípků, kde je jich zachyceno někdy i více než 90 %. Tyto částice jsou tedy z hlediska retence aerosolu v plicích nejnebezpečnější. Naopak částice menší než $0,01\ \mu\text{m}$ se v plicích začínají chovat jako plynné molekuly a jsou z větší části vydechnuty.

Biologicky inertní (neaktivní) prach nemá specifické biologické účinky a způsobuje zaprášení plic. Naopak biologicky agresivní prach má biologické účinky a to díky svému chemickému složení. Pokud ovzduší obsahuje okolo 10 % tohoto prachu, dochází při jeho dlouhodobé inhalaci postupně k chronickým zánětům průdušek, zmnožení vaziva v plicích, rozedmě plic atd. Takové účinky křemičitého prachu jsou projevem onemocnění nazývaného **silikóza** plic. Podobně při dlouhodobé inhalaci vláknitého azbestového prachu (azbestóza), prachu obsahující beryllium (beryllióza) a železnatého prachu (sideróza).

Fyzikální vlastnosti částic jsou důvodem, proč křemičitý prach ve sklárnách způsobuje silikózu, ale obyvatelé pouští, např. Sahary, ač jsou vystaveni silné inhalaci křemičitého prachu, silikózou netrpí. Prachové částice

ve sklárnách jsou však ostré a hranaté, a proto způsobují silikózu. Prach Sahary je také převážně oxid křemičitý, ale tvar prachových částic je díky tisíciletému obrousování kulovitý a tudíž nezpůsobuje žádné problémy v dýchacích cestách.

Plynné imise

Do této skupiny patří sloučeniny síry, sloučeniny dusíku, oxidy uhlíku, halogenové sloučeniny a různé organické sloučeniny. Jejich vznik je velmi různorodý.

- a) **oxidy síry** (SO_2 a SO_3), sulfan, sirouhlík – vznikají při spalování fosilních paliv (hlavně uhlí), při spalování mazutu a jako produkt různých technologií (hlavně v chemickém průmyslu);
- b) **oxid siřičitý** (SO_2) – největším zdrojem síry v atmosféře je spalování fosilních paliv a zpracování sulfidických rud, SO_2 je v atmosféře reakcí s O_2 nebo O_3 oxidován na SO_3 a následně reaguje s vodní párou, vzniká tak kyselina sírová, jedna ze složek kyselých dešťů.
- c) **oxidy dusíku, amoniak** – vznikají při hoření za vysokých teplot (elektrárny a teplárny na fosilní paliva), ve válcích pístových motorů;

oxidy dusíku: hlavním antropogenním zdrojem je energetika a automobilová doprava,

- NO_2 (oxid dusičitý) je žlutohnědý plyn, dráždivý, toxický, je součástí fotochemického smogu,
 - NO (oxid dusnatý) je bezbarvý plyn, rovněž je součástí fotochemického smogu, působí zejména na centrální nervovou soustavu,
 - N_2O (oxid dusný) je poměrně málo reaktivní, má dlouhou dobu setrvání v troposféře a proniká i do stratosféry, kde může mít vliv na koncentraci ozonu. Oxidy dusíku jsou prekurzorem fotochemického smogu,
- d) **oxidy uhlíku** (CO_2 a CO) – vznikají při spalování uhlikatých paliv (hlavně automobilová doprava), značné koncentrace jsou např. v kotelnách,
 - e) **oxid uhelnatý** CO – vyskytuje se především v troposféře a oxiduje se na oxid uhličitý, CO vzniká při nedokonalém spalování látek s obsahem uhlíku, např. fosilních paliv, CO se nevratně váže na Fe v hemoglobinu, vzniká *karboxyhemoglobin* (vazba CO na hemoglobin je 210 krát silnější než vazba kyslíku na hemoglobin),
 - f) **halogenové sloučeniny** HF , HCl – uvolňují se do ovzduší při metalurgických procesech (hliníkárny), také vznikají při výrobě fosforečných hnojiv,
 - g) **organické sloučeniny** (nenasycené i nasycené alifatické i aromatické uhlovodíky, formaldehyd, kyselina mravenčí, akrolein) – v ovzduší se vyskytují ve velkém množství, významným zdrojem jsou automobilové motory.

Tyto látky jsou velmi škodlivé. Sloučeniny dusíku jsou pro organismus značně dráždivé, po inhalaci a přestupu do krve jsou příčinou vzniku *methemoglobinu*. Účastní se fotochemických reakcí, které vedou ke vzniku sekundárních emisí. Organické sloučeniny jsou do ovzduší emitovány jako páry nebo těkavé kapaliny.

Radioaktivní imise

Mezi radioaktivní polutanty patří např. stroncium, izotopy jodu nebo cesium a další látky. Tyto imise však člověka ohrožovaly především v době jaderných havárií – například při havárii jaderné elektrárny v Černobylu v roce 1986. Podle podrobných měření byla průměrná efektivní dávka obyvatelstvu (Černobylský rok) na našem území v roce 1986 0,26 mSv (milisievert), což je asi desetina dávky obdržené občanem z přírodního radioaktivního pozadí, radioaktivního záření, které je tu od samého počátku světa.

6.1.2 Smog

Termín SMOG vznikl spojením anglických slov smoke (kouř) a fog (mlha). Jde o spojení tuhých imisí, plynných imisí a sekundárních imisí, které společně vytvářejí celkové chemické znečištění atmosféry. Tento termín označuje také mimořádné znečištění ovzduší při nepříznivých meteorologických podmínkách. V ovzduší se hromadí škodliviny, až jejich koncentrace převyší přípustné hodnoty. Trvá-li taková situace delší dobu, může mít nepříznivý vliv na zdraví obyvatel. Pobyt v prostředí s vysokou koncentrací škodlivin je zátěží pro každý organismus. Citlivější vůči působení smogu jsou děti do 3 let, alergici, nemocní s chorobami dýchacích cest, lidé starší 60 let a těhotné ženy. Proto především tyto skupiny by měly podle možností a situace dodržovat doporučená preventivní opatření.

Existují dvě zásadně odlišné formy smogu, mezi nimi ovšem může být mnoho přechodných typů.

LONDÝNSKÝ SMOG

Jinak nazývaný také redukční typ smogu. Jde o směs kouře, oxidů síry a zplodin spalování uhlí v kombinaci s vysokou relativní vlhkostí vzduchu. Je doprovázen hustou mlhou. Škodlivost plynných součástí je zvyšována přítomností popílku, který umožňuje jejich proniknutí do dolních cest dýchacích. Tento typ smogu dosahuje maxima časně ráno za teplot od 0 do 5 °C. Londýnský smog je známý už od římských dob, kdy v roce 1306 král Edvard I. zakázal spalovat uhlí. Tento zákaz však trval jen chvíli. Situace se postupně zhoršovala až do padesátých let 20. století, kdy při několika smogových situacích zahynuly tisíce. V roce 1956 pak Parlament zavedl tzv. bezkouřové zóny. Díky nim se snížily emise oxidů síry a londýnský smog se stal minulostí. Dnes trápí Londýn jako většinu velkoměst fotochemický smog.

LOSANGELSKÝ SMOG

Oxidační typ smogu, dnes zvaný letní smog nebo také fotochemický smog. Je spojen se znečišťováním ovzduší výfukovými plyny automobilů. Ty obsahují zplodiny spalování kapalných a plynných paliv. Pro jeho vznik jsou důležité reakce iniciované slunečním zářením. Nejintenzivnější je při specifických přírodních podmínkách – teplotě 25 až 30 °C, nízké vlhkosti vzduchu a při jasném počasí s intenzivním slunečním světlem.

Rozptyl mnoha příměsí v atmosféře je podmíněn mnoha faktory:

- a) **reliéf** – v uzavřených údolích se vytváří jezera studeného vzduchu, které neumožní promíchání vzduchu
- b) **proudění v atmosféře** – největší znečištění se nachází v planetární mezní vrstvě atmosféry (do výšky 1,5 km), na které má velký vliv zejména teplotní zvrstvení atmosféry – např. advekce relativně teplejšího vzduchu na chladnější zemský povrch sice zvyšuje stabilitu atmosféry, ale znemožňuje přízemní prostorový rozptyl, čímž zhoršuje kvalitu ovzduší,
- c) **cyklóny a anticyklóny** – v cyklonách dochází obecně k výstupu vzduchu, což umožňuje jeho vertikální promíchávání a lepší prostorový rozptyl, v anticyklóně dochází naopak k sestupu vzduchu a zhoršení rozptylových podmínek,
- d) **teplotní inverze** – jakákoli inverze vede ke zhoršení stavu ovzduší, v přízemních inverzích nedochází k odvětrání přízemních exhalací, ale polutanty z výškových komínů se k zemi nedostanou, pro výškové inverze je důležitá výška jejich dolní hranice,
- e) **ráz počasí** – rychlost a směr větru umožní pročištění, nebo naopak znečištění ovzduší, přechod studené fronty pročišťuje vzduch z konkávních tvarů reliéfu a atmosférické srážky umožňují promytí atmosféry

6.2 Ochrana ovzduší v České republice

Ochrana ovzduší v České republice podléhá příslušným legislativním předpisům, které jsou vymezeny jak na úrovni České republiky, tak na úrovni Evropské unie. Výkon správní činnosti na úseku ochrany ovzduší, ozónové vrstvy a klimatického systému Země vykonávají zejména Ministerstvo životního prostředí, Ministerstvo zdravotnictví, Česká inspekce životního prostředí, Česká obchodní inspekce, krajské úřady, obecní úřady obcí s rozšířenou působností a jednotlivé obce.

Ministerstvo životního prostředí vykonává působnost ústředního správního úřadu v oblasti ochrany ovzduší, ozónové vrstvy a klimatického systému Země a na těchto úsecích řídí výkon státní správy. Zejména pak zajišťuje sledování kvality ovzduší a provoz základní sítě imisního monitoringu na celém území ČR a sledování úrovně znečištění ovzduší. Sběrem dat dále zabezpečuje jednotný registr informačního systému kvality ovzduší (ISKO) a registr emisí a zdrojů znečišťování ovzduší (REZZO) a připravuje a předkládá vládě ČR ke schválení národní programy snižování emisí vybraných znečišťujících látek nebo jejich stanovených skupin.

Ministerstvo zdravotnictví předkládá vládě ČR návrhy ke zpřísnění imisních limitů v případech odůvodněné potřeby na základě zhodnocení zdravotních rizik, zpracovává a vede seznamy referenčních koncentrací znečišťujících látek a provádí sledování zdravotního stavu obyvatelstva a hodnocení zdravotních rizik v oblastech se zhoršenou kvalitou.

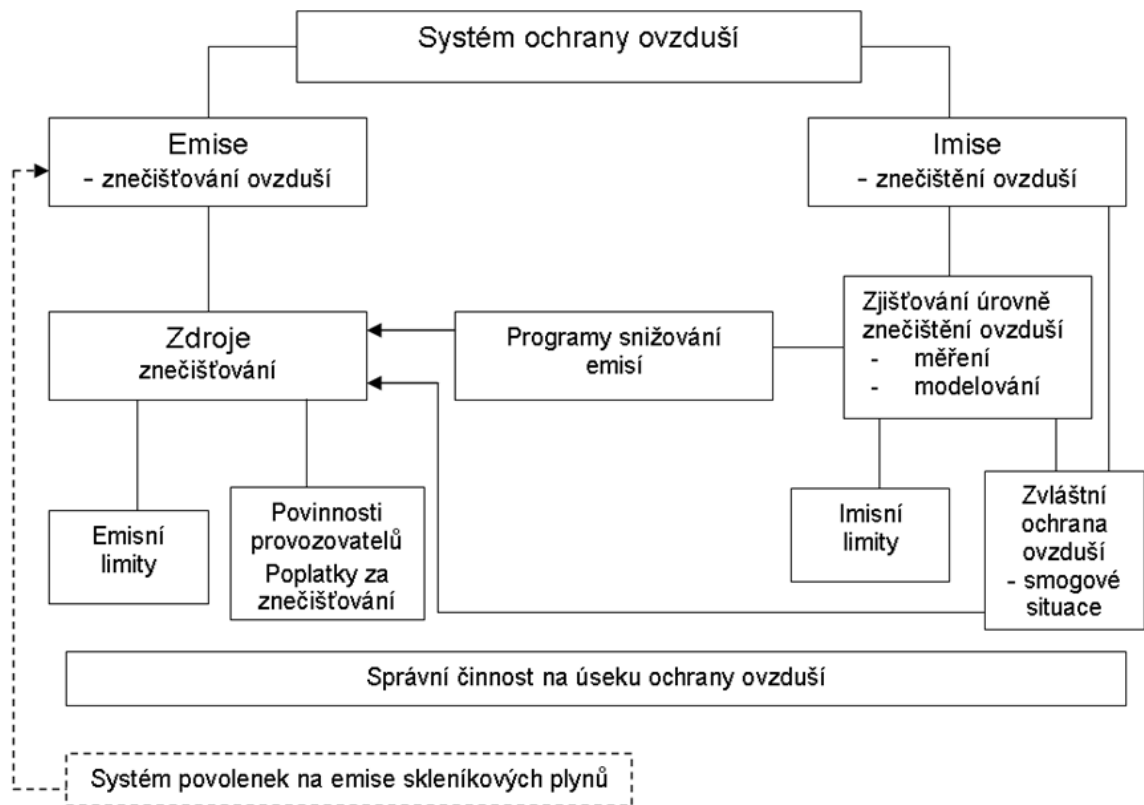
Česká inspekce životního prostředí dozírá na dodržování právních předpisů a rozhodnutí orgánů ochrany ovzduší týkajících se ochrany ovzduší, ochrany ozónové vrstvy a klimatického systému Země a ukládá nápravná opatření a rozhoduje o omezení nebo zastavení provozu stacionárního zdroje.

Česká obchodní inspekce kontroluje zejména kvalitu paliv na vnitřním trhu.

Krajské úřady rozhodují o vyměření poplatku, odkladu nebo prominutí části poplatku za znečišťování ovzduší zvláště velkých a velkých stacionárních zdrojů kontrolují a hodnotí dodržování imisních limitů a emisních stropů a zpracovávají programy na snížení emisí a zlepšení stavu ovzduší.

Obce s rozšířenou působností a jednotlivé obce vyměřují poplatky za znečišťování ovzduší u malých stacionárních zdrojů, vypracovávají plány zlepšování kvality ovzduší v oblastech se zhoršenou kvalitou, vydává nařízení, jímž může na svém území stanovit podmínky spalování suchých rostlinných materiálů nebo toto spalování zakázat a kontroluje dílčí indikátory (tmavost kouře, pachové číslo atd.) související s vylučováním polutantů.

Stěžejním řídicím parametrem systému ochrany ovzduší je úroveň znečištění ovzduší charakterizovaná na základě imisních limitů. Od roku 2002 je systém ochrany ovzduší v ČR) zaměřen na imise, což koresponduje s legislativním přístupem k této problematice v dalších zemích EU. Zdroje znečišťování ovzduší musí dodržovat emisní limity a jejich provozovatelé musí plnit stanovené povinnosti. Na jednotlivých řídicích stupních jsou zpracovávány programy snižování emisí a plány ke zlepšování kvality ovzduší v oblastech se zhoršenou kvalitou ovzduší. Emise skleníkových plynů jsou navíc celostátně omezeny prostřednictvím povolenek, které jsou jednotlivým provozovatelům přidělovány na pětileté období a ti jsou povinni každý rok vyřadit množství povolenek odpovídající emisím skleníkových plynů, které za toto období vyprodukovali. Povolenky, jejichž majetková hodnota odpovídá právu provozovatele zařízení vypustit do ovzduší v daném kalendářním roce ekvivalent tuny CO₂, jsou obchodovatelné.



Obr. 6.1 Systém ochrany ovzduší, zdroj: Vach, 2010

Měření emisí probíhá kontinuálně, nebo manuálně. Kontinuální měření probíhají za použití elektrooptických měřících systémů přímo v prostředí kouřovodu, a to většinou na jednom místě. Manuální měření je založeno na přímém odběru plynů na více místech a jejich následné analýze v laboratoři.

Ke sledování zdrojů znečištění slouží v ČR **Registr emisí a zdrojů znečištění (REZZO)**, jehož správa spadá do kompetencí Českého hydrometeorologického úřadu. Katalog REZZO se skládá ze čtyř databází archivujících data za jednotlivé kategorie zdrojů znečištění ovzduší.

- REZZO 1 – velké zdroje znečištění
- REZZO 2 – střední zdroje znečištění
- REZZO 3 – malé zdroje znečištění
- REZZO 4 – mobilní zdroje znečištění

Databáze REZZO 1–4 jsou součástí **Informačního systému kvality ovzduší (ISKO)** provozovaného ČHMÚ, jenž je jedním ze základních nástrojů pro sledování a hodnocení kvality ovzduší ČR.

Klíčové pojmy

emise
imise
aerosol

silikóza
smog
REZZO

ISKO

Kontrolní otázky a úkoly k tématu -----

1. Jak spolu souvisejí emise, imise a smog?
2. Které polutanty jsou nejčastěji se znečištěním ovzduší zmiňovány?
3. Která onemocnění může vyvolat znečištěné ovzduší?
4. Jak je v ČR zajištěna kontrola, sledování a zvyšování kvality ovzduší?

Seznam literatury a zdrojů informací -----

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. Physical geography. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.

Dnešní svět: Počasí a podnebí na Zemi. č. 5. Praha: TERRA-KLUB, 2009. Vychází 6x za rok.

Kolektiv autorů. Atlas podnebí Česka. Praha, ČHMÚ, 2007. 255 s.

NETOPIL, R. a kol. Fyzická geografie, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. Introducing Physical Geography. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

SVATOŇOVÁ H. A KOL. Integrovaná přírodověda 4 – Počasí a podnebí. Brno: Muni press. 2011. 84 s.

VACH, M. Ochrana ovzduší. Praha: KVHEM FŽP ČZU. URL < knc.czu.cz/~vachm/ovzdusi/ovzd_text.doc > [cit. 20. 8. 2012]. 69 s.

Kapitola 7

Voda na Zemi

7.1 Význam vody na Zemi

Voda je nejdůležitější složkou přírodního prostředí planety Země. Mezi jednotlivými geosférami se tak za mnohá tisíciletí ustálily složité procesy látkové výměny. Voda v krajině sféře umožňuje nejen pohyb hmoty, ale i její nepřetržitě probíhající přeměnu. Zaujímá také klíčové postavení v životě i činnosti člověka, a její úloha roste s mírou rozvoje společnosti. Významnou vlastností vody je její schopnost nepřetržitě se obnovovat procesem výměny vody mezi světovým oceánem a pevninou. Oceán je převažujícím zdrojem, který v oběhu na Zemi hraje úlohu hlavního dodavatele sladké vody pro pevninu. Je však i prostředím, v němž se uskutečňuje výměna mnoha jiných látek (karbonátový cyklus, salinita) i energie (termohalinní proudění) nejen uvnitř jeho rozsáhlého prostoru, ale i mezi sférami, které ho obklopují.

Zabývat se vodou na Zemi má hned několik zásadních důvodů. V prvním případě se jedná o zabezpečení lidských potřeb, jako jsou pitná voda, zavlažování, energetické nároky atd. Ve druhém případě se pak jedná jak o ochranu hydrosféry, tak o řešení otázek související s nedostatkem vodních zdrojů, které mohou přerůstat až do roviny vojenských sporů o území, a hydrologickými extrémy ve formě povodní.

Mezinárodní konflikt o vodní zdroje

Izrael – Palestina – Sýrie – Jordánsko

- jediným vodním zdrojem je řeka Jordán
- zisk o území probíhal již v minulosti (př. Palestinsko-izraelský konflikt: 1967 – šestidenní válka, Izrael ovládl území Golanských výšin, kde se nacházejí 2 ze 3 zdrojnic Jordánu)

Ekologická katastrofa

Aralské jezero

- důvodem počátku zániku jezera se stala sovětská politika, která začala s odkláněním dvou největších řek regionu Amudarji a Syrdarji, aby mohly být využity k zavlažování bavlníkových polí, v důsledku čehož byla snížena závislost na britské a americké bavlně
- jezero začalo vysychat, stoupla salinita vody, jezero se postupem času rozdělilo na dvě menší a vymřely čtyři pětiny všech druhů ryb žijících v jezeře (megalomanský plán odklonu vody ze sibiřských řek, které měly zásobovat Aralské jezero a ukončit jeho vysychání nebyl zrealizován)
- v roce 2005 se pokusila kazachstánská vláda zmírnit vysychání výstavbou přehrady Kokaral na jihu severní části Aralského jezera

7.1.1 Vědní obory o vodě na Zemi

HYDROGEOGRAFIE – vědní obor, disciplína fyzické geografie, zabývající se vztahem mezi vodními útvary na pevnině a ostatními krajinnými prvky

HYDROLOGIE – vědní obor zabývající se zkoumáním zákonitostí výskytu, oběhu, časového a prostorového rozložení zásob vody na Zemi, jejího vzájemného působení s biotickými a abiotickými faktory s ohledem na její fyzikální, chemické a biologické vlastnosti

Rozdělení hydrologie

- a) podle pracovních metod
 - **hydrometrie** – měření mechanických, fyzikálních, chemických a biologických jevů ve vodních systémech
 - **hydrografie** – popis hydrologických jevů, hydrologického prostředí, vlastností vodních systémů, pozorování, třídění, zpracování a klasifikace získaných informací

- b) podle prostředí
 - hydrologie pevnin
 - a) **hydrologie atmosféry** zkoumá pohyb a množství vody v části vodního oběhu probíhajícího v atmosféře, má pro ně někdy jiná měřítka než meteorologie a klimatologie
 - b) **hydrologie řek** (potamologie) zkoumá vodu odtékající z povodí a protékající koryty řek, její fyzikální a chemické vlastnosti
 - c) **hydrologie jezer** (limnologie) se zabývá komplexním výzkumem vody ve vodních nádržích přirozeného i umělého původu s ohledem na její množství, fyzikální a chemické vlastnosti, život v nich, ale i vývojem jejich pánví a výměnou látek mezi vodou a jejím obklopujícím prostředím
 - d) **hydrologie bažin** se zabývá vodou v rozličných typech bažin v podobném rozsahu jako hydrologie jezer
 - e) **hydrologie podzemních vod** nebo hydrogeologie zkoumá výskyt, rozšíření a vlastnosti vody pod zemským povrchem a vlastnosti horninového prostředí, v němž se pohyb vody uskutečňuje
 - f) **hydrologie ledovců** (kryologie či glaciologie) zkoumá vodu v ledovcích a trvalé sněhové pokrývce a vodu vznikající jejich táním
 - hydrologie oceánů – oceánologie
 - a) **fyzická oceánologie** se zabývá fyzikálními vlastnostmi mořské vody, pohybem mořských vod a procesy vyvolanými interakcí oceán – atmosféra
 - b) **chemická oceánologie** studuje chemické složení vody
 - c) **biologická oceánologie** studuje všechny formy života v moři a okolnosti, které na ně působí
 - d) **mořská geologie a geofyzika** studuje vznik mořských a oceánských pánví, strukturu oceánského dna, sedimenty na dně, seismické vlnění
 - e) **geomorfologie oceánů a moří** studuje zákonitosti rozšíření tvarů reliéfu mořského dna a jeho vývoje

Takto naznačené dělení však nemusí ve všech případech zohledňovat všechny aspekty hydrologie, protože bere v úvahu konkrétní klasifikační kritérium. V hydrologii tak můžeme definovat tři základní úzce na sebe navazující pracovní oblasti:

- a) pozorování a měření hydrologických jevů a procesů,
- b) systematická analýza hydrologických jevů umožňující odhalení jejich příčiny a následku,
- c) aplikaci získaných dat v praxi (management vodních toků, krizové řízení apod.).

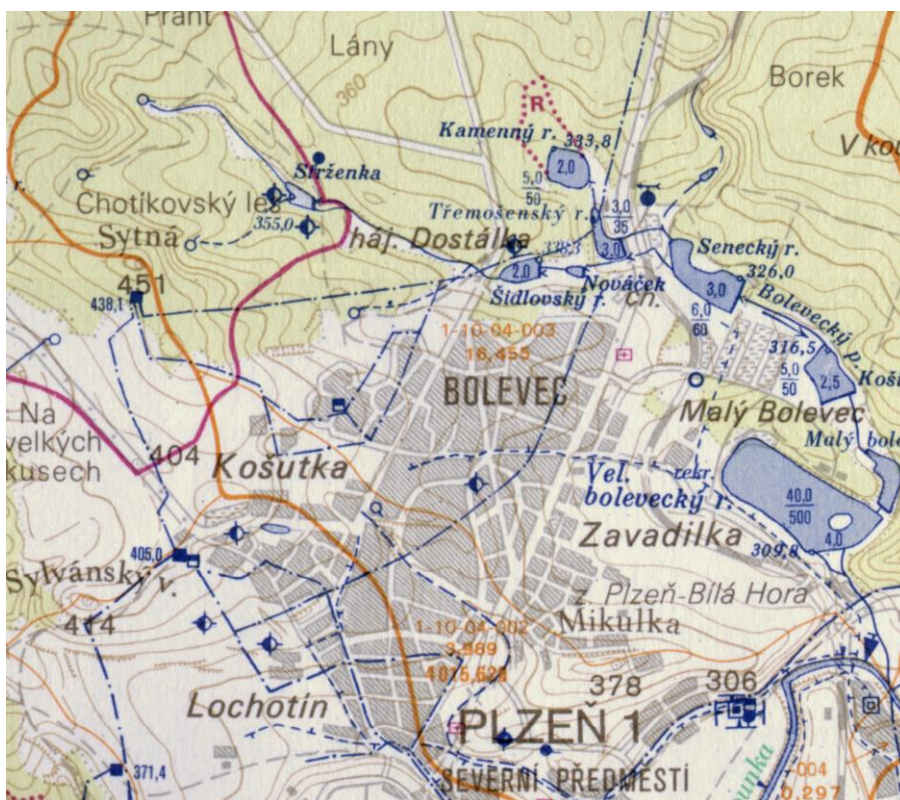
7.1.2 Hydrologické informace v ČR

O organizaci databází hydrologických informací se v zásadě starají dvě instituce a sběr dat zajišťují správy povodí.

1. Výzkumný ústav vodohospodářský

Výzkumný ústav vodohospodářský vybudoval **hydroekologický informační systém** VÚV (<http://heis.vuv.cz>), který poskytuje následující informace:

- Základní vodohospodářská mapa (obr. 7.1) 1 : 50 000 (vektorová i rastrová),
- vrstvy do GIS – např. říční síť, zdroje znečištění, chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV), hydrogeologické rajóny, vymezení povodňových zón,
- implementace legislativy EU.



Obr. 7.1 Základní vodohospodářská mapa 1:50 000, list Plzeň, zdroj: <http://heis.vuv.cz>

2. Český hydrometeorologický ústav

ČHMÚ se skládá celkem ze tří základních oddělení, přičemž úkoly hydrologické služby jsou následující:

- správa a provoz sítí pozorovacích stanic,

- primární a sekundární zpracování hydrologických dat,
- správa hydrologické databáze,
- poskytování operativních a režimových informací,
- hydrologické studie, psaní žádostí projektů a grantů.

Získané hydrologické údaje mohou být využity k následujícím činnostem:

- jako podklady k investiční činnosti ve všech odvětvích národního hospodářství,
- pro sestavení státního vodohospodářského plánu,
- pro racionální využívání vodních zdrojů v krajině a dosažení trvale udržitelné rovnováhy,
- pro stavby přehrad, jezů, nádrží atd., krizová řízení a protipovodňová opatření,
- pro plánování v zemědělství a lesním hospodářství,
- pro zásobování pitnou i užitkovou vodou, návrhu strategií čištění odpadních vod,
- pro výstavbu stavby mostů, propustků na železnici a silnici, atd.

3. Správy dílčích povodí

- povodí Moravy – www.pmo.cz
- povodí Labe – www.pla.cz
- povodí Vltavy – www.pvl.cz
- povodí Odry – www.pod.cz

Data o vodních prvcích nasbíraná za historické období lze najít v knižní podobě v **Hydrologických poměrech ČSSR** (obr. 7.2).

Číslo hydrologického pořadí	Tok a místo	Přítok zleva	Přítok zprava	Plocha povodí P (km ²)						Délka údolí L (km)	Charakteristika povodí P/L ²	Lesnatost %
				Řád toku								
				VI	V	IV	III					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1-10-04	Radbuza od Úhlavy po soutok se Mží a Berounka od soutoku Mže a Radbuzy po Úslavu											
001	Radbuza pod Úhlavou						2 173,57			89,9	0,27	30
	Radbuza od Úhlavy po soutok se Mží						5,825			—	—	0
	Radbuza nad soutokem se Mží						2 179,40			94,3	0,25	20
	Berounka pod soutokem Mže a Radbuzy							4 008,063	103,2	0,38	30	
002	Berounka od Mže a Radbuzy po Bolevecký potok							7,565	—	—	0	
	Berounka nad Boleveckým potokem							4 015,628	105,0	0,33	30	
003	Bolevecký potok						13,455		6,9	0,35	70	
	Berounka pod Boleveckým potokem							4 032,083	105,0	0,36	30	

Obr. 7.2 Ukázka z publikace *Hydrologické poměry ČSSR*

7.2 Oběh vody na Zemi

7.2.1 Rozložení zásob vody na Zemi

Celková plocha zemského povrchu zaujímá asi 510 mil. km². Oceány a moře se rozprostírají na 361 mil. km² (70,8 %) a pevnina na 149 mil. km² (29,2 %). Voda a povrch pevniny jsou na povrchu Země rozloženy **nerovnoměrně**. Na severní polokouli je pevnina soustředěna na 100 mil. km² a na vodní plochu připadá 155 mil. km², na jižní polokouli zabírá pevnina 49 mil. km² a vodní plocha 206 mil. km². Tato nerovnoměrnost se s ohledem na odlišné vlastnosti jednotlivých prostředí výrazně promítá do oběhu vody, utváření klimatu, vodní bilanci atd.

- celková plocha Země: 510 mil. km²
- oceány a moře: 361 mil. km² = 70,8 %
- pevnina: 149 mil. km² = 29,2 %
- světový oceán soustřeďuje 1 338 mil. km³ vody = pouze 0,1 % objemu Země

Nerovnoměrné rozložení vody a pevniny na Zemi:

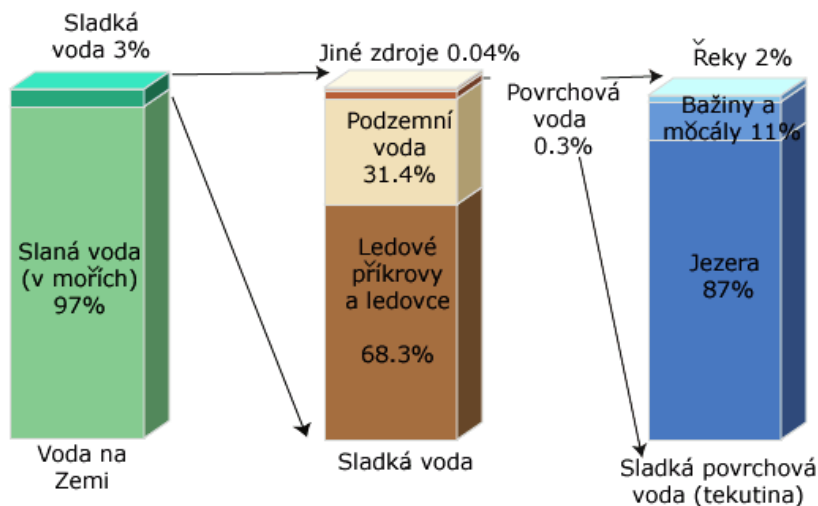
severní polokoule: (oceán:pevnina – 61 % : 39 %)

- 100 mil. km² pevnina
- 155 mil km² oceán

jižní polokoule: (oceán:pevnina – 81 % : 19 %)

- 49 mil. km² pevnina
- 206 mil. km² oceán

Rozdělení zásob vody na Zemi je v neprospěch sladké vody (obr. 7.3). Oceány a okrajová moře vytváří světový oceán, v němž je soustředěno 1 338 mil. km³ vody (0,1 % objemu Země). Na pevnině jsou celkové zásoby vody podstatně menší, odhadují se asi na 47, 9 mil. km³, z čehož je asi 35 mil. km³ sladké vody. Největší zásoby sladké vody jsou soustředěny v pevninských ledovcích (24 mil. km³), v podpovrchové vodě (23,7 mil. km³) a v jezerech a řekách (13,5 mil. km³). Z rozložení sladkých vod na souši je zřejmé, že z jejich celkového množství lze pro lidskou společnost využívat jen velice nepatrný podíl.



Obr. 7.3 Rozložení zásob vody na Zemi, zdroj: www.wikipedia.cz

Rozložení zásob vody na Zemi v číslech

a) v % z celkového množství vody na Zemi

- | | |
|-----------------------------------|----------|
| ▪ oceány | 97,22 % |
| ▪ slaná jezera a vnitrozemní moře | 0,008 % |
| ▪ ledovce | 2,136 % |
| ▪ voda v organismech | 0,0001 % |

▪ sladkovodní jezera	0,009 %
▪ vodní toky	0,0001 %
▪ půdní voda	0,005 %
▪ podzemní voda do hloubky 800 m	0,31 %
▪ podzemní voda nad 800 m (až 4 000 m)	0,31 %
▪ celkem sladkovodní zdroje	2,77 %

b) v km³ z celkového množství vody na Zemi

▪ světový oceán	celkem 1 338 mil. km ³
▪ pevnina	celkem 48 mil. km ³ vody (35 mil. km ³ sladká voda)
▪ ledovce	24 mil. km ³
▪ podpovrchová voda	23,7 mil. km ³
▪ jezera a řeky	13,5 mil. km ³

7.2.2 Výměna vody mezi pevninou a oceánem

Ze světového oceánu se voda výparem dostává do atmosféry jako vodní pára, dále je unášena nad pevninu, kde kondenzuje a vrací se zpět ve formě srážek. Část srážek odtéká z pevniny řekami a podzemní cestou zpět do oceánu – tuto část pevniny označujeme jako **odtokovou oblast**. Část pevniny, na níž sice odtok probíhá, ale nekončí ve světovém oceánu, označujeme jako **bezodtokovou oblast** (př. oblast Kaspického moře). Řeky zde končí v bezodtokových jezerech a bažinách, kam dotéká i podzemní voda. Podíl bezodtokových oblastí pokrývá 20 % rozlohy pevniny.

Části pevnin, z nichž se uskutečňuje odtok do určitého oceánu, se nazývají **úmoří**. Ta jsou vzájemně oddělena liniemi hlavního **kontinentálního rozvodí**. Z ploch úmoří odeče za rok do světového oceánu průměrně asi 40 000 km³ vody. Prostorové rozložení tohoto přítoku vody je z důvodu různého poměru mezi plochou úmoří a plochou oceánu nerovnoměrné.

Přítok vody do jednotlivých oceánů odpovídající sloupci vody rovnoměrně rozloženého a vztaženého k celkové ploše oceánu (v dlouhodobém průměru jsou údaje o Jižním oceánu započteny k ostatním oceánům):

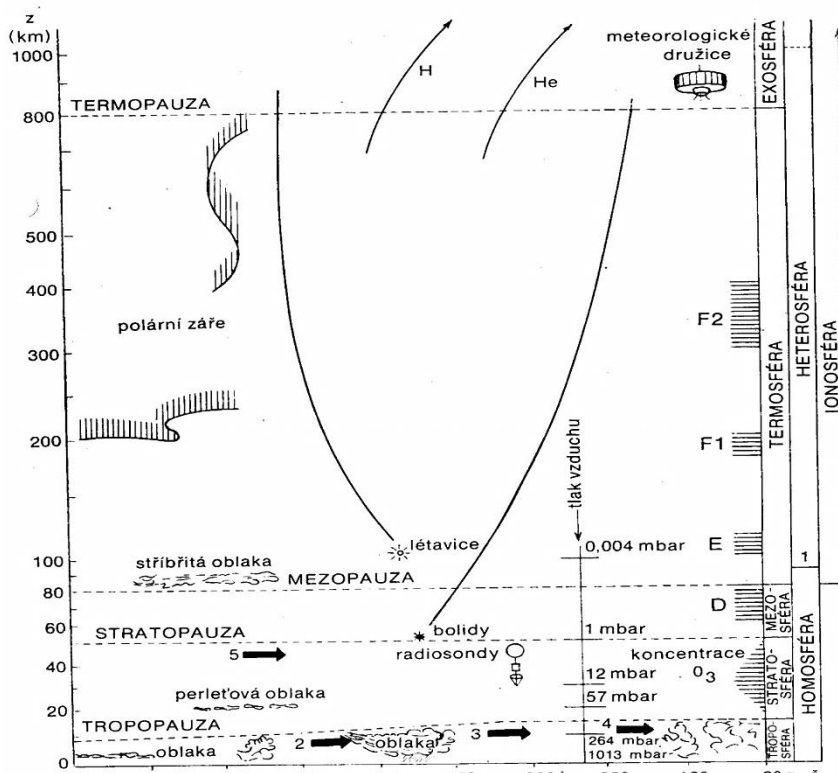
▪ Severní ledový oceán	355 mm/rok (nadprůměrný)
▪ Atlantický oceán	226 mm/rok (nadprůměrný)
▪ Tichý oceán	83 mm/rok (podprůměrný)
▪ Indický oceán	80 mm/rok (podprůměrný)

Stejná nerovnoměrnost se výrazně projevuje i mezi velikostí přítoku vody do částí světového oceánu jižní (46 mm) a severní polokoule (142 mm). Výrazné jsou také rozdíly ve velikosti přítoku do jednotlivých moří (např. do Karského moře 1530 mm, do jižního sektoru Atlantského oceánu jen 37 mm). Příčinou těchto odchylek je výměna vody, která je zajišťována povrchovými i hlubinnými mořskými proudy.

Přítok vody do oceánů se vyznačuje také **nerovnoměrným rozložením v průběhu roku**, což je podmíněno režimem srážek a teploty vzduchu (tvorba a tání sněhové pokrývky i ledovců a průběh výparu z povrchu země). **Největší změny** v ročním rozložení odtoku byly zjištěny v Severním ledovém oceánu, kdy během léta přitéká 56 % (odtok vody z tajícího sněhu) a v zimě jen 7 % celoročního odtoku. **Nejvyrovnanější v průběhu** odtoku je přítok do Atlantského oceánu (v květnu dosahuje nejvíce 23 mm a v listopadu nejméně 14 mm). V Tichém a Indickém oceánu se výrazněji projevuje přítok vody z monzunových dešťů. Roční rozložení celkového přítoku vody do světového oceánu je ovlivněno hlavně režimem říčního odtoku z povrchu pevniny severní polokoule a rovníkové části umorí Jižní Ameriky. Nejvyšší přítok připadá na letní měsíce (35 % odtoku) a nejmenší na zimní měsíce severní polokoule (17 % odtoku). Nerovnoměrný je však i přítok vody do světového oceánu v jednotlivých rocích.

7.2.3 Malý a velký oběh vody

Množství vody v jednotlivých skupenstvích zapojených v rámci oběhu vody na Zemi je stanoveno expertním odhadem a v jednotlivých publikacích se může lišit. Pro naše potřeby budeme vycházet z hodnot uvedených na obrázku 7.4.



Obr. 7.4 Oběh vody na Zemi v číslech (v km^3), zdroj: Pearson Education (www.pearsoned.co.uk)

Z povrchu Země se voda v podobě vodní páry vypaří v množství asi $496\,000\text{ km}^3$ za rok, z něhož velká část připadá na světový oceán ($425\,000\text{ km}^3$) a menší na souši ($71\,000\text{ km}^3$). Jako srážky spadne opět na povrch oceánu $385\,000\text{ km}^3$, ty uzavírají tzv. **malý oběh vody**. O malém oběhu vody můžeme hovořit i v případě, že se odehrává v bezodtokých oblastech pevniny.

Z oblasti nad světovým oceánem se vzdušnými proudy přenáší na pevninu asi $40\,000\text{ km}^3$ vody za rok. Mezi povrchem pevnin a atmosférou dochází ke složité a mnohokrát se opakující výměně vody doprovázené transpirací, evaporací, sublimací a kondenzací, která vede nakonec k opětovnému návratu téhož množství nazpět do světového oceánu. Tím se uzavírá **velký oběh vody**.

Zejména transpirací a evaporací vzniklá vodní pára ($71\,000\text{ km}^3$) se spojuje s vodní parou přenesenou z prostoru světového oceánu a v celkovém množství $111\,000\text{ km}^3$ vody pak kondenzuje v podobě srážek. V atmosféře zůstává stabilně vázáno cca $13\,000\text{ km}^3$ vody. Z nich jsou $3/4$ nad hladinou světového oceánu a $1/4$ nad souší. Oblasti s maximem této vláhly se rozkládají v rovníkovém a tropickém pásu západní části Tichého oceánu, v povodí řeky Amazonky, v severovýchodní části Jižní Ameriky. Tato vláhla, přenášená monzuny a pasáty nad pevniny, podmiňuje v tamních oblastech velké množství srážek a vysoké odtoky. Zhruba stejné množství vody, jako se dostane nad pevninu vzdušným prouděním, odečte po kondenzaci zpět do oceánu. Oběh vody v bezodtokových oblastech je v určitém smyslu samostatný, je však spjat s celkovým oběhem vody na Zemi, neboť vláhla nad ně proniká z okolních odtokových oblastí nebo moří a z velké části uniká atmosférou za jejich hranice.

Skutečná výměna vody mezi světovým oceánem a pevninou je poněkud složitější. Část vláhly z oceánu přenesená nad pevninu spadne sice jako srážky, ty se však vypaří a jako pára jsou zanášeny zpět nad oceán. Nezúčastňují se tedy dalšího oběhu vody nad pevninou a konečného odtoku do oceánu.

Celkové množství vodní páry přenášené ze světového oceánu nespadne na pevninu jako srážky. Asi $1/3$ z ní se pouze přepraví nad kontinenty a znovu se vrací nad oceán (tranzitní vláhla). Množství této vláhly není nad jednotlivými kontinenty stejné.

7.2.4 Rámcový mechanismus oběhu vody na Zemi

Oprostité-li se od pouhého rozdělení oběhu vody na malý a velký oběh vody, můžeme si více přiblížit rámcový mechanismus tohoto procesu (obr. 7.5). Podle odlišných cest transportu vody můžeme vymezit tři typy cyklů:

- a) **atmosférický cyklus,**
- b) **cyklus povrchového odtoku,**
- c) **cyklus podzemního odtoku.**

Atmosférický cyklus

Atmosférický cyklus zahrnuje procesy:

- a) fyzikálního výparu vody (z plochy světového oceánu či vodních útvarů na pevnině – **evaporace**, z biologického výparu – **transpirace**, kombinovaně pak **evapotranspirace**, výpar z ledu a sněhu – **sublimace**, výpar z půdy)
- b) tvorby oblaků spojenou s přenosem a **kondenzací** vodní páry a následného vypadávání srážek.

Výparem se rozumí objem vody nebo výška vrstvy vody vypařené za určitý časový interval z určité plochy. Uvádí se v jednotkách výšky sloupce vypařené vody na jednotce plochy [mm], nebo se sleduje intenzita vypařování [$\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$]. Výpar se měří výparoměrem. Mezi základní činitele ovlivňující velikost výparu patří, teplota vypařující látky, velikost povrchu, vlastnosti kapaliny, pohyb plynu nad kapalinou a tlak par plynu nad kapalinou.

Čas trvání setrvání vodní páry v atmosférickém cyklu je poměrně krátký – cca 10 dní. Celý cyklus může probíhat podle následujícího schématu:

- oceán – atmosféra – oceán,
- pevnina – atmosféra – pevnina,
- oceán – atmosféra – pevnina – atmosféra – oceán.



Obr. 7.5 Rámcový mechanismus oběhu vody na Zemi, zdroj: USGS

Cyklus povrchového odtoku

Povrchový odtok probíhá nejčastěji podle schématu oceán – atmosféra – pevnina – **povrchový odtok** – oceán. Povrchového odtoku se účastní ta část srážkové vody, která se nevypařila ani nevsákla a pohybuje se po povrchu krajiny. V zásadě se rozlišuje plošný odtok (ron) a soustředěný odtok.

Plošný odtok (ron) představuje nesoustředěné stékání vody po zemském povrchu. Voda se tak hromadí v mělkých sníženinách na povrchu terénu a její stékání je určováno směrem sklonu reliéfu. Tím se vytváří **plošný splach**, který odnosem uvolněných půdních částic působí jako jeden z erozních činitelů.

Soustředěným odtokem, jak již vyplývá z názvu, se myslí soustředěné odtékání vody v říčních korytech. Ty vznikaly účinkem hloubkové vodní eroze na krajinu (vznik strží) a jejím výsledkem je také členitý erozní reliéf.

Cyklu povrchového odtoku se účastní přibližně 40 000 km³ vody a čas oběhu vody trvá průměrně 12 dní.

Cyklus podzemního odtoku

Podzemní odtok probíhá převážně podle schématu oceán – atmosféra – pevnina – **infiltrace do horninového prostředí** – **podzemní odtok do řek** – oceán. Objem vody, který se účastní podzemního odtoku, se odhaduje na 12 000 km³. Průměrný čas oběhu se pohybuje kolem 5 000 let, v zóně aktivní výměny je to kolem 330 let. Hlavní procesy tohoto cyklu jsou **infiltrace** (vsakování), **přirozený výron** (prameny) a **podpovrchový odtok**.

7.2.5 Matematický model hydrologické bilance oběhu vody na Zemi

Oběh vody na Zemi lze vyjádřit jednoduchými rovnicemi, které jsou matematickým modelem jeho bilance. Vstupující prvky oběhu popisujeme takto:

- E_o – výpar ze světového oceánu
- E_p – výpar z pevniny
- S_o – srážky spadlé na hladinu světového oceánu
- S_p – srážky spadlé na povrch pevniny
- O – odtok z pevniny

Výsledné rovnice bilance pak můžeme uvádět následovně:

$$\begin{aligned} E_o &= S_o + O \\ E_p &= S_p - O \\ S_o + S_p &= E_o + E_p \end{aligned}$$

Rovnice vodní bilance mohou být sestavovány pro jakékoli území řek, jezer. Musí se však sestavovat jako průměr za určitou časovou řadu (př. dekádu). Celková podoba rovnic vodní bilance je však pouze přibližná, protože přesné zjištění požadovaných ukazatelů je velmi problematické.

Diverzita hodnot jednotlivých prvků vodní bilance se mění místo od místa. Nejvyšší výpar z oceánů je spojen s velkou ariditou v pásmu pasátů na obou polokoulích (10–20° s. š. a j. š.). V Atlantském oceánu dosahuje v těchto zeměpisných šířkách 1960 mm (severní polokoule) a 1710 mm (jižní polokoule) za rok, v Indickém oceánu 1999 mm a 2090 mm, v Tichém oceánu 2040 mm a 1940 mm za rok. Směrem k pólům i k rovníku od těchto pásů se výpar z hladiny oceánů zmenšuje. Tuto obecnou zákonitost změn velikosti výparu narušují teplé a studené mořské proudy, které hodnoty výparu ve stejných zeměpisných šířkách poněkud pozměňují.

Maximum srážek nad světovým oceánem spadne v rovníkovém pásu (10–0° s. š.), a to v průměru 2300 mm za rok (největší hodnoty byly naměřeny v JV Asii u břehů Barmy – 4 000 mm). Nejmenší srážkové úhrny jsou v tropických pasátových páslech severní a jižní polokoule mezi 20° a 30° (690 mm s. š. a 1170 mm j. š.). Minimum srážek spadne ve východních částech oceánů přiléhajících k pouštím Sahary a Arabského poloostrova (pod 50 mm za rok).

Rozdíl mezi srážkami a výparem způsobuje, že nad jednou částí oceánů převyšují srážky nad výparem a vody tam přibývá, nad jinými naopak převyšuje výpar nad srážkami a vody tam ubývá. Tento rozdíl je plynule vyrovnáván mořskými proudy, které každoročně přenášejí asi 22 mil. km³ vody.

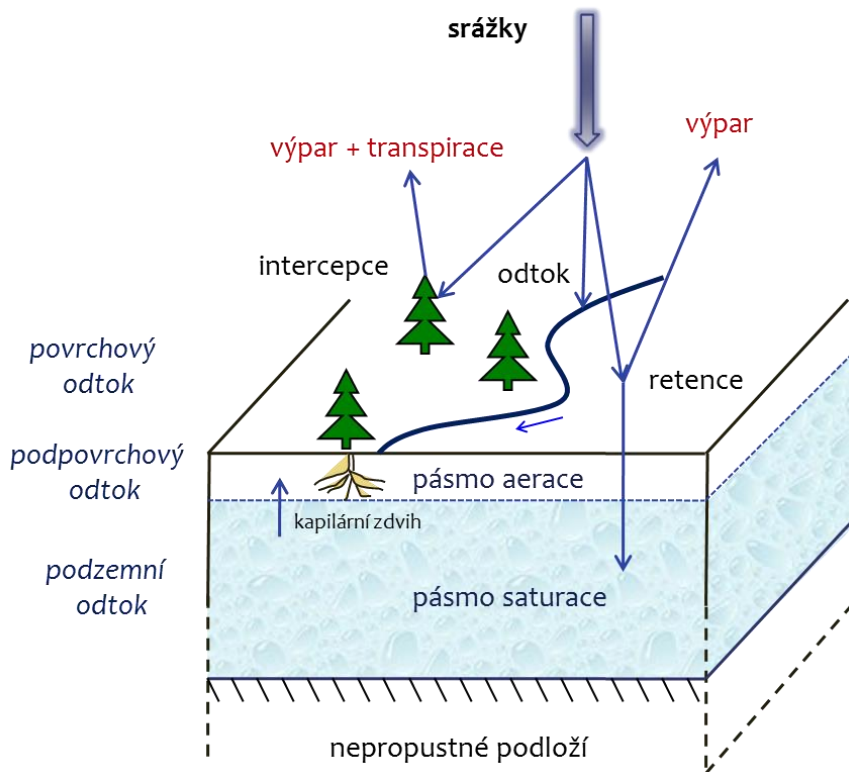
7.2.6 Hydrologický cyklus v povodí

Výše popsané procesy mají globální charakter, oběh vody však můžeme vyjádřit také v konkrétním povodí (obr. 7.6). K tomu nám slouží rovnice hydrologické bilance, jejíž základní tvar vypadá takto:

$$H_z = H_E + H_o \pm R,$$

kde H_z = výška srážek, H_E = výška evapotranspirace,
 H_o = výška odtoku a R = změna zásob vody v povodí.

Uvedenou bilanční rovnici můžeme použít v případě hydrologicky uzavřeného povodí pro libovolné časové období. Je však třeba dbát na to, aby hodnoty jednotlivých členů bilanční rovnice byli vypočítané za stejné časové období. V hydrologii se počítá hydrologická bilance za období hydrologického roku, který začíná 1. listopadu a končí 31. října.



Obr. 7.6 Schéma procesů podílejících se na hydrologické bilanci v povodí

Za vstup do hydrologického cyklu můžeme považovat srážky. Při jejich dopadu na neprostupný povrch dochází k jejich **retenci** (zadržování), následnému výparu, nebo přímo k povrchovému odtoku. V případě kontaktu s vegetací dochází nejdříve k **interceptci** (zadržení vody vegetací) a následnému výparu. Poté se voda dostane přímo do půdy a kořenovým systémem do transpiračního proudu rostlin. Odtud se **transpirací** (fyziologickým výparem) vrací do atmosféry.

Na povrchu půdy se může část vody zachytávat formou povrchové retence a zbytek **infiltruje** (vsákne se) do pásma aerace (provzdušnění), odkud prosakuje do hlubších vrstev, až dosáhne hladiny nasycení (podzemní vody). Voda, které tohoto pásma nedosáhne, odtéká formou **hypodermického** (podpovrchového) odtoku. Z pásma nasycení odtéká voda buď ve formě základního podzemního odtoku, nebo se **kapilárním zdvihem** dostává do pásma aerace. Z říční sítě se naopak procesem **břehové infiltrace** dostává voda do pásma nasycení.

Na hydrologický cyklus v povodí mají vliv následující fyzickogeografické činitele:

- a) **poloha povodí** – je velmi relativní tvrzení, je potřeba ji upřesnit
 - *geografická poloha* – začlenění podle zonální pásmovitosti, výškové stupňovitosti, orografického celku atd.,
 - *hydrologická poloha* – postavení polohy povodí vůči ostatním vodním útvarům (př. hustá říční síť, výskyt jezerních plošin, nebo bezodtokých oblastí aj.),

- b) **klimatické poměry** – rozlišují makroklimatické (podnebné pásmo – časové rozložení srážek během roku, zásoba sněhu, chod teploty atd.) až mikroklimatické charakteristiky (návětrný a závětrný efekt, teplotní inverze),
- c) **vegetační pokryv** – svým typem ovlivňuje intercepci, která se hodnotí podle propustnosti korunového patra, stékání po kmeni a celkové intercepci (př. listnaté dřeviny mají vyšší hodnoty propustnosti koruny a stékání po kmeni než jehličnany),
- d) **půdní vlastnosti** – zejména pak různé půdní druhy a půdní typy vykazují odlišné hodnoty průniku vody (př. nejmenší výška kapilár je v písečné půdě – 50 až 110 cm, největší pak v jílovitohlinité půdě – 200 až 230 cm).

Pro vyjádření hydrologické bilance v daném povodí se využívá počítačových hydrologických modelů.

Klíčové pojmy

bezodtoká oblast	hydrometrie	malý oběh vody
břehová infiltrace	hypodermický odtok	odtoková oblast
evaporace	infiltrace	potamologie
evapotranspirace	intercepce	retence
hydrogeografie	kapilární zdvih	ron
hydrografie	kondenzace	sublimace
hydrologická bilance	kryologie	transpirace
hydrologie	limnologie	velký oběh vody

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Které jsou základní zdroje hydrologických informací?
2. Co vyjadřují malý a velký oběh vody?
3. Co způsobuje nerovnoměrnou bilanci vody ve světových oceánech?
4. Jaké jsou cesty transportu různých skupenství vody v rámci oběhu vody na Zemi?
5. Které aspekty ovlivňují hydrologický cyklus?

Seznam literatury a zdrojů informací

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.

NETOPIL, R. a kol. *Fyzická geografie, 1. vydání*. Praha: SPN, 1984. 272 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia, 1. vydání*. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.

ZÍTEK, J. (ed) a kol., *Hydrologické poměry ČSSR díl 1–3*. Praha: Hydrometeorologický ústav, 1965–1970.

www.vuv.cz – Výzkumný ústav vodohospodářský

www.chmi.cz – Český hydrometeorologický ústav

www.pearsoned.co.uk

www.wikipedia.org

Kapitola 8

Hydrografie vodních toků

8.1 Vodní tok

Vodním tokem se označuje voda tekoucí v korytě ohraničeném dnem a břehy, kterým se odvádí srážková voda z určitého území, nebo podzemní vody vyvěrající do toku. Podle vytrvalosti vodního toku rozlišujeme:

- a) **stálý vodní tok** – nevysychá ani v období malé vodnosti a je hydraulicky spojen s podzemními vodami,
- b) **občasný (periodický) vodní tok** – tok, v jehož přirozeném režimu jsou delší období, kdy jeho korytem neprotéká voda a není zpravidla spojen s podzemními vodami (v Africe se označuje termínem **vádí**, v Austrálii **creek**).

Podle velikosti vodního toku pak rozlišujeme následující kategorie:

- **bystřina** – vodní tok s proměnlivým sklonem dna,
- **potok** – obecné označení menšího vodního toku s vyrovnanějším a menším sklonem dna,
- **řeka** – vodní tok o větší délce, rozsáhlejších povodí a větším množství protékající vody,
- **veletok** – řeky dlouhé nejméně 500 km s povodím minimálně 100 000 km².

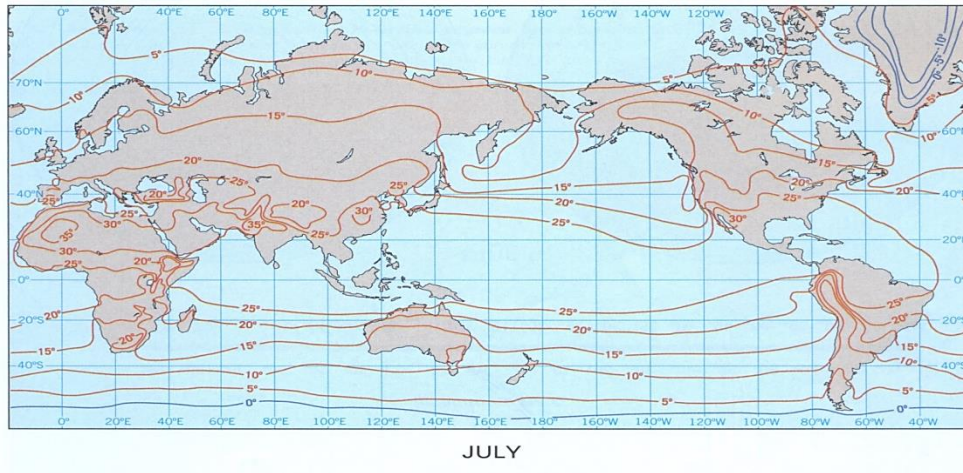
Jak již bylo zmíněno, odtok vody ze srážek probíhá v počáteční fázi jako plošný, nebo soustředěný odtok, který se koncentruje do stružek a následně do hlubokých erozních rýh. V bezsrážkovém období nebo pod sněhem bývají suché. Jen ty z nich, které jsou prohloubeny pod hladinu podzemní vody nebo nařezávají výchoz zvodněné pukliny, jsou protékány vodou buď trvale, nebo po delší část roku.

Spojené erozní rýhy již vytvářejí hlubší erozní sníženinu – **údolí**, které je již trvale protékané vodou. Počátek vodních toků je většinou (kromě vodních toků vznikajících z tajícího ledu a sněhu, nebo vytékajících z jezera) na místech trvalého výronu podzemní vody, kde je jejich **pramen**. Je-li pramenných úseků více, označují se jako **zdrojnice**. Jejich spojováním vznikají větší potoky a řeky. Počátek vodních toků a jejich ústí nebývá situováno jednoznačně. Délka vodních toků jsou podle normy ČSN definovány jako délky střednice půdorysného obrazu koryta řeky, udávané v kilometrech. Jednotlivé vzdálenosti měřené od ústí proti proudu vodního toku se nazývají **staničení** (kilometrůž) a jsou přesně zaznamenány jen na splavných řekách.

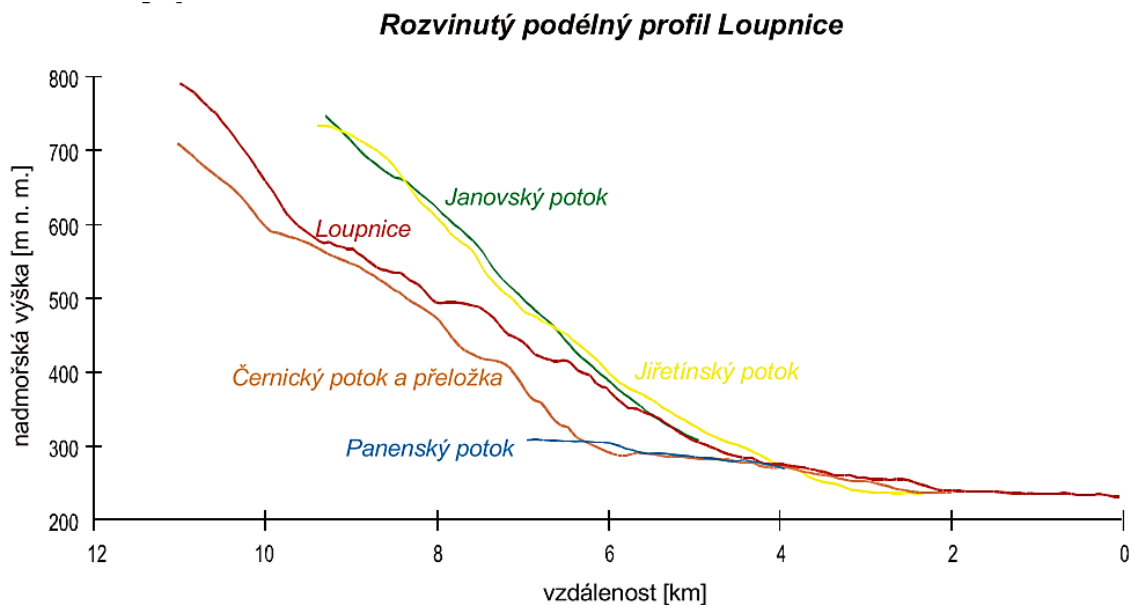
Řečiště vodních toků se nepřetržitě vyvíjí, což vede buď ke zkracování, nebo zvětšování její délky (př. změny v úsecích delt, vývojem zákrutů a regulačními úpravami). Křivolaký průběh řečišť je jejich přirozeným znakem, přičemž míra křivolakosti je velmi rozličná. Závisí na mnoha činitelích a může být proměnlivá i v čase.

Míra křivolakosti se dá vyjádřit **stupněm vývoje toku** určeným poměrem délky přímkové spojnice počátečního a konečného bodu zkoumaného úseku nebo celého toku k jeho skutečné délce. Jeho vyšší číselná hodnota ukazuje vyšší míru křivolakosti.

Délky vodních toků daného říčního systému se mohou graficky znázornit ve **schématu říčního systému** (obr. 8.1) nebo na schematickeém **podélném profilu řek** (obr. 8.2), ukazujícím i zvláštnosti sklonových poměrů.



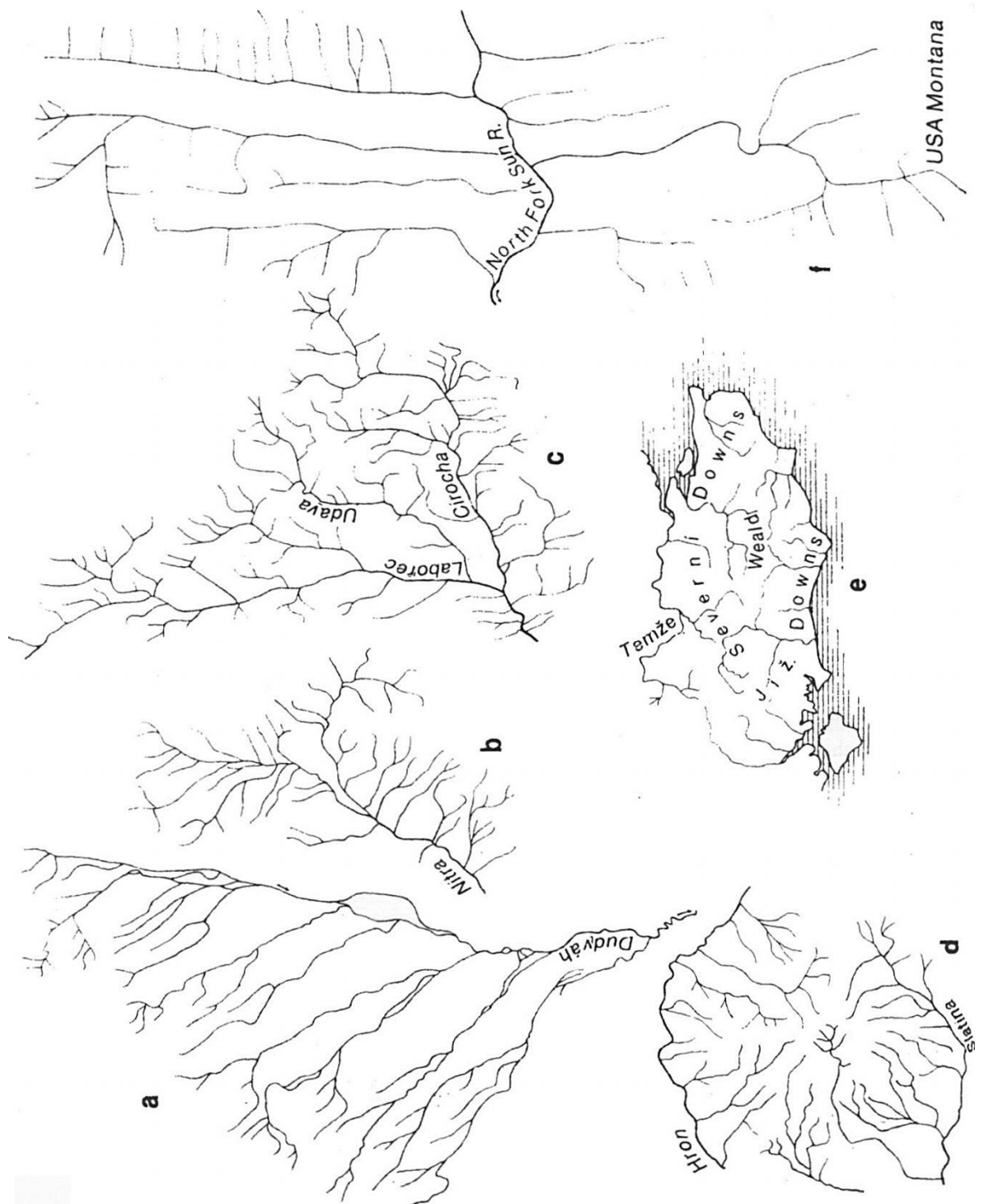
Obr. 8.1 Výřez ze schématu říčního systému řeky Moravy



Obr. 8.2 Podélný profil Loupnice, zdroj: Lysák, 2006

Říční síť (říční soustava) odráží uspořádání přítoků a průběh hlavního vodního toku v povodí. Tvar říční sítě závisí zejména na geologické stavbě území daného povodí. Říční síť je tak tvořena celou řadou přítoků, přičemž každá řeka je současně hlavním tokem pro přítoky nižších řádů. Říční systém velmi úzce souvisí s geologickou stavbou celého povodí a odráží stádium vývoje jeho reliéfu. Výsledkem této dlouhodobě trvající činnosti je vznik **údolní sítě**, tedy soustavy podlouhlých sníženin s jednostranně souvislým sklonem, v jejichž nejnižších částech odtéká voda soustavou vodních toků.

Celkový tvar a vzhled říční sítě se především odvíjí od geologické stavby povodí. Podle tohoto hlediska můžeme vymezit základní tvary říční sítě (obr. 8.3):



Obr. 8.3 Typy říční sítě: a – asymetricky uspořádaná, b – stromovitá, c – vějířovitá, d – paprscitá, e – prstencovitá, f – pravouhlá, zdroj: Netopil, 1984

- a) **stromovitá říční síť** (př. Morava) – vyskytuje se v oblastech se stejně erozně odolnými horninami, pravé a levé přítoky ústí do hlavního toku víceméně pravidelně po celé jeho délce, celkový průtok je pravidelně rozložený,
- b) **pravouhlá říční síť** (př. Odra) – vytváří se v tektonicky narušených oblastech, kdy jednotlivé toky sledují směr zlomů a jsou na sebe kolmé, má podobné vlastnosti jako stromovitá říční síť,

- c) **mřížovitá říční síť** (př. Rhöna) – jednotlivé toky na sebe navazují v téměř kolmých směrech, přičemž jeden ze směrů tvoří vždy delší úseky přítoků, vzniká v jednoduše zvrásněných pohoří jurského typu,
- d) **paprscitá (radiální) říční síť** (př. Hron) – vzniká ve vulkanických oblastech na sopečných kuzelech a v pánvích, kdy se vodní toky rozbíhají, nebo naopak sbíhají,
- e) **prstencovitá (anulární) říční síť** (př. Temže) – vyznačuje se dlouhými, prstencovitě prohnutými úseky a krátkými přítoky, vytváří se v klenbách nebo v rozsáhlých pánvích.

Kromě těchto základních typů říční sítě lze identifikovat celou řadu odlišností. Pokud přítoky ústí do hlavního toku jednostranně, může být říční síť **asymetrická**, v opačném případě pak **symetrická**. Uvnitř jednotlivých typů říčních sítí může docházet k vějířovitému uspořádání několika toků, mluvíme pak o **vějířovité říční síti**. Pro ni je typický soutok několika řek s vyrovnanou délkou a vodností v jednom uzlovém bodě. Zřetelný je tento výskyt zejména v tektonických sníženinách, mezihorských kotlinách či centrech pánevních oblastí (př. soutok přítoků Berounky v Plzeňské pánvi, říční soustava Seiny v Pařížské pánvi).

Výrazný vliv má typ říční sítě na vznik povodňové vlny. Má-li říční síť tvar blízký se stromovité říční síti (v široce rozvětvené síti i v protáhlém povodí), dochází k rovnoměrnému růstu vodnosti na hlavním toku. Povodňová vlna tak dosáhne dolního toku v době, kdy období vysoké vodnosti z dolní části toku již pominulo. V případě vějířovitého typu říční sítě nastává opačná situace. Vodnost jednotlivých přítoků se střetává v jednom uzlovém bodě, kde působí koncentrovaný nárůst vodnosti a vznik povodňové vlny, které může být ještě umocněna zúžením ústí do jiného vodního toku.

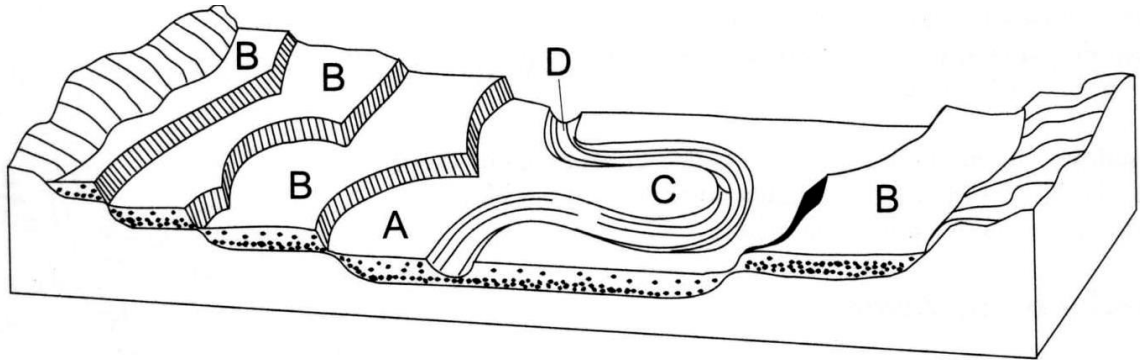
Hustotu říční sítě vyjadřuje podíl úhrnné délky toků zkoumaného území či povodí a plochy území či povodí. Může být ukazatelem pouze povrchového odtoku v povodí. Kartograficky se vyjadřuje kartogramem v rámci dílčích částí povodí nebo se vztahuje na plochu čtverce či šestiúhelníku, nebo průběhem izolinií.

8.1.1 Geomorfologické vlastnosti údolí a koryt vodních toků

Protáhlá a převážně úzká křivolaká sníženina zemského povrchu protékaná trvale nebo občas vodou se nazývá **údolí**. Probíhá-li v ní odtok periodicky nebo epizodicky, nazývá se **suché údolí**, probíhá-li trvale, označuje se názvem **říční údolí**. Údolí je tvořeno následujícími částmi:

- a) **údolní dno** – nejnižší část údolí, bývá různě široké, jeho povrch může být prohnutý i vyklenutý a ve směru osy může být ukloněno
- b) **údolnice** nebo **údolní osa** – myšlená čára spojující nejnižší části údolního dna, její průběh obvykle souhlasí s proudnicí v korytě řeky (v údolích rychle zanášovaných říčními sedimenty může však být řečiště nad úrovní nejnižších částí údolního dna)
- c) **záplavové (inundační) území** – místo, kde se v době vysoké vodnosti může voda z řečiště vylévat a probíhá zde tak odtok (zabírá celou část údolního dna, nebo její část), v širších inundačních územích se na úsecích s malým sklonem údolního dna zaneseného říčními usazeninami vytvořily údolní **nivy** (akumulační roviny podél vodního toku) s výrazně vyvinutými **břehovými valy** podél aktuálního řečiště, mohou být doprovázené bažinami a mrtvými říčními rameny (důkaz větvení koryta a jeho přemístování z pásma břehových valů do nejnižšího pásma nivy a vývoje zákrutů) – údolní nivy jsou tvořeny nekonsolidovanými sedimenty (písky, štěrky, povodňové hlíny) transportovanými a usazenými vodním tokem, ke kterým dochází uvnitř zákrutů a meandrů vodních toků, nebo za povrchu za povodně,

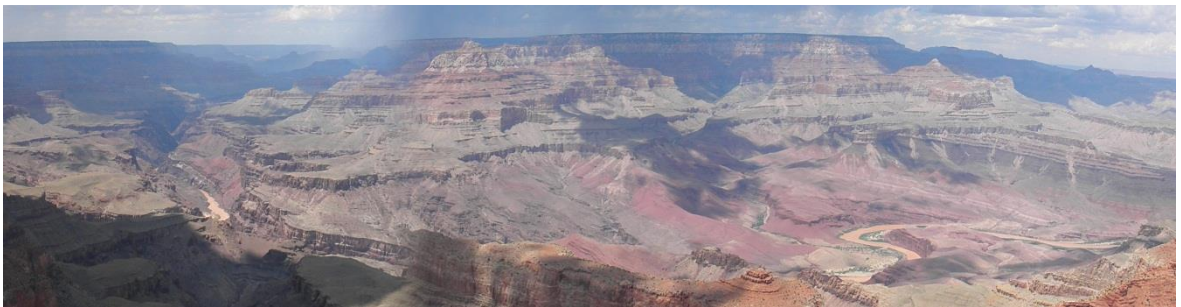
- d) **údolní svahy** – mají velmi rozmanitý sklon, výšku i vlastnosti povrchu, které ovlivňují odtok vody říčním korytem, mohou se zde vytvořit **říční terasy** – bývalé údolní nivy proříznuté vodním tokem, pokud převažuje podélná eroze nad vývojem svahů, vzniká **soutěska**.



Obr. 8.4 Příčný profil údolním dnem: A – záplavové území, B – údolní svahy (říční terasy), C – meandr, D – vodní tok, údolnice

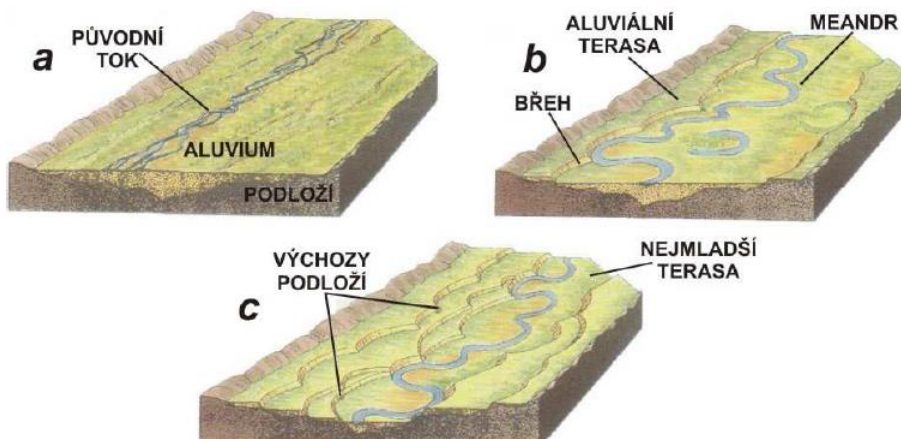
Tvar údolí je výsledkem interakce mezi erozí vodního toku a vývojem svahů, v zásadě lze rozlišit:

- **soutěsky** – převažuje eroze vodního toku nad vývojem svahů, šířka horní a dolní části je zhruba stejná (kaňony – hluboké soutěsky) – např. Grand Canyon,



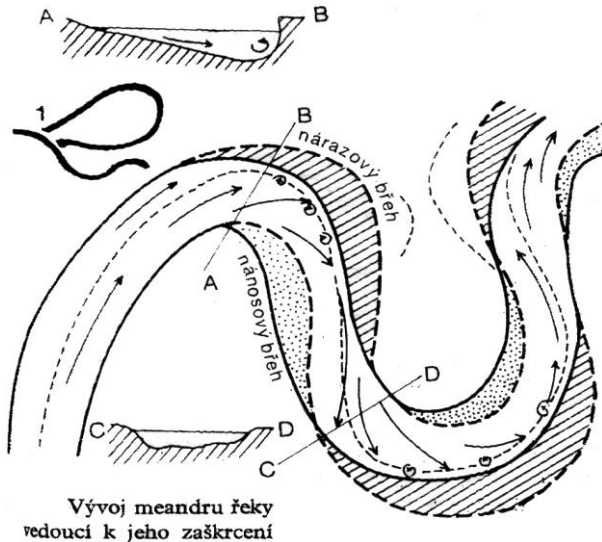
Obr. 8.5 Údolí Grand Canyonu

- **údolí typu V** – eroze vodního toku a vývoj svahů je v rovnováze,
- **neckovitá údolí** – boční eroze převažuje nad hloubkovou, svahy jsou strmé, zpravidla skalnaté,
- **úvalovitá údolí** – široké dno pozvolna přechází do mírných svahů.



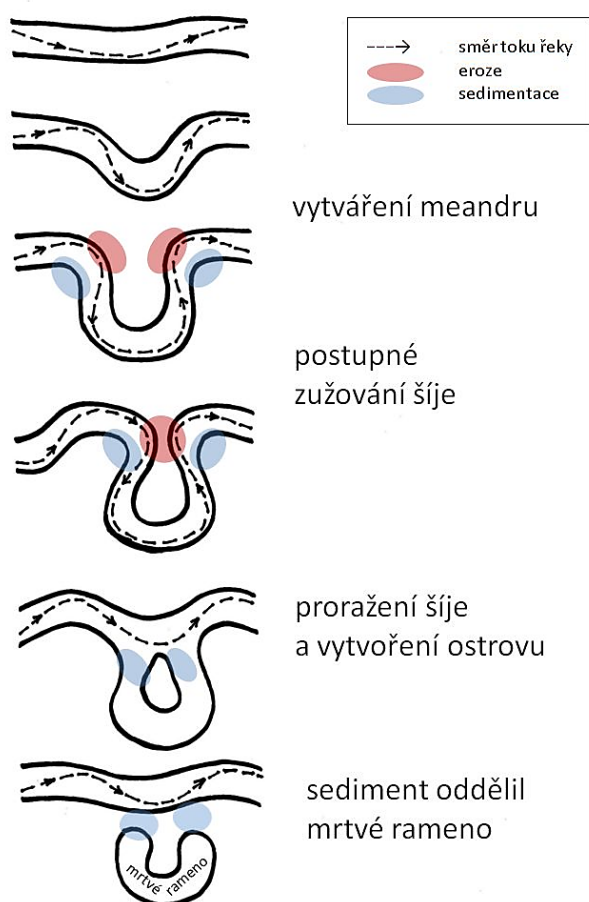
Obr. 8.6 Vznik říčních teras, zdroj: <http://geologie.vsb.cz>

Tvar **řečiště** (koryta vodního toku) je v příčném i podélném průřezu výsledkem vzájemného působení tekoucí vody a vnějšího prostředí, které koryto obklopuje (rozdílná odolnost hornin, břehová vegetace apod.). Rozměry řečiště i jeho průběh se v důsledku proměnlivé vodnosti stále mění a vyvíjí. Proto je křivolakost řek zákonitý přírodní jev. Říční zákruty jsou výsledkem buď složitého proudění uvnitř proudící vody a vlivu nestejně zpevněných nebo pevných břehů (tzv. **hydraulická křivolakost**), nebo v důsledku rozdílné odolnosti hornin nuceného přizpůsobování průběhu říčního údolí (**orografická křivolakost**). Ve volných zákrutech směřují volné částice vody setrvačností šikmo k břehu, kde turbulentním pohybem rychleji erodují břeh. Podle toho se nazývá **nárazový** či **výsepní** nebo podle jeho vydutého tvaru konkávní. Částice vody směřující k povrchu obsahují erodované částice břehu, čímž zvyšují hmotnost vody, a zdvihají hladinu vodního toku. Ta dále proudí směrem k protilehlému břehu, kde je hladina níže. U ohybu protilehlého břehu je rychlost proudění menší, a proto se tam ukládají říční nánosy (písek, kal). Břeh se tak označuje jako **nánosový** či **jesepní** a podle vypuklého tvaru **konvexní**. Za vrcholem jednoho zákrutu voda proudí napříč korytem a opětovně napadá protilehlý břeh. Střídavým napadáním protilehlých břehů se nárazové břehy posouvají vně původního řečiště a nánosové dovnitř. Spojnice nánosových břehů představuje ideální místo pro brod. Tímto procesem se zákruty posouvají ve směru sklonu údolního dna. Mohou směřovat až k vývoji **meandrů** (obr. 8.7).



Obr. 8.7 Vývoj meandru řeky, zdroj: Netopil, 1984

Meandrem myslíme takový oblouk vodního toku, jehož délka je větší než polovina obvodu kružnice opsané nad jeho tětvou. Při intenzivním vývoji se může vytvořit **meandrový pás**. Při jeho vývoji (obr. 8.8) se obvykle dva oblouky k sobě díky boční erozi přiblíží natolik, že se vzniklá šíje protrhne, meandr se zaškrtní a z uzavřeného meandru vznikne **mrtvé rameno**, které se postupně usazuje nánosy. Z mrtvého meandru tak postupně vznikne **říční jezero** (př. Křivé jezero v nivě Dyje), které svým tvarem stále připomíná říční koryto.



Obr. 8.8 Vznik mrtvého ramene, zdroj: www.geocaching.com

Výše popsaný způsob vede ke vzniku volných meandrů, které se vytvářejí v náplavových rovinách středních a dolních toků řek. Vznik nucených zákrutů způsobených poklesem erozní báze vodního toku, nebo při tektonickém zdvihu území vede ke vzniku **zaklesnutých meandrů** (obr. 8.9), jejichž dno může ležet různě vysoko nad dnešní polohou aktivního řečiště. Zaklesnuté meandry většinou vznikají v místech, kde řeka vytváří hluboké údolí v tvrdých krystalických horninách. V takových místech nemůže řeka snadno přemístit své koryto, a proto se zařezává hlouběji.

Poznatky o vývoji a znacích koryta vodního toku (řečiště) jsou důležité zejména pro řešení rozličných vodohospodářských problémů v rámci celkové koncepce managementu vodního toku. Mezi základní charakteristiky popisující řečiště patří:

- a) **příčný profil** – popisuje velikost a tvar koryta,
- b) **podélný profil** – hodnotí spád koryta říčního úseku, případně spád celé řeky (zjišťuje se nejen spád, ale i tvar podélného profilu),
- c) **říční vzor** – popisuje půdorysný tvar.



Obr. 8.9 Zaklesnutý meandr řeky Dyje, zdroj: www.zemesveta.cz

Příčný profil řečištěm

Příčným profilem řečiště se rozumí plocha svislého řezu řečištěm ve směru kolmém k **proudnicí** (spojnice bodů nejrychlejšího pohybu v korytě), která je ohraničená dnem, břehy a hladinou. Do příčného profilu náleží plocha příčného průřezu korytem, kde proudí voda, a mrtvý prostor, v němž jsou rychlosti tak malé, že je měřicí přístroje nezaznamenávají (patří sem i přítomná ledová vrstva). Část příčného průřezu, jímž voda protéká, se označuje jako **průtočný profil**. Mezi základní zjišťované morfometrické charakteristiky průtočného profilu patří:

- plocha průtočného profilu** P (cm^2), určí se podle hloubek změřených ve známých vzdálenostech od břehu a rozdělení tak příčného průřezu na pravidelné geometrické obrazce,
- šířka průtočného profilu** B (cm^2), mění se při různých vodních stavech
- průměrná hloubka** H_s , je při korytotvorném průtoku ovlivněna materiálem dna a břehů a množstvím transportovaných sedimentů,
- omočený obvod** (perimetr) O , je délka omočené části příčného průřezu,
- hydraulický rádius** R , je poměr mezi plochou a omočeným obvodem, vyjadřuje přibližnou velikost odporu vznikajícího třením vody o nerovné dno a břehy (někdy obtížně stanovitelné),
- tvar průtočného profilu**, pravidelný parabolický tvar je nejpříznivější pro rovnoměrný pohyb vody, větší nerovnosti způsobují vznik mrtvých prostorů, zpětného proudění, vírů atd.,
- drsnot dna a břehů**, vliv nerovností působí jen do určité svislé vzdálenosti, projevuje se tak při malých vodních stavech.

Podélný profil řečištěm

V otázce podélného profilu se zjišťuje spád vodního toku (spádová křivka), který informuje o změnách sklonu dna od pramene k ústí (obr. 8.2). S tím souvisí také proměnlivost procesů, které se v jednotlivých částech toku liší. Lze tak rozlišit:

- 1) **pramen** – počátek vodního toku,
- 2) **horní tok** – převažují procesy hloubkové eroze, říční koryto nabývá tvaru písmene V,
- 3) **střední tok** – snižuje se projev hloubkové eroze, nastupuje podíl boční eroze, převládá transport plavenin a splavenin, vytváří se říční zákruty a meandry, říční koryto má tvar písmene U,
- 4) **dolní tok** – rychlost vodního toku je nejpomalejší, probíhá tvorba říčních zákrutů a meandrů a sedimentaci transportovaného materiálu, říční koryto má neckovitý tvar,
- 5) **ústí** – místo, kde se vodní tok vlévá do jiného vodního toku, moře či jezera; základní typy ústí řek:
 - a) *jednoduchá ústí* – průsečík střednic dvou vodních toků, nebo vodního toku a obvodu moře či jezera,
 - b) *složená ústí*
 - otevřená ústí:
 - **delta** – ploché náplavové kužely trojúhelníkového tvaru charakteristické větvením toku do mnoha ramen (př. delta Nilu, Dunaje, Mississippi),
 - **estuárium** – nálevkovité zálivy rozšiřující se do moře (př. Chesapeake Bay v USA – ústí toků: Susquehanna, Potomac, James River, Rappahannock),
 - uzavřená ústí
 - **písečná kosa** – písečný poloostrov tvořený valy sedimentů (př. jižní a jihovýchodní pobřeží Baltského moře – Viselská, Kurská kosa),
 - **liman** – písečná kosy spojená s pobřežím vytvářející uzavřený záliv téměř nebo zcela odříznutý od moře (př. ústí Dněstru).

Říční vzor

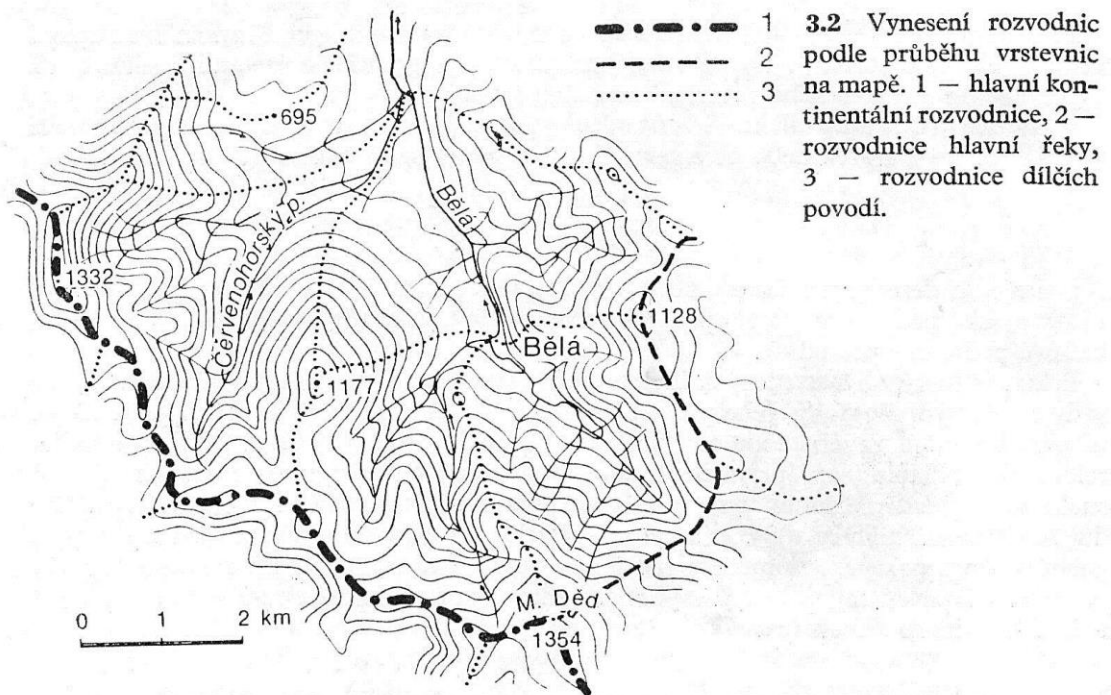
Říční vzor se hodnotí podle půdorysného tvaru vodního toku. Převážně se zohledňují dvě kritéria: **křivolakost koryta** a **větvení koryt**. Ve výsledku se pak rozlišují následující říční vzory:

- a) **meandrující vodní toky** – řeky přirozeně směřují k meandrování, vyskytují se ve všech přírodních podmínkách,
- b) **divočící vodní toky** – větví se do jednotlivých ramen a v důsledku hloubkové eroze transportují štěrkovitý materiál, který následně ukládají ve formě štěrkových, mezi faktory ovlivňující vznik divočícího vzoru patří: velký přísun hrubšího materiálu do koryta řeky, snadno erodovatelné břehy, rychlé kolísání průtoku, velký spád koryta,
- c) **anastomózní (rozvětvené) vodní toky** – vodní tok je rozdělen do ramen, kdy jednotlivá ramena obtékají stabilizované ostrovy, které zůstávají nad vodní hladinou i při korytotvorném průtoku (speciálním případem anastomózy jsou **delty**).

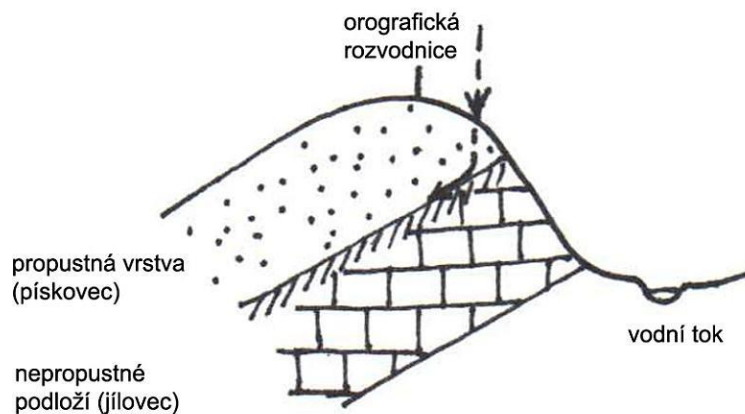
8.2 Povodí

Povodí je území, z něhož odtéká voda z atmosférických srážek nebo akumulovaná v ledovcích a ve stálé sněhové pokrývce povrchovou i podzemní cestou do jediného závěrového profilu. Je omezené **rozvodnicí či rozvodní čarou**, což je čára vymežující geografickou hranici mezi dvěma povodími. Podle způsobu vymezení rozlišujeme orografické a hydrogeologické povodí. **Orografické povodí** (obr. 8.10) je vymezeno rozvodní čarou (rozvodnicí), která probíhá přes nejvyšší kóty, mezi nimi ležící hřebeny a sedla v bezprostřední blízkosti sledovaného vodního toku. Orografická rozvodnice se vykresluje do topografické mapy jako spojnice průsečíků vrstevnice a kolmice vedená na tečnu k vrstevnici. Rozsah povodí s povrchovým odtokem

obvykle souhlasí s rozsahem povodí s podzemním odtokem. Jen v případě složitější geologické stavby rozvodní části povodí může voda přitékat podzemní cestou z orografického povodí sousední řeky nebo naopak do něho vtékat (obr. 8.11). V tomto případě se na základě hydrogeologických podmínek území vymezuje hydrogeologické povodí.



Obr. 8.10 Vymezení rozvodnice, zdroj: Netopil, 1984



Obr. 8.11 Problematické řešení orografické rozvodnice a odlišné geologické stavby

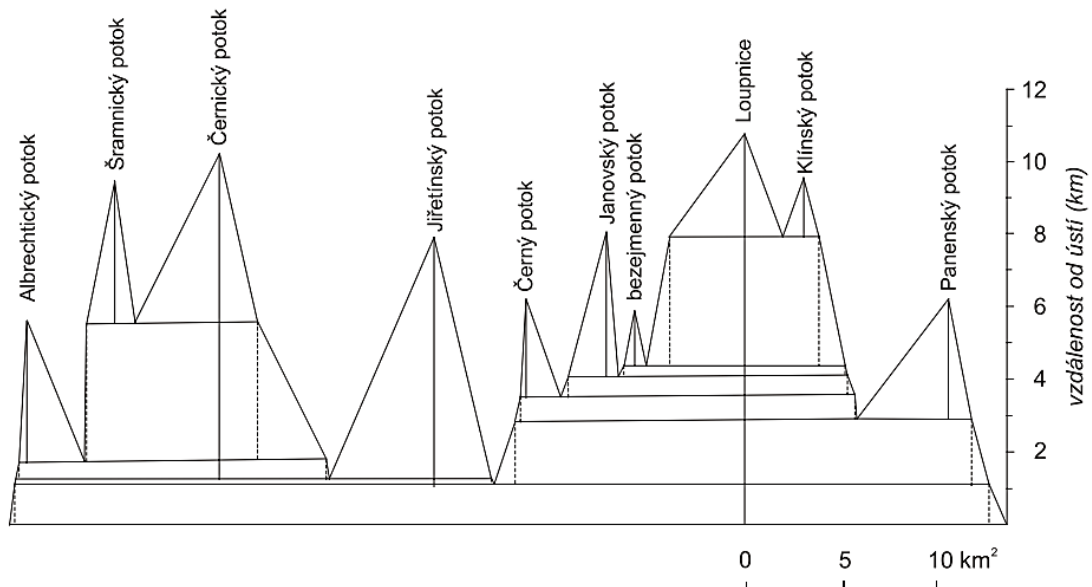
8.2.1 Morfometrické a morfologické charakteristiky povodí

1. plocha povodí (F)
2. délka povodí (L) a délka vodního toku
3. hydrologické pořadí vodního toku (řádovost vodních toků)
4. tvar povodí řek
5. hustota říční sítě
6. průměrný sklon povrchu povodí

7. sklon vodního toku
8. průměrná nadmořská výška povodí
9. lesnatost povodí

Plocha povodí (F) je potřebná k výpočtu některých měrných jednotek odtoku. Určuje se z mapy tak, že se na ní vymezí rozvodní čarou a změří se planimetrem. Na vodohospodářských mapách jsou velikosti ploch povodí uvedeny. Průběh rozvodní čáry lze vést podle pramenů řek a podle reliéfu terénu. Potíže s vyznačením rozvodnice mohou nastat jen na plochem rozvodí, na rovinách a na místech **bifurkací**, kdy řeka odvádí vodu různými směry do různých říčních systémů (př. Cassiquiare mezi říčním systémem Orinoka a Amazonky). Ty jsou nejčastěji na rozvodních zabahněných plošinách nebo na úpatí hor, kde se řeky větví na rozlehlých náplavových kuželech. Problém způsobuje také zpětná eroze vodního toku způsobující **říční pirátství**, kdy řeka odvádí vodu z cizího povodí. Nárůst plochy dílčích povodí nebo subpovodí po levé i pravé straně vodního toku znázorňuje **pravoúhlý graf vývoje povodí**.

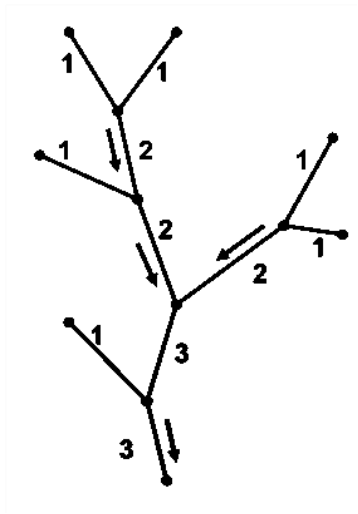
Pravoúhlý graf vývoje povodí



Obr. 8.12 Pravoúhlý graf vývoje povodí Lounnice, zdroj: Lysák, 2006

Délka vodního toku se měří od pramene k ústí, **délkou povodí** se má na mysli vzdálenost od ústí k nejzazšímu bodu povodí.

Pro přehlednost a snadnou orientaci lze rozdělit vodní toky do systémů a podle toho uspořádat i jejich povodí. V praxi se využívají dva modely **řádovosti říční sítě**. Absolutní řádovost (podle Gravelia) vymezuje počet dílčích vodních toků podle zaústění od moře. Relativní řádovost (př. Strahler) popisuje pramenné úseky vodních toků jako vodní toky 1. řádu. Ke zvýšení řádu dochází jen při soutoku dvou toků stejného řádu a při soutoku dvou toků různého řádu se řád nemění (obr. 8.13). Říční síť se mění v závislosti na ročním období – při jarním tání roste počet zdrojnic toku, během podzimu pak v období sucha počet zdrojnic klesá a s tím klesá také řádovost.



Obr. 8.13 Relativní řádovost vodních toků podle Strahlera

Podle u nás obvyklého systému se toky dělí do řádů. Řeky 1. řádu ústí přímo do oceánu nebo moře bez ohledu na jejich velikost a vodnost. Řeky 2. řádu jsou všechny jejich přítoky. Přítoky řek 2. řádu jsou řeky 3. řádu atd. Z takto rozříděných řek se sestavuje soupis ploch povodí v **hydrologickém pořadí** (od pramenů po ústí). Z hlediska hydrologického popisu byla vytvořena klasifikace, která číselně označuje hlavní povodí a jejich dílčí části kombinací čísel oddělených pomlčkou a nazývá se číslo hydrologického pořadí. Toto číslo je uváděno v podobě osmimístného čísla: *A-BB-CC-DDD* (např. 1-10-04-003 Bolevecký potok), kde

A = příslušnost do povodí hlavního toku I. řádu

B = příslušnost do dílčího povodí hlavního toku

C = hydrologické pořadí dalšího dělení dílčích povodí

D = hydrologické pořadí detailních plošek povodí v rámci dílčích ploch povodí.

Systém hydrologické rajonizace dán Vyhláškou Ministerstva zemědělství o oblastech povodí č. 292/2002 Sb. (detailně viz např. http://www.trasovnik.cz/k_ainfcr/vodopis/hydrCLEN.htm).

Tvar povodí řek má vliv na tvoření průtoků po spadnutí deště a při tání sněhu. K vzájemnému srovnávání jednotlivých povodí je nutno kvantitativně vyjádřit jejich tvarové vlastnosti. Jednoduchým výrazem tvaru povodí je poměr průměrné šířky (w) k délce (L) nebo plochy povodí (P) ke čtverci délky (L^2) zvaný **charakteristika povodí** (α):

$$\alpha = \frac{w}{L} = \frac{w \cdot L}{L^2} = \frac{P}{L^2}$$

Na základě zjištěných a vypočítaných hodnot lze povodí charakterizovat následovně:

povodí	$P < 50 \text{ km}^2$	$P > 50 \text{ km}^2$
protáhlé	$\alpha < 0,24$	$\alpha < 0,18$
přechodný typ	$0,24 < \alpha < 0,26$	$0,18 < \alpha < 0,2$
vějířovité	$\alpha > 0,26$	$\alpha > 0,2$

Dalším číselným hodnocením je **koeficient souměrnosti povodí** (K_S). Posuzuje plochu pravé části (P_p) povodí k jeho levé části (P_l) a nabývá hodnotu 0 až 1. Čím je hodnoty vyšší, tím je povodí asymetričtější.

$$K_S = \frac{|P_p - P_l|}{P}$$

Dalšími charakteristikami hodnotící tvar povodí je Gravelliův koeficient a koeficient protáhlosti povodí.

Gravelliův koeficient (K_G) stanovuje míru protáhlosti nebo kruhovosti povodí. Vypočítá se poměrem, délky rozvodnice (L_R) k obvodu kruhu o stejné ploše, jako je plocha povodí (P). Hodnoty koeficientu jsou rovny, nebo vyšší 1. Čím více se tvar povodí blíží tvaru kruhu, tím je K_G blíže 1.

$$K_G = \frac{L_R}{2\sqrt{P\pi}}$$

Odvození vztahu ve jmenovateli je uvedeno níže.

$$o = 2\pi r$$

$$P_2 = P_1 = \pi r^2 \Rightarrow r = \sqrt{\frac{P}{\pi}}$$

$$o = 2\pi \sqrt{\frac{P}{\pi}} = 2\sqrt{\frac{P\pi^2}{\pi}}$$

$$o = 2\sqrt{P\pi}$$

Koeficient protáhlosti povodí (R_E) se vypočítá jako poměr průměru kruhu o stejné ploše, jako je plocha povodí (P), k délce daného povodí (L_v). Nabývá hodnot od 0 (protáhlé povodí) k 1 (ideální kruhové povodí). Odvození vztahu v čitateli je uvedeno níže.

$$P = \pi r^2$$

$$r = \sqrt{\frac{P}{\pi}}$$

$$d = 2r = 2\sqrt{\frac{P}{\pi}}$$

Hustota říční sítě (r) je údaj představující podíl součtu délek všech vodních toků v povodí a plochy povodí (P). Vyjadřuje se v $\text{km} \cdot \text{km}^{-2}$. Umožňuje porovnávat hodnoty z více dílčích povodí a získat tak obraz o možnostech dostupnosti určitého objemu vody až po závěrečný profil.

$$r = \frac{\sum L}{P}$$

Průměrný sklon povrchu povodí (I) určuje sklonové poměry. Přesnější výpočet zohledňuje výškovou vzdálenost vrstevnic (h), součet délek vrstevnic (l) a plochu povodí (v km²). Vypočítá se podle vztahu:

$$I = \frac{h \sum l}{P}$$

Protože je však tento výpočet pro ruční provedení velmi pracný, lze ho nahradit méně přesným ekvivalentem:

$$I = \frac{h_{\max} - h_{\min}}{P}$$

kde h_{\max} je nejvyšší a h_{\min} nejnižší kóta povodí.

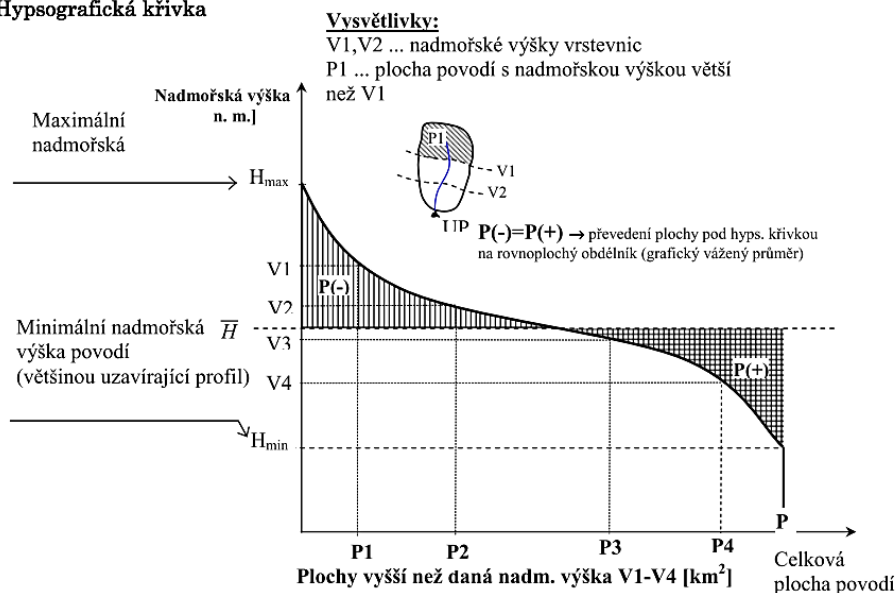
Sklon vodního toku vyjadřuje rozdíl nadmořských výšek dvou bodů sledovaného úseku vodního toku. Největšího spádu dosahují vodní úseky v místech překonání skalních stupňů, kde se nejčastěji vyskytují vodopády. Podílem sklonu toku vzdáleností mezi sledovanými body dostaneme **sklon** tohoto úseku.

Průměrná nadmořská výška (H) je jednou ze základních geomorfologických charakteristik. Lze ji určit graficky z hypsografické křivky (obr. 8.14), nebo na základě vhodného mapového podkladu vypočítat podle vzorce:

$$H = 0,5 \cdot \sum \frac{F_i}{F} \cdot (H_i - H_{i-1})$$

kde F_i je plocha povodí ohraničená vrstevnicemi H_i až H_{i-1} .

Hypsografická křivka



Obr. 8.14 Hypsografická křivka, zdroj: Ředinová a kol, 2009

Údaje o zalesnění povodí poskytuje **koeficient lesnatosti** (K_L).

$$K_L = \frac{\sum P_L}{P}$$

kde P_L je zalesněná plocha.

8.2.2 Fyzickogeografické poměry povodí

Fyzickogeografické poměry povodí mají rozhodující vliv na velikost odtoku, jeho plošné a časové rozložení a na vývoj mnoha hydrologických jevů spojených s odtokem a doprovázejícího. Zde se zejména popisuje poloha povodí, geomorfologické vlastnosti, klimatické poměry, půdní poměry a vegetační poměry.

Poloha každého povodí je určena především jeho geografickou polohou. Tu lze identifikovat s pomocí zeměpisných souřadnic, zařazením do geografického pásma, výškového stupně atd. Geografická poloha se obvykle doplňuje i **hydrologickou polohou**, tj. postavením vůči sousedním povodím nebo v povodí hlavní řeky.

Geomorfologické vlastnosti popisují zejména údaje o výškových a sklonových poměrech povodí. K orientačním údajům o výškových poměrech povodí náleží kóty nejvyšších bodů a ústí řeky a údaj o průměrné výšce povodí určený z **hypsografické křivky**. **Průměrná výška a průměrný sklon** povrchu povodí umožňují srovnat jednotlivá povodí, ale nevystihují detailnější vlastnosti reliéfu, které jsou potřebné pro vyhodnocení odtoku vody. Tuto nevýhodu pomáhá vyřešit rozdělení celého povodí do specifických typů reliéfu. Ale ani tato typologie není zárukou jednoznačné identifikace odtoku vody. Velkou roli v horských oblastech hraje drsnost povrchu svahů, kterou zvyšují prohlubeniny po vývoji svahů nebo při vývratech stromů. Typ substrátu ovlivňuje také infiltraci. Na svazích s hladkým povrchem dochází k intenzivnějšímu odtoku, naopak svahy pokryté sutí, humusem či lesní hrabankou vsakování zintenzivňují. Na území ČR tak vyšší průměrný odtok souvisí spíše s vyšším podílem podzemních vod než s vysokým povrchovým odtokem. Povodí na flyšových horninách karpatského systému se tak vyznačují vyšším povrchovým odtokem, protože zvětralinový plášť je tvořen jemnozrnným substrátem a ten povrchový odtok urychluje. Oproti tomu krystalické horniny Českého masivu vytvářejí spíše hrubší zvětralinový plášť a tvoří tak drsnější povrch s vyšší akumulací a retenční schopností. Tyto vlastnosti povrchu lze zjistit pouze terénním šetřením.

Klimatické poměry poskytují zejména informace o množství, rozložení a chodu jednotlivých klimatologických charakteristik (př. srážky, teplota, sytostní doplněk atd.). Kromě zmíněných ukazatelů hraje důležitou roli také výpar a výparnost. Výparnost, kterou lze zjistit z map výparnosti či výparu z volné hladiny nebo odvozením z grafu vztahu mezi výparem z vodní hladiny a nadmořskou výškou povodí, ukazuje hodnotu maximálně možného výparu při stálém dostatku vláhy v půdě. Rozdíl mezi výparností a srážkami umožní určit oblasti s nadbytkem nebo nedostatkem vláhy v půdě (např. horské oblasti ČR vykazují v důsledku nižších teplot a tedy nízké výparnosti nadbytek vláhy asi 500–800 mm, nejteplejší oblasti naopak poukazují na vláhový deficit asi 300 mm).

Geologické poměry povodí, zejména pak druh matečné horniny mají na odtok velký vliv. Tvrdé krystalické horniny (žuly, andezit aj.) jsou v nezvětralém stavu nepropustné a urychlují povrchový odtok. V případě jejich zvětrávání vytvářejí hrubozrnný zvětralinový plášť, který zintenzivňuje infiltraci. Vysokou propustnost vykazují také porézní pískovce, písky, štěrky či hluboko mechanicky zvětralé nebo tektonicky narušené tvrdé horniny.

Stejný význam mají také **půdní poměry**, které zejména s ohledem na zrnitostní složení, strukturu, obsah humusu, minerálních látek aj. v půdních horizontech ovlivňují intenzitu vsakování do podložních vrstev zvětralin a hornin.

Výrazný vliv na odtok vody má **vegetační kryt**. Může zintenzivňovat povrchový odtok, nebo infiltraci. Pozitivní význam pro zadržování vody v krajině a usnadnění tak její regulace mají lesy. Jejich vliv na odtok vody v krajině může být následující:

- a) **zvyšují intercepci** (zadržování části srážek na povrchu listů, větví a kmenů) – probíhá během celého roku a její intenzita závisí na druhu porostu (např. v jehličnatých lesích je vyšší než v listnatých),
- b) **zvětšují akumulaci vody** v povodí – vyčnívající kořeny vytváří prohlubně a tak zvyšují drsnost povrchu,
- c) v důsledku vzniku lesního humusu (rozkladem opadu) **zvyšují intenzitu infiltrace**,
- d) **zvětšují retenční schopnost povrchu** – kořeny, lesní hrabanka, větve na zemi a spodní vegetační patra snižují rychlost povrchového stékání vody,
- e) **udržují vyšší vlhkost vzduchu při nižší teplotě vzduchu** – vyšší evapotranspirace je kompenzována menším výparem a menší transpirací nižších vegetačních pater,
- f) **prodlužují období infiltrace** – v zimě a v noci se snižuje vyzařování dlouhovlnného záření (tepla) + lesní hrabanka brání hlubšímu promrzání + tlení hrabanky vytváří teplo, které se spotřebuje na roztání půdy pod sněhovou pokrývkou, která v důsledku zastínění stromy vydrží déle.

Účinky lesních porostů zejména vyrovnávají odtok vody, a to tak, že v celkové vodní bilanci mohou zvyšovat podíl výparu. Není ovšem les jako les. Jeho roli v odtoku vody určuje jeho původ v území, stáří, druhová skladba atd. Proto nemají smrkové monokultury na přirozený odtok vody příznivý účinek. Jsou-li vysazovány v území s vláhovým deficitem, opad se rozkládá velmi pomalu, rychleji vysychá a nedostatečně rychle odvádí vodu do podzemí. Naopak v přirozeném vyšším výškovém stupni je situace opačná.

8.3 Měrné jednotky odtoku

Hydrologický režim představuje souhrn charakteristických změn stavu vodních objektů v čase. Změny řady jevů probíhajících v určitém prostředí či části hydrosféry se označují jako režim řek, režim jezer, režim podzemních vod, režim bažin apod. V rámci režimu řek se hodnotí dlouhodobé, roční, sezónní a denní výkyvy vodních stavů, průtoků, ledových jevů, teploty vody, změny v množství a druhu rozpuštěných látek ve vodě, změny tvaru a průběhu říčního koryta apod. **Měrné jednotky odtoku** představují základní indikátory pro popis režimu řek a k vzájemnému porovnání odtokových poměrů jednotlivých řek i podmínek pro odtok na jejich povodí.

1. Průtok

Průtok (Q) je množství vody, které protéká za jednu vteřinu příčným řezem koryta řeky (průtočným profilem). Vyjadřuje se měrnou jednotkou $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a jeho hodnota se vztahuje vždy na dané místo na řece nebo na konkrétní úsek a na určitou dobu. Pro vyjádření vodnosti řeky se využívají následující ukazatele:

- a) okamžitý průtok
- b) průměrný denní průtok (Q_d)
- c) měsíční průtok (Q_m)
- d) roční průtok (Q_r)
- e) dlouhodobý průměrný průtok (Q_a) – normál (aritmetický průměr řady ročních průtoků).

Kartografické znázornění dlouhodobého průměrného průtoku je nesnadné, vhodnější je vyjadřovat hodnotu v určených jednotkách.

2. Objem odtoku

Celkové množství vody, které odteče korytem řeky za vymezený časový úsek, se označuje jako množství nebo **objem odtoku** (O). Vyjadřuje se v km^3 nebo v m^3 za průměrný rok, za daný rok, roční dobu, měsíc, den, za dobu povodně apod. Vypočítá se vynásobením průměrného průtoku potřebného časového úseku počtem vteřin. Může nepřímo sloužit k porovnání vodnosti mezi řekami. Kartografické znázornění řeší stejné problémy jako průtok.

3. Specifický (poměrný) odtok

K vyjadřování plošného odtoku se v důsledku celé řady komplikací používají odvozené relativní průměrné hodnoty. Základem pro jejich odvození jsou průtoky. **Specifický čili poměrný odtok** (q) – **jednotková vydatnost** vyjadřuje množství vody odtékající za jednotku času z jednotky plochy povodí. Udává se v litrech za sekundu z plochy 1 km^2 ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), při vysokém odtoku v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Odvodí se tak, že se průtok Q se dělí plochou povodí (F) uzavřenou místem na řece, pro které průtok platí.

$$q (\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}) = \frac{1000Q (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})}{P (\text{km}^2)}$$

Kartograficky lze specifický odtok znázornit areálovou metodou kartogramem nebo interpolací izoliniemi.

4. Odtoková výška (výška odtoku)

Odtoková výška nebo **výška odtoku** (H_o) představuje vrstvu vody rovnoměrně rozloženou na ploše povodí, která odteče za určité období. Vyjadřuje se jako výška v **mm.rok⁻¹**. Umožňuje porovnávat odtok s množstvím srážek spadlých na povodí za stejné období (v mm sloupce). Mezi roční odtokovou výškou (H_{or}) a ročním průtokem (Q_r) je vztah:

$$H_{or} (\text{mm}) = \frac{Q_r (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) \cdot 31,5 \cdot 10^6}{P (\text{km}^2 \cdot 10^3)} = \frac{O_r (\text{km}^3)}{P (\text{km}^2)} \cdot 10^6$$

Hodnota $31,5 \cdot 10^6$ vyjadřuje zaokrouhlený počet sekund v roce. Kartograficky lze odtokovou výšku znázornit izoliniemi.

5. Součinitel odtoku (koeficient odtoku)

Součinitel odtoku čili koeficient odtoku (ϕ) je číselná hodnota udávající poměr mezi výškou odtoku a srážek nebo objemem odtoku a srážek spadlých na plochu povodí:

$$\phi = \frac{H_o (\text{mm})}{H_s (\text{mm})} = \frac{O (\text{km}^3)}{S (\text{km}^3)}$$

Vyjadřuje se desetinným číslem nebo v procentech a informuje o tom, jaký podíl spadlých srážek je řekami odváděn z povodí.

Pro měření odtokových, ale i jiných hydrologických charakteristik se nepoužívá kalendářního, ale **hydrologického roku**. Jeho počátek je zvolen tak, aby největší část vody, která za rok na povodí spadne, za jeho dobu odtekla řekami. V ČR byl za počátek hydrologického roku zvolen **1. listopad**, protože již po tomto datu se může tvořit první zdroj vody – sněhová pokrývka.

Klíčové pojmy

vádí	údolní svah	povodí
vodní tok	říční terasa	rozvodnice
creek	soutěska	bifurkace
bystřina	kaňon	řádovost říční sítě
potok	křivolakost vodního toku	charakteristika povodí
řeka	výsepní břeh	koef. souměrnosti povodí
veletok	jesepní břeh	Gravelliův koeficient
údolí	meandr	koef. protáhlosti povodí
pramen	meandrový pás	hustota říční sítě
zdrojnice	zaklesnutý meandr	koeficient lesnatosti
staničení	příčný profil toku	hypsografická křivka
stupeň vývoje toku	podélný profil toku	hydrologický režim
říční síť	říční vzor	průtok
údolní dno	ústí	objem odtoku
údolnice	delta	specifický odtok
inundační území	estuárium	odtoková výška
údolní niva	písečná kosa	součinitel odtoku
břehový val	liman	hydrologický rok

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Které faktory formují utváření charakteristického tvaru říční sítě?
2. Jak může vodní tok působit jako reliéfový činitel?
3. Určete místa v ČR, kde vzniká nejvíce říčních zákrutů a meandrů.
4. Zdůvodněte význam jednotlivých hydrografických charakteristik pro plánování a management vody v krajině.
5. Jak ovlivňuje vegetace odtok vody z povodí?
6. Které měrné jednotky odtoku popisují vodní režim toku v povodí?

Seznam literatury a zdrojů informací

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.

NETOPIL, R. a kol. *Fyzická geografie*, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia*, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.

ŘEDINOVÁ, J., PAVLÁSEK, J., MÁČA, P. *Hydrologie – Návody ke cvičením*. Praha: ČZÚ, 2009. 79 s.

LYSÁK, J. Základní hydrologické charakteristiky povodí Loupnice [online]. c2006, [2012-08-13]. URL: <http://jls.webz.cz/prf/hydrologie/hydrografie.pdf>

www.zemesveta.cz

<http://geologie.vsb.cz>

www.geocaching.com

Kapitola 9

Povrchový odtok

9.1 Vodní stav

Vodní stav představuje výšku hladiny nad zvoleným pevným bodem (nula vodočtu), nebo srovnávací rovinou a udává se většinou v centimetrech nebo v metrech nadmořské výšky. Obvykle se jedná o relativní výšku hladiny vody, protože nula vodočtu nemusí být totožná se dnem koryta toku. K měření vodního stavu se používá **vodočet** (obr. 9.1) – hladinoměr s přítomnou číselnou stupnicí, která je vztažená k nule vodočtu (začátek stupnice, od které se odečítá vodní stav), nebo **limnigraf** (obr. 9.1) – registrační přístroj pro automatické kontinuální zaznamenávání výšky vodní hladiny založeném na změny výšky vodního plováku.



Obr. 9.1 Vodočet (vlevo), zdroj: www.kralupy.cz a limnigraf (vpravo), zdroj: www.limnigraf.com

Vodočty můžeme podle umístění rozdělit na kolmé a šikmé. Kolmé vodočtu bývají nejčastěji umístěny na pilířích vodních mostů či na kolmých stěnách břehů. Šikmé vodočty pak doprovází vodní toky, které mají břehy tvořené šikmými svahy. Stupnice vodočtu je římskými číslicemi rozdělena na jednotlivé metry tak, aby se výška vodního stavu mohla odečítat, jak narůstá směrem nahoru (obr. 9.2).

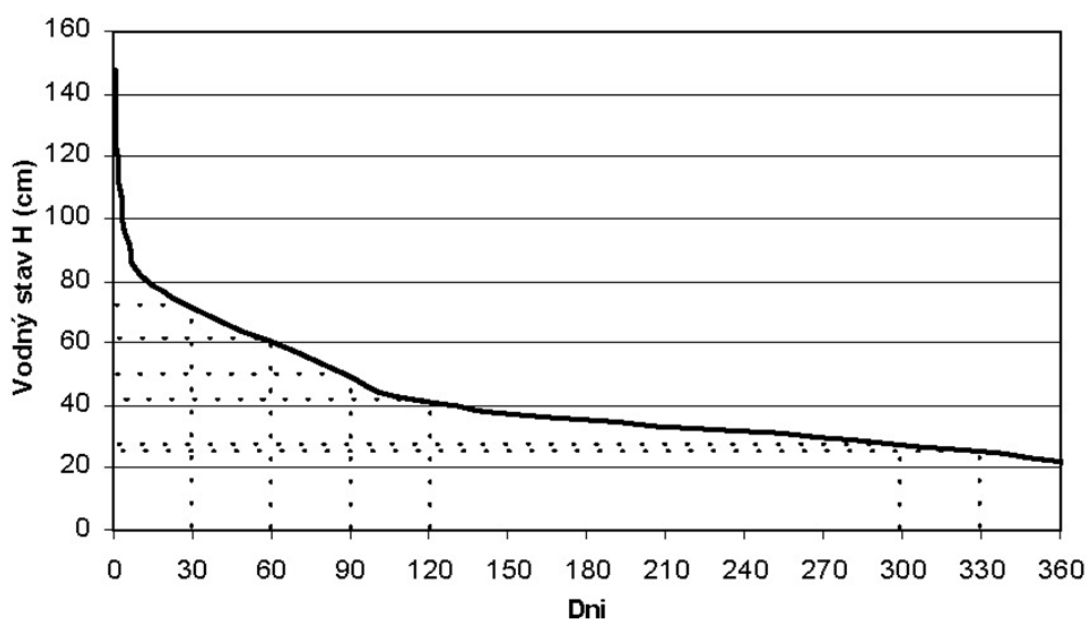


Obr. 9.4 Vodoměrná stanice, zdroj: hydro.upol.cz

Hodnoty vodních stavů se při stálých změnách odtoku vody z povodí mění v průběhu roků zdánlivě nepravidelně, ale vykazují rozpětí od nejvyššího (maximálního, H_{\max}) po nejnižší (minimální, H_{\min}). Toto rozpětí se označuje jako **hydromodul**.

Změny denních vodních stavů poukazují na proměnlivost denních vodních stavů v průběhu hydrologických roků a lze poznat z **čar vodních stavů**. Ty vyjadřují závislost stavů na čase (chronologické křivky) a podle jejich tvaru lze posoudit pravidelnosti či nepravidelnosti změn, nebo zda se v určité roční době nebo měsíci vyskytují vodní stavy se značnou pravidelností, např. vysoké či nízké. Dále se pro zpřesnění porovnávají s příslušnými průměry jejich řad (měsíčními, sezónními, ročními, dlouhodobými). Ze statistických hodnot zevšeobecňujících polohu řady všech členů se z čar překročení odvozuje i **obyčejný vodní stav (medián)** a z četností výskytu **nejčastěji se vyskytující vodní stav (modus)**.

Z dlouhodobějšího pozorování lze z čar denních vodních stavů popsat také míru jejich rozkolísanosti (časté a rozsáhlé výkyvy indikují velkou proměnlivost). Obdobně lze k popisu použít také tvar histogramu kumulovaných četností – **čáru překročení** (obr. 9.5). Čára překročení umožní zjistit, jak dlouho v daném roce trval určitý vodní stav, jak dlouho byl překročen, nebo byl-li podprůměrný. Překročení se v tomto případě vyjadřuje počtem dnů v roce. Na vodorovné ose, zobrazující hodnoty za jeden rok, se vymezí svislice vycházející z hodnot 30, 60, 90 atd. Jejich průsečíky s čárou překročení pak vyjadřují, po jak dlouhou dobu byly vodní stavy překročené. Obecně se označují jako **M-denní vodní stavy**. Na příklad $H_{60} = 150$ cm znamená, že po dobu 60 dní v roce byl vodní stav 150 cm a vyšší a po zbývajících 305 dnů byl tento vodní stav nedostupný, čili nižší než 150 cm.



Obr. 9.5 Čára překročení, zdroj: Trizna, 2004

Pokud jde o povahu polohy hladiny v řece, pak vodní stavy průměrně překročené po dobu 30 dnů v roce nebo méně než 330 dnů lze označit za **mimořádné**, tj. **mimořádně vysoké a mimořádně nízké**, a ty, které jsou blízké obyčejnému stavu, tj. překročené 151–210 dny, za **průměrné**. Ty pak, které leží mezi mimořádnými a průměrnými, za stavy **vysoké a nízké** (tj. překročené 11–150 a 211–330 dny).

Změny měsíčních vodních stavů – hodnoty dlouhodobých průměrných měsíčních vodních stavů (H_{ma}) vynesené v časovém sledu do grafu umožňují poznat hrubé rysy změn hladiny řeky v průběhu statisticky průměrného (fiktivního) roku. Měsíční vodní stavy ukazují totéž v průběhu jednotlivých hydrologických roků.

Maximální a minimální roční a měsíční vodní stavy a doba jejich výskytu umožňují postihnout vzájemné rozdíly mezi nimi. Jejich znalost je však důležitá pro management vody v krajině (např. zabezpečení ochrany objektů, majetku i životů) a mohou tak posloužit i v krizovém managementu.

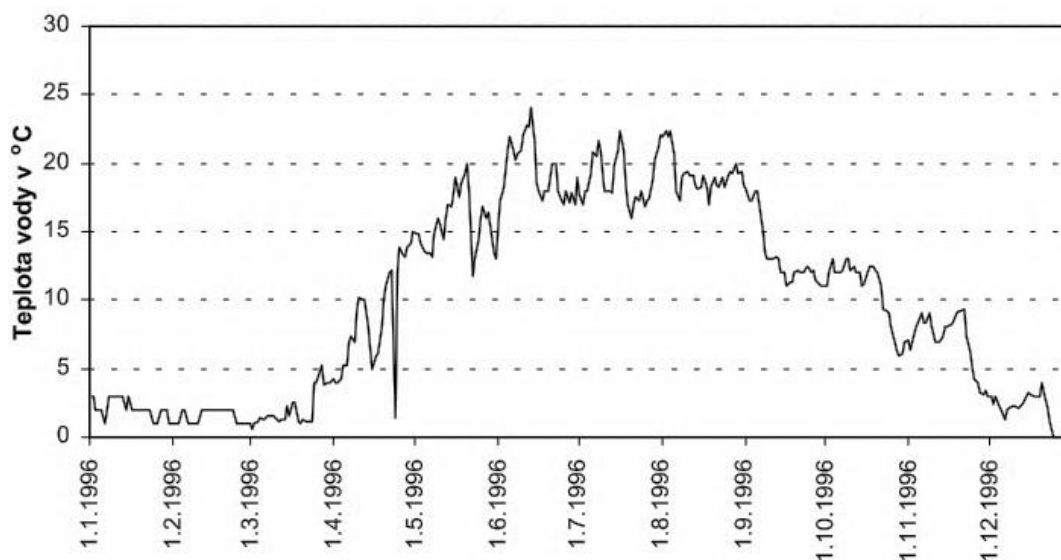
9.2 Teplotní a ledový režim řek

Voda se v říčním korytě pohybuje turbulentním způsobem. To způsobuje, že teploty vody jsou v celém průtočném profilu řečiště vyrovnané. Výjimky nastávají u menších toků s mělčinami u břehů a většími nerovnostmi dna. Vrstvy vody u břehu zde mohou být v létě teplejší a na podzim chladnější než v hlubších částech. V proudící vodě větších řek jsou podobné rozdíly tak nepatrné a zanedbatelné.

Změny teploty vody v průběhu dne jsou největší v teplém ročním období u řek mírných zeměpisných šířek a v horských oblastech teplých pásů Země s velkými výkyvy teploty v průběhu dne a noci. Jedním z hlavních faktorů ovlivňujících denní chod teploty vody jsou vodnost řeky a amplituda teploty vzduchu přizemní atmosféry. Čím je vodnost větší, tím jsou výkyvy teploty vody menší. Denní amplituda teploty vody v létě za slunečného počasí dosahuje 1 až 2 °C a jen na malých horských tocích, s výraznějším provzdušňováním vody, je poněkud větší.

Průměrná denní teplota vody se dá vypočítat buď jako průměr několika měření v průběhu dne, nebo jako poloviční hodnota maximální a minimální teploty. Na našich řekách se teplota vody měří jen při ranním odečtu vodního stavu. Rozdíl mezi ní a skutečnou průměrnou denní teplotou vody je tak nepatrný, že se používá jako denní průměr.

Největší výkyvy lze v průběhu roku vysledovat u denních teplot vody v řekách středních zeměpisných šířek, kde se jejich hodnoty pohybují v rozsahu až 30 °C (obr. 9.6). Směrem do vyšších zeměpisných šířek se amplituda denních teplot vody zmenšuje, až v polárních oblastech dosahuje jen několika stupňů. Směrem k rovníku se amplituda také podstatně zmenšuje, ale teploty se v důsledku stabilní teploty vzduchu udržují na vysokých hodnotách mezi 25 až 30 °C.



Obr. 9.6 Roční chod denních teplot vody (Ipeř), zdroj: Trizna, 2004

9.2.1 Ledový režim řek

Hodnocení **ledového režimu** řek je založeno na stanovení počátku a délky výskytu jednotlivých forem ledového režimu ve vodoměrném profilu vodního toku. Samotné pozorování je však velmi obtížné a s rostoucím vlivem hospodářské činnosti člověka se mění. Vyjádření ledového režimu řek je proto omezeno na určení:

1. krajních a průměrných dat výskytu pevných (led u břehu) a pohyblivých ledových útvarů (tříšť, chod ledů),
2. mezní a průměrné hodnoty trvání ledové pokrývky (zámrazu),
3. průběhu růstu vrstvy ledu, nejčastěji však jen zjištění maximální tloušťky ledové pokrývky.

Z četnosti výskytu ledových jevů za dlouhou řadu roků lze zjistit, s jakou pravděpodobností trvají ledové útvary určitý počet dní, pravděpodobnost jejich opakování jednou za N roků nebo pravděpodobnost, s jakou se ledové útvary v průběhu zimy nevyskytnou. Tyto informace jsou pak stěžejní pro vodohospodářskou praxi, zejména ve vztahu k regulaci průtoku vodního toku.

Pozorování ledových jevů zahrnuje celkem 3 hlavní fáze:

1. podzimní
2. zimní
3. jarní

Při nich se sledují následující ukazatele:

- datum vzniku ledových úkazů
- délka trvání
- druh ledových jevů
- intenzita jejich výskytu
- tloušťka ledové pokrývky – vrtáky do ledu

1. podzimní stádium

- **břehový led**
 - sleduje se zamrzání od břehů směrem do středu toku,
 - vznikají úzké pásy nepohyblivého ledu v místech nejmenší rychlosti proudění,
- **ledová mázdra**
 - představuje volně plovoucí krystalky ledu při teplotě vody okolo 0 °C,
 - rychlá změna v ledovou tříšť,
- **ledová tříšť**
 - vzniká spojování ledových krystalků, které jsou lehčí než voda, a proto plavou na hladině,
- **ledové nápěchy**
 - jsou nakupeniny ledové tříště,
 - vytváří se hromaděním v místech změnách plochy průtočného profilu (př. brody),
 - při přílišném zmenšování plochy hrozí nebezpečné rozvodnění,
- **hlubinný = dnový led**
 - malá hloubka, vrstva ledu na povrchu balvanů,
 - houbovitě útvary,
- **zámrz řeky – ledová celina**
 - popisuje se od okamžiku, kdy jsou ledem pokryty alespoň ¼ hladiny,
 - bývá nejsilnější u břehů, nejslabší v proudnici,
- **propar**
 - jedná se o nezamrzlou část uprostřed vod. Toků v místech s velkým prouděním,

2. zimní stádium

- počátek zámrazu řeky až jarní období,
- nemusí se na vodním toku vyskytovat vždy,

3. jarní stádium

- rozpraskaná ledová pokrývka se dává do pohybu a končí přítomností poslední plovoucí kry,
- nebezpečí nastává tehdy, pokud vznikne ledová bariéra a ledové kry zatarasí průtočný profil, při kterém dochází v důsledku vylévání řeky z koryta k silným záplavám.

Podle ledového režimu je možné vymežit pět základních typů řek.

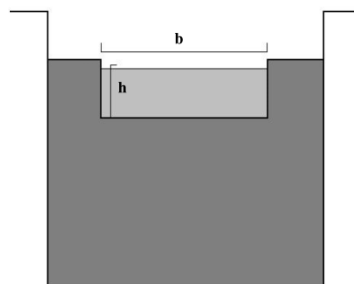
1. řeky **zcela promrzající** ve vysokých zeměpisných šířkách (odtok vody na danou dobu zámruzu ustává)
2. řeky s každoročně se **opakujícím dlouhodobým zámrazem**, jemuž předchází chod tříští a ukončuje ho výrazně vyvinutý jarní chod ledů (vyšší zeměpisné šířky a mírný pás s kontinentálním podnebím)
3. řeky se značnou **proměnlivostí ledového režimu**, projevující se jak v plošném výskytu jednotlivých ledových jevů, tak i v jejich trvání (zimy s výskytem ledových jevů převládají nad zimami bez ledových útvarů)
4. řeky s **méně četným výskytem ledových útvarů** – tvoří se jen krátce trvající led u břehu nebo plovoucí tříšť (oblast mírného pásu s oceánským podnebím a jižní část mírného pásu s výskytem kratších období mrazů).
5. horské řeky a bystřiny s **proměnlivým ledovým režimem v čase i v prostoru**

U prvních čtyř typů se výrazně projevuje zonální pásmovitost. Výšková stupňovitost není u ledových jevů vyvinuta.

9.3 Měření a vyhodnocení průtoků

9.3.1 Základní hydrologické charakteristiky průtoku

Průtok je fyzikální veličina vyjadřující objem vody, které proteče průtočným profilem za jednotku času. Nejčastěji se vyjadřuje v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ nebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Průtok lze zjistit několika způsoby. V hydrologické praxi se nejčastěji využívá **hydrometrování**, které spočívá v měření rychlosti proudění vody s pomocí **hydrometrické vrtule** a zjištění plochy průtočného profilu. Průtok je pak součinem těchto hodnot. Protože se rychlost proudění vody v příčném profilu koryta toku mění, musí se pro co nejpřesnější stanovení měřit ve více bodech, které nejlépe vystihují rozdělení rychlostí proudění v příčném profilu. Mezi další způsoby patří **přímé měření**, zjišťování průtoku s použitím měrné nádoby, nebo měření s pomocí **měrných přepadů**. Měrný přepad je zařízení, které je umístěné v průtočném profilu. Tvoří ho pevný práh a tenká stěna s výřezem určitého geometrického tvaru, přes který protéká voda (obr. 9.7). Mezi novější metody řadíme např. **indikátorové metody**, jejichž princip spočívá v přidání stabilní chemické látky nebo radionuklidu a jejich sledování v kontrolních profilech. Ve vývoji je dále také ultrazvuková metoda a metoda elektromagnetické indukce.



Obr. 9.7 Schematické znázornění Poncelotova přepadu, zdroj: Trizna, 2004

Příčiny změn průtoků v čase

Režim průtoků vodního toku je produktem přírodních poměrů v povodí a zpětně ovlivňuje vlastnosti řečiště, příp. celého údolního dna. Na jeho typu se podílí nejen změny odtoku na ploše povodí, ale i odtoku v korytech říční sítě, popř. i zaplavované části údolního dna (inundace). Časové rozložení odtoku z povodí je dáno různými **zdroji vodnosti** řek – voda z dešťů, z periodické sněhové pokrývky, z ledovců a trvalé sněhové pokrývky (nad sněžnou čarou) a podzemní voda.

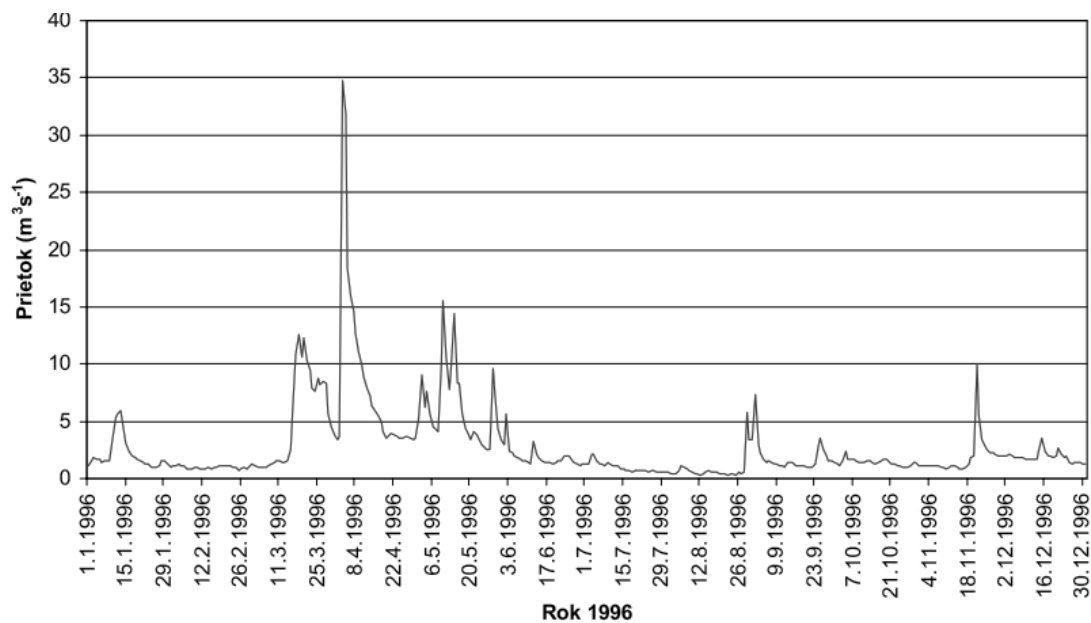
Hlavními prvky režimu průtoků všech řek jsou:

- velikost změn průtoků a jejich časový průběh,
- četnost výskytu průtoků,
- rozkolísanost.

Změny průtoků během dne

Denní výkyvy jsou patrné na všech řekách, ale většinou jsou buď velmi malé, nebo značně nepravidelné, a proto nejsou typické (např. v průběhu povodní). Pravidelné a výrazné výkyvy lze sledovat na pramenných úsecích řek, jejichž hlavním zdrojem vodnosti je voda z horských ledovců. Průtoky zde dosahují velmi vysokých hodnot v odpoledních hodinách a na nízké hodnoty klesnou při svítání, kdy se maximálně vyčerpají zásoby vody v puklinách ledovce a v jeho podloží.

Proměnlivost denních průtoků řek vhodně vyjadřuje **čára průtoků (hydrogram, obr. 9.8)**. Z ní lze vyčíst velikost změn průtoků (variační rozpětí), jejich rychlost a četnost jejich výskytu, poukazující také na míru rozkolísanosti (variance, variability) denní vodnosti řeky. Velká rozkolísanost je zřejmá z velkých a často se dostavujících zvětšení průtoků, malé a zvolna probíhající změny jsou důkazem naopak malé rozkolísanosti průtoků.



Obr. 9.8 Čára průtoků – Ipeľ, zdroj: Trizna, 2004

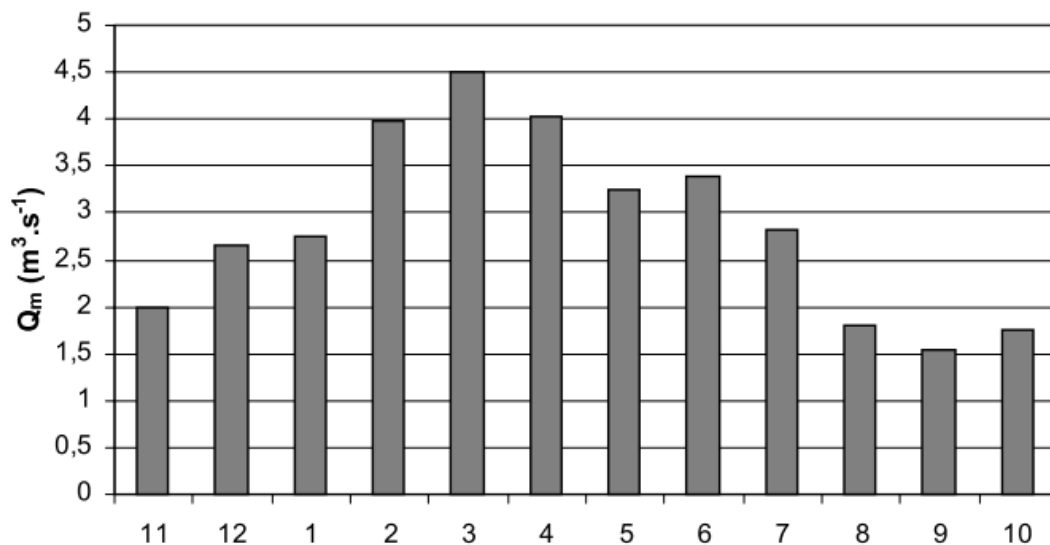
Rozkolísanost denních průtoků vyjadřují však i tvary **čar překročení** (histogramů kumulovaných četností). Překročení se vyjadřuje počtem dnů v roce jak pro jednotlivé roky, tak i pro řadu roků (průměrné překročení). Absolutní hodnoty překročení jsou označovány jako **M-denní průtoky**, tj. dosažené nebo překročené M dní v roce. (např. Q_{30} , Q_{355} , tj. průtoky v průměru překročené po dobu 30 a 355 dní v roce).

Dalšími charakteristikami jsou **obyčejný průtok** (čili medián), který je jednou ze středních hodnot, k nimž náleží i **průtok nejčastěji se vyskytující** (modus). Pro kvantifikaci rozkolísanosti průtoků se nejčastěji používá **směrodatná odchylka**, v případě M-denních průtoků můžeme použít **decilovou odchylku**, ale nej přesněji odráží míru variability **variační koeficient**.

Rozložení odtoku v průběhu každého roku se posuzuje i podle časového sledu měsíčních průtoků. Průměrné rozložení potom vyjadřuje sled dlouhodobých měsíčních průtoků (obr. 9.9). Grafické znázornění slouží pro posouzení odchylek rozložení odtoku v každém roce a nadprůměrnosti či podprůměrnosti jednotlivých měsíčních průtoků. Velmi odlišné absolutní hodnoty měsíčních průtoků u rozdílně vodných řek neumožňuje dobře porovnávat jednotlivé řeky a rozhodnout, je-li roční rozložení odtoku na nich více či méně vyrovnané.

Pro tyto účely je výhodnější použít procentuální podíly měsíčních odtoků na celoročním odtoku ($Q_m/Q_a \cdot 100$ nebo $Q_m/12Q_m \cdot 100$). Podíl odtoku za roční dobu a půlroky se získá součtem podílů odtoku za příslušné měsíce.

Klasifikace řek založená na odhadu míry vyrovnanosti vychází z procentuálního podílu měsíčních a sezónních odtoků na průměrném ročním odtoku (obr. 9.10). Při podílu více jako 80 % za jediný roční období (příp. za jeden měsíc) je roční rozložení **silně nevyrovnané**, při podílu 50 až 80 % **značně nevyrovnané**, při podílu 30 až 50 % **mírně nevyrovnané** a při podílu 20 až 30 % **vyrovnané**.



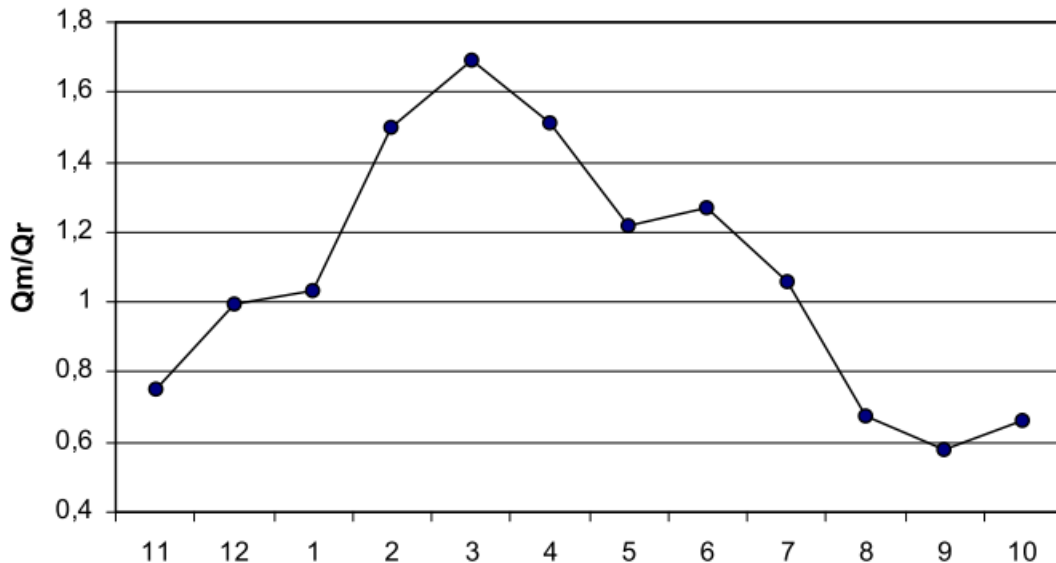
Obr. 9.9 Histogram průměrných měsíčních odtoků, zdroj: Trizna, 2004

Vzájemné srovnávání řek rozdílné vodnosti pomůže stanovení tzv. **míry nevyrovnanosti** ročního rozložení odtoku (K_r). Jeho výpočet pak zohledňuje projev každého z měsíců. Lze ho určit z jednoduchého vztahu:

$$K_r = \frac{\sum (p_i - 8,3)}{8,3}$$

kde p_i je procentuální podíl každého z měsíčních odtoků na dlouhodobém průměrném ročním odtoku a hodnota 8,3 představuje průměrný podíl každého z měsíčních odtoků ($100/12=8,3$). V čitateli je tedy součet odchylek těchto podílů. Za předpokladu ideálně vyrovnaného odtoku v průběhu roku bude $K_r = 0$, za předpokladu maximálně nevyrovnaného, kdy celoroční množství odteče za jediný měsíc a po dobu 11 měsíců řeka vyschne, bude $K_r = 22$. Pro statisticky přesnější odvození míry proměnlivosti se zjišťuje odchylka všech měsíčních průtoků od dlouhodobého průtoku. Podle sezónního podílu celoročního

průměrného odtoku je možné rozlišovat skupiny řek s největším odtokem v zimním, jarním, letním nebo podzimním období.



Obr. 9.10 Podíl měsíčního odtoku na ročním odtoku, zdroj: Trizna, 2004

Roční průtoky

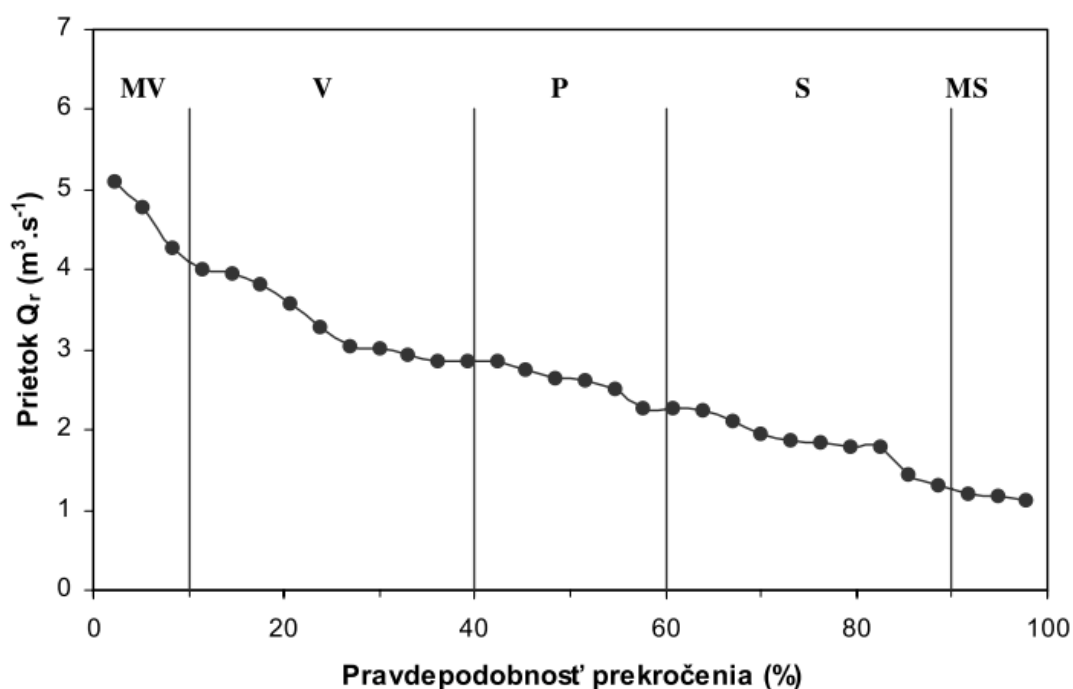
Roční vodnosti řek vyjádřené ročním průtokem (Q_r) se mění hlavně v závislosti na velikosti podílu **hlavního zdroje napájení**, v našich přírodních podmínkách hlavně na množství srážek na povodí a na jejich časovém rozložení. Významné je však i množství sněhových srážek v zimě, která tající vodou generují jarní odtok s výrazným vlivem na velikost ročního průtoky. Míra vodnosti řek v jednotlivých rocích se posuzuje poměrem ročních průtoků a dlouhodobého průměrného průtoky, tj. Q_r/Q_a nebo $Q_r/Q_a \cdot 100$ %. Ve výsledku se však rozliší pouze roky nadprůměrně a podprůměrně vodné, popř. průměrně vodné, je-li jejich průtok rovný nebo blízký hodnotě Q_a . Tento způsob však není objektivní při posuzování řek odlišných celkovou vodností (řeka s vyrovnanými ročními odtoky může mít v roce s poměrnou vodností 1,3 či 130 % rok výjimečně vodným, kdežto u řeky s nevyrovnanými průtoky jen rokem mírně nadprůměrně vodným).

Roční vodnosti řek můžeme hodnotit pravděpodobností překročení ročních průtoků vyjádřenou v procentech (%), nebo reciproční hodnotou $N = 100/p$ %, tj. obdobím, za které se daná roční vodnost v průměru opakuje (např. $p = 2\%$, $N = 50$, tj. opakuje se jednou za 50 let).

Procenta pravděpodobnosti překročení ročních průtoků se odvozují z **křivky překročení** (kumulativní hustoty pravděpodobnosti, obr. 9.11) a slouží, jak ilustruje tab. 9.1, také ke slovnímu označení míry vodnosti řek v daných letech. Roky, které mají stejnou poměrnou četnost, se tak zařazují do skupin. K odhalení trendů časových změn vodností řek se v dlouhé časové řadě používá desetiletých pohyblivých klouzavých průměrů, u kratších časových řad pak tří až pěti letých klouzavých průměrů (obr. 9.12).

Míra roční vodnosti		
p %	slovní označení	symbol
0 – 10	mimořádně vodný rok	MV
11 – 40	vodný rok	V
41 – 60	průměrně vodný rok	P
61 – 90	málo vodný rok	S
91 – 100	mimořádně málo vodný rok	MS

Tab. 9.1 Klasifikace vodních toků podle míry roční vodnosti, zdroj: Trizna, 2004



Obr. 9.11 Hodnocení vodnosti jednotlivých roků, zdroj: Trizna, 2004

9.3.2 Extrémní průtoky

Maximální průtoky

Maximální průtoky představují většinou povodňové průtoky a bývají označovány za povodeň, nebo povodňovou vlnu. Představují výrazné stoupnutí hladiny řeky způsobené zvětšením průtoku nebo zmenšením průtočnosti koryta. Zvětšení průtoku může probíhat v říčním korytě nebo inundačním (záplavovém) území.

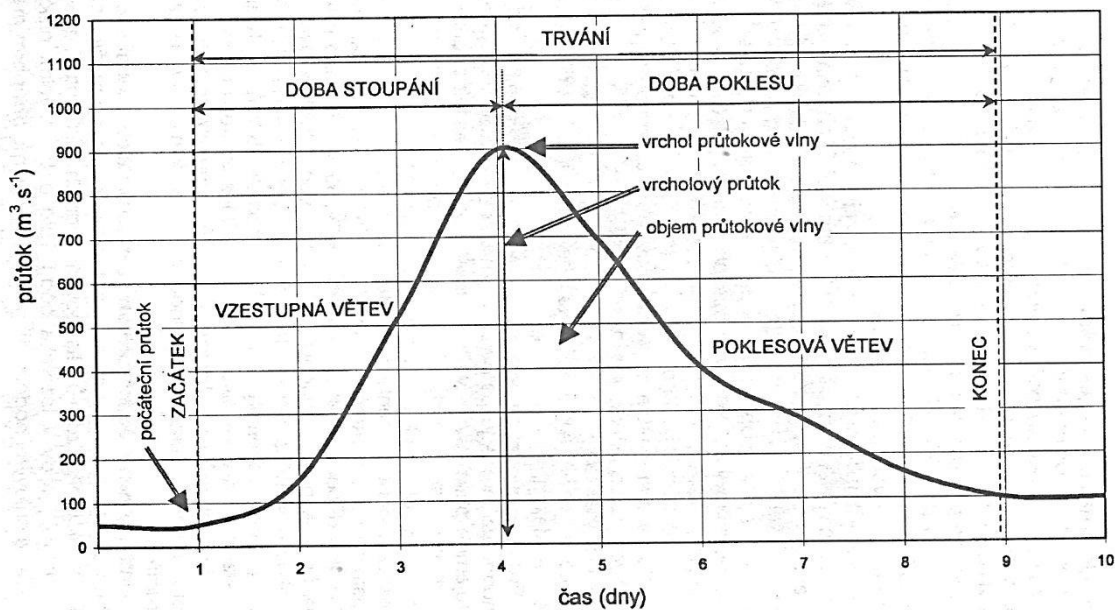
Pro potřeby vodohospodářské praxe a možného porovnání je potřeba kvantifikovat dílčí parametry. Podle vzniku se rozlišují povodně z dešťů, z tání sněhu, z tání ledovců a sněhu nad sněžnou čarou a povodně vyvolané přirozeným vzdušným stlačením hladiny bez výrazného zvětšení průtoků (při vytvoření ledových bariér, v nálevkovitých ústích při pobřeží moří účinkem větru apod.). Nejdůležitějšími charakteristikami povodňové vlny jsou její **objem**, **tvar** a **vrchol**, jehož příchod je zaznamenán jako **kulminační vodní stav**.

Tyto parametry vypovídají o míře, jakou ohrožuje povodňová vlna stavby v korytě toku nebo podél něj, respektive o tom, jaká opatření je třeba proti tomuto krizovému jevu udělat, např. dimenzováním staveb (mostních otvorů, ochranných hrází, úprav toků), případně rozhoduje o preventivních opatřeních (zabezpečení retenčních prostorů).

Stupeň ohrožení závisí na charakteru povodňové vlny, který je určen především jejím objemem, zejména největším, maximálním, tzv. **kulminačním průtokem**.

Tvar povodně lze vyjádřit hodnotami průtoků, které určují počátek, vrcholení a konec povodně. Za počátek čili patu povodňové vlny se pokládá okamžik (den nebo hodina), velmi rychlého zvětšování průtoků. Největší, tedy **kulminační průtok** (Q_{max}) odpovídá době vrcholení povodně. **Konec povodně** označuje dobu, kdy průtok klesne na počáteční stav. Doba mezi začátkem a koncem povodně se označuje jako **trvání povodně**. Vymezení konce povodně však bývá problematické, protože je v mnoha případech nevýrazné. Směrem po vodním toku se v důsledku zploštění povodňové vlny průchodem inundační nivou trvání povodně často zvětšuje. Celkové množství vody, které tak protéklo sledovaným profilem během trvání povodně, se označuje jako **objem povodně**. Jeho hodnotu zjistíme měřením záznamu průtoků povodňové vlny (obr. 9.12). Planimetrem se změří plocha omezená křivkou průtoků a základnou na nulové hodnotě průtoků. Výsledná plocha se převede na obdélník o základně rovné trvání povodně. Výška v měřítku průtoků pak odpovídá průměrnému průtoku za dobu trvání. Součin průměrného průtoku a počtu sekund trvání povodně vyjadřuje v m^3 nebo km^3 výsledný objem povodně.

Hydrogram průtokové vlny a její prvky
(Podle V. Herbera, 1984)



Obr. 9.12 Graf povodňové vlny, zdroj: Chábera, Kössl, 1999

Předpověď vývoje povodňové vlny umožňuje stanovení **rychlost jejich průběhu**. Určí se z rozdílu mezi dobou kulminace ve dvou po sobě následujících stanicích. Rychlost povodňové vlny je během vodního toků různá. Rozhodující vliv na dobu postupu mají geografičtí činitelé, zejména velikost povodí, jeho tvar, reliéf apod. Mezi další geografické činitele patří vliv lesnatosti, půdní a geologické poměry. V závislosti na výsledné kombinaci se vytváří výsledný charakter průtokové vlny. Význam velikosti kulminačního průtoků se hodnotí **procentem pravděpodobnosti**, s jakým lze očekávat jeho dosažení nebo překročení. Běžně se také používá reciproční hodnota a uvádí se doba opakování kulminačního průtoků obecně označovaná jako **N-letý průtok** (př. 100letý průtok neboli **100letá voda**). Informuje nás o tom, že z hlediska dlouhodobého průměru lze očekávat dosažení nebo překročení tohoto průtoků jednou za 100 let. Protože se však jedná o statisticky vyhodnocenou hodnotu, nelze si ji vykládat, jako povodeň, která se dostaví pravidelně jednou za 100 let. V jednom roce se tak může objevit i dvakrát a po dobu 100 let se nemusí třeba vůbec vyskytnout (pravděpodobnost jejího výskytu je 64,3 %).

Legislativně je problematika povodní ukotvena v zákoně 254/2001, který říká „Přechodné výrazné zvýšení hladiny vodních toků nebo jiných povrchových vod, při kterém voda již zaplavuje území mimo koryto vodního toku a může způsobit škody. Povodní je i stav, kdy voda může způsobit škody tím, že z určitého území nemůže dočasně přirozeným způsobem odtékat nebo její odtok je nedostatečný, případně dochází k zaplavení území při soustředěném odtoku srážkových vod.“ Povodně tak představují hydrologické situace, při níž množství protékající vody překročí z různých příčin průtočnou kapacitu koryta řeky. Hladina za těchto podmínek vystoupí nad úroveň břehů a voda se začne přelévat a zaplavovat přilehlý reliéf.

Typy povodní

- a) letní typ vzniká:
 - z krátkodobých přivalových dešťů – až 100 mm srážek za hodinu (př. bleskové povodně – flash floods)
 - z trvalých dešťů
- b) zimní a jarní typ vzniká:
 - z tání sněhu
 - z pohybu ledových ker v toku
- c) zvláštní povodně vznikají:
 - náhlou změnou průtočností koryta způsobenou sesuvem půdy, pádem laviny, ucpáním mostních oblouků dřevem apod.

V České republice se poslední dvě desetiletí udály 2 rozsáhlé povodně (1997 – Morava a východní Čechy, 2002 – střední Čechy) a celá řada povodní z krátkodobých přivalových dešťů.

Faktory ovlivňující povodně

1) meteorologické

- a) předběžné faktory (hodnotí se dny až měsíce před povodní) – zjišťuje se nasycenost povodí vodou, výška sněhové pokrývky, vodní hodnota sněhu, pomrznutí půdy atd.
- b) příčinné faktory (hodnotí se hodiny až dny před povodní) – spouštěcími mechanismy jsou srážky, teplota vzduchu, typ povětrnostní situace atd.

2) hydrologické

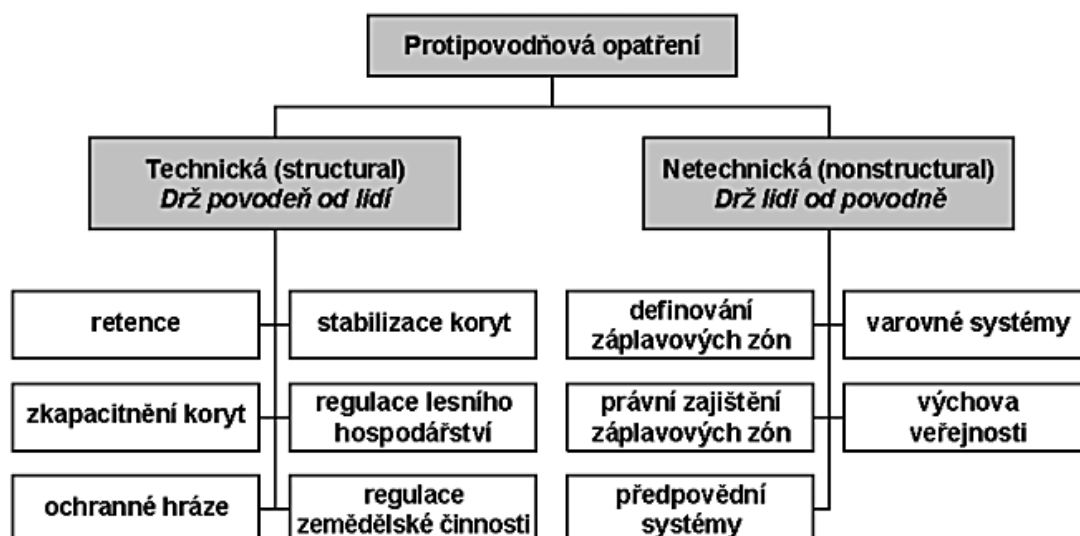
- a) intercepce
- b) zpomalení odtoků – rovinaté oblasti
- c) infiltrace
- d) objem říční sítě a objem inundací
- e) míra naplnění koryt vodních toků
- f) charakteristiky povodí a koryt

V krizovém managementu se narůstající hodnoty průtoků ve sledovaných průtočných profilech hodnotí stupni povodňové aktivity:

- I. stupeň – **STAV BDĚLOSTI** – nebezpečí přirozené povodně (způsobená přírodními jevy)
- II. stupeň – **STAV POHOTOVOSTI** – nebezpečí přirozené povodně přerůstá v povodeň
- III. stupeň – **STAV OHROŽENÍ** – nebezpečí vzniku větších škod, ohrožení životů a majetku v záplavovém území

Aby se předcházelo povodňovým situacím, zavádí ve vodohospodářské praxi tzv. **protipovodňová opatření** (obr 9.13), která však zahrnují širší spektrum ochranných opatření v povodí, jejichž cílem je

zvyšování akumulace a retence vody v povodí, protierozní ochrana půdního fondu a protipovodňová ochrana ohroženého území.



Obr. 9.13 Klasifikace protipovodňových opatření, zdroj: Čamrová, Jilková, 2006

Minimální průtoky

Minimální průtoky, či období malých vodností se rozumí doba, kdy průtoky klesnou na hodnoty výrazně nižší než je normál (Q_n). Nastávají při zániku povrchového odtoku vody při současném vyčerpání zásob podzemní vody. Jako **absolutní minimum** označujeme nejmenší průměrný denní průtok pozorovaný v dlouhém období. Na horských tocích to bývá na konci zimního období, nejčastěji v únoru. Srážky zůstávají v tomto období ležet ve formě sněhu, zásoby podzemní vody se nedoplňovaly a do značné míry odtékly v předcházejících zimních měsících. Naproti tomu v nížinách se vyskytují minimální průtoky koncem suchého léta nebo na podzim. Menší úhrny srážek se vypaří při vysokých teplotách a zásoby podzemní vody se vyčerpají jednak infiltrací do vodních toků, a jednak vzlínáním v důsledku doplnění půdní vláhy a následnou transpirací rostlinami. Pro komplexní identifikaci malé vodnosti jsou malé průtoky určeny následujícími hodnotami:

- absolutní minimum** – nejmenší denní průtok pozorovaný v dlouhodobém období,
- průměrný roční minimální průtok** – aritmetický průměr řady ročních minimálních průtoků, umožní určit pravděpodobnost výskytu
- suché období** – tři po sobě následující dny, jejichž průměrný průtok dosáhl hodnoty Q_{355} a nižší (hodnota Q_{355} byla označena za horní hranici odběru vody bez realizace potřebných technických opatření – jezy, nádrže) – dne slouží jako orientační ukazatel
- doba přerušení průtoků** – období, kdy vodní tok vysychá.

V případě nedostatku vody v území doloženém právě minimálními průtoky hovoříme o tzv. **suchu**. Existuje celá řada definic sucha, přičemž v socioekonomickém pohledu je potřeba zohledňovat:

- meteorologické sucho** – nedostatek srážek vedoucí ke zmenšování infiltrace, povrchového odtoku a zásob podzemní vody, v případě vysokých teplot a silného větru bude navíc docházet k zesílení evapotranspirace,

- b) **agronomické sucho** – nedostatek vody v půdě způsobuje u rostlin vodní stres, který se projevuje poklesem biomasy a celkových výnosů,
- c) **hydrologické sucho** – nedostatek vody vedoucí k poklesu průtoků ve vodních tocích, přítoků do vodních ploch, zmenšení rozlohy mokřadů, poklesů hladiny podzemní vody a snížení vydatnosti pramenů.

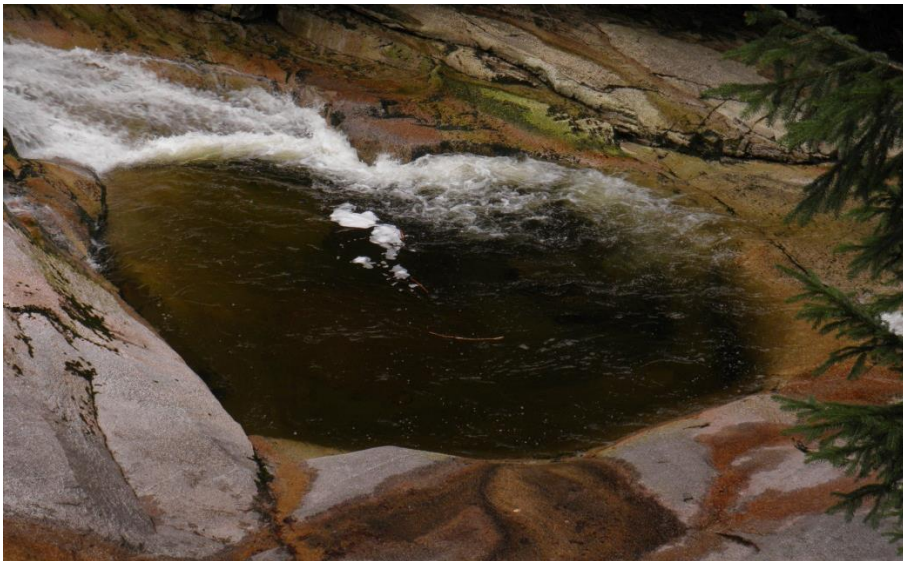
9.4 Režim splavenin

Splaveniny jsou pevné částice minerálních a organických látek přemísťované proudící vodou. Dělí se na plaveniny a dnové splaveniny.

Plaveniny jsou ve vodě se vznášející jemné, různě velké částice převážně minerálního průvodu, pocházející z povodí nebo z vlastního řečiště. K vyjádření zastoupení plavenin v říční vodě se používá **kalnosti** (C), tj. hmotnosti plavenin v objemové jednotce směsi vody i plavenin ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Vtéká-li voda o velké kalnosti do jezera nebo nádrže může vytvářet hustotní proudy.

Hodnota kalnosti závisí na intenzitě erozních procesů, povodí, podmíněné velikostí i rychlostí povrchového odtoku a vlastnostmi půd a hornin.

Dnové splaveniny jsou pevné částice pohybující se převážně v kontaktu se dnem koryta válením, sunutím a poskakováním (saltací), čímž vyvolávají erozní proces vytvářející například obří hrnce (kulovité sníženiny na dnech vodních toků). Rozlišit plaveniny a dnové splaveniny je někdy nemožné, protože částice určité velikosti se mohou pohybovat po dně i ve vodní hmotě v závislosti na rychlosti proudění i jiných hydraulických parametrech.



Obr. 9.14 Obří hrnec v oblasti Mumlavského vodopádu

Ze sledovaných příkladů přináší Alpský Rýn do Bodamského jezera asi $40\,000 \text{ m}^3$ hrubého štěrku a $3\,000\,000 \text{ m}^3$ písku a jílu, v řece Amudarji dosahuje kalnost až $4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, Chuang-che za povodní až $700 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, a roční množství sprašových částic (kalu) dosahuje 1 660 milionů tun (žlutá řeka – název podle množství unášených sprašových sedimentů).

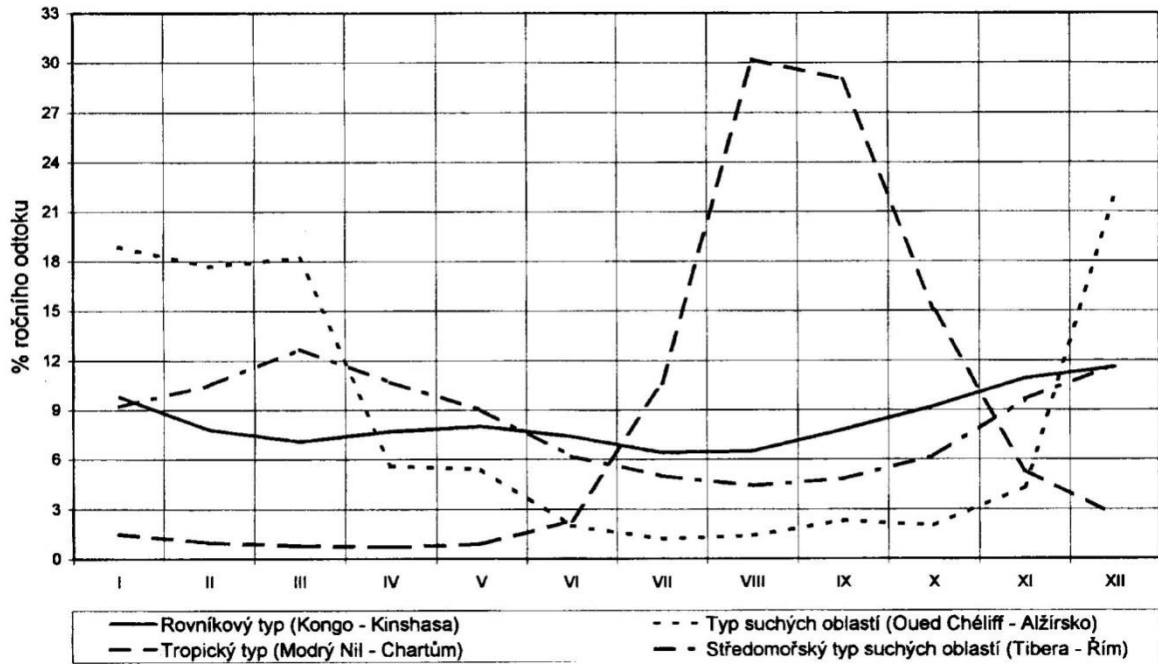
9.5 Klimatická klasifikace vodních toků

Vodní toky lze klasifikovat podle mnoha různých kritérií. Nejčastěji se používá procentuálního podílu sezónních odtoků na průměrném ročním odtoku a zdroje zásobování. Vznikla tak celá řada klasifikací (Parde, Lvovič). S ohledem na srozumitelnost a zjednodušenost klasifikace lze využít zásadního vlivu klimatu na proměnu hydrologických poměrů v povodí. Podle toho lze odvodit několik hlavních typů toků (Obr. 9.15, 9.16).

1. **rovníkový typ** – vodní toky jsou rovnoměrně zásobovány pravidelnými srážkami, které v období zenitálních dešťů zesilují
2. **tropický typ** – zdrojem vodnosti jsou vydatné srážky v období dešťů, kdy se průtok výrazně zvyšuje, v období sucha je naopak odtok minimální; nejvýraznější odtok je pozorován v oblastech tropických monzunů, kdy hovoříme o konkrétním typu – **monzunový typ**
3. **typ aridních oblastí** – vodní toky se nacházejí v oblastech s minimálními srážkami, charakteristické jsou velké rozdíly v průtocích, maximální odtok je vázán zejména na zimní období, v suchém létě mohou vodní toky i vysychat (vádí, creek – pouštní podmínky; fiumare – středozezemní oblast), můžeme tak vymezit *pouštní podtyp* (př. Chélif v Alžírsku) a *středomořský podtyp* (př. Tibera v Římě) – odlišují se rozdíly v procentech ročního odtoku, kdy řeky pouštního typu vykazují větší rozdíly a mnohdy také absenci odtoku
4. **typ mírného pásma** – s ohledem na odlišnou geografickou polohu můžeme podle odlišných zdrojů vodnosti vymezit základní podtypy:
 - a) *oceánský dešťový režim* – převládá napájení zimními dešťovými srážkami, v létě se zvyšuje výpar a transpirace rostlin, což snižuje odtok, stejnoměrné rozložení srážek ovšem neprohlubuje rozdíl mezi odtokovým maximem a minimem (př. západoevropské řeky – Temže)
 - b) *pevninský dešťový režim* – zdrojem vodnosti jsou dešťové srážky, ale vzhledem k množství nashromážděného sněhu se maximum odtoku přesouvá do jarních měsíců (duben, květen) → odtokové maximum se zpožďuje se vyšší nadmořskou výškou, minimální odtok je v důsledku nižší cyklonální činnosti a vyššího odběru vegetací v letním období (př. tředozezemské řeky – Morava)
5. **subpolární typ** – vodní toky jsou napájeny tajícím sněhem, maxima odtoků se koncentrují do letních měsíců (červenec, srpen), v zimě řeky často promrzají až na dno a odtok se výrazně snižuje, při oblevě se objevuje chod ledovců, který v kombinaci s dešťovými srážkami může způsobit povodně (př. Ob)
6. **polární typ** – vodní toky jsou značnou část roku v důsledku kompletního zámru bez odtoku, v letních měsících se na vodnosti podílí tavné vody polárních ledovců a sněhu

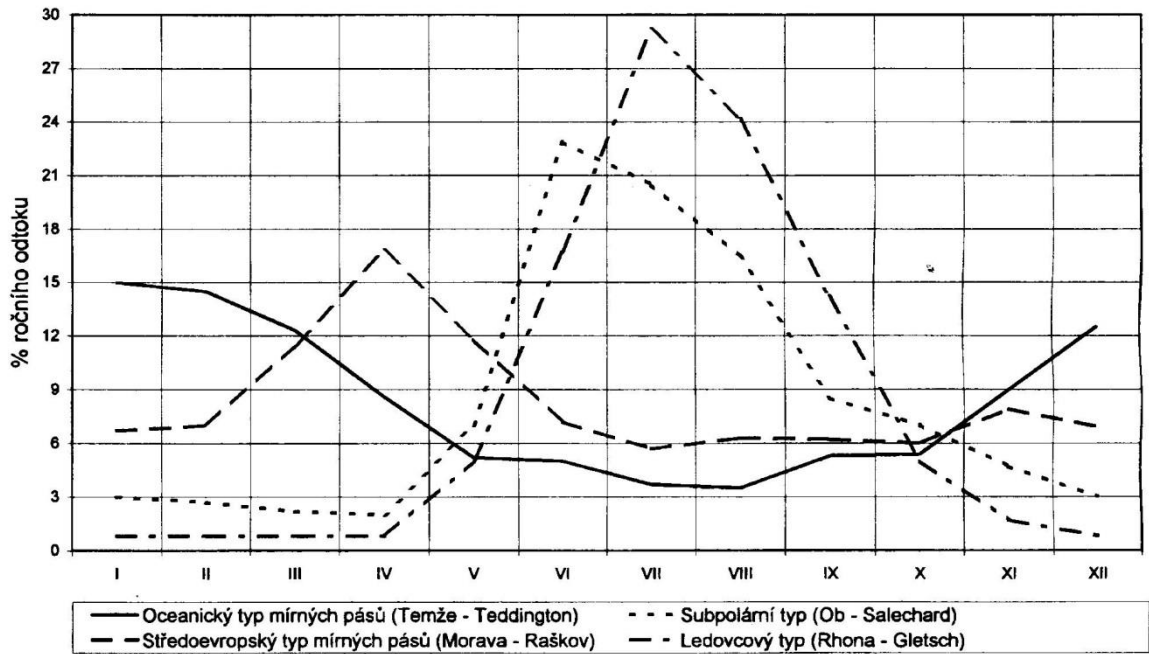
Konkrétně nelze celou řadu vodních toků jednoznačně zařadit. Do jejich odtokového režimu se totiž výrazně promítá vertikální stupňovitost, které u horních částí toků může vytvářet specifický **ledovcový typ**. Ten je charakteristický maximálním odtokem v nejteplejší části léta (srpen).

Klimatické typy vodních toků



Obr. 9.15 Klimatické typy vodních toků, zdroj: Chábera, Kössl, 1999

Klimatické typy vodních toků



Obr. 9.16 Klimatické typy vodních toků, zdroj: Chábera, Kössl, 1999

Mnoho světových řek také protéká různými klimatickými oblastmi, kdy si v delším úseku ponechává některé znaky režimu předchozího pásma, které ve výsledku vytvářejí složitou kombinaci odtokových poměrů. Takové vodní toky patří mezi tzv. **smíšené typy**. Příkladem může být řeka Dunaj, která pramení jako vodní tok s oceánským dešťovým režimem mírného pásma, alpské přítoky jej obohacují o ledovcový

režim a následně při průtoku Uherskou a Valašskou nížinou ztrácí značnou část vody výparem. Obdobně je na tom také Rýn. Na horním toku má typický ledovcový typ, na středním toku jej vyrovnává Bodamské jezero a v dolním toku nabírá znaky oceánského dešťového režimu mírného pásma. Dalším příkladem je také Nil. Pramenný úsek Modrého Nilu má režim tropického typu a po soutoku s Bílým Nilem postupně nabírá režimu pouštního typu aridních oblastí, které ovšem s porovnáním s typickými toky aridního typu specifické znaky ztrácí. Z těchto důvodů je vhodné vodní tok rozdělit na jednotlivé úseky a v nich konkrétní podobu odtoku popsat.

Klíčové pojmy

vodní stav	M-denní stav/průtok	čára/křivka překročení
vodočet	průtok	N-letý průtok
limnigraf	hydrometrování	plaveniny
hydromodul	hydrogram	dnové splaveniny

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Které statistické charakteristiky se nejčastěji používají k vyhodnocování vodního stavu a průtoků?
2. Které ledové jevy lze pozorovat na vodních tocích s ledovcovým režimem?
3. Lze na základě ledovcového režimu řek vyvodit nějaké schéma prostorového rozmístění ledových jevů?
4. Jak se vyhodnocuje vodnost řek?
5. Jaké informace obsahuje hydrogram povodňové vlny?
6. Která protipovodňová opatření se ve vodo hospodářské praxi zavádí?
7. Na základě klimatické klasifikace vodních toků odlište různé typy řek.

Seznam literatury a zdrojů informací

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.

NETOPILOV, R. a kol. *Fyzická geografie*, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

TRIZNA, M. *Klimageografie a hydrogeografie*, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.

CHÁBERA, S., KÖSSL, R. *Základy fyzické geografie (přehled hydrogeografie)*. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 1999. 159 s.

KŘÍŽ, V., ŘEHÁNEK, T. *Cvičení z hydrologie*, 1. vydání. Ostrava: Přírodovědecká fakulta OU, 2002. 54 s.

ČAMROVÁ, L., JÍLKOVÁ, J. *Povodňové škody a nástroje k jejich snížení*. Praha: JDS tiskárna Praha, 2006. 420 s.

<http://hydro.upol.cz>

www.limnigraf.com

Kapitola 10

Jezera, mokřady a umělé vodní plochy

10.1 Jezera

Jezero je uzavřenou přirozenou sníženinou zemského povrchu, která je vyplněná vodou. Do jeho komplexu náleží i jeho horninové prostředí včetně tvaru povrchu, vegetace a živé organismy, které rostou a žijí na dně pánve nebo se vznášejí ve vodní hmotě a ovlivňují mnohé vlastnosti jezerní vody. Pro klasifikaci jezer existuje celá řada parametrů. V zásadě lze jezera rozdělit podle:

- a) stáří,
- b) přítoku a odtoku,
- c) původu jezerní pánve,
- d) převládajících sil při vzniku,
- e) teplotního režimu.

Jezera podle stáří

- a) *mladá*
 - nově vzniklá, nevýrazné modelace pánve
- b) *zralá*
 - vyvinuté břehové mělčiny, přítomná říční delta v místě přítoku vodního toku, projevy zmenšování rozlohy jezera
- c) *stará*
 - postupné zaplňování jezera sedimenty, bujná vegetace podél břehů
- d) *reliktní*
 - zbytky světového oceánu, př. Kaspické moře (dříve mořský záliv)
 - pleistocenní: zbytky po rozsáhlejších jezerech ledovcového původu, př. Winipežské (dříve Aggasiz), Velké solné jezero

Jezera podle přítoku a odtoku

- a) *bezodtoká* (uzavřená)
 - bez přítoku i odtoku, jsou zásobována srážkami a podzemní vodou
 - spotřebují veškerý přítok na výpar z hladiny
 - průsak je díky minerálním a organickým usazeninám na dně minimální
 - když do nich ústí větší tok, nazýváme je **konečnými jezery** (př. Aralské jezero)
- b) *odtoková* (otevřená)
 - naplňují se povrchovou nebo podzemní vodou, která z nich odtéká v nejnižším místě hráze, nebo prosakováním (př. Štrbské pleso)
 - trvá-li odtok po celý rok → **jezera se stálým odtokem**, jinak mluvíme o **jezerech s občasným odtokem** (př. Čadské jezero)

- jezera působí jako retenční, příp. jako akumulční nádrže, které zadržují velké vody a vyrovnávají odtok, řeky vytékající z těchto jezer jsou vyrovnané a energeticky hodnotné
- když má tok, který z jezera vytéká, stejný stupeň jako tok vtékající, mluvíme o **jezeře průtočném** (př. jezero Bajkal)

Jezera podle původu jezerní pánve

- a) hrazená jezera
 - vznikla zahrazením údolím sesuvem, nánosem, morénou, lávovým proudem atd.
 - zvláštním případem jsou jezera hrazená vlastním chemickým sedimentem (travertinem)
- b) kotlinová jezera
 - vznikla vyplněním přirozené deprese vyhloubené deflací (šoty – Čadské jezero), poklesem ker zemské kůry (tektonická – jezero Bajkal, Malawi, Tanganika), vyhloubením ledovcem (Plešné jezero), vulkanickou činností, degradací permafrostu (alasy)
- c) údolní jezera
 - vytvořila se na říčním údolí při vývoji řečiště (větvením, zaškrcováním meandrů, vývojem delty), př. Květné jezero na Dyji
- d) smíšená jezera
 - vznikla kombinací vícero činitelů nebo přeformováním některého z jezer předcházejícího typu vlivem dalších činitelů (např. Velká jezera – tektonické jezero přemodelováno ledovcem)

Jezera podle převládajících sil při vzniku

1. Ledovcová jezera

nejčetnější z celkového počtu jezer na Zemi, vznikla v době relativně nedávné po ústupu ledovců v posledním období zalednění (před 8000 až 10 000 lety)

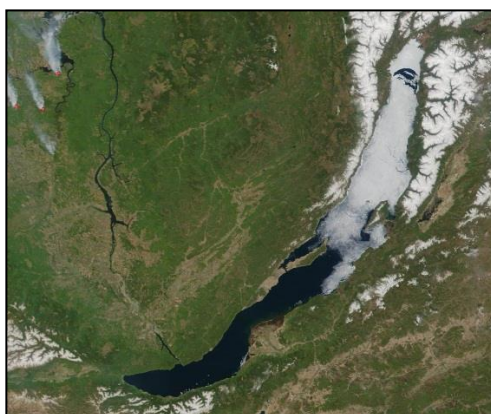
- a) jezera v oblasti pevninského zalednění
 - velmi rozdílná plocha i hloubka, převládají jezera menší a málo hluboká
 - jezera protáhlého tvaru jsou hlubší – jejich pánve vznikly vyhloubením ledovcovými jazyky vysunujícími se z okraje plošného ledovce (ledovcového štítu) do okrajové oblasti
 - nepravidelný půdorys i reliéf dna, často bezodtoká a napájená jen ze srážek a podzemní vodou
 - vytvářejí rozsáhlé jezerní plošiny: Finská (př. jezero Saimaa), Pomořanská, Meklenburská
- b) jezera v oblasti horských ledovců
 - vznikla jezera v pásmu jejich roztávání (ablace), ukládání čelních, bočních a ústupových mořen (**morénová jezera**), v oblasti jejich erozní činnosti v pásmu jejich vyživování (karová jezera) a pohybu ledovcových jazyků (trogová jezera)
 - rozdílné hloubky a nepravidelně členitý reliéf
 - jezera mezi valy čelních mořen byla málo hluboká a rychle zanikla zanášením i vyprazdňováním při zařezávání jezerního výtoku
 - jezera v ledovcovém údolí (**trogová jezera**) na úpatí hor zahrazená mohutnými čelními a ústupovými mořeny vytváří hluboká a objemná jezera (př. Ženevské, Bodamské, Gardské jezero).
 - **karová jezera** (jezera na Šumavě – Plešné, Prášílské, Černé a Čertovo) jsou situována v pásmu studeného horského klimatu a jejich studená voda neumožňuje bohatší rozvoj rostlin a živých organismů → zanášena materiálem sutí padajících nebo klouzajících z okolních svahů



Obr. 10.1 Gardské jezero v ledovém údolí

2. Tektonická jezera

- vyznačují se velkými hloubkami a značnou rozlohou
- vyskytují se v oblastech složitějších tektonických poklesů
- tvarově složitější jezerní pánve se skládají z několika příkopů vedle sebe
- dále dělíme:
 - a) **kryptodepresní jezera** – hladina jezera se nachází nad hladinou světového oceánu, dno pod hladinou (př. jezero Bajkal, Tanganika, Issyk-Kul)
 - b) **jezera v proláklínách** – hladina i dno jezera se nachází pod hladinou světového oceánu (př. Mrtvé moře)



Obr. 10.2 Jezero Bajkal

3. Vulkanická jezera

- vázány na sopečnou činnost, 3 morfologické typy:
- kalderová jezera mají jezerní pánev nálevkovitého tvaru, která je napájena jen atmosférickými srážkami, odtok se uskutečňuje převážně podzemní cestou (puklinami nesoudržných sopečných vyvrženin), př. Crater Lake (USA)
- jezera hrazená lávovými proudy – př. Nicaragua, Tonlesap (Kambodža)
- maary vznikají zaplněním explozivního kráteru vodou (př. v Porýní, na Kanárských ostrovech)

4. Jezera říčního původu

- jsou výsledkem erozní (stará a mrtvá říční ramena) a akumulární činnosti řek
- při přirozeném vývoji bývají proplachována vodou za povodní, což oživuje jejich biologické procesy
- př. Květné jezero na Dyji

5. Pobřežní jezera

- mají mořský původ
- vznikají částečným, nebo úplným oddělením od pobřežní části moře (limanu), př. IJsselmeerské jezero
- slaná voda se postupně vyslazuje, mělké pobřežní jezero zarůstá vegetací a mění se v mokřad (marše)

6. Jezera eolického původu

- vznikla vyvátím terénních depresí na místech nesoudržných zvětralin a usazenin
- jsou mělká, plošně rozlehlá a vodou bývají zaplňována obvykle jen periodicky nebo epizodicky v době vysokých průtoků řek, které v nich končí → transport rozpuštěných solí → odpaření vody v suchých obdobích roku vede k tvorbě solné kůry nebo slané bažiny (př. **šoty** v severní Africe)

7. Krasová jezera

- vyskytují se v oblastech krasových hornin (vápence): exokrasová a endokrasová jezera
- trvalá krasová jezera se nacházejí v polích v místech, kde vývoj povrchových a podzemních krasových tvarů dospěl až na podložní nepropustné horniny a ponory v okraji polje nestačí odvádět do zkrasovělého masívu všechnu do něho přitékající vodu
- občasná krasová jezera se vyskytují v místech, kde jsou ponory dočasně zúženy (ucpáním, sesunutím stěny)
- sintrová jezírka mohou vznikat i na povrchových řekách, jejichž voda je bohatě nasycena kyselým uhličitánem vápenatým
- krasová jezera jsou napájena převážně krasovou podzemní vodou → mají svůj vlastní termický i chemický režim → odlišný biologický život
- př. Plitvická jezera v Chorvatsku

Podle teplotního režimu se rozlišují jezera teplá (teplota neklesá pod 4 °C), chladná (vykazují teplotní inverzi – zvyšování teploty od vodní hladiny ke dnu) a studená (v létě normální teplotní zvrstvení, v zimě teplotní inverze).

Podle chemického složení vody se rozlišují jezera sladkovodní a solná či minerální. Podle rozsahu výměny vody v celém prostoru jezerní pánve se jezera s dokonalým promícháváním vody označují jako **holomiktní**, s promícháváním jen do určité hloubky pod hladinou jako **meromiktní**. Promíchávání vody ve vertikálním směru ovlivňuje jak změny teploty vody s hloubkou, tak i transport kyslíku od hladiny.

Z biologického hlediska se rozlišují jezera **eutrofní**, **oligotrofní** a **dystrofní**. U eutrofních jezer (př. Ženevské a Bodamské jezero) převládají produkční procesy nad rozkladnými. Vysoká produkce biomasy vede po jejich odumření, nedokonalé oxidaci a k ukládání zahnívajícího bahna (sapropelu). Pro oligotrofní jezera je typická oxidace odumřelé biomasy na minerální látky (voda je čistá a má dostatek kyslíku po celý rok). Dystrofní jezera se nacházejí v rašeliništích, kde je sice mnoho organických látek, ty jsou však v podobě humusových koloidů, které nemohou být již dále užitečně upotřebeny.

U jezer lze stejně jako u rozsáhlejších ploch hodnotit jejich morfologické, fyzikální a chemické vlastnosti. Z morfologických vlastností bývají nejčastěji hodnoceny.

10.2 Mokřady

Mokřady jsou části zemského povrchu s trvale nebo po delší dobu roku zamokřenou i mělce zaplavenou půdou, porostlou vlhkomilnými a vodomilnými rostlinami. Celá řada mokřadů se vytvořila zarůstáním jezerních pánví nebo zvýšením hladiny podzemní vody do úrovně půdní vrstvy. Mokřady tak můžeme nalézt nejen v oblastech s nadbytkem vláhy, ale i v oblastech s jejím deficitem. Podle zeměpisné šířky výskytu, u níž je významným rozlišovacím aspektem vegetační kryt, můžeme mokřady rozdělit na:

1. **mokřady ekvatoriálních šířek** s porosty deštných lesů, trav i vodních rostlin, na pobřeží moří s mangrovovými porosty,
2. **mokřady vlhkých tropů a subtropů** s porosty rákosů, trav ale i vysokých dřevin (např. blahovičnický, bahenní cypřiše),
3. **mokřady suchých tropů a subtropů** s nahromaděnou solí a slanomilnou vegetací (příklady slaných pánví – playas, salinas),
4. **mokřady mírných šířek**, které mohou být dále klasifikovány podle mnoha kritérií, nejznáměji podle zdrojů napájení, kdy rozlišujeme slatiniště, přechodná rašeliniště a vrchoviště.

10.2.1 Mokřady mírných šířek

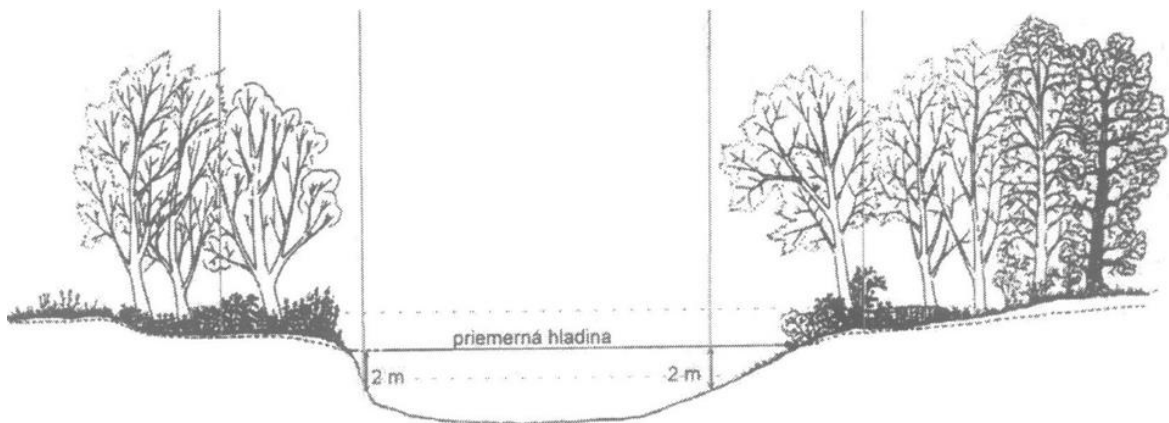
Jak již bylo řečeno mokřady různých šířek lze dále detailněji podle zvolených kritérií identifikovat. Jedním z nich je způsob zásobování, podle kterého vymezujeme mokřady bažinné, říční a jezerní.

Bažinný systém mokřadů (obr. 10.3) rozlišuje podle místa rozšíření **lesní formace** (tvořené například přípotoční olšinou, zamokřenou smrčinou či vrbovo-topolovým lesem), **křovinaté formace** (tvořené vrbinou nebo rašelinnou kosodřevinou, **travinno-bylinné formace** (př. vysoké ostřice, vysokobylinná niva), **mechové formace** (vrchovištní rašeliniště, přechodné rašeliniště a slatinné rašeliniště) a **efemérní formace** (porosty obnaženého dna) Na území České republiky lze podle zdrojů napájení rozlišit tři typy mokřadů.

Říční a jezerní systém mokřadů (obr. 10.4) vymezuje **stromové formace** s olšinami, vrbinami a topoly, **křovinaté formace** s vrbami, **travinno-bylinné formace** s ostřicemi, trávami a bylinami a vodními rostlinami a **efemérní formace**.



Obr. 10.3 Bažinný systém mokřadů na příkladu lesní formace



Obr. 10.4 Říční a jezerní systém mokřadů na příkladu stromové formace s olšinami, vrbami a topoly

Hlavní biotopy mokřadů identifikují s ohledem na abiotické podmínky stěžejní skupiny společenstev. Mezi ně náleží kromě tekoucích vod, stojatých a pomalu tekoucích vod také **rašeliníště**, které ve stejném pohledu představují mechové formace výše popsaného bažinného systému mokřadů. Rašeliníště se podle zdroje napájení rozlišují na **slatinná rašeliníště** (slatiniště, slatiny), **přechodná rašeliníště** a **vrchovištní rašeliníště** (vrchoviště).

Slatinná rašeliníště (obr. 10.5) vznikají tam, kde přináší říční nebo podzemní voda dostatek minerálních látek, které podporují růst dominujících travnatých porostů. Dominantní zdrojem vody je tak tekoucí nebo podzemní voda. V rámci svého přirozeného vývoje vznikají zanášením a zarůstáním jezer, mrtvých říčních ramen a na nejnižších částech zaplavovaných údolí řek, kde je jejich odtok zpomalený nebo se v těsné blízkosti povrchu vyskytuje hladina podzemní vody.

Přechodná rašeliníště vznikají nejčastěji na dnech říčních údolí nebo kotlin, na rovinatém povrchu nebo na plošinách s nedokonalým odtokem vody a vysokou hladinou podzemní vody. Zdroje napájení jsou tu smíšené (srážky a tekoucí či podzemní voda). Prosakující srážková voda ochuzuje půdu o živiny, a tak se vytváří prostředí vhodné pro rozvoj rašeliníku.

Vrchoviště či **vrchovištní rašeliníště** (obr. 10.6) je pojmenováno podle vypouklého tvaru. Převládající rostlinou v něm je rašeliník, rostoucí směrem nahoru i do stran. Rašeliník má schopnost udržet velké množství vody (přes 90 % objemové jednotky). Vrchoviště jsou napájena výhradně srážkovou vodou

a na jejich vrcholu jsou často malá jezírka s hnědě až rezatě zbarvenou vodou. Mocnost vrchovišť dosahuje několika metrů, výjimečně i přes 20 m tam, kde se vyvíjí již několik tisíc let.



Obr. 10.5 Slatinné rašeliniště Lütt-Witt Moor v Německu, autor: Jan van der Crabben



Obr. 10.6 Vrchovištní rašeliniště – Úpské rašeliniště v Krkonošich, autor: Aleš Ruda

10.3 Umělé vodní plochy

S ohledem na prostorovou expanzi lidské společnosti bylo potřeba vyřešit pravidelnou přítomnost většího množství vody. Lidská vynalézavost tak začala budovat rozsáhlé umělé vodojemy, které tuto potřebu naplnily. Umělé vodní plochy můžeme podle velikosti rozdělit do 2 skupin, na rybníky a přehrady. Rybníky vznikaly převážně za účelem chovu ryb a druhotně získaly také rekreační, retenční a krajinně estetickou funkci. Jsou převážně celé hloubené a podle napájení vodou je můžeme rozdělit na průtočné, bezodtoké a nebeské (napájeny výhradně srážkovou vodou). Umělé vodní plochy (přehrady) jsou budovány na vodnatém toku, který umožňuje stabilní přísun vody. Účelově byly budovány zejména pro:

- a) energetické využití,
- b) ochranu před povodněmi,
- c) zásobování vodou (pitná voda, zavlažování),
- d) vodní dopravu,
- e) rekreační využití,
- f) chov ryb,
- g) zlepšení kvality vody v tocích.

Přehled nejobemnějších přehrad na Zemi dokládá tab. 10.1.

Název nádrže	Vodní tok	Stát	Výška (m)	Objem nádrže (v mld. m ³)	Plocha nádrže (km ²)	Rok dokončení
Owen Falls	Viktoriin Nil	Uganda	31	204,8	8000	1954
Bradská	Angara	Rusko	106	169,3	5470	1968
Asuánská	Nil	Egypt	111	164	5120	1970
Kariba	Zambezi	Zambia, Zimbabwe	131	160,4	4450	1959
Akosombo	Volta	Ghana	141	148	8480	1965
Daniel Johson	Maniconagau	Kanada	214	141,9	1950	1974
Guri	Caroni	Venezuela	150	135	1500	1968
Krasnojarská	Jenisej	Rusko	100	73,3	2000	1967
Bennet	Peace River	Kanada	165	70,1	1683	1968
Cahora Bassa	Zambezi	Mozambik	65	63	2000	1977

Tab. 10.1 Přehled nejobemnějších umělých nádrží světa, zdroj: Trizna, 2004

Ne vždy ovšem jejich záměr vyzněl pozitivně. S výstavbou přehrad se objevují také negativní důsledky, které většinou představují:

- zatopení rozsáhlého území, častokrát půdu s vyšší bonitou,
- nezbytné vysídlení obyvatel,
- podmáčení půdy v okolí nádrží,
- eroze břehů a destabilizace svahů,
- přemístění sídel a komunikací,
- zanášení,
- prostředí pro nekontrolovatelnou eutrofizaci,
- potenciální nebezpečí náhlé destrukce hrází s katastrofálními důsledky aj.

Klíčové pojmy -----

jezero	meromiktní jezero	mokřady
rybník	eutrofní jezero	slatiniště
šoty	dystrofní jezero	vrchoviště
holomiktní jezero	oligotrofní jezero	rašeliniště

Kontrolní otázky a úkoly k tématu -----

1. Podle kterých kritérií lze klasifikovat jezera?
2. Které podmínky musí být splněny, aby se mohly vytvořit jezerní plošiny?
3. Jak lze odlišovat mokřadní ekosystémy v našich zeměpisných šířkách?
4. Která negativa souvisí s výstavbou přehrad?

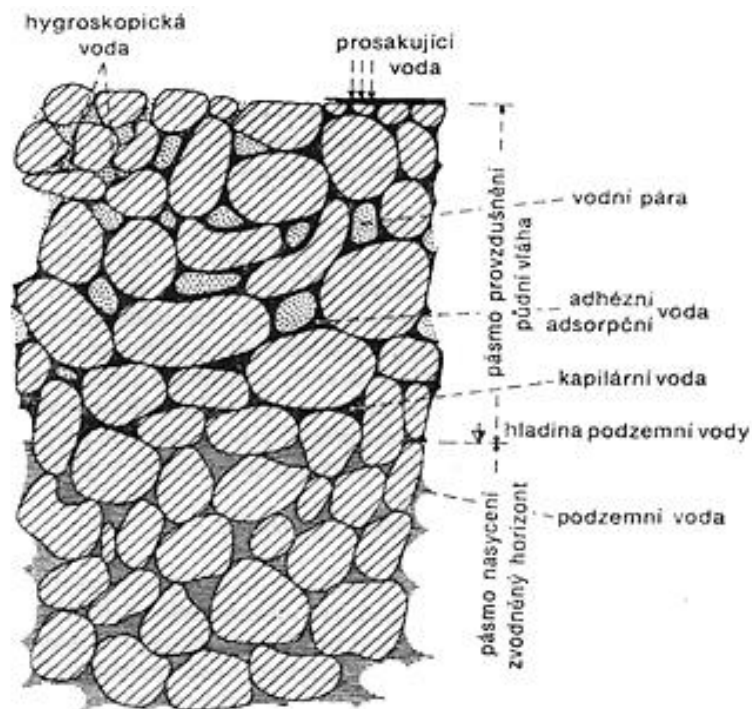
Seznam literatury a zdrojů informací -----

- DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.
- NETOPIĽ, R. a kol. *Fyzická geografia*, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.
- STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.
- TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia*, 1. vydání. Bratislava: Geo-grafika, 2004. 154 s.

Kapitola 11

Podpovrchová voda

Přítomnost podpovrchové vody je vázána na existenci volných prostor vyskytujících se v horninách. Tyto prostory se v usazených a některých sopečných horninách, zvětralinách a půdách označují jako **průliny**, v pevných horninách jako **pukliny**. S ohledem na zaplnění těchto prostor můžeme rozlišit dva základní druhy podpovrchové vody (obr. 11.1). Pásmo blízké zemskému povrchu není zaplněno souvislou hladinou vody, označuje se jako zóna **aerace** (provzdušnění) a voda v ní přítomná se popisuje jako **půdní vláh**a. Pod ní leží vrstva hornin, jejichž póry jsou zcela zaplněny vodou. Označuje se jako zóna **satrace** (nasyčení), běžně pak zvodnělá vrstva nebo **zvoďeň** a voda v ní se popisuje jako **voda podzemní** (dříve též spodní). Hranici mezi oběma zónami tvoří **hladina podzemní vody**. Souhrn půdní vláh a podzemní vody je podpovrchová voda.



Obr. 11.1 Rozložení druhů podpovrchové vody v horninách, zdroj: Netopil, 1972

Uvnitř zemské kůry se z tuhnoucí žhavé hmoty uvolňují vodík a kyslík, jejichž molekuly se při vysokém tlaku a teplotě slučují. Tak vzniká ve skupenství vodní páry **juvenilní voda**. Ta prostupuje k zemskému povrchu a v chladnějších vrstvách zemské kůry mění své skupenství na kapalné a mísí se s vodou pronikající do podzemí ze zemského povrchu. Větší množství jí však proniká na zemský povrch jako součást vod horkých pramenů a gejzírů v oblastech s aktivní a doznívající sopečnou činností.

Největší část podpovrchové vody se však do podzemí dostává z oběhu vody. Ta proniká do hornin z povrchu země a pohybuje se v mělkých vrstvách zemské kůry. Podle toho se označuje **vadózní** (mělká). Může vznikat i z vodní páry přízemní vrstvy atmosféry, která difúzí přechází do vzduchu vyplňujícího póry půdy, zvětralin, dutiny a pukliny pevných hornin a v nich ochlazením kondenzuje i (kondenzační voda). Dále se z povrchu země dostává do podzemí **vsakováním** (infiltrace). Ta se již v podzemí pohybuje filtračním pohybem, a to ve směru horizontálním i vertikálním.

11.1 Půdní vláha

Podle prostředí výskytu a způsobu pohybu lze půdní vláhu rozdělit do několika druhů (obr. 11.1).

Vodní pára nacházející se ve vzduchu průlin a puklin se v hornině pohybuje podle jejího aktuálního napětí. Vzniká výparem v prostředí o vyšší teplotě a při ochlazení může zpětně kondenzovat.

Adsorpční voda (též adhezní) tvoří na povrchu zrn nebo puklin nesouvislé nebo souvislé, blanky o tloušťce 5 až 15 molekulárních vrstev, poutané k jejich povrchu fyzikálními silami přitažlivosti (adsorpčními). Tvoří se jak z vodní páry, tak i z infiltrující a filtrující vody. Při teplotě nižší než 0 °C se může v závislosti na tloušťce blanky měnit v led. Její množství v hornině je s ohledem na nároky vegetace velmi proměnlivé. Směrem do hloubky je její množství stálejší a výrazněji se snižuje jen v obdobích dlouhotrvajícího nedostatku srážek.

Kapilární voda vyplňuje póry menší než 1 mm a pukliny menší než 0,25 mm, v nichž je k povrchu pevné hmoty poutána kapilární silou. Trvale se vyskytuje v jemnozrnných sypkých horninách nad hladinou podzemní vody, kde vytváří pásmo kapilárního zdvihu. Pásmo kapilární vody se pohybuje ve vertikálním směru s hladinou podzemní vody. Může se při vsakování srážek vytvořit i ve svrchní vrstvě půdy. Zde není ovšem její množství stálé, protože mizí výparem a transpirací. Z toho důvodu se kapilární voda označuje také jako voda **zavěšená**.

Vsakující voda proniká ze zemského povrchu do hlubší vrstvy půdy a dále prasklinami, trhlinami, a volnými prostory. Z povrchové vrstvy proniká účinkem gravitace do hloubky, kde se jí část zadržuje na povrchu horninových částic jako voda kapilární a adsorpční. Hloubka jejího pronikání závisí jak na množství vody, které dopadne na zemský povrch, tak na její spotřebě směrem k jiným druhům půdní vody.

Půdní led vzniká při poklesu teploty půdy pod 0 °C. Nejdříve se tvoří jako jinovatka z vodní páry půdního vzduchu, dále je pak zdrojem vzniku větších krystalů a jejich narůstání kapilární a adsorpční voda. Vzniklý tlak v povrchové vrstvě může narušit i velmi pevné povrchy.

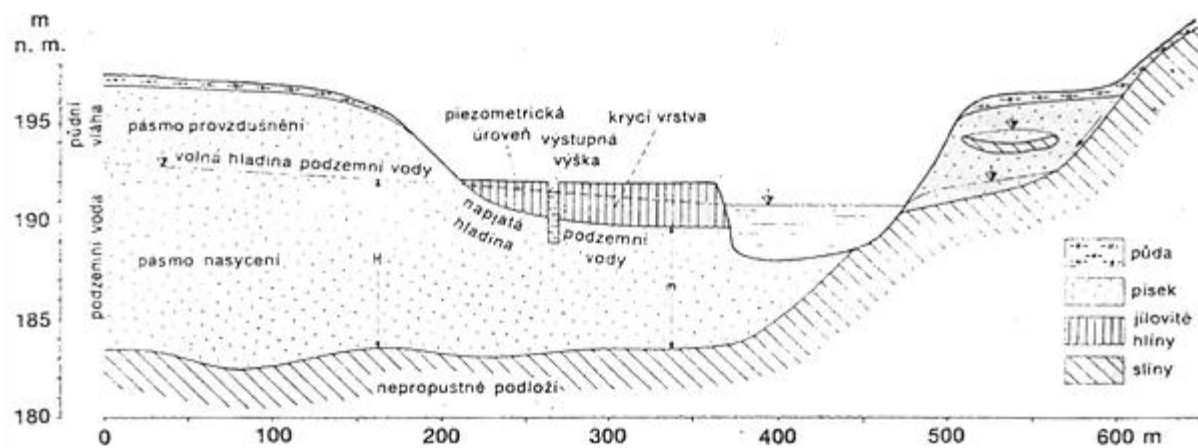
11.2 Podzemní voda

Výskyt podzemní vody je vázán na horniny (štěrkopísky, štěrky, sutě, pískovce, slepence, sopečné tufy, tufity aj.), které mají schopnost vodu nejen pojmout, ale i dále ji předávat. Musí tedy obsahovat póry a pukliny větší než kapilární. V horninách s malými póry, jako jsou jíly, jílovité hlíny a jílnaté písky, se však nachází jen půdní vláha. Pohyb podzemní vody je vyvolán zejména gravitační silou a přenáší hydrostatický tlak. Při vyšším hydrostatickém tlaku se podzemní voda pohybuje póry i puklinami.

Podzemní voda se může pohybovat rozličnými směry. Ve vertikálním směru se rozlišují tři pásma:

- 1. Pásmo svrchní** s intenzivní výměnou vody povrchové a podzemní. Voda je v něm převážně sladká, slabě mineralizovaná (prosté vody, hydrokarbonátové vody).
- 2. Střední pásmo** zpomalené výměny vody, která podmiňuje silnější mineralizaci vody při jejím dlouhém pobytu v horninovém prostředí o vyšší teplotě. Voda obsahuje často sírany (sírnaté vody – smrdávky, hořké vody – šaratice).
- 3. Spodní pásmo** velmi zpomalená výměna vody, která podmiňuje silnou mineralizaci. Vyskytují se v něm často vody slané s vysokým obsahem chloridů.

Hranice výskytu uvedených se pásem se popisuje velmi obtížně. Závisí totiž na geologické struktuře území a na celkové podobě reliéfu. S ohledem na tuto skutečnost se rozlišují pouze mělké (intenzivní výměna vody) a hluboké zvodně. Podle druhu proudění se rozlišuje **průlinová a puklinová voda**.



Obr. 11.2 Hydrogeologický profil údolím, zdroj: Netopil, 1972

11.2.1 Průlinová voda

Průlinová voda se přemísťuje v pórech hornin **filtrací** či **filtračním prouděním**. Jeho průměrná rychlost dosahuje v píscích při malém sklonu hladiny jen několika centimetrů nebo decimetrů za den, v hrubozrnných píscích či štěrcích jen několika metrů, nejvýše desítek metrů za den. Filtračním prouděním se dokonale pročistuje (filtruje), tj. zbavuje se jak rozptýlených, tak i některých rozpuštěných látek, které se do ní mohly dostat z povrchu země a při prosakování půdní vrstvou a zónou aerace. Může však i rozpouštět některé minerální látky, jimiž se obohacuje – **mineralizuje se**. Vytváří souvislejší zvodně s jednotnou hladinou podzemní vody.

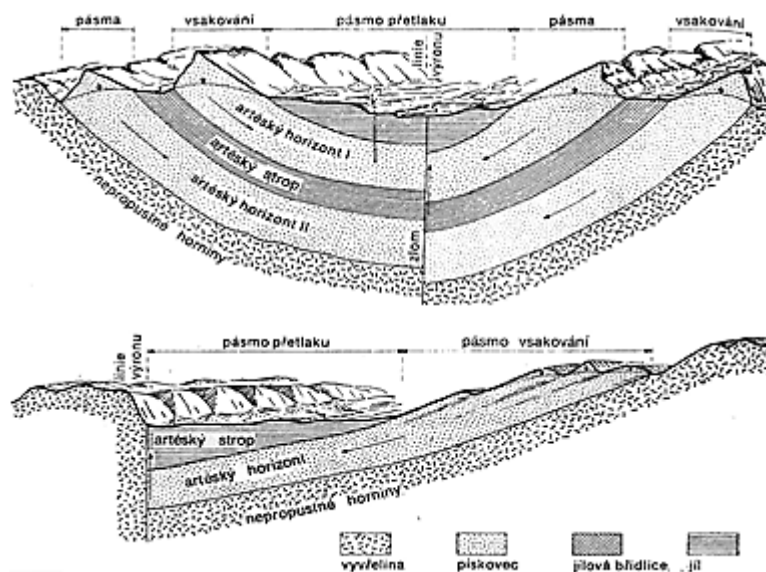
Výškový rozsah zvodně je ve vertikálním směru určen výškovou polohou **nepropustného podloží** a polohou hladiny nebo spodní plochy **nepropustného** nadloží. Svislá vzdálenost obou ploch je **mocnost zvodně**. **Volná hladina** podzemní vody vzniká, když se voda může volně pohybovat v nadložní propustné vrstvě zvodně. Vyskytuje-li se nad vrstvou v celém rozsahu zvodněné propustné horniny vrstva horniny nepropustné, je v ní voda obvykle pod větším tlakem. Hladina vody omezená spodní plochou nepropustného nadloží (nepropustné krycí vrstvy) se nemůže volně pohybovat směrem vzhůru. Jedná se o **napjatou vodní hladinu**. Dojde-li však k prokopání nebo provrtání krycí vrstvy, vystoupí v otvoru do vyšší polohy zvané **výstupná výška** (též tlačná nebo piezometrická výška). Ustálí-li se hladina pod úrovní terénu,

je **výstupná výška negativní**, vystoupí-li však ve vrtu nad povrch terénu nebo vytéká-li voda z otvoru, je **výstupná výška pozitivní**.

Výškový rozdíl mezi **napjatou hladinou** a výstupnou výškou ukazuje na velikost hydrostatického tlaku ve zvodni. Ten je výsledkem nejen hmotnosti nadložní vrstvy horniny, ale i přenosu tlaku zvodni z míst, kde volná hladina leží ve vyšší poloze. Při přenosu tlaku dochází však ve zvodni k tlakovým ztrátám. V údolních dnech bývá zvodně v jejich štěrkopísčité a písčité výplni často nařezána korytem řeky. Pak bývá mezi podzemní a říční vodou **volné spojení** čili **hydraulické spojení** a změna tlaku ve sloupci vody v řečišti se přenáší do okolní zvodně.

Vystoupí-li hladina v řece až nad úroveň spodní plochy krycí nepropustné vrstvy, stává se hladina podzemní vody napjatou a další zvyšování hladiny v řece vyvolává ve zvodni jen zvýšení hydrostatického tlaku. Nedochozí tedy k zvěšování zásob podzemní vody. S rostoucí vzdáleností od břehů řeky rostou však celkové tlakové ztráty. Je-li hladina podzemní vody volná, dochází při zvyšování vodních stavů v řece a hydrostatického tlaku k zvyšování hladiny podzemní vody, které je vyvoláno prosakováním říční vody do okolí koryta čili **břehovou infiltrací**.

Artéská voda je příkladem průlinové podzemní vody s napjatou hladinou, které je pod tak velkým tlakem, který v případě narušení krycího stropu – **artéský strop** – způsobuje výstřik vody na zemský povrch. Geomorfologické struktury, ve kterých se artéská voda vyskytuje, se označují jako **artéské pánve** (obr. 11.3).



Obr. 11.3 Průřezy artéskou pánví, zdroj: Netopil, 1972

Mívají velmi často stavbu pánví s mísovitě prohnutými vrstvami sedimentárních hornin rozličné propustnosti (pískovce, jíly, vápence). Území, kde vystupují propustné vrstvy na povrch, je oblast vsakování povrchové vody do podzemí, čili **oblastí napájení artéských zvodní**. Území, na němž jsou zvodnělé vrstvy kryty artéským stropem a voda je pod tlakem, je tzv. **oblast přetlaku**. Místa poruch, jimiž vytéká voda z hloubky na povrch, jsou **linie výstupu artéské vody**. Příkladem rozsáhlejšího výskytu artéských pánví je Velká australská pánev.

11.2.2 Puklinová voda

Puklinová voda se pohybuje účinkem gravitace a vyplňuje pukliny zčásti, nebo zcela. V horninovém prostředí setrvává voda jen krátkou dobu, proto se nestačí zbavit případných nečistot, jen se nepatrně mineralizuje a bývá tak měkká. Roční amplituda teploty puklinové vody je poblíž povrchu docela velká, s rostoucí hloubkou se zmenšuje. Na minimální hodnoty blízké 0° C klesají teploty vody od počátku zimy do jara, kdy proniká do podzemí voda z tajícího sněhu, na maximální hodnoty stoupá teplota v teplejších měsících po dešťových srážkách, kdy se voda nejvíce přehřívá při styku se svrchní proteplenou vrstvou hornin. **Krasové vody** jsou příkladem puklinové vody a vyskytují se na územích zkrasovělých vápenců, dolomitů a jejich sutí. Voda z povrchu vtéká do podzemí nejen úzkými, vodou málo rozšířenými a často jemným materiálem zaplněnými puklinami, ale také závrtů a ponory, jimiž se propadají do podzemí celé potoky. Ve krasových oblastech nevzniká jednotný systém podzemní krasové vody, ale složitý systém jednotlivých vzájemně oddělených toků, které se mohou spojovat trvale nebo jen občas.

Krasová voda vytéká na povrch jako soustředěné prameny ze svislých puklin, jako vydatné prameny ze sutí pokrytých výchozů větších podzemních prostor i jako řeky z otevřených jeskyní. Vydatnější z takových pramenů se nazývají **vyvěračky**. Zajímavým druhem krasových pramenů jsou **občasné, periodické**, zvané též **hladové prameny**. Voda z nich vytéká jen tehdy, když vystoupí v podzemní dutině do takové výše, že vyplní i chodbu vedoucí k výtoku.

11.3 Prameny

Přirozený výtok podzemní vody na zemský povrch může být **zjevný** v podobě typického pramene, ale i **utajený**, vytéká – li rozptýleně i větší množství vody do koryta řeky dnem a břehy. Výtok v pramenu může být **soustředěný i rozptýlený**. Někdy se projevuje jen trvalým zamokřením půdy na větší nebo menší ploše. Množství vody vytékající z pramene se označuje jako **vydatnost pramene**. Vyjadřuje se v $l \cdot s^{-1}$, při velkých vydatnostech v $m^3 \cdot s^{-1}$.

Podle trvání výronu vody lze rozlišovat prameny **stálé, občasné** či **periodické a epizodické**. Podle změn vydatností pak prameny s velmi **vyrovnanou, průměrně vyrovnanou a nevyrovnanou vydatností**. Podle způsobu výtoku vody z podzemí se rozlišují prameny **sestupné a výstupné**. Běžné je třídění pramenů podle vlastností horninového prostředí zvodně a jejího podloží:

- vrstevnaté prameny** jsou situované na styku propustné zvodněné a podložní nepropustné horniny,
- puklinové prameny** jsou soustředěny na výchozu pískovců, poréznicích láv, tufů a jiných propustných hornin prostoupených svislými rozevřenými puklinami,
- vzduté prameny** vznikají tam, kde přítomnost nepropustné vrstvy působí jako přirozená překážka proudění průlinové vody a vzdouvá hladinu až do blízkosti zemského povrchu, kde dochází k přirozenému vývěru vody,
- suťové prameny** vyvěrají na svazích či při úpatí terénu pokrytého vrstvou zvětralin, sutí a balvanů.

Podle teploty vody se dále rozlišují **prameny studené**, jejichž průměrná teplota nepřesahuje průměrnou teplotu ovzduší daného místa, a **prameny teplé** (termy) s vodou přesahující teplotu 20 °C. V rámci teplých pramenů se dále rozlišují prameny **vlažné** (hypotermální, do 37 °C), **teplé** či **teplíce** (termální, do 50 °C) a **vřídla** (termy, přes 50 °C).

Podle obsahu minerálních látek lze prameny rozdělit na prameny vody prosté a minerální (více jak 1 g rozpuštěných minerálních látek na 1 l). Minerální prameny dále rozdělujeme podle převládajícího obsahu minerálních látek na:

- kyselky**: větší obsah CO₂,

- b) **alkalické prameny:** uhličitan sodný (př. Bílina)
- c) **železité prameny:** uhličitan železnatý (př. Kynžvart, Toušeň)
- d) **slanice:** minimálně 15 ‰ NaCl (př. Luhačovice)
- e) **hořké prameny:** síran hořečnatý (př. Šaratice)
- f) **sírné prameny:** síran sodný (př. Trenčianské Teplice)

Velmi zajímavým biotopem kombinujícím minerální prameny s doznívajícími projevy sopečné činnosti – výrony sopečných plynů (mofety) je národní přírodní rezervace **SOOS** u Františkových lázní. Zde lze na místě bývalého slaného jezera pokrytého silnou vrstvou křemeliny spatřit unikající CO_2 a vytékající železitou sírano-uhličitano-chloridovou sodnou kyselku.



Obr. 11.4 Císařský pramen v NPR Soos, autor: Aleš Ruda

Klíčové pojmy

průliny/průlinová voda
 pukliny/puklinová voda
 zóna aerace
 zóna saturace
 půdní vláhá
 podzemní voda
 zvodeň
 juvenilní voda
 vadózní voda

adsorpční/zavěšená voda
 vsakující voda
 půdní led
 mineralizace
 volná hladina
 napjatá hladina
 výstupná výška
 volné/hydraulické spojení
 břehová infiltrace

artéský strop
 artéská pánev
 oblast přetlaku
 krasová voda
 vyvěračka
 ponor
 pramen
 vydatnost pramene

Kontrolní otázky a úkoly k tématu -----

1. Jak je v podzemí rozmístěna voda?
2. Vysvětlete princip břehové infiltrace.
3. Jak souvisí sopečná činnost s jednotlivými druhy pramenů?
4. S použitím náčrtku vysvětlete význam artéských pánví jako zdrojů podzemní vody.

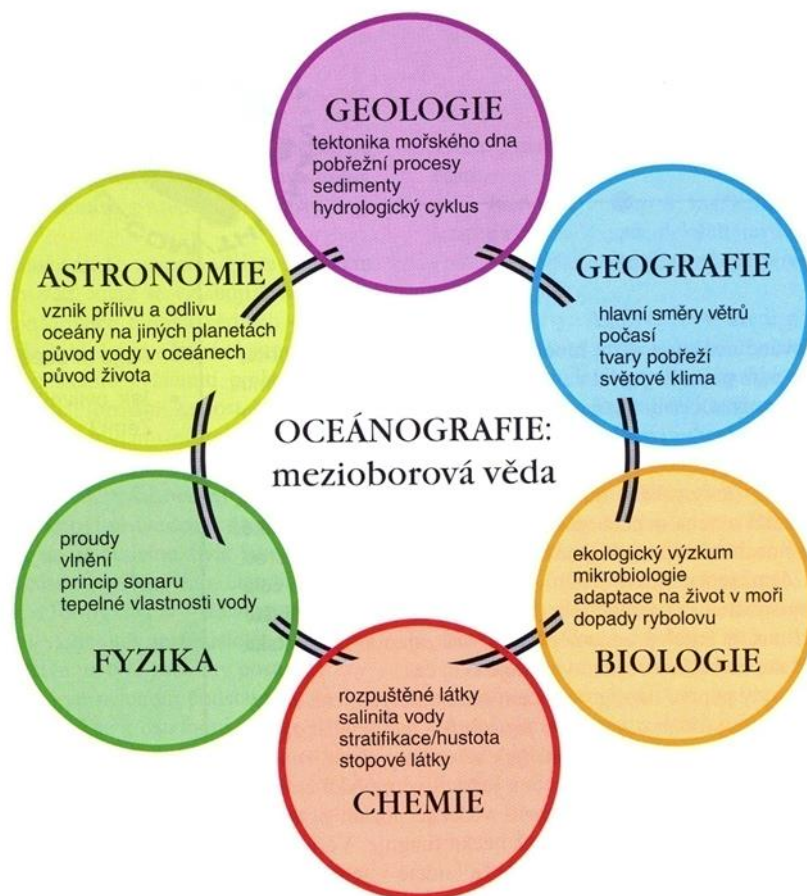
Seznam literatury a zdrojů informací -----

DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.
NETOPIĽ, R. a kol. *Fyzická geografia*, 1. vydání. Praha: SPN, 1984. 272 s.
STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.
TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia*, 1. vydání. Bratislava: Geografika, 2004. 154 s.

Kapitola 12

Základy oceánografie

Oceánografie se jako vědní disciplína objevila ve druhé polovině 19. století, v době, kdy se fyzikální geografové začali zabývat rozložením vodstva na Zemi, fyzikálními a chemickými vlastnostmi moří a oceánů, jejich interakcí s atmosférou a dynamikou s níž formují morfologii mořského pobřeží. Její historické počátky ovšem sahají už do poloviny 17. století, kdy byly poprvé publikovány informace o převládajících mořských proudech, tolik potřebných pro velké námořní plavby. V užším pojetí zahrnuje oceánografie fyzickou geografii moří, v širším pojetí se k ní přidává také mořská biologie, geologie a geofyzika. S ohledem na výše uvedené skutečnosti je oceánografie mezioborová věda, do které přispívá řada dílčích oborů (obr. 12.1).



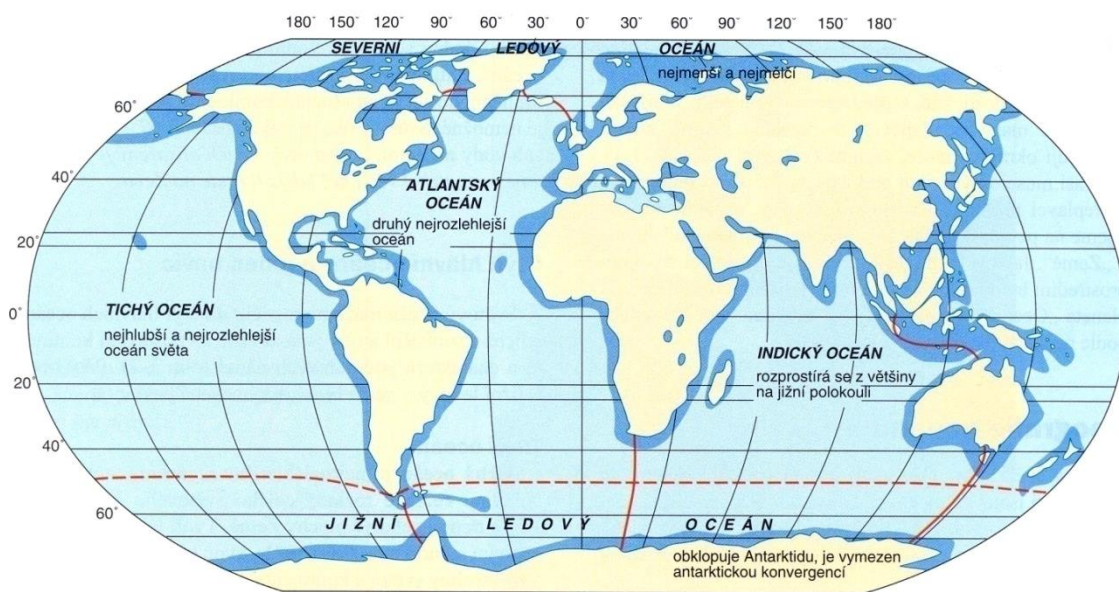
Obr. 12.1 Oceánografie jako mezioborová věda, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Na základě naznačené mezioborové integrace lze identifikovat následující obory oceánografie:

- fyzická oceánografie** – studuje fyzikální vlastnosti mořské vody, její pohyb (vlnění, dmутí, mořské proudy) a interakci oceán – atmosféra,
- chemická oceánografie** – zabývá se chemickým složením mořské vody,
- mořská biologie** – studuje různé formy mořského života a vztahy mezi organismy,
- mořská geologie a geofyzika** – zkoumá podstatu vzniku moří a oceánů v návaznosti na strukturu oceánského dna, analyzuje sedimenty na mořském dně atd.,
- aplikovaná oceánografie** – využívá teoretických znalostí k hospodářskému využití (identifikace ložisek nerostných surovin a jejich těžba, vymezení rybolovných oblastí, logistika námořní dopravy aj.).

Části světového oceánu

Na základě rozhodnutí Mezinárodní hydrografické organizace z roku 2000 přibyl k původním čtyřem oceánům (Tichý, Atlantský, Indický a Severní ledový oceán) ještě pátý oceán. Jižní (ledový) oceán se rozkládá okolo Antarktidy a je vymezen hranicí **antarktické oceánské konvergence**, kdy se chladné vody oceánu noří pod teplejší vody sousedících oceánů (obr. 12.2).



Obr. 12.2 Vymezení světových oceánů, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

V systému světového oceánu lze identifikovat jeho následující části:

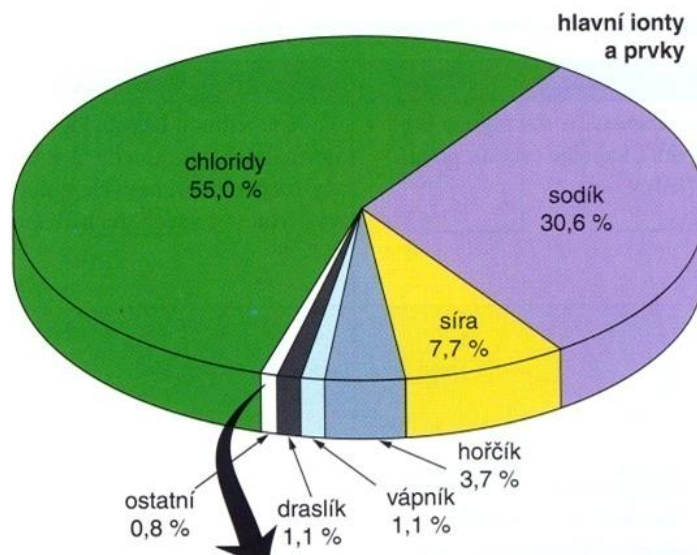
- oceány** se s výjimkou Jižního ledového oceánu rozprostírají mezi kontinenty, mají hluboké pánve s hloubkami přes 4000 až 6000 m, samostatný systém proudů a dmутí (přílivů a odlivů), vlastní vodní masy s typickým rozložením teplot a salinity a vlastní systém mořských sedimentů,
- moře** jsou části oceánů vnikající do pevniny nebo oddělené od oceánu řetězcem ostrovů
 - okrajová moře** jsou oddělena souší od oceánu nedokonale (poloostrovem či řetězcem ostrovů), s oceány jsou široce a volně spojena a jejich proudový systém je součástí oceánského proudového systému, teplota a salinita vod se příliš neliší od teploty a salinity oceánu.,

- **vnitřní moře** jsou téměř úplně obklopena souší a s oceánem jsou spojena jen průlivy, mají samostatný proudový systém, jejich teplota se odvíjí a salinita závisí na množství ústících vodních toků,
 - **středozevní moře** jsou příkladem vnitřních moří, která se vyskytují mezi dvěma pevninami (Středozevní a Karibské moře, Rudé moře aj.),
- c) **zálivy** (rozsáhlejší) a **zátoky** jsou menší části oceánu nebo moře vnikající do pevniny, některé zálivy však mají všechny vlastnosti okrajových moří (např. Biskajský, Guinejský, Aljašský záliv) nebo naopak moře spíše vlastnosti zálivů (Bílé, Azovské moře),
- d) **průliv** je zúženou část moře nebo oceánu mezi pevninami nebo mezi souší a ostrovy (př. Bosporský, Davisův, Mosambický průliv).

12.1 Chemické vlastnosti mořské vody

12.1.1 Salinita

Salinita (slanost) vyjadřuje celkové množství pevných látek rozpuštěných v 1 litru vody včetně plynů, protože i ty se při nízkých teplotách přeměňují do skupenství pevného. Salinita se vyjadřuje v promilích nebo procentech, přičemž hodnota v procentech přímo určuje množství látek v gramech rozpuštěných v 1 litru vody. Průměrná salinita mořské vody je 35 ‰. Z hlavních prvků, které formují nejvíce zastoupené soli NaCl a MgSO₄ jsou nejvíce zastoupeny chlor, sodík, síra a hořčík (obr. 12.3).



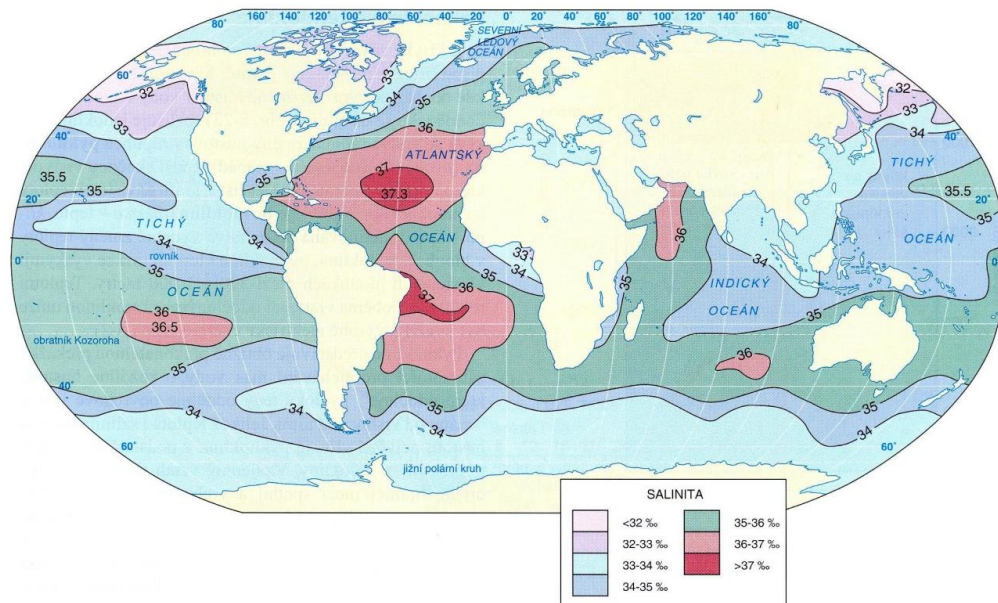
Obr. 12.3 Hlavní prvky zastoupené v mořské soli, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Salinita není plošně stálá, ale s ohledem na celou řadu procesů se mění. Nejvýrazněji hodnotu salinity ovlivňují srážky, výpar, říční přítoky, tání mořského ledu, tvorba mořského ledu a tání ledových ker. Vliv konkrétních projevů těchto procesů shrnuje tab. 12.1.

Proces	Jak je uskutečňován	Co přidává či ubírá	Vliv na soli v mořské vodě	Vliv na H ₂ O v mořské vodě	Salinita klesá nebo stoupá?	Zdroj pitné vody?
Atmosférické srážky	přímo do oceánu v podobě deště, sněhu či krup	přidává jen sladkou vodu	žádný	více H ₂ O	klesá	–
Říční přítoky	řeky přivádějí do oceánu vodu	přidává z většiny sladkou vodu	zanedbatelné přidávání soli	více H ₂ O	klesá	–
Tání ledových ker	odlamováním od ledovce se uvolňují do moře	přidává jen sladkou vodu	žádný	více H ₂ O	klesá	ano, antarktické ledové kry bývají loděmi vlečeny k břehům Jižní Ameriky
Tání mořského ledu	mořský led taje v oceánu	z většiny přidává sladkou vodu	přidává malé množství soli	více H ₂ O	klesá	ano, po roztátí je starší mořský led použitelný k pití
Tvorba mořského ledu	v chladných oblastech mořská voda zamrzá	ubírá hlavně sladkou vodu	30 % solí mořské vody v ledu zůstává	méně H ₂ O	stoupá	ano, několikrát opakovaným procesem mrazení a následného roztátí se dá získat pitná voda
Evaporace (výpar)	v horkých klimatech se voda vypařuje	ubírá jen čistou vodu	žádný (soli zůstávají v moři)	méně H ₂ O	stoupá	ano, evaporací a následnou kondenzací

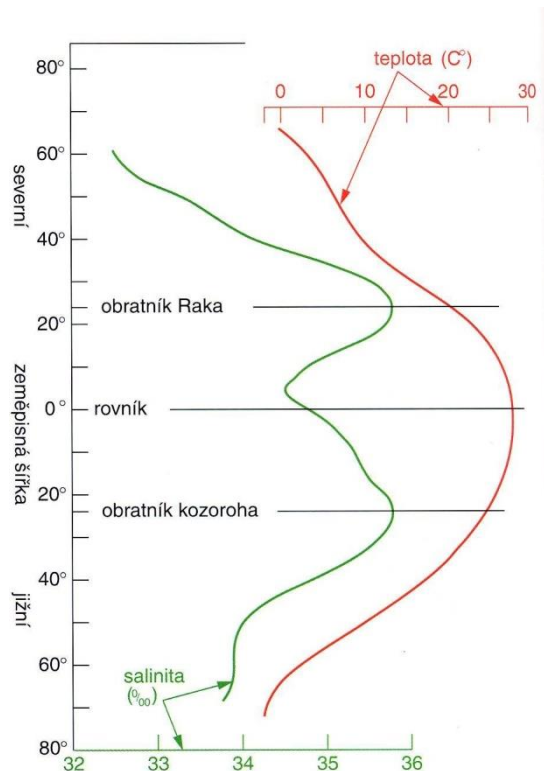
Tab. 12.1 Vliv jednotlivých procesů na celkovou hodnotu salinity mořské vody, zdroj: Thurmann, Trujillo, 2005

Z obrázku 12.4 vyplývá, že na povrchu oceánu je salinita především výsledkem odpařování, což způsobuje zvyšování salinity, a zředování, tím dochází ke snižování salinity dešťovými srážkami a přítokem říční vody. Zjednodušené zonální rozložení salinity narušují lokální vlivy, jako je absence světových veletoků, poloha moře, rozloha oceánu či klimatický vliv pevniny (obr. 12.5). Nejvyšší hodnoty salinity tak byly naměřeny v Rudém moři (42 ‰) a naopak nejnižší v Baltském moři (4–6 ‰). V místech, kde se míší sladká voda se slanou, se nachází tzv. **brakické vody**.



Obr. 12.5 Hodnoty salinity světových moří a oceánů, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Ačkoliv jsou nejvyšší průměrné roční hodnoty teploty vzduchu naměřeny v rovníkových oblastech, a očekával by se zde vysoký výpar, největší hodnoty salinity se však vyskytují v okolí obratníků. Je to způsobeno vysokými ročními srážkovými úhrny a množstvím přitékající říční vody v rovníkových oblastech a minimálními srážkami s minimem ústíčních vodních toků v oblasti obratníků (obr. 12.6). Směrem k polárním oblastem se v důsledku nižšího výparu hodnota salinity dále zmenšuje, zde však dochází v důsledku tání a tvorby mořského ledu ke kolísání hodnot salinity. Zajímavé je také posunutí části křivky s nejnižší hodnotou salinity na sever od rovníku, což je způsobeno ústím největších světových veletoků právě v těchto oblastech.



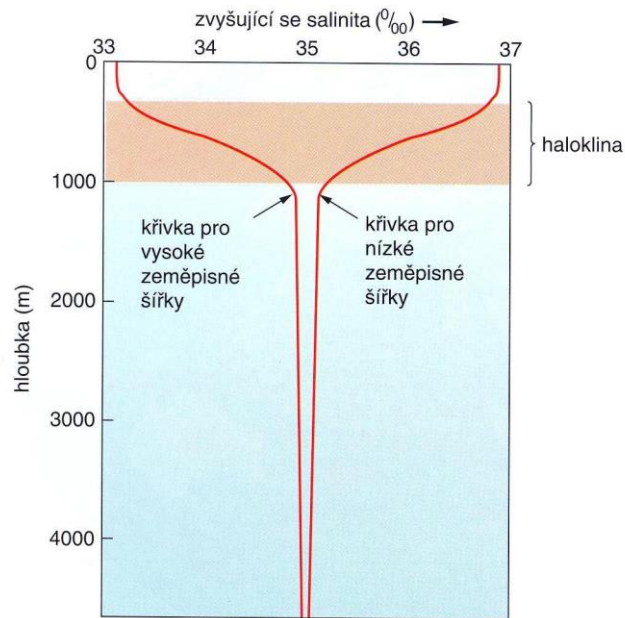
Obr. 12.6 Porovnání hodnot průměrné roční teploty a salinity, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Výše popsané změny platí v povrchové vrstvě moří a oceánů, se vzrůstající hloubkou se hodnoty salinity také mění. Porovnáme-li nejnižší (salinita je vyšší a s hloubkou klesá) a nejvyšší (salinita je nižší a s hloubkou se zvyšuje) zeměpisné šířky, zjistíme, že prvních cca 400 metrů se hodnota salinity téměř nemění, dále se ale rychle mění. Tato změna se ustálí v hloubce cca 1000 m, odkud se již jen nepatrně mění. To je výsledek toho, že všechny procesy ovlivňující salinitu probíhají pouze na povrchu oceánu a nikoli v hloubce. Rozmezí rychlé změny salinity v hloubce 400–1000 m se nazývá **haloklina** (obr. 12.7).

12.1.2 pH mořské vody

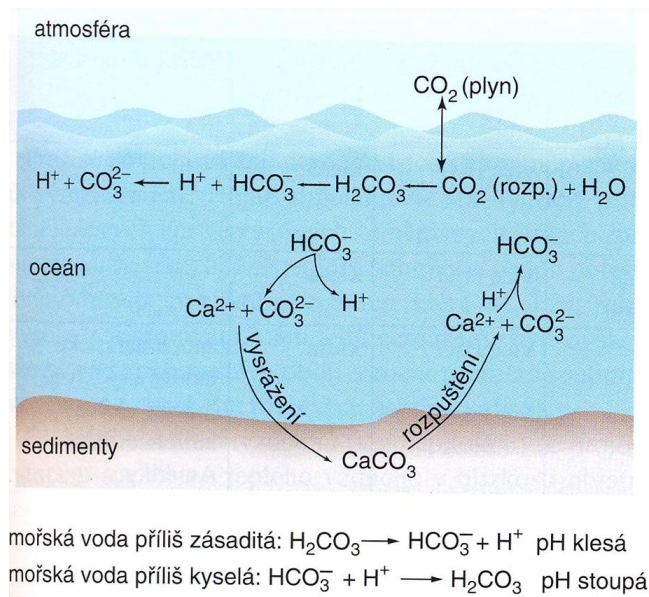
Výrazný podíl na pH mořské vody má cyklus uhlíku, který se uskutečňuje jak mezi oceánem a souší, tak uvnitř oceánu. Koncentrace oxidu uhličitého je ve svrchních vrstvách moří a oceánů v rovnováze s atmosférickými hodnotami. Zvýší-li se jeho koncentrace v atmosféře, přechází do vodního prostředí. Voda reaguje s atmosférickým oxidem uhličitým za vzniku slabé kyseliny uhličitě a podle pH okolního prostředí dochází ke zpětnému rozkladu nebo k částečné či úplné disociaci. Je-li mořská voda příliš zásaditá, dojde k chemické reakci, při níž se do mořské vody uvolní kationt H^+ , který způsobí snížení pH. Je-li mořská voda

příliš kyselá, dojde k chemické reakci, při níž se kationt H^+ sloučí se s aniontem HCO_3^- za vzniku H_2CO_3 a pH vody stoupá. V oceánu vzniká uhličitan vápenatý, část se vysráží a ukládá se na mořském dně, odkud se následným rozpuštěním uvolňuje opět do moře. Tento složitý systém udržuje pH mořské vody na průměrné hodnotě 8,1.



Obr. 12.7 Změna salinity s hloubkou, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

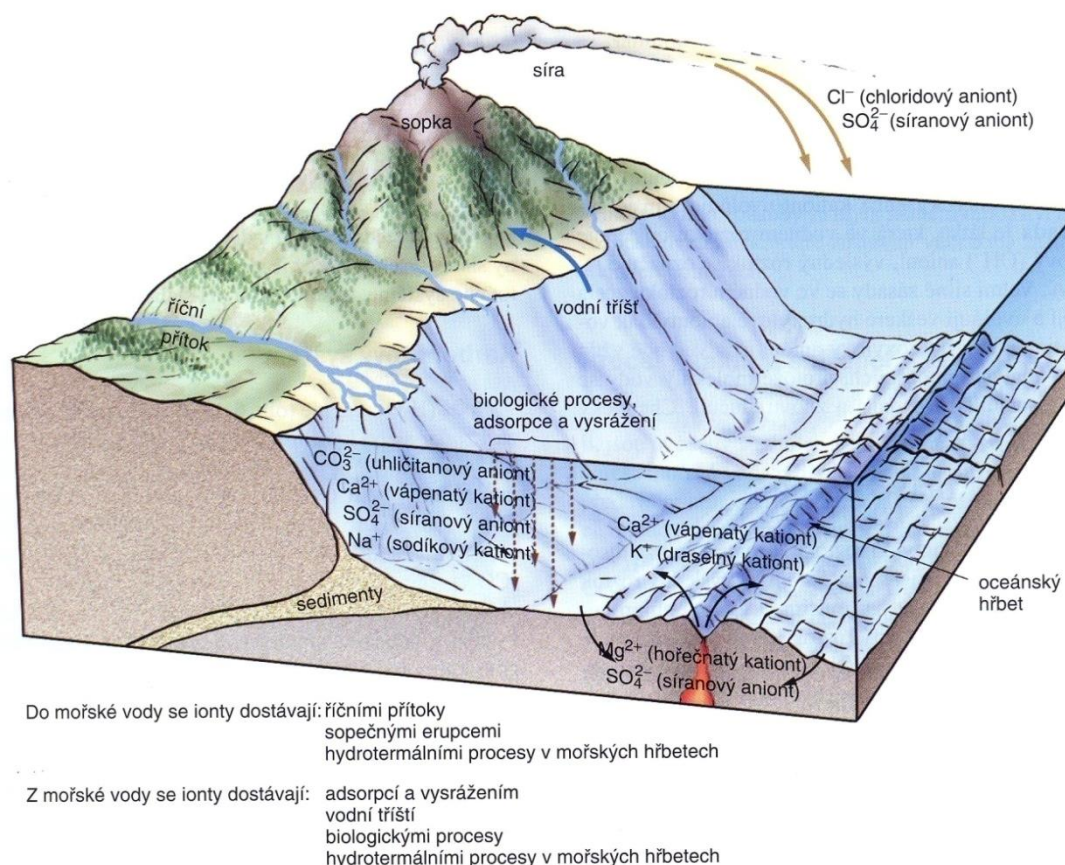
Karbonátový systém (obr. 12.8) reguluje pH prostředí oceánu, chrání oceán před příliš kyselá či zásaditá. Jelikož chladná voda dokáže lépe rozpouštět plyny, obsahuje voda při hladině méně oxidu uhličitého než mořská voda v hlubších částech oceánu. Ve větších hloubkách nenarůstá kyselost prostředí, protože díky hromadění odumřelých vápenatých schránek některých planktonních organismů se kyselina uhličitá částečně neutralizuje.



Obr. 12. 8 Karbonátový systém, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

V určité hloubce oceánu se nachází tzv. **karbonátová kompenzační hladina**, pod kterou se uhličitán vápenatý nevyskytuje již v pevné formě, ale díky přítomnosti kyseliny uhličitě je rozpuštěný ve vodě.

Do mořské vody se kromě vápenatých a hydrogenuhličitánových iontů dostává celá řada dalších prvků (obr. 12.9). Mezi klíčové procesy dopravy do oceánu patří říční přítoky, sopečná erupce a hydrotermální procesy. Naopak z moře ven se ionty dostávají zejména vysrážením, vodní tříští, biologickými procesy či hydrotermálními pochody v oceánských hřbetech.



Obr. 12.9 Transportní cesty iontů prvků z oceánu a do oceánu, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

S nárůstem počtu obyvatel planety Země je stále aktuálnější otázka zajištění dostatečného množství pitné vody. Protože v mnoha oblastech již pevninská voda nestačí krýt spotřebu obyvatel a hospodářství, využívají lidé vodu mořskou. Ta sama o sobě ale pitná není. Obsahuje totiž příliš velké množství soli. **Odsolováním** je však možné z ní vytvořit užitkovou i pitnou vodu. V současné době je činných na třináct tisíc odsolovacích zařízení vytvářejících cca 1 % veškeré pitné vody na Zemi. Mezi nejpoužívanější způsobu odsolování patří **destilace**, při níž se mořská voda zahřeje až k bodu varu a vznikající vodní pára je zachycována a v chladiči kondenzuje jako čistá voda. Takto odsolená voda je však abnormálně „čistá“ (ze slané vody o 35 ‰ vznikne voda o salinitě 0,03 ‰) a mohla by způsobit zdravotní problémy, proto je nutné ji náležitě upravit. Samotný destilační proces je energeticky velmi nákladný a tak se využívá solárního tepla (př. Izrael, Peru) či odpadního tepla z elektráren. Z dalších technologicky náročnějších metod lze zmínit elektrolýzu, obrácenou osmózu či separaci mrzutím.

12.2 Fyzikální vlastnosti mořské vody

12.2.1 Teplota mořské vody

Hlavními příčinami změny teploty mořské vody a vzniku vertikálních teplotních gradientů je pohlcování slunečního záření, konvektivní přenos tepla pod hladinou a kondenzace vodní páry na hladině. Přínos energie určující ohřívání mořského povrchu se uskutečňuje hlavně pohlcováním přímého a rozptýleného slunečního záření (radiace), konvektivním přenosem tepla z atmosféry a kondenzací vodní páry na hladině. Ochlazování mořské vody na povrchu nastává vyzařováním z hladiny, konvektivním přenosem tepla do atmosféry a výparem. Sluneční záření je pohlcováno z největší části ve vrstvě vody do 1 m. V krajinné sféře se projevuje světový oceán jako obrovská zásobárna tepla i jako regulátor teploty ovzduší na celé Zemi, protože přijímá více sluneční energie než přilehlé pevniny.

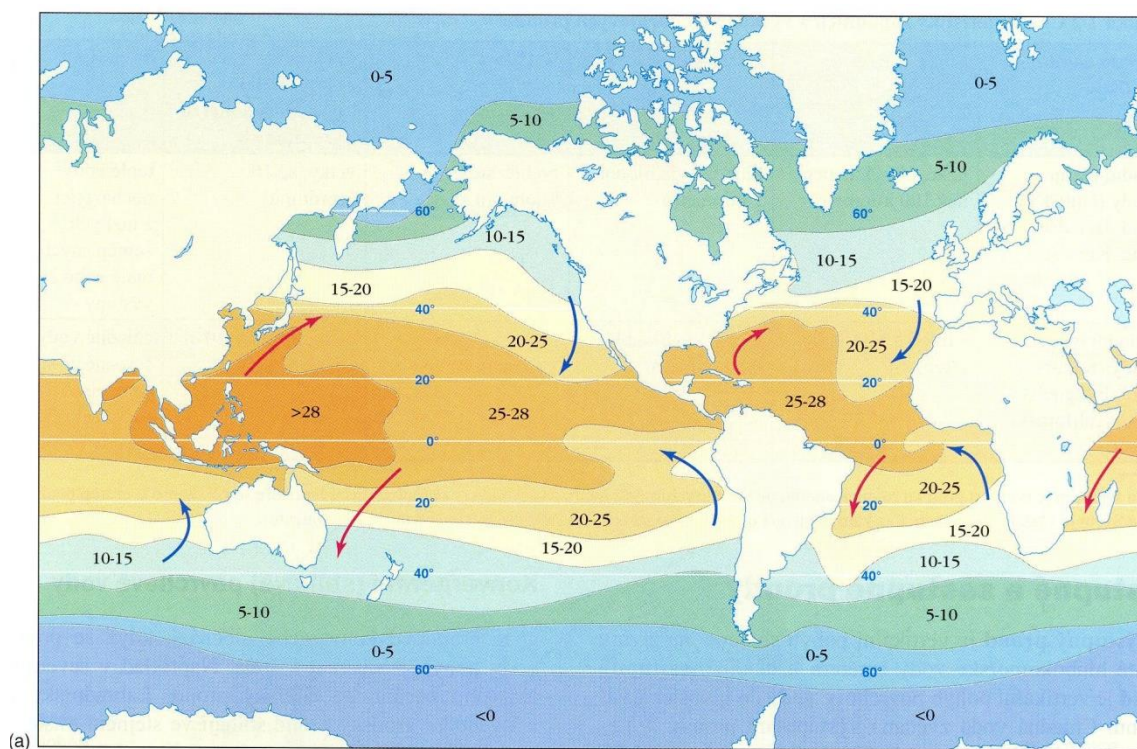
Přenos tepla v oceánech probíhá ve směru horizontálním i vertikálním. V zásadě se přenáší teplo z nižších zeměpisných šířek, kde je ho přebytek, do oblastí vyšších zeměpisných šířek, kde je deficit tepla. Na tepelné výměně se podílejí mořské proudy. Přenos tepla se ve vertikálním směru se realizuje konvekčním prouděním a turbulencí.

Konvekční proudění souvisí se změnou hustoty vody podmíněnou teplotou a salinitou. Teplejší, ale slanejší vody při klesání do hloubky přenášejí i teplo. Chladnější vody také klesají do větších hloubek, ale pohybují se směrem do oblastí teplejších vod (z cirkumpolárních oblastí k rovníku). Tato konvekce podmíněná změnou salinity a teploty se označuje jako **konvekce termohalinní** a je předpokladem pro hlubinné proudění vodních mas. Její intenzita je závislá na teplotním gradientu, a proto je při vyvinuté skočné vrstvě omezena jen na její hloubku.

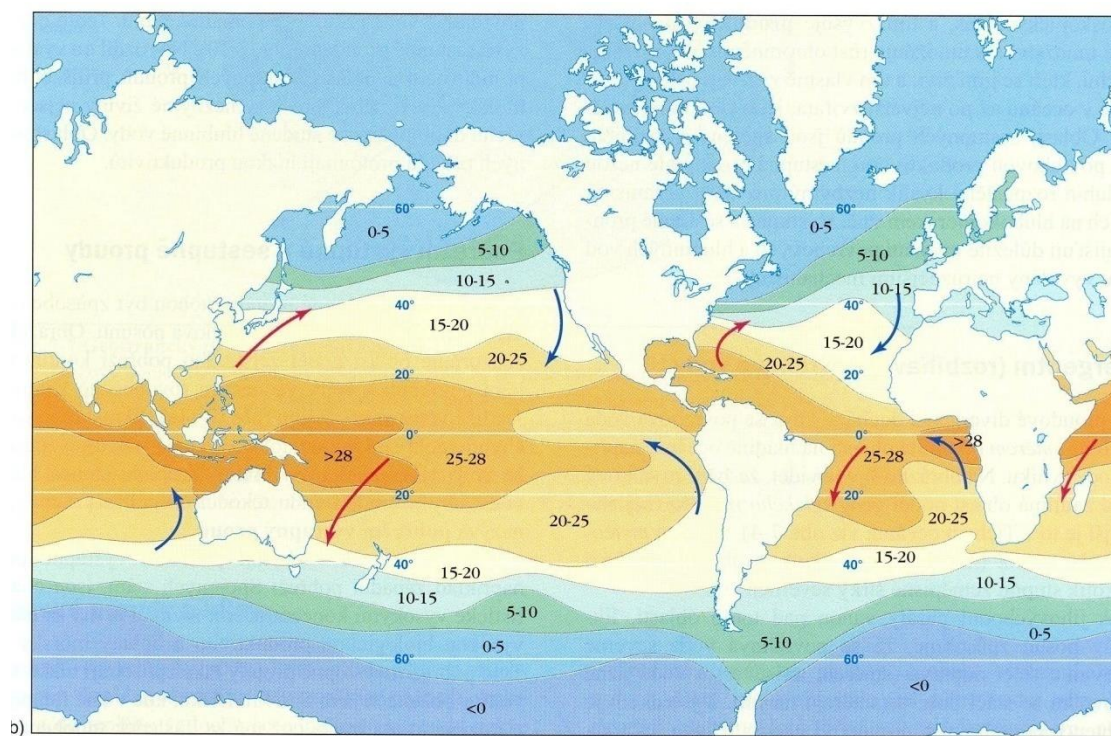
Turbulence je vířivý pohyb vodních částic v podobě vírů, které vznikají i při nerovnoměrném horizontálním proudění. Ve vírech je svrchní, obvykle teplejší voda strhávána do hloubky, kde se mísí s chladnější vodou a zvyšuje její teplotu. Toto mechanické míšení vod, jehož příkladem je Gofský proud u jihovýchodního a východního pobřeží USA, zasahuje obvykle vrstvu mocnou jen několik metrů.

Teploty svrchní vrstvy vody jsou na přehledných mapách znázorňovány izotermami. Jejich průběh sleduje jen zhruba průběh rovnoběžek. Přes tyto odchylky lze hovořit o horizontální pásmovitosti v rozložení teplot svrchní vrstvy vody světového oceánu (obr. 12.10, 12.11.). Průměrná teplota svrchní vrstvy světového oceánu je 17,5 °C. Minimální teplota -1,9 °C je dána zamrznáním slané mořské vody, maximální 30 °C je podmíněna teplotou ovzduší a slunečním zářením.

Osa nejvyšších povrchových teplot vody bývá nazývána **teplotní rovník**. Ten se v průběhu roku mírně posunuje a v některých částech oceánů přesahuje i na jih od geografického rovníku. V průměru jsou povrchové vody teplejší na severní polokouli než na jižní. Je to výsledek vlivu silně zaledněné polární oblasti jižní polokoule, odkud proudí velké množství polárního ledu do nižších šířek, kde ochlazuje vodu, a dále odtoku teplejších vod z rovníkových šířek z jižní na severní polokouli.

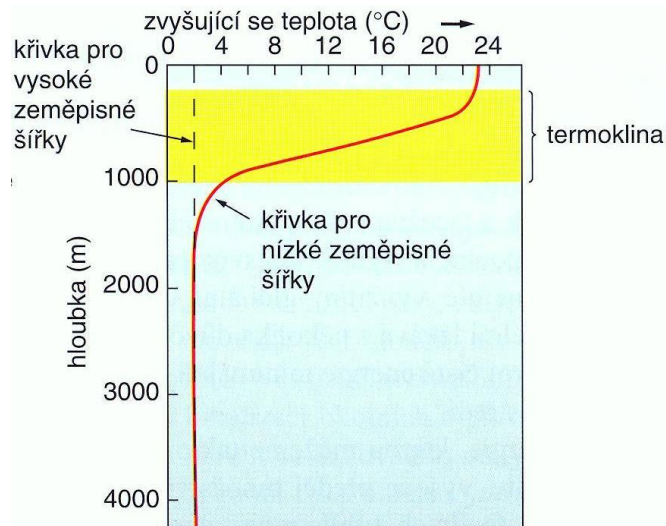


Obr. 12.10 Geografické rozložení povrchových teplot světového oceánu v srpnu (údaje ve °C), zdroj: zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

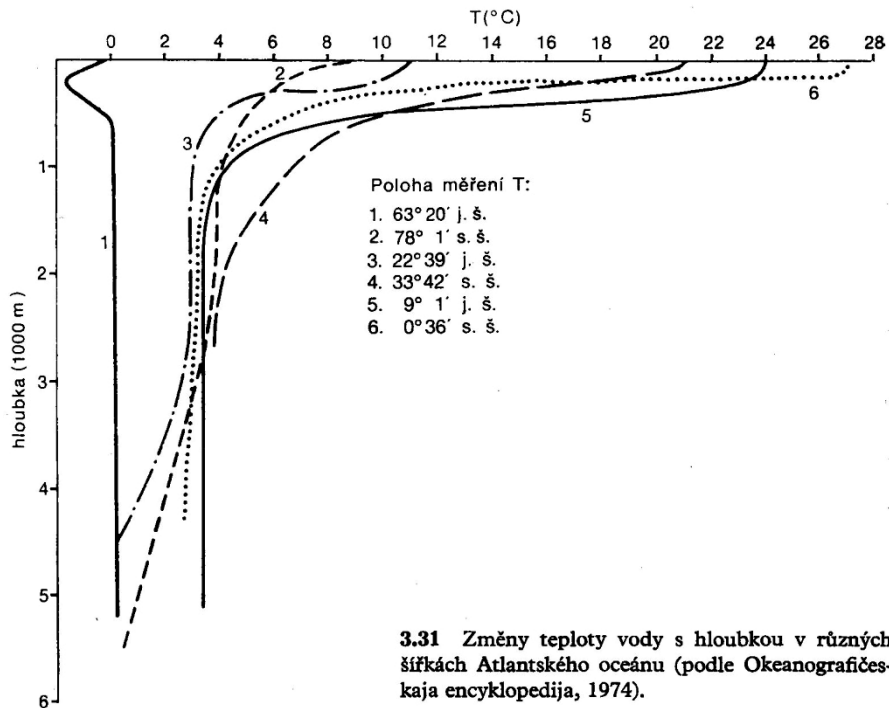


Obr. 12.11 Geografické rozložení povrchových teplot světového oceánu v únoru (údaje ve °C), zdroj: zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Změna teploty mořské vody s hloubkou je nejnápadnější v tropickém pásu (obr. 12.12) a směrem k polárním oblastem se rozdíly zmenšují. V okolí rovníku se teplota povrchové vody pohybuje kolem 26–27 °C a po zhruba 100–300 metrech nastává do hloubky 1 000 m rychlý pokles teploty až na 4 °C, při dně hlubokomořských pánví je teplota pouze 2–3 °C. Tato skočná vrstva se označuje jako **termoklina**. Mocnosti svrchní teplé vrstvy směrem k pólům ubývá (obr. 12.13). Teplota hlubinných vod okrajových a vnitřních moří je závislá na geografické pozici moří či jejich částí a na míře jejich spojení s oceánem. Vnitřní moře, oddělená od oceánu vysokým prahem, mají vlastní teplotní režim hlubinných vod ovlivňovaný nejen klimatickými poměry, ale i prouděním jako výsledku celkové vodní bilance a tvaru reliéfu dna.



Obr. 12.12 Pokles teploty mořské vody s hloubkou, zdroj: zdroj: Thurman, Trujillo, 2005



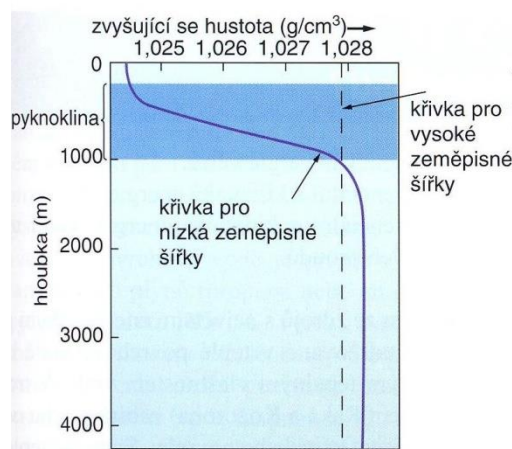
Obr. 12.13 Změny teploty s hloubkou v různých zeměpisných šířkách Atlantského oceánu, zdroj: Netopil, 1984

12.2.2 Hustota mořské vody

Mořská voda má při salinitě 35 ‰ a teplotě 0 °C hustotu 1,028 g.cm⁻³ (hmotnost 1 m³ asi 1028 kg) a při teplotě 20 °C hustotu 1,024 g.cm⁻³. Hustota vody, a tedy i její hmotnost závisí na:

- **teplotě:** s rostoucí teplotou vody její hustota klesá,
- **salinitě:** s rostoucí salinitou hustota roste,
- **tlaku:** se zvyšujícím tlakem hustota roste.

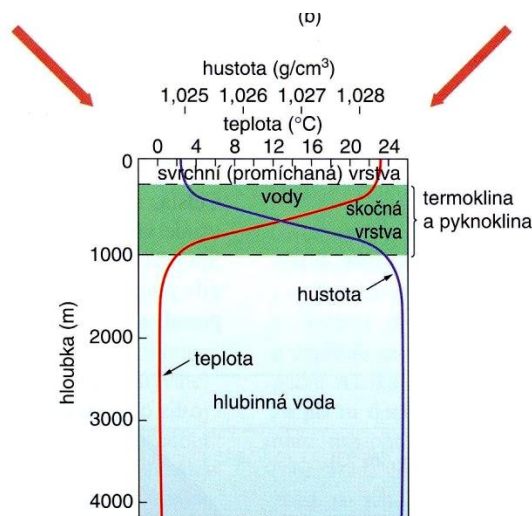
Maximální hustoty dosahuje při 4 °C a s dalším poklesem teploty k 0 °C se mírně zmenšuje. Změny hustoty povrchové vrstvy vody vyvolávají již zmíněné konvekční proudění, klesání studených polárních vod a jejich pomalý pohyb k rovníku (hlubinné proudění). Vliv tlaku je téměř zanedbatelný, protože se projevuje až ve větších hloubkách.



Obr. 12.14 Závislost hustoty mořské vody na hloubce, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Obr. 12.14 poukazuje na závislost hustoty mořské vody na hloubce. Z křivky pro nízké zeměpisné šířky je patrná nízká hodnota hustoty v povrchové vrstvě. Protože je povrchová vrstva dobře promíchávána, je její nárůst pomalý až do hloubky 300 m, odkud dochází k jejímu rychlému nárůstu až do hloubky 1 000 m. Mluvíme o tzv. **pyknoklině**. Od její spodní hranice se hustota mění jen nepatrně. Z křivky pro vysoké zeměpisné šířky vyplývá jen minimální změna hustoty s rostoucí hloubkou. Příčinou je celoroční nízká teplota povrchové vrstvy, která hustotu mořské vody udržuje na poměrně vysokých hodnotách. Ještě větší ochlazování pak způsobuje nárůst hustoty a pokles vody do větších hloubek, čímž vzniká základ pro hlubokomořské (**termohalinní proudění**). V mořských úžinách, kde je rozdílná salinita sousedních moří a tedy i hustota vody, se vyskytuje trvalé intenzivní proudění, při němž slanější vody tečou jako spodní proud do moře méně slaného a méně slané vody jako svrchní proud opačným směrem.

Největší vliv na hustotu mořské vody má její teplota. Na obr. 12.15 si můžeme všimnout, že průběhy křivek závislosti těchto veličin jsou téměř stejné. Jediný rozdíl, dokumentující jejich nepřímo úměrný vztah, je, že jsou zrcadlově obrácené. Pyknoklina zabraňuje intenzivnímu promíchávání vodních mas o rozdílné hustotě. Lze tedy říci, že odděluje povrchové vrstvy oceánu od spodních vrstev. Pyknoklina, haloklina i termoklina se vyskytují ve stejných hloubkách, a protože hustota mořské vody je převážně ovlivňována její teplotou a salinitou, je pyknoklina průnikem halokliny a termokliny. Této průnikové vrstvě se říká **skočná vrstva**, nad ní se nachází dobře promíchávaná **svrchní vrstva vody** a od spodní hranice skočné vrstvy až k oceánskému dnu se rozkládá **hlubinná voda** s nižší teplotou a vyšší hustotou.



Obr. 12.15 Opačná závislost teploty a hustoty na hloubce, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Při salinitě 35 ‰ a hustotě $1,028 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ zamrzá mořská voda při teplotě $-1,9 \text{ }^\circ\text{C}$. Poněvadž mořský led obsahuje zbytky plynů, vody i různé nečistoty, je jeho hustota $0,857$ až $0,920 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (čistý led má hustotu $0,91676 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Obsah solí v ledu závisí na rychlosti krystalizace a na jeho stáří. Při rychlejší tvorbě obsahuje více soli, stárnutím se z něho sůl vylučuje vertikální difúzí. Proto má mořský led vertikálně členitou až stébelnatou texturu. Při velmi rychlém tvoření mívá led na povrchu solné výkvěty. Nový led má jiskřivě bílou barvu, starý, méně slaný, je naředěný nebo namodralý. Rychlost tvoření ledové pokrývky na moři je ovlivněna mírou rozvlnění hladiny, sněžením, salinitou, ale i zásobami tepla ve svrchní i hluboké vrstvě vody. Souvislý ledový pokryv o mocnosti až do 2,5 m se označuje jako **tabulový led**, který může silný vítr vanoucí z pevniny rozbít v ledová pole a vítr vanoucí od moře ho může na pobřeží navršit do ledových valů. Vlněním, dmutím i změnou směru větru se láme a kupí v **ledovou návrš**. Ta se při tání rozpadá v **ledovou tříšť**. Telením ledovce (odlamováním) vznikají velké **ledové kry** (icebergy, ledové hory), které jsou z grónského pevninského ledovce nebo antarktického ledovcového štítu unášeny mořským prouděním až k 30° s. a j. š.

Barva mořské vody

Barva mořské vody závisí převážně na množství rozpuštěných minerálních látek. V pobřežních oblastech, kde vodní toky přinášejí velké množství spraše, jílu či hlíny se zbarvuje do žluta a hněda. Příkladem může být Žluté moře, do kterého řeka Chuang che přináší množství sprašových sedimentů. Vyskytuje-li se v moři hojně plankton, zbarvuje vodu do zelena, někdy do zelenohněda (Severní a Baltské moře). Právě díky vysokému obsahu fotosyntetických pigmentů jsou nejvíce odráženy vlnové délky žlutého a zeleného světla. Naopak moře chudá na plankton mají málo rozptýlených částic s fotosynteticky aktivními pigmenty a jsou zbarvena modře (př. Středozemní moře), někdy až kobaltově modře. Takovým mořím se říká **mořské pouště** (př. Sargassové moře). Lokální odchylky zbarvení může způsobit například přítomnost červených řas (rod *Trichodesmium*) v Rudém moři, které jej místy zbarvují do červena. Někdy název moře napovídá o jeho procesech (př. bílá barva každoročně zamrzajícího Bílého moře), jindy je spíše klamavá (Černé moře má zelenou až žlutohnědou barvu). Průhlednost mořské vody se stejně jako pevninských vodních ploch měří Secchiho kotoučem.

12.2.3 Pohyby mořské vody

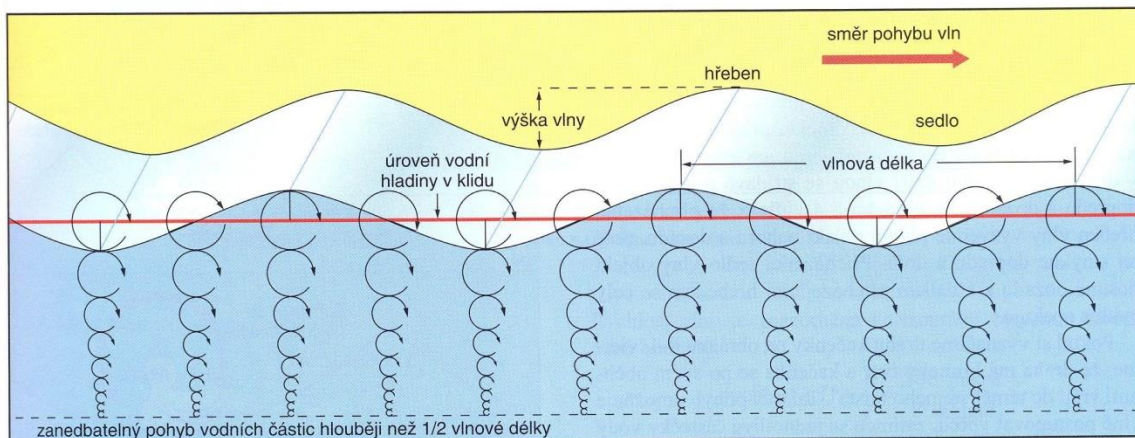
Uskutečňuje-li se pohyb vodních částic v uzavřených dráhách, mluvíme o vlnění. Mezi pohyby ve vertikálním a horizontálním směru dále náleží mořské proudění, mořské proudy a mořské dmutí. Mezi jednotlivými druhy pohybů oceánské vody nejsou příliš ostré hranice, protože samotné vlnění u pobřeží může dát vzniknout příbřežním proudům. Mezi stěžejní příčiny pohybu oceánských vod náleží **astronomické** a **atmosférické** vlivy, geodynamické vlnění je způsobeno zase sopečnou a zemětřesnou činností. V souhrnu pak lze identifikovat následující příčiny:

- přitažlivá síla Měsíce a Slunce (mořské dmutí),
- všeobecná cirkulace atmosféry (povrchové proudy),
- nerovnoměrné ohřívání vody v různých zeměpisných šířkách, rozdílná salinita (hlubinné proudění),
- gradienty atmosférického tlaku (vlnění),
- vliv podmořského zemětřesení (tsunami),
- sopečná činnost (tsunami).

12.2.3a VLNĚNÍ

Vlnění představuje pohyb vodních částic po uzavřených kruhu blízkých drahách. Příčinou vzniku všech vln je uvolnění energie. V závislosti na jeho původu rozlišujeme vlnění eolické, vnitřní vlnění, stojaté vlnění, geodynamické vlnění a rázové vlnění. Eolické vlnění je vyvoláno proudícím větrem a u každé vznikající vlny můžeme rozlišit hřbet a vpadlinu (důl). Základními parametry vln (obr. 12.16) jsou:

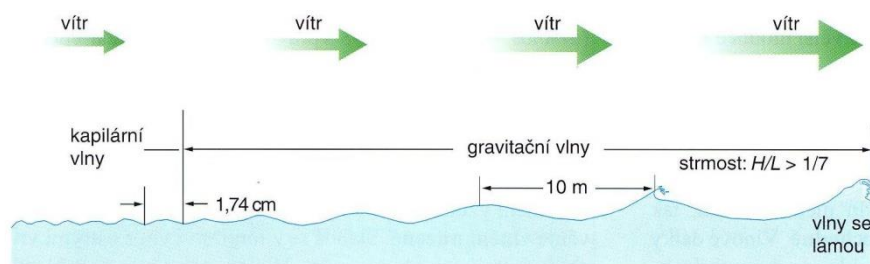
- a) **délka vlny** – horizontální vzdálenost mezi dvěma hřbety,
- b) **výška vlny** – vertikální vzdálenost mezi nejvyšším bodem hřbetu a nejnižším bodem za ní následující vpadliny,
- c) **perioda vlny** – doba mezi přechodem dvou po sobě následujících hřbetů vln stejným bodem,
- d) **rychlost vlny**, již je podíl délky vlny a její periody.



Obr. 12.16 Základní parametry vlny, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Výška vln je nejčastějším měřítkem jejich velikosti a spolu s tvarem slouží k poznání typu vlnění. Dalším ne méně významným parametrem je **délka rozběhu** čili na velikost plochy vodní hladiny, na kterou vítr působí. Proto jsou v zálivech, okrajových i vnitřních mořích výšky vln podstatně menší. Podle tvaru vln a příčin jejich vzniku se rozlišují eolické vlny nucené a vlny volné. **Nucené vlny** vznikají v oblastech pod přímým účinkem větru. Jsou složitým systémem jednotlivých typů vln o různém směru, výšce, periodě

a rychlosti. V hloubce rovné polovině délky vlny se orbitální pohyb vodních částic mění v nakloněnou elipsu, kdy se hřbet vlny zostřuje, překlápí a láme. Při lámání se do vody strhává vzduch způsobující i bělavé zabarvení hřebene překlápějícího se do vpadliny. Na mělkém pobřeží může zlomení hřbetu proběhnout i vícekrát za sebou při zmenšující se výšce vlny. Místo, kde se hřbet vln láme, se označuje názvem **vnolam** (breaker). Se stoupající rychlosti větru se v důsledku vzniku tlaku a napětí nad mořskou hladinou zvyšuje výška vln a původní kapilární vlny (o vlnové délce menší než 1,74 cm), kdy je v rovnováze povrchové napětí vodní hladiny a gravitační síly, přechází ve vlny gravitační (vlnová délka větší než 1,74 cm), kdy nad silou povrchovou začne převládat síla gravitační (obr. 12.17). Většina vln přechází směrem k pobřeží z hlubokovodních na přechodná a dále na mělkovodní vlny. Jakákoli překážka způsobí uvolnění částí energie a zpěnění vody. Mělkiny pohybující se vlny postupně zpomalují. Nicméně vlny, které za nimi následují, si stále udržují původní rychlost, a když se zkrátí jejich vlnová délka, zvýší svou výšku. Jakmile strmost vln (podíl výšky k délce) přesáhne 1:7, vlny se lámou a vzniká **příboj**. Uvolněná energie je tak obrovská, že může pohybovat i několika tunovými objekty. Blíží-li se příbojová vlna v malém úhlu k pobřeží, část vlny se již může o mělkinu zpomalovat a stáčí tak hřben vlny téměř souběžně s pobřežím. Dochází k tzv. **refrakci vln**. Pokud přicházející příbojová vlna narazí na pevnou překážku (pobřežní zeď, skalní útes) dochází k jejímu odrazu a zpětnému pohybu proti další přicházející vlně. S ní interferuje, a pokud se střetnou dvě protichůdné vlny o stejných vlnových délkách, může vzniknout **stojatá vlna**, která vypadá, jako by stála na místě.



Obr. 12.17 Kapilární a gravitační vlny, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

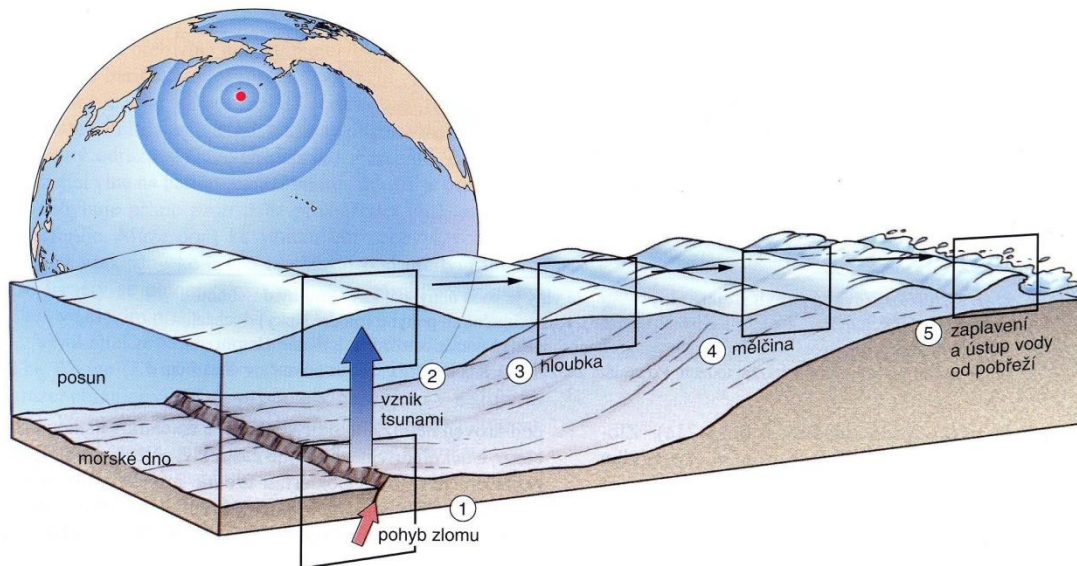
Volné vlny vznikají v oblastech, kde se rychlost větru zpomalí na tolik, že je vlnění rychlejší než vítr. Jsou charakteristické zejména svou symetrií a stejnoměrností. Setkají-li se různá volná vlnění, dochází k jejich skládání, tedy **interferenci vln**. Při setkání dvou vln se stejnou vlnovou délkou se jejich účinek sčítá a vytvoří se anomálně vysoká vlna (konstruktivní interference). V opačném případě, kdy se setkají vlny s opačnou vlnovou délkou (hřbet jednoho systému vlnění souhlasí s vpadlinou druhého systému), se vlny odečítají a vlna zaniká (destruktivní interference). Skládáním vln různých výšek a vlnových délek dochází ke smíšené interferenci.

Existence **vnitřních vln** není podmíněna jako u eolického vlnění působením větru. Příčinou jejich vzniku je přítomnost rozhraní dvou vrstev vody o odlišných hustotách. Na jejich vzniku se může podílet také mořské dmutí či mořské proudy s vyšší hustotou. Vlnová délka vnitřních vln může být větší než u vln povrchových a na hladině se projevují soustředěním pevného materiálu do souvislých pásů.

Stojaté vlny čili **sěše** vznikají hlavně v zálivech a zátokách, jejichž příčinou je převážně proniknutí normálního mořského vlnění do zálivu po refrakci vln a jejich rezonanci.

Geodynamické vlnění vzniká jako následek uvolnění energie ze seismické činnosti vyvolané změnou topografie oceánského dna (obr. 12.18). Obecně jsou podle japonské terminologie označovány jako přístavní vlny – **tsunami**. Vzniklé vlny dosahují výšky několika decimetrů až 1 metr, délek 100–300 km

s periodou čítající několik minut až hodin. Rychlost tsunami se zvyšuje s hloubkou oceánu. Při střední hloubce 4000 m může dosáhnout až přes $700 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, výjimečně až $1000 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. Vzhledem k těmto charakteristikám se i na otevřeném oceánu chovají jako mělkovodní vlny, a proto, když se dostanou do menších hloubek poblíž pobřeží, začínají růst do výšky. Pokud se k pobřeží dostane nejdříve sedlo vlny, vodní částice pokračující v kruhovém pohybu odvádějí vodu zpět do oceánu. Proto je ustupující oceán předzvěstí blížící se velké přílivové vlny.



Obr. 12.18 Vznik tsunami, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Tsunami nejsou pravidelným jevem a nelze je tak předpovědět. Osudný se proto stal 26. prosinec 2004 pro několik stovek tisíc obyvatel žijících zejména na pobřeží a ostrovech jižní a jihovýchodní Asie, kdy byla zaznamenána zatím poslední tsunami, jejíž následky dosáhly katastrofálních rozměrů. V Indickém oceánu totiž nefungoval systém včasného varování před tsunami. Ten byl krátce po katastrofě 1. 4. 1946 na Havaji budován v Tichém oceánu až do podoby dnešní Mezinárodní varovné služby, které shromažďuje informace z cca 25 zemí ležících v ohrožené oblasti. Základem varovného systému je na padesát měřících stanic rozmístěných po celém Tichomoří, které registrují neobvyklé vlnové aktivity vyvolané nejen seismickou činností. Je-li tato aktivita zaznamenána a ověřena, rozesílá se varování před tsunami.

Mořské dmtuí

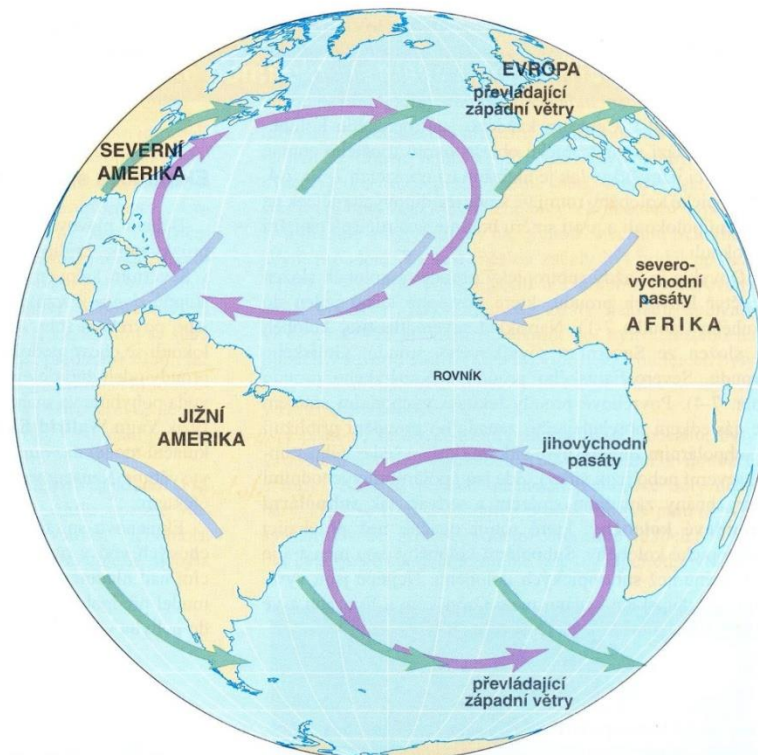
Příliv a odliv mořské vody jako jeden z projevů slapových jevů je náležitě diskutován v planetární geografii, proto zde nebude detailněji rozebírán.

12.2.3b MOŘSKÉ PROUDĚNÍ

Existence oceánského (mořského) proudění ovlivňuje nejen některé chemické (salinitu), ale i fyzikální vlastnosti vody (teplotu), vlastnosti ovzduší nad hladinou i nad pobřežními částmi pevnin. Mají význam i pro plavbu, pro přenos sedimentů i odpadních produktů. Mořské proudy nejsou stabilní homogenní toky, ale spíše dílčí, různou rychlostí se pohybující jazyky proudů, mezi nimiž mohou být i protiproudů a víry. Trasy velkých proudů se mohou měnit nejen v průběhu sezóny, ale i v průběhu dne, ba i několika minut. Na mapách jsou zaznamenány spíše průměrné nebo nejčastěji se vyskytující směry proudění. Za nejčastější příčinu existence mořských proudů bývají považovány:

- vzdušné proudění v přízemních vrstvách atmosféry souvisící se všeobecnou cirkulací vzduchu na Zemi, působením pravidelných a stálých větrů vznikají nucené proudy zvané driftové,
- odlišná teplota a salinita částí oceánských mas vody,
- celková bilance oběhu vody nad oceány a moři jako výsledek vzájemné výměny vody mezi oceány a pevninou i mezi oceány a jejich částmi,
- setrvačnost driftových proudů (volné proudy),
- vyrovnávání úbytku vody přítokem ze sousední oblasti (vyrovnávací čili kompenzační protiproud),
- vlnění a slapové jevy, vyvolávající periodické proudy při pobřeží nebo mezi řetězy ostrovů.

V systému mořského proudění můžeme napříč jednotlivými oceány najít v jeho povrchové složce proudění určité shody. Ty jsou dány poměrně stálým systémem všeobecné cirkulace atmosféry a jejich shodu můžeme se vzdušným prouděním potvrdit například existencí subtropických koloběhů, které se na severní polokouli pohybují ve směru hodinových ručiček a na jižní polokouli proti směru. Směrem k rovníku je pohánějí pasáty a směrem od rovníku pak převládající západní větry (obr. 12.19).

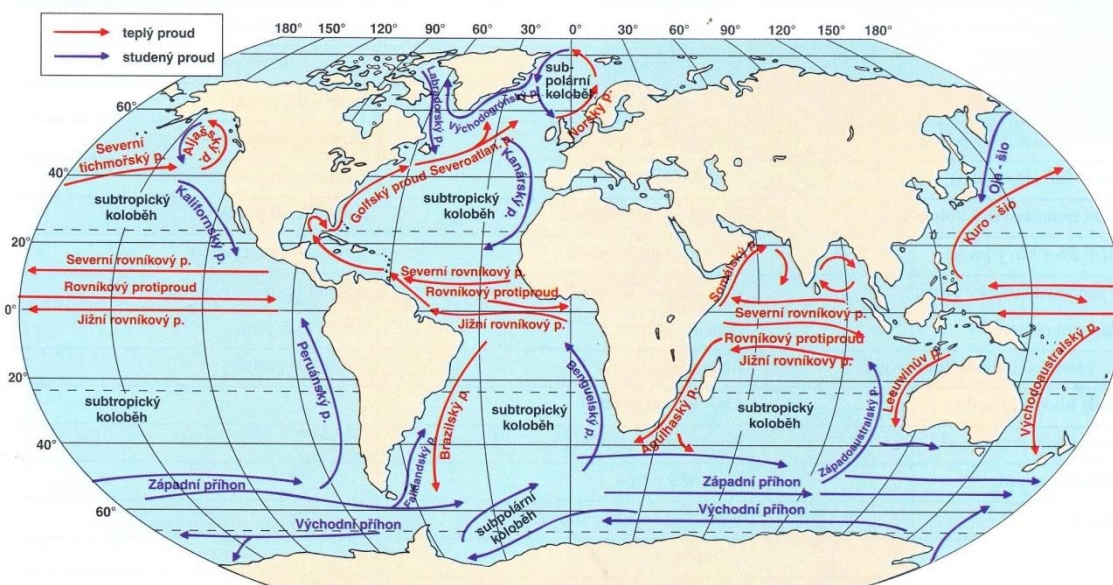


Obr. 12.19 Závislost povrchového mořského proudění na systému vzdušného proudění, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Společným znakem Tichého, Atlantského a jižní poloviny Indického oceánu jsou anticyklonální koloběhy v tropických a subtropických šířkách a cyklonálními koloběhy v severních mírných a jižních částech vysokých zeměpisných šířek. V severní polovině Indického oceánu je však subtropický koloběh narušen jak přítomností asijské pevniny, tak monzunovým prouděním vzduchu, které má sezónní charakter. Ve vysokých zeměpisných šířkách, kde je rozložení pevnin a oceánů na severní polokouli odlišné od jejich rozložení na jižní polokouli, je systém proudů rozdílný.

Specifika povrchových mořských proudů

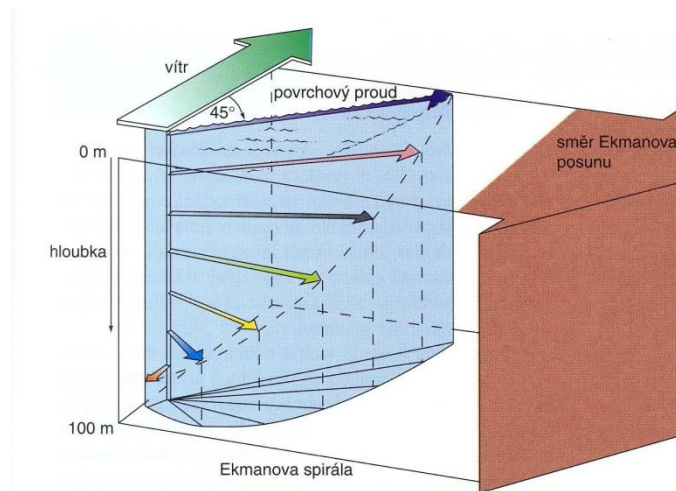
Rovníkové proudy jsou výsledkem pasátového proudění, které směrem na západ podél rovníku uvádějí do pohybu vodní masu, jež se při dosažení okraje kontinentů odklání pod vlivem Coriolisovy síly jako **západní okrajové proudy** (Golfský proud, Brazílský proud). Do vyšších zeměpisných šířek přinášejí teplejší vodu. V mírných šířkách usměrňují mořské proudy západní větry směrem na východ (Severoatlantský proud, Západní příhon). Ty se při dosažení okraje kontinentů stáčíjí k rovníku a vznikají tak **východní okrajové proudy** (Kanárský proud, Benguelský proud), které do nižších zeměpisných šířek přinášejí chladnou vodu. Společně vytváří rovníkové, západní okrajové a východní okrajové proudy uzavřený systém proudění nazvaný **proudový koloběh** (obr. 12.20). Jeho příkladem může být pět subtropických koloběhů: severoatlantský, jihoatlantský, severní tichomořský, jižní tichomořský a koloběh Indického oceánu. Nad mírnými zeměpisnými šířkami jsou obdobným způsobem východními větry uzavírány polární koloběhy.



Obr. 12.20 Systém povrchových mořských proudů, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Směr proudů je ovlivněn nejen rozložením pevnin, ale i tvarem pobřeží, reliéfem mořského dna, ale také rotací Země. Švédský fyzik Vagn Walfrid Ekman odvodil model uchylování mořských proudů, tzv. **Ekmanovu spirálu** (obr. 12.21). Jejím základem je popis rychlosti a směru toku povrchovým proudům v různých hloubkách. Vlivem Coriolisovy síly se povrchová vrstva vody na severní polokouli pohybuje ve směru o 45° odkloněném doprava od směru vanoucího větru, na jižní polokouli pak doleva. Ekmanova spirála pak předpokládá, že s rostoucí hloubkou klesá rychlost proudění, ale stáčení doprava (na severní polokouli) stále pokračuje tak, že v hloubce okolo 100 m může voda proudit o 180° opačným směrem. Jako **Ekmanův posun** pak označujeme převládající pohyb sloupce vody, který je na severní polokouli za ideálního stavu odkloněn o 90° doprava od převládajícího proudění větru. Reálně ovšem těchto mezních hodnot nedosahuje.

Geografický význam efektu Ekmanovy spirály se projevuje zejména v zóně pasátů existencí stálých větrů paralelních s pobřežím, které odklánějí povrchové proudění o 35°–65°, a na západní straně kontinentů tak směřují povrchové proudy od břehů do oceánu a jako kompenzační proudy místo nich vystupují chladné vody z hloubek 200 až 300 m.

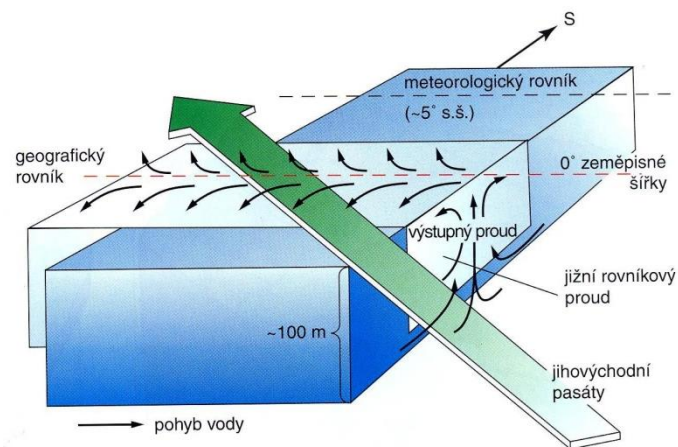


Obr. 12.21 Ekmanova spirála, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

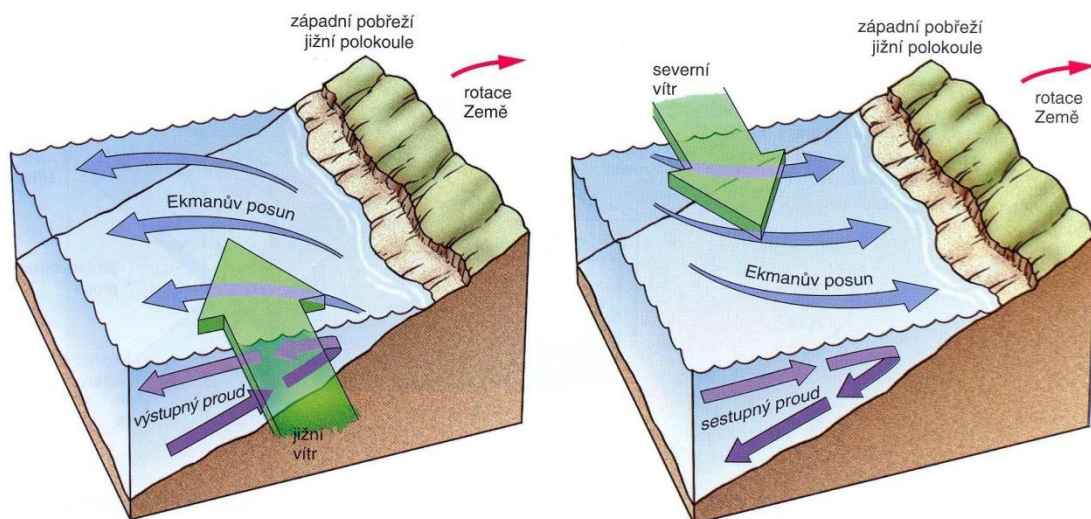
V důsledku Ekmanova posunu se na severní polokouli udržuje v subtropickém koloběhu tok vody směrem doprava, což doslova způsobuje hromadění vody uvnitř koloběhu. Za ideálních okolností by Coriolisova síla nedovolila gravitaci, aby voda stékala přirozeně dolů a držela by ji obíhat v uzavřených drahách. Jednalo by se o **geostrofické proudění**. Tření mezi molekulami vody ovšem nutí vodu stékat šikmo z kopce dolů. Centrum koloběhu není umístěno v jeho středu, ale posunuto více na západ (do konce i na jižní polokouli – proudění je zde opačné a Coriolisova síla stáčí doleva). Protože vliv Coriolisovy síly roste se zeměpisnou šířkou, stáčí se tyto části koloběhu k rovníku rychleji, než západně směřující rovníkové vody. To způsobuje, že je proudění z vyšších zeměpisných šířek širší, pomalejší a mělčejší. Ve výsledku je proudění v západních částech koloběhu rychlejší než ve východních. Popsaný jev pak označujeme jako **západní zesílení**.

Rovníkovými proudy je hnáno velké množství vody do západních částí oceánů. V těchto místech je minimální vliv Coriolisovy síly, proto není voda stáčena k vyšším zeměpisným šířkám, ale hromadí se zde, což v západních částech oceánů zvyšuje hladinu až o 2 metry. Vlivem gravitace pak stéká voda úzkými kanály mezi rovníkovými proudy zpátky k východním částem oceánů jako **rovníkový protiproud**. Obzvláště silný je rovníkový protiproud v Tichém oceánu, kde se voda hromadí v oblastech indonéských ostrovů. Část z ní pokračuje do Indického oceánu (zde snižuje výškový rozdíl hladiny západních a východních částí oceánu) a část směrem k Jižní Americe. Za určitých okolností toto proudění zesiluje a podílí se na formování jevu El Niño, při kterém teplá voda ze západního Tichého oceánu potlačuje studenou vodu normálně vystupujících chladných vod.

Dalším specifikem je rozdělení mořských proudů na výstupné a sestupné. **Výstupné proudy** mohou například vznikat při proudové divergenci, kdy se u rovníku vlivem Coriolisovy síly stáčí Severní rovníkový proud doprava a Jižní rovníkový proud doleva. Výsledkem je rozchod (divergence) mořských proudů a na jejich místo vystupuje chladná, ale na živiny bohatá voda, která je bohatým lovištěm ryb. V Tichém oceánu se popisuje jako **rovníkový výstupný proud** (obr. 12.22). Obdobně může také voda vystupovat při pobřeží, kdy následkem Ekmanova posunu bude mořský proud na jižní polokouli proudící pod vlivem převládajícího jižního větru podél západního pobřeží pevniny stáčen směrem od břehu. Na jeho místo se pak dostává výstupná hlubinná voda (obr. 12.23). Na formování dalších typů výstupných proudů se může podílet tvar pobřeží, morfologie oceánského dna, nebo přítomnost pobřežních větrů.



Obr. 12.22 Rovníkový výstupný proud, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

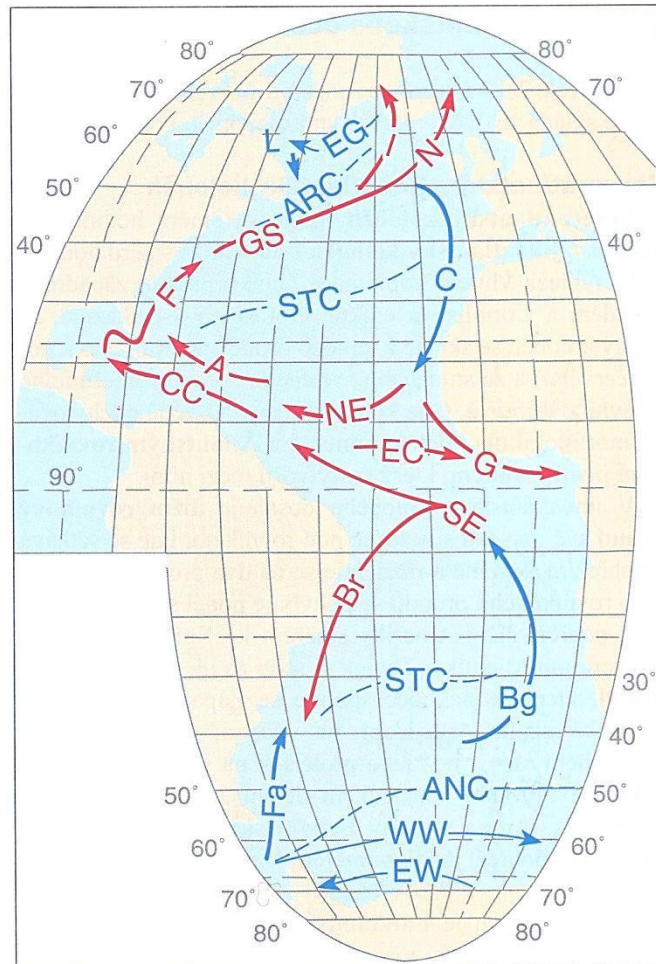


Obr. 12.23 Pobřežní výstupné a sestupné proudy, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005



Opakem divergentního proudění je konvergence, kdy se mořské proudy stýkají v jednom uzlovém bodě. V tomto případě se Golský, Labradorský a Východní grónský mořský proud konvergují, voda se zde hromadí a začíná klesat. Vznikají tak **sestupné proudy**. Protože zde nejsou vynášeny z hlubin živiny, nejsou v těchto místech bohatá loviště ryb. V případě, že podél západního pobřeží jižní polokoule vane severní vítr, je povrchová mořská voda hnána Ekmanovým posunem směrem doprava, tedy k pobřeží, kde se hromadí a klesá ke dnu jako **sestupný proud**.

SYSTÉM POVRCHOVÝCH MOŘSKÝCH PROUDŮ

1. Cirkulace Atlantského oceánu



TEPLOTA

studený

 teplý


KONVERGENCE

ARC – arktická
 STC – subtropická
 ANC – antartická

PROUDY

A – Antilský	F – Floridský
Bg – Benguelský	G – Guinejský
Br – Brazilský	GS – Golský a Severoatlantsk
C – Kanárský	L – Labradorský
CC – Karibský	NE – Severní rovníkový
EG – Východní grónský	N – Norský
EW – Východní příhon	SE – Jižní rovníkový
EC – Rovníkový protiproud	WW – Západní příhon
Fa – Falklandský	

Obr. 12.24 Povrchové mořské proudy v Atlantském oceánu, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Cirkulace je v Atlantském oceánu tvořena především dvojicí subtropických koloběhů, a to *severoatlantského* a *jihatlantského* (obr. 12.24).

Severoatlantský koloběh začíná **Severním rovníkovým proudem**, ke kterému se připojuje část větve **Jižního rovníkového proudu**. Dohromady tak vytváří společný proud, který se směrem do Mexického zálivu rozděluje na jižní **Karibský proud** protékající Yucatánským průlivem a **Antilský proud** směřující podél atlantské strany Karibského moře. Následně se oba spojují ve **Floridský proud**, který následně přechází v teplý **Golfský proud**. Ten protéká Sargasovým mořem, kde meandruje a vytváří směrem k Labradorskému poloostrovu prstence s teplým jádrem a směrem do Sargasového moře prstence se studeným jádrem. Následně se rozděluje na dvě větve. První větev se spojuje se studenými vodami Labradorského proudu a dále se rozděluje na **Irmingerský proud**, který protéká podél západního pobřeží Islandu, a **Norský proud**, oteplující sever Skandinávského poloostrova. Druhá větev přechází v **Severoatlantský proud**, který svými větvemi zmírňuje klima západní a střední Evropy. Zbývá část se již jako chladné vody **Kanárského proudu** stáčí podél západního pobřeží Afriky a stáčí se k rovníku, kde se napojuje na Severní rovníkový proud.

Jihatlantský koloběh začíná zeslabenou větví **Jižního rovníkového proudu**, která podél brazilského pobřeží proudí jako západně zesílený, teplý **Brazilský proud**. Ten se v mírných šířkách jižní polokoule spojuje se **Západním příhonem**, ze kterého se v důsledku výskytu africké pevniny a účinku Coriolisovy síly vyvětvuje velmi pomalu tekoucí studený Benguelský proud ochlazující klima západního pobřeží Afriky. Následně poblíž rovníku přechází v Jižní rovníkový proud. Mimo subtropický koloběh se u jižního cípu Jižní Ameriky vyvětvuje ze Západního příhonu studený **Falklandský (Malvínský) proud**, který má snahu vytěsnit teplý Brazilský proud a přináší tak chladnou vodu až k 20° j.š.

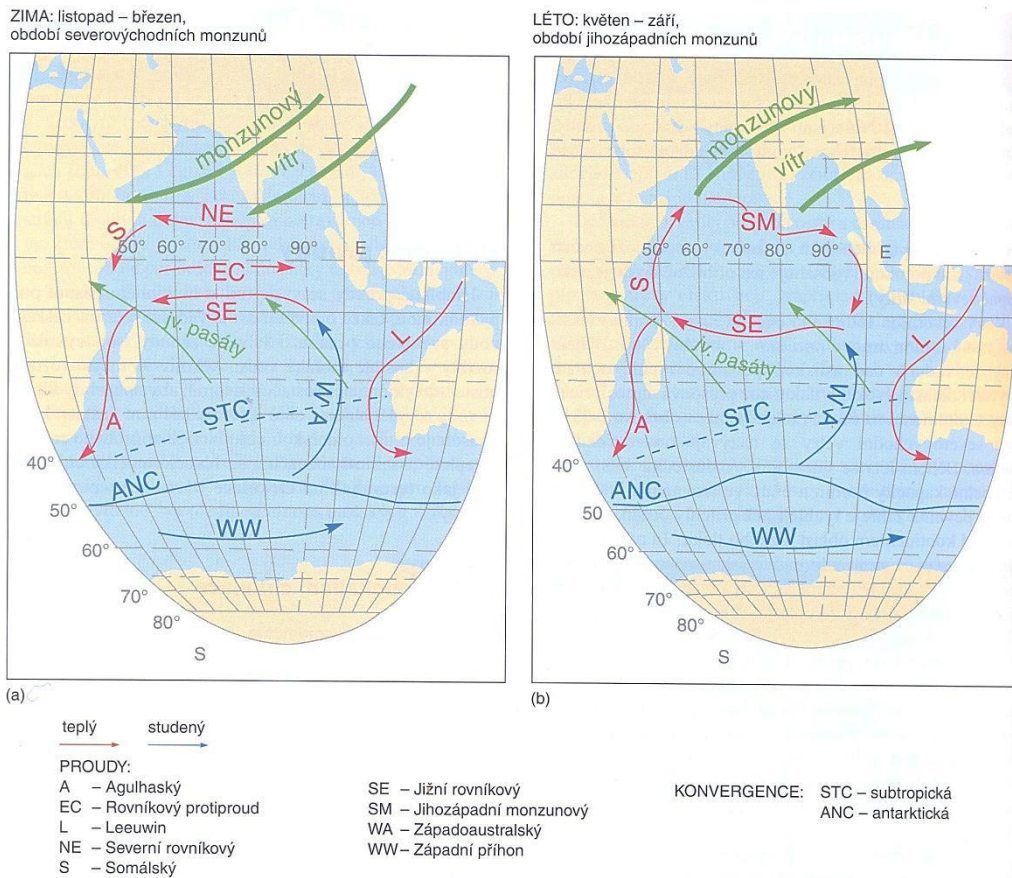
Mezi oběma subtropickými koloběhy dále proudí vyrovnávací **Atlantský rovníkový protiproud**.

2. Cirkulace v Indickém oceánu

Cirkulace v Indickém oceánu má pouze jeden pravidelný subtropický koloběh, a to na jižní polokouli. Na severní polokouli se v důsledku výskytu asijské pevniny a sezónního vývoje tlakových útvarů vyvinulo také sezónní povrchové mořské proudění (obr. 12.25).

V období zimních monzunů (od listopadu do března) převažuje silné severovýchodní proudění z pevniny, které pohání směrem k Africe **Severní rovníkový proud**, který podél břehů Somálského poloostrova přechází na Somálský proud, který se u rovníku stáčí a pokračuje směrem na východ jako **Rovníkový protiproud**. Na jižní polokouli je v tuto dobu vyvinutý stabilní subtropický koloběh, který poblíž rovníku začíná **Jižním rovníkovým proudem**. Ten se při dosažení africké pevniny stáčí k jihu a mezi africkými břehy a Madagaskarem protéká jako teplý **Agulhaský proud**. Po dosažení mírných šířek se stává součástí Západního příhonu, ze kterého se poblíž Austrálie odděluje studený **Západoaustralský proud** proudící k rovníku a uzavírající celý subtropický cyklus. Jeho ochlazující vliv a tedy i jeho polohu blízko australských břehů narušuje od rovníku tekoucí teplý **proud Leeuwin**, který podél australských břehů směřuje z Indonéské oblasti, kde se z rovníkových oblastí Tichého oceánu nahromadila voda odtékající všemi směry. Jeho vliv je však během El Niña výrazně zeslaben.

V období letních monzunů (od dubna do října) se subtropický koloběh výrazně nemění, zato proudění v severní části Indického oceánu dostává výrazně odlišný charakter. V tomto období převládá jihovýchodní proudění, které z oblasti rovníku (Jižní rovníkový proud) odebírá nahromaděnou vodu a pohání ji podél africké pevniny jako **Somálský proud** směrem k Asii. Ten proudí opačným směrem než v období zimních monzunů. Zde se jako **Jihozápadní monzunový proud**, který během léta nahrazuje Severní rovníkový proud, pohybuje podél poloostrova Přední a Zadní Indie a zpět se spojuje s **Jižním rovníkovým proudem**.



Obr. 12.25 Povrchové mořské proudy v Indickém oceánu, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

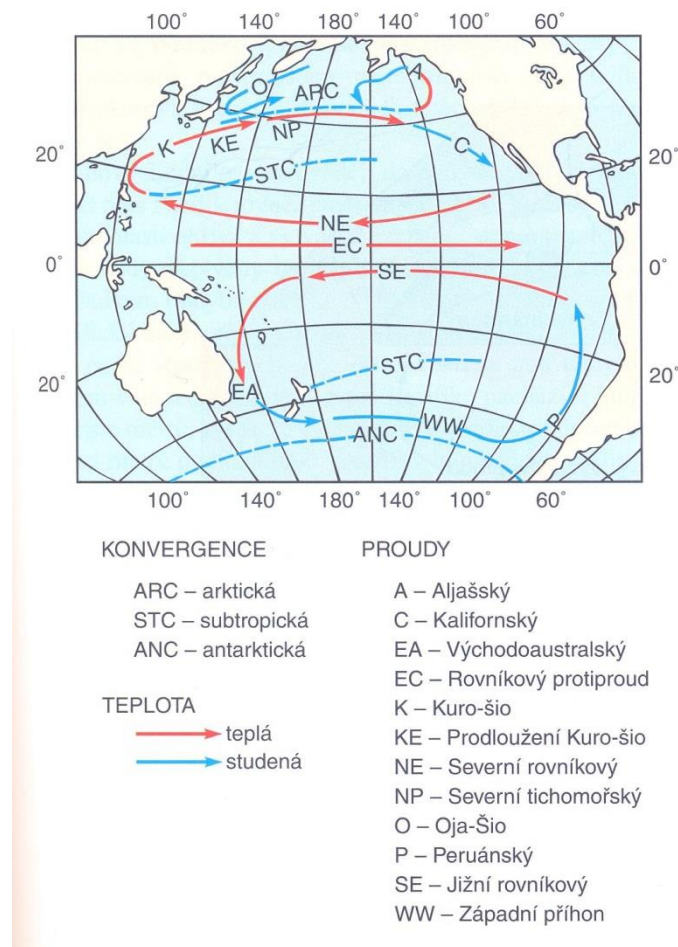
3. Cirkulace Tichého oceánu

V zásadě dominují cirkulaci Tichého oceánu dva subtropické koloběhy: *severní tichomořský* a *jižní tichomořský* (obr. 12.26).

Za normálních podmínek (neprojevuje se El Niño – jižní oscilace) je severní tichomořský koloběh tvořen **Severním rovníkovým proudem** tekoucím k asijské pevnině a přecházejícím v západně zesílený teplý proud **Kuro-šio**, známý také jako **Japonský proud**. Jeho teplé vody citelně zmírňují klima v severním Japonsku. Proti němu směřuje ze severu chladný výstupný proud **Oja-šio**, který k povrchu vynáší živiny a vytváří tak jednu z nejbohatších rybolovných oblastí světa. Na proud Kuro-šio navazuje na severu **Severní tichomořský proud**, který zmírňuje podnebí na západní straně Severní Ameriky. Ten dále pokračuje studeným **Kalifornským proudem** podněcujícím mlhavé počasí a vznik pouští v subtropích severoamerického kontinentu. Ten se dále napojuje na Severní rovníkový proud. Část severního tichomořského proudu však pokračuje také na sever, kde se v Aljašském zálivu spojuje s **Aljašským proudem**.

Jižní tichomořský koloběh je podél rovníku tvořen **Jižním rovníkovým proudem**, který směrem k australskému kontinentu přechází na západně zesílený **Východoaustralský proud** spojující se na jihu se **Západním příhonem**. Od něj se na úrovni Jižní Ameriky odděluje studený **Peruánský (Humboldtův) proud**, který nejen ochlazuje klima západního pobřeží a způsobuje srážkový deficit a vznik pouští (př. Atacama), ale také přináší výstupem chladné vody k povrchu živiny, který tak vytváří podmínky pro další z nejbohatších lovišť ryb na Zemi.

Výše popsané jevy ovšem nabírají při projevu El Niña jiného charakteru.



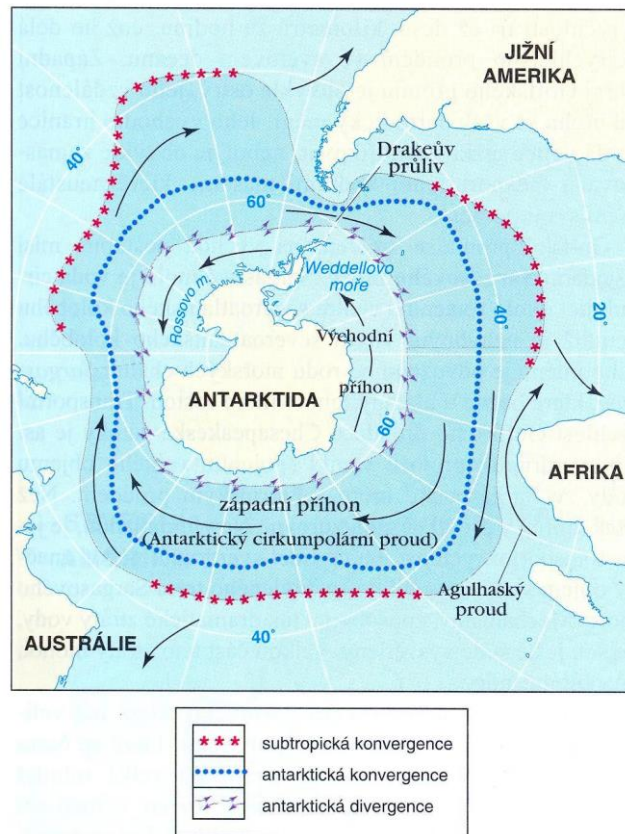
Obr. 12.26 Povrchové mořské proudy v Tichém oceánu, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

4. Cirkulace v Jižním ledovém oceánu (antarktická cirkulace)

Antarktická cirkulace (obr. 12.27) zahrnuje pohyb vodních mas v jižní části Atlantského, Tichého a Indického oceánu, kde se chladnější vody Jižního ledového oceánu noří pod teplejší vody ostatních oceánů (**antarktická konvergence**). Zahrnuje dva dominantní proudy:

- a) **Východní příhon** – povrchový proud poháněný Východními větry a Coriolisovou silou odkloněný ke kontinentu, nejsilnější projev má ve Weddellově a Rossově moři,
- b) **Západní příhon** (Antarktický cirkumpolární proud) – poháněn západním prouděním podél 50° rovnoběžky s výkyvy ke 40° a 60° j. š. (vzhledem k silnému západnímu proudění nesou tyto zeměpisné šířky názvy: burácející čtyřicítky, zuřivé padesátky a ječící šedesátky) a Coriolisovou silou odkláněný od Antarktidy.

Mezi Západním a Východním příhonem dochází vlivem odklonu povrchových proudů k **antarktické divergenci**, kde vystupují hlubinné proudy a kde se během léta objevuje pestrý mořský život.



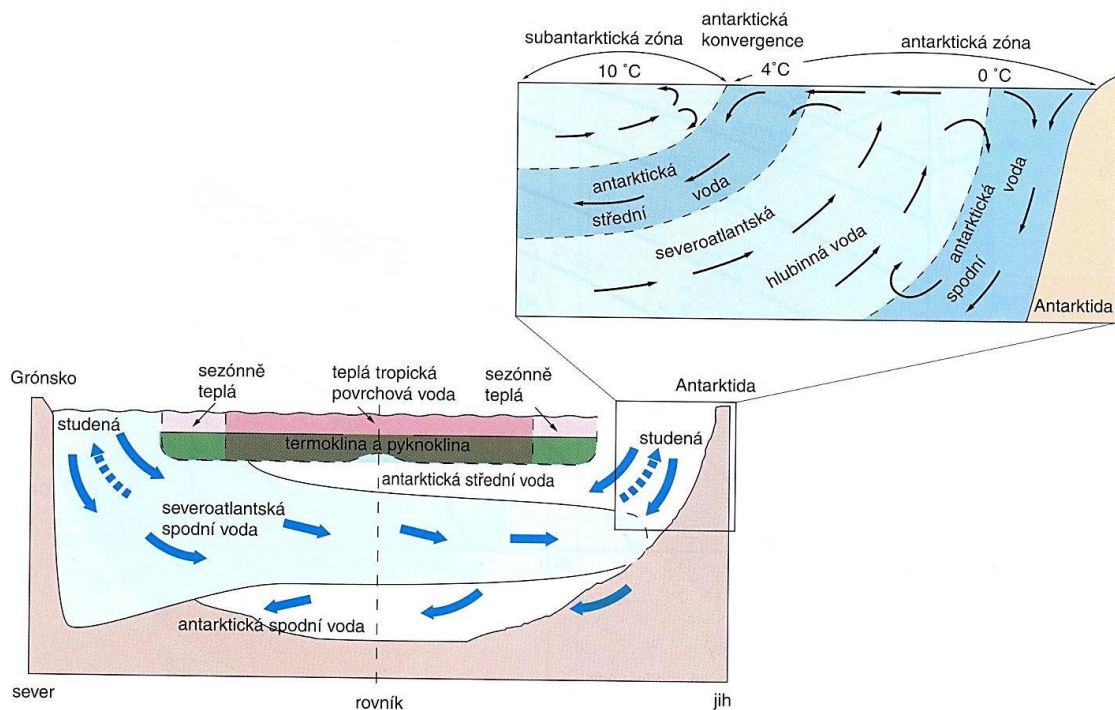
Obr. 12.27 Antarktická cirkulace, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

HLUBINNÉ PROUDĚNÍ

Hlubinné proudění je způsobeno převážně rozdílem hustoty mořské vody. I když jsou tyto rozdíly relativně malé, jsou dost silné na to, aby umožnily vodě s vysokou hustotou klesat dolů. Obecně je však známo, že rozdíly v hustotě mořské vody jsou vyvolány jejími rozdíly v teplotě a salinitě. Proto je hlubinné proudění označováno také jako **termohalinní cirkulace (proudění)**.

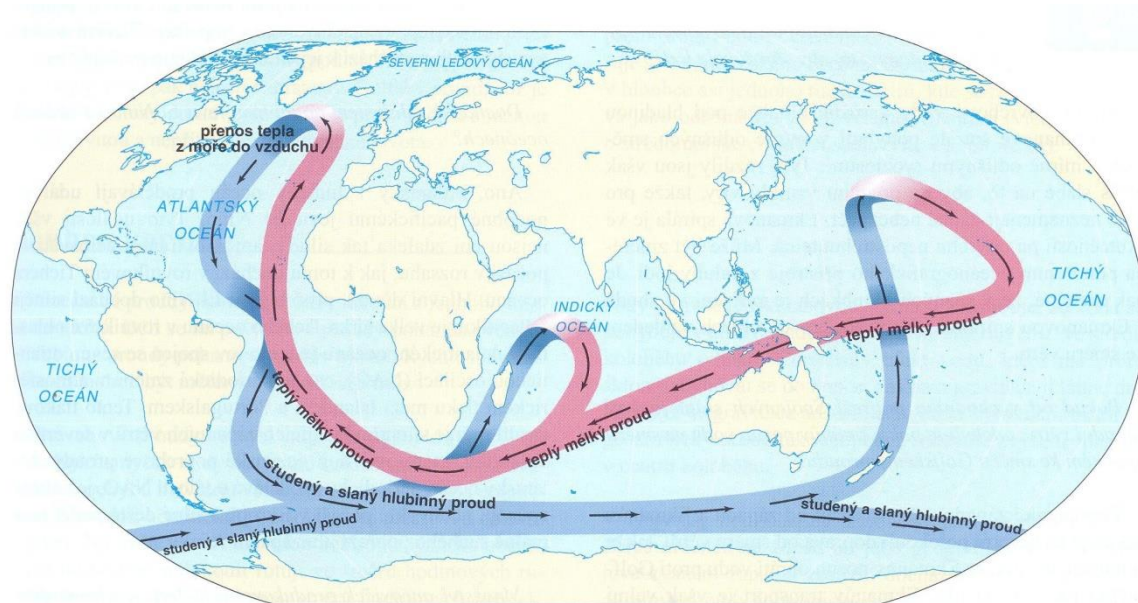
Pro názornost si připomeňme, že zvýšení hustoty mořské vody může být způsobeno snížením teploty nebo zvýšením salinity. Teplotní rozdíly mají na hustotu mořské vody větší vliv než salinita, jejíž podíl převažuje pouze ve vyšších zeměpisných šířkách, kde teplota vody zůstává relativně stabilní. Ve výsledku se tak většina vody zapojuje do hlubokomořského cyklu právě ve vysokých zeměpisných šířkách, kde se voda jednak ochladí a jednak vzhledem ke tvorbě mořského ledu vzroste její salinita. Pro vysoké zeměpisné šířky je příznačný ještě další jev. Tím je přítomnost izotermického sloupce vody, ve kterém tak není vytvořena ani termoklina ani pyknoklina. Voda tak může nejen sestupovat, ale i vystupovat. Celková rychlost hlubokomořského proudění je výrazně menší než na povrchu. Pohybuje se mezi 10–20 km za rok. Z logiky věci vyplývá, že když někde určitý objem vody klesne ke dnu, na jiném místě musí odpovídající objem zase vystoupat na povrch. Kde k tomu přesně dochází, však nelze s přesností určit. Předpokládá se, že k rovnoměrnému výstupu vody dochází ve všech oceánech, přičemž poblíž rovníku může být výstup v důsledku vyšší teploty intenzivnější. Navíc je nejsilnější tok hlubinné vody vlivem účinku Coriolisovy síly nejsilnější na západní straně oceánů

Kde se však berou zdroje hlubinné vody? Z výše popsaného k tomu musí dojít v místech s celoročně nejnižší teplotou. Tyto podmínky jsou typické v okolí Antarktidy, kde podél pevninského svahu Antarktidy klesá dolů velmi studená voda o vysoké hustotě (obr. 12.28). Vytváří tak vodu s nejvyšší hustotou na otevřeném oceánu, nazvanou **antarktická spodní voda**. Obdobné podmínky nastávají také v severním Atlantiku, kde v Norském moři vzniká za přispění vody z Irmingerova, Labradorského a Střezozemního moře **severoatlantská hlubinná voda**. Má však menší hustotu, proto se pohybuje nad antarktickou spodní vodou. V subtropických koloběžích však z důsledku vysoké teploty nedosahuje hustota mořské vody potřebné hodnoty pro pokles, proto dochází k jejímu poklesu až v oblastech arktické a antarktické konvergence. Třetí v pořadí nejvyšší hustotu mají vody vytvořené poklesem v antarktické konvergenci a označují se jako **antarktická střední voda**. Ve většině oceánů se však vertikální profil mořské vody vyznačuje přítomností termokliny a jí odpovídající pyknokliny, které zabraňují vertikálnímu promíchávání. Například v severní části Tichého oceánu zabraňuje poklesu povrchových vod nízká salinita, v severním Indickém oceánu zase vysoká teplota. Na dně těchto částí oceánů se ta mísením antarktické spodní vody a severoatlantské hlubinné vody vytvořila **oceánská běžná voda**.



Obr. 12.28 Hlubinné vodní masy Atlantského oceánu, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Spojíme-li převládající povrchové a hlubinné proudění, dostaneme výsledný cirkulační model podobný dopravníkovému pásu, nazývanému **pásová cirkulace** (obr. 12.29). Její začátek se nachází v severním Atlantiku, kam přináší Golfský proud a jeho větve teplou vodu. Během zimního období je toto teplo přeneseno do atmosféry, odkud otepluje severní, západní a střední Evropu. Následkem takového ochlazování mořské vody dojde k jejímu poklesu, čímž vzniká spodní část pásové cirkulace. Hlubinná voda se následně pohybuje při západním okraji Atlantského oceánu na jižní polokouli, kde se spojuje s antarktickou spodní vodou obíhající kolem Antarktidy. Tento mix hlubinných vod dále pokračuje do Indického a Tichého oceánu, kde opět vystoupají k povrchu a jako teplý mělký proud se západním směrem vrací zpátky do severního Atlantského oceánu.



Obr. 12.29 Pásová cirkulace, zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Klíčové pojmy

brakická voda	proudový koloběh	termoklina
Ekmanova spirála	průliv	tsunami
Ekmanův posun	pyknoklina	vlnění
haloklina	refrakce vln	vnitřní vlny
karbonátová kompenzační	rovníkový protiproud	volné vlny
hladina	rovníkový proud	východní okrajový proud
moře	salinita	výstupné proudy
mořská poušť	sestupné proudy	záliv
nucené vlny	stojaté vlny	západně zesílený proud
oceán	střední, hlubinná a spodní	západní okrajový proud
oceánská běžná voda	voda	
pásová cirkulace	termohalinní cirkulace	

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Které faktory a jak ovlivňují geografické rozložení salinity v jednotlivých mořích a oceánech?
2. Vysvětlete, co dokazuje nepřímou závislost změny teploty a salinity s hloubkou?
3. Jak se odlišují podmínky způsobující povrchové a hlubinné proudění?
4. Jaké jsou principy termohalinní cirkulace v oceánech?
5. Které aspekty se podílejí na vzniku jednotlivých druhů mořského vlnění?
6. Jak se na otevřeném oceánu mění výška mořské hladiny?
7. Identifikujte základní charakter povrchového proudění ve světových oceánech.
8. Jaké jsou rozdíly v povrchovém proudění mezi západními a východními částmi oceánů?
9. Čím se projevuje propojení povrchového a hlubinného proudění?
10. Jaký je rozdíl mezi dynamikou vodních mas severní a jižní polokoule?

Seznam literatury a zdrojů informací -----

- DE BLIJ, H., J., MULLER, P., WILLIAMS, R. *Physical geography*. New York: Oxford university Press, 2004. 702 s.
- HERBER, V. *Geografie světového oceánu*, URL <http://www.herber.webz.cz/www_ocean/index.html> [cit. 20. 11. 2012]
- CHÁBERA, S., KÖSSL, R. *Základy fyzické geografie (přehled hydrogeografie)*. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 1999. 159 s.
- JANSKÝ, B. *Geografie moří a oceánů*. Praha: Karolinum, 1992.
- KUKAL, Z. a kol. *Základy oceánografie*. Praha: Academia, 1990.
- NETOPIL, R. a kol. *Fyzická geografie, 1. vydání*. Praha: SPN, 1984. 272 s.
- STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.
- THURMAN, H. V., TRUJILLO, A. P. *Oceánografie*. Praha: COMPUTER PRESS, 2005. 474 s.
- TRIZNA, M. *Klimageografia a hydrogeografia, 1. vydání*. Bratislava: Geografika, 2004. 154 s.

Kapitola 13

Interakce oceán-atmosféra na příkladu klimatického jevu El Niño

Interakce sama o sobě představuje vzájemné působení a ovlivňování zúčastněných struktur. V našem případě budeme diskutovat vzájemný vztah atmosféry a hydrosféry koncentrované v její převážné části v oceánech, ve kterém se odehrává celá řada zpětných vazeb. Prostředkem jejich interakce je především tepelná bilance jako výsledek nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu. Jejich výsledek se pak projevuje v celé řadě procesů, např.:

- a) příčinou pohybu povrchových mořských proudů je všeobecná cirkulace atmosféry,
- b) proudění větru je způsobeno nerovnoměrným zahříváním zemského povrchu v kontrastu pevniny a oceánu,
- c) karbonátový systém v oceánech ovlivňuje pohlcováním oxidu uhličitého skleníkový efekt,
- d) genezí pohybové energie způsobené výparem nad teplou vodní hladinou vznikají tropické cyklóny,
- e) výpar a kondenzace jsou hybnou silou hydrologického cyklu,
- f) extrémní projevy počasí (sucha a deště) mohou v globálním měřítku souviset s periodickými změnami oceánu vyvolanými změnou horizontálního tlakového gradientu určujícího převládající směr proudění vzduchu, který přemísťuje vodní masy o odlišných teplotních vlastnostech – klimatický jev El Niño.

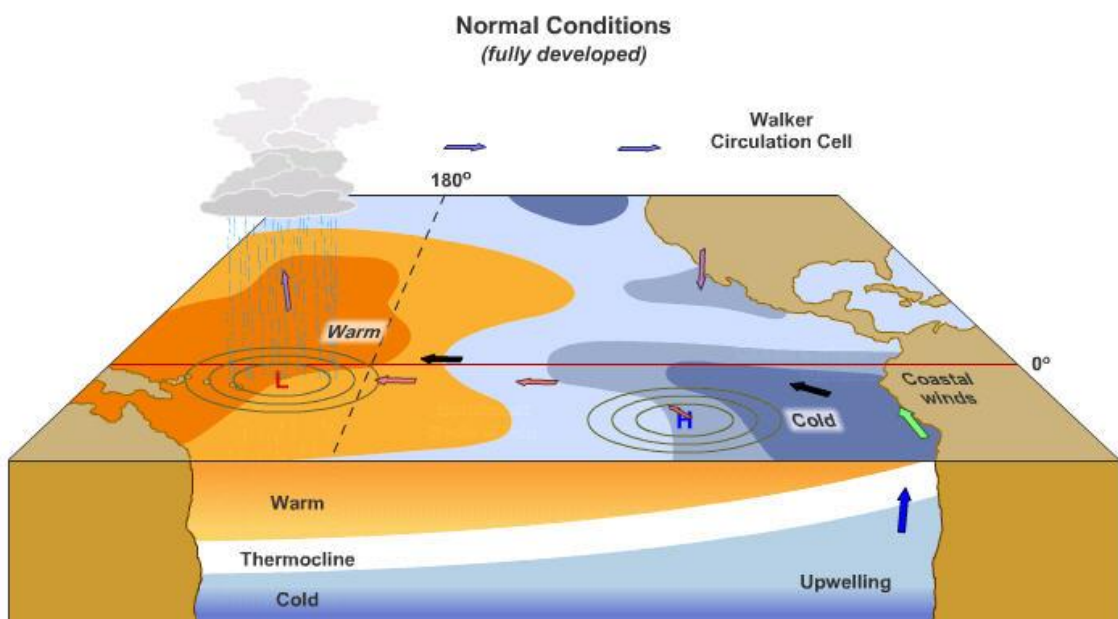
13.1 El Niño – jižní oscilace (ENSO)

Z informací, uvedených o mořském proudění v kapitole 12, jasně vyplývá, že oblasti západního pobřeží Jižní Ameriky docela dobře profitují z přítomnosti studeného Peruánského proudu, který z hlubin oceánu vynáší celou řadu živin a umožňuje rozvoj mořského života, respektive sardele peruánské (ančovičky). Tyto na život bohaté oblasti jsou již dlouhou dobu využívány jako bohatá loviště ryb. Už v 16. století si však rybáři všimli, že kdysi bohatá loviště najednou chudnou a úlovek je stále menší a menší. Dramatický úbytek ryb se však nepromítl jen do úlovku rybářů, ale razantně ovlivnil i potravní vztahy v ekosystému. Mnoho ptáků a tuleňů, kteří jsou na rybách potravně závislí, tak vymizeli. Celý jev se však během několika let vrátí zase k normálu. Jaký je tedy ten normál?

Normální podmínky

Na západním pobřeží Jižní Ameriky, zejména v subtropických šířkách, převažuje pásmo vysokého tlaku vzduchu. O několik tisíc kilometrů západním směrem v západním Pacifiku se jako reakce na průměrně vysoké teploty vzduchu udržuje celoroční oblast nízkého tlaku vzduchu. Dochází zde k intenzivnímu výparu a stoupající vzduch je svým obsahem vodních par zdrojem hojných srážkových úhrnů. Takové rozdělení tlakového pole umožňuje vznik jihovýchodních pasátů, které vanou jako silné větry podél rovníku.

Ve výsledku se tak ustanovuje cirkulace, která začíná jihovýchodními pasáty, které pohání vodní masy od západního pobřeží Jižní Ameriky směrem na západ. Na jejich místo vystupují ve formě Peruánského proudu chladné vody z hlubin oceánu. Nahromaděná teplá voda v západním Pacifiku vytváří tzv. **teplý pacifický bazén** a umožňuje v kombinaci s vysokými teplotami vzduchu intenzivní výpar a silnou srážkovou činnost. Tento rozdíl v povrchové teplotě mořské vody mezi západním a východním Pacifikem lze registrovat také v teplotní stratifikaci oceánské vody, kdy se termoklina pod teplým pacifickým bazénem nachází v hloubce přes 100 metrů, ale ve východním Pacifiku jen cca 30 centimetrů. Část vzduchu s obsahem vodních par ještě pokračuje zpět k jihoamerické pevnině, ale ostře skloněná vrstva pasátové inverze neumožňuje vodní parou nasycenému vzduchu zkondenzovat nad pevninou, na kterou se tak dostávají pouze mlhy. Výsledná cirkulační buňka se nazývá **Walkerova cirkulační buňka** (obr. 13.1), kterou po britském meteorologovi Siru Gilbertu T. Walkerovi pojmenoval norský fyzik a meteorolog Jacob Bjerknes.



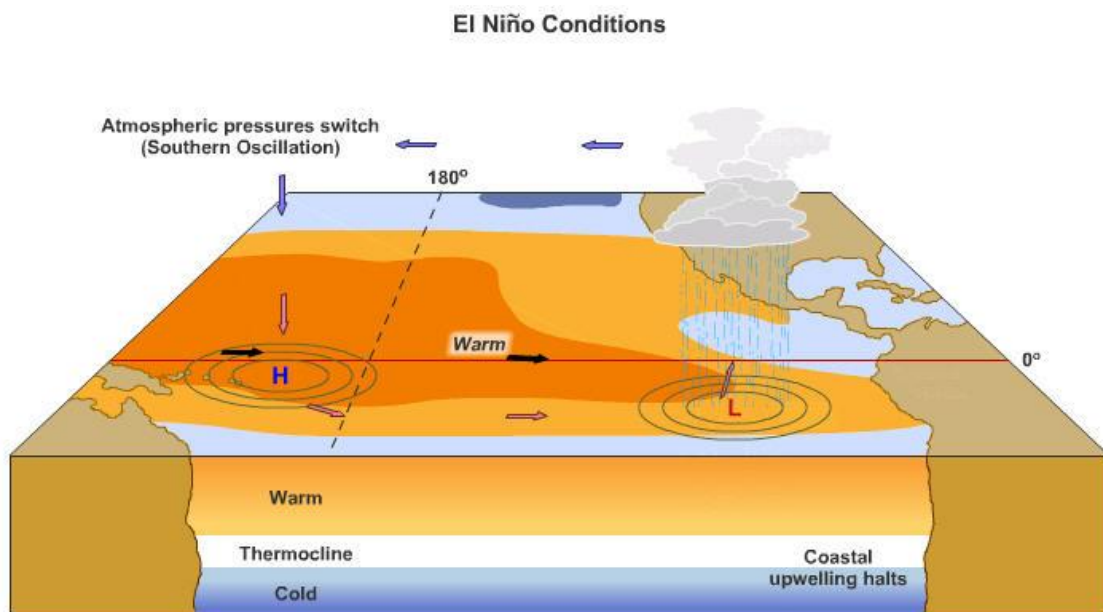
Obr. 13.1 Normální oceánské a atmosférické podmínky v rovníkové oblasti Tichého oceánu, zdroj: http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/ocean/visualizations/el_nino_lanina.html

G. T. Walker se s E. W. Blissem ve dvacátých a třicátých letech 20. století zajímali o předpověď příchodu monzunů v Indii a zjistili, že na jižní polokouli je mechanismus způsobující monzunové proudění (rozdíl horizontálního tlakového gradientu) daleko výraznější. Případu narušení normálních podmínek v tropickém pásmu Tichého oceánu si všiml i Walker a jako první rozpoznal, že teplý proud vody najednou směřující k západnímu pobřeží Jižní Ameriky je doprovázen východozápadním kolísáním atmosférického tlaku. Ten nazval **jižní oscilací** (Southern Oscillation). Tato kombinace atmosférických a teplotních změn mořské vody dnes nese označení **El Niño – jižní oscilace** (*El Niño – Southern Oscillation, ENSO*). Jižní oscilace je atmosférickou složkou jevu El Niño a její síla, označovaná jako **Index jižní oscilace** (Southern Oscillation Index) se počítá jako standardizovaná odchylka v atmosférických a oceánských faktorech (př. z rozdílu tlaku vzduchu při hladině světového oceánu měřeného na Tahiti a v Darwinu v Austrálii). Je-li hodnota indexu kladná (teplá fáze), značí podmínky El Niño, je-li záporná (studená fáze), indikuje podmínky La Niña (viz dále).

Teplá fáze ENSO – El Niño

Proč dochází k oscilaci a následně projevu El Niño je stále nejasné a je předmětem současných výzkumů. Název El Niño, který dostala teplá fáze ENSO, vychází z období roku, kdy se projeví u břehu Jižní Ameriky. Bývá to obvykle kolem Vánoc a ve španělštině tento výraz znamená dítě nebo Jezulátko.

Nástup El Niña nastává v okamžiku, kdy se snižuje tlakový rozdíl mezi oblastmi nízkého tlaku vzduchu v západním Pacifiku a vysokého tlaku vzduchu ve východním Pacifiku. Narušením Walkerovy cirkulační buňky slábnou jihovýchodní pasáty (při extrémně silném projevu mohou vát i opačným směrem) a teplá voda nahromaděná v teplém pacifickém bazénu se za podpory Rovníkového protiproudu dává do pohybu směrem k západnímu pobřeží Jižní Ameriky. Tento pohyb začíná během teplé fáze ENSO v září a pobřeží Jižní Ameriky dosahuje v prosinci nebo v lednu. Ve výsledku se povrchová teplota mořské vody zvýší až o 10 °C a v důsledku tepelné expanze vody se může hladina zvýšit až o 20 centimetrů. Nahromaděná teplá voda má za následek pokles termokliny do větší hloubky, respektive její takřka vyrovnání s hloubkou v západním Pacifiku (obr. 13.2). Následkem toho ustává výstupné proudění, mohou se objevit i sestupné proudy, a nad celé území západního pobřeží Jižní Ameriky se přemísťuje oblast nízkého tlaku. To má za následek přínos dodatečných srážek a objev podmínek pro vznik tropických cyklón. Naopak v oblasti Indonésie je tlaková níže vystřídána tlakovou výší přinášející do severní Austrálie období sucha. K tomuto jevu dochází v periodě 3–7 let (průměr je 5 let), přičemž trvá v průměru 7–9 měsíců. Společně s jevem El Niño je spojená celá řada obdobných jevů, které nedosáhnou projevu El Niña, ale představují cyklické změny v periodě např. 30–60 dní sahající do centrálního Pacifiku.



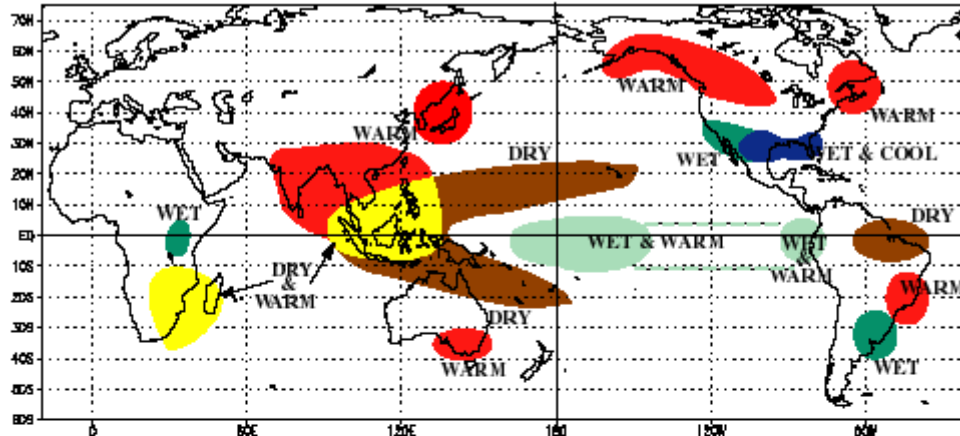
Obr. 13.2 Podmínky pro vznik El Niña, zdroj:http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/ocean/visualizations/el_nino_lanina.html

Základní **příznaky projevu El Niña** můžeme shrnout do následujících bodů:

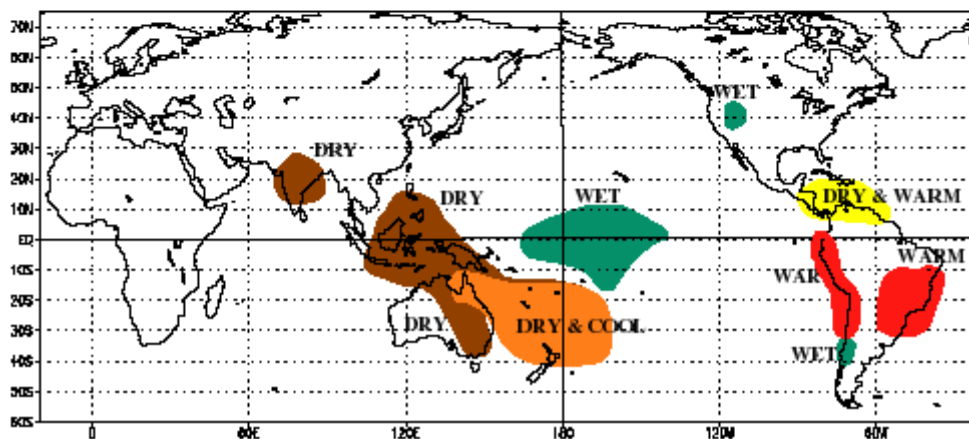
- nárůst tlaku vzduchu v oblasti Indonésie, Austrálie a Indickým oceánem,
- pokles tlaku vzduchu nad Tahiti a střední a východní částí Tichého oceánu,
- zeslabení pasátů, nebo až změna jejich směru na opačný,
- nárůst teploty vzduchu u západního pobřeží Jižní Ameriky spojený se zvýšeným srážkovým úhrnem,
- nástup výrazného období sucha v oblasti západního Pacifiku.

Důsledky příchodu El Niña lze individuálně popsat v mnoha oblastech světa (obr. 13.3).

WARM EPISODE RELATIONSHIPS DECEMBER - FEBRUARY



WARM EPISODE RELATIONSHIPS JUNE - AUGUST



Obr. 13.3 Důsledky El Niña na přilehlé kontinenty, zdroj: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/images/warm.gif>

Jižní Amerika

- zvýšení srážek a celkové oteplení počasí vedoucí ke vzniku povodní na peruánsko-chilském pobřeží zejména od února do dubna
- zřetelný úbytek ryb (ančovičky, makrely, sardinky) v důsledku vymizení výstupného proudění podél západního pobřeží
- pokles populací tělesnými rozměry menších a rychle rostoucích živočichů v důsledku přesunu predátorů na západní pobřeží
- příchod suššího a teplejšího počasí do amazonské pánve, Kolumbie a střední Ameriky
- mírnější zimy s vyššími srážkovými úhrny ve středním Chile

Severní Amerika

- sušší a teplejší zimy na severozápadě a v centrálních oblastech USA
- vlhčí zimy na JZ USA a SZ Mexika, ale vlhčí a chladnější zimy na SV Mexika a JV USA
- oteplení západní a centrální části Kanady

- potlačení vzniku tropických cyklón

Ostatní části světa

- zesílení srážkových úhrnů od března do května ve východní Africe (Keňa, Tanzánie, povodí Bílého Nilu)
- období sucha ve střední části jižní Afriky (Botswana, Zambie, Zimbabwe, Mosambik)
- rozsáhlá období sucha v JV Asii a v pásmu od severní Austrálie až po Tasmánii
- anomálie v pásmu vysokého tlaku vzduchu a zvýšený přísun tepla způsobil redukcí ledové pokrývky v oblasti Amundsenova, Bellingshausenova a Rossova moře v okolí Antarktidy, oproti tomu však také ochlazení a nárůst ledové pokrývky v oblasti Weddellova moře
- přímý vliv na počasí v Evropě není tak zřetelný, objevily se určité souvislosti s mírnějšími zimami v severní Evropě a mírnými a suchými zimami ve Středomoří

Obecně je nástup EL Niña spojován s nárůstem chorob přenosných komáry (moskyty), jako jsou malárie a různé formy horeček. Nejvýraznější projevy jevu El Niño byly zaznamenány v letech 1790–1793, 1828, 1876–1878, 1891, 1925–1926, 1972–1973, 1982–1983, 1997–1998 a 2009–2010, přičemž léta 1982–1983 a 1997–1999 představují během sledovaného období největší hodnoty ENSO.

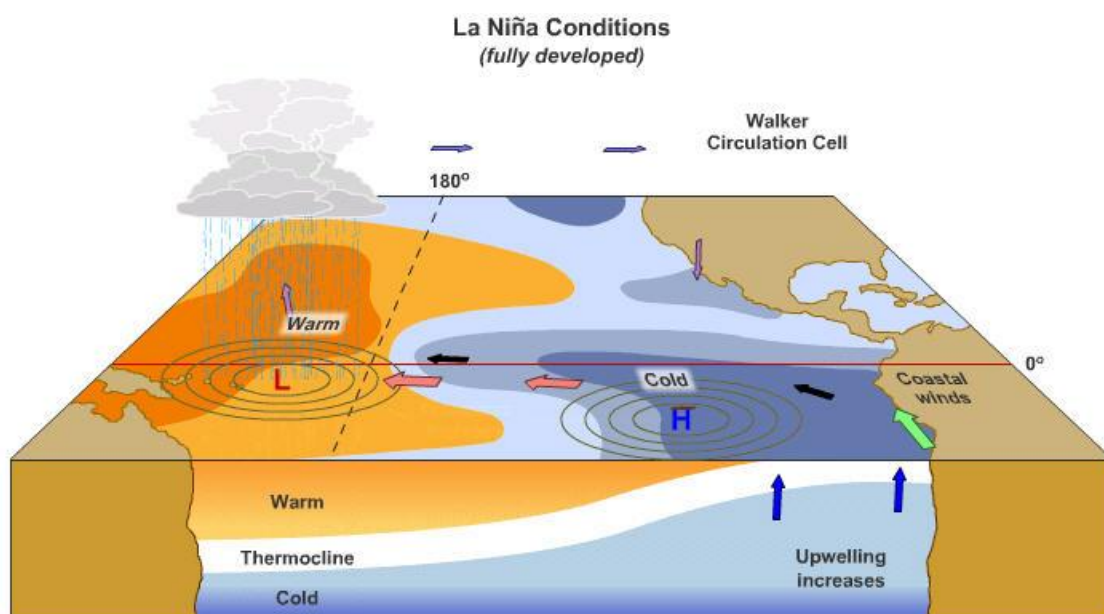
Studená fáze ENSO – La Niña

La Niña (španělsky „holčička“) je název chladné fáze ENSO. K této oscilaci dochází následovně po odeznění fáze El Niño, kdy jsou v důsledku zesíleného rozdílu atmosférického tlaku mezi západní a východní částí Pacifiku zesíleny jihovýchodní pasáty, které tak ještě více ženou vodu do západního Pacifiku a způsobují u západního pobřeží Jižní Ameriky větší výstupné proudění. Ve výsledku se pak termoklina ve východním Pacifiku přibližuje ještě více hladině než za normálních podmínek a z východního Pacifiku se směrem na západ táhne jazyk chladné oceánské vody vzešlé ze zesíleného výstupného proudění (obr. 13.4).

Důsledky jevu La Niña jsou patrné na obr. 13.5.

Jižní Amerika

- zesílené období sucha na peruánsko-chilském pobřeží podtržené od června do září nižšími teplotami
- v období prosinec až únor vyšší srážkové úhrny v severní Brazílii



Obr. 13.4 Podmínky pro vznik La Niña, zdroj: http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/ocean/visualizations/el_nino_lanina.html

Severní Amerika

- podprůměrné srážkové úhrny na JV a JZ USA
- nadprůměrné srážkové úhrny na americkém středozápadě, v severních oblastech Skalnatých hor, severní části Kalifornie atd.
- chladnější zimy a přívaly sněhu v Kanadě

Afrika

- v období prosinec-únor nástup suchého období v rovníkových oblastech východní Afriky
- vlhčí a chladnější počasí na JV kontinentu během prosince až února

Asie

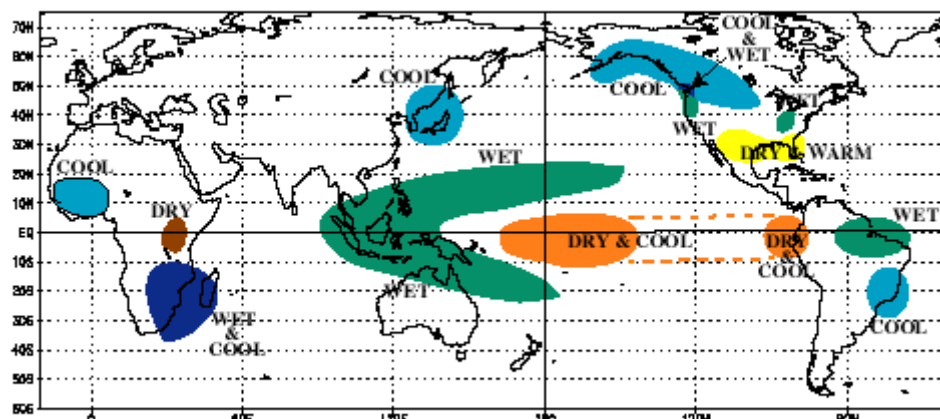
- pokles povrchové teploty oceánu během června až září
- nahromadění teplé vody působí v JV Asii nadprůměrné srážkové úhrny (monzuny jsou vlhčí než obvykle)
- posun drah tropických cyklón západním směrem

Austrálie

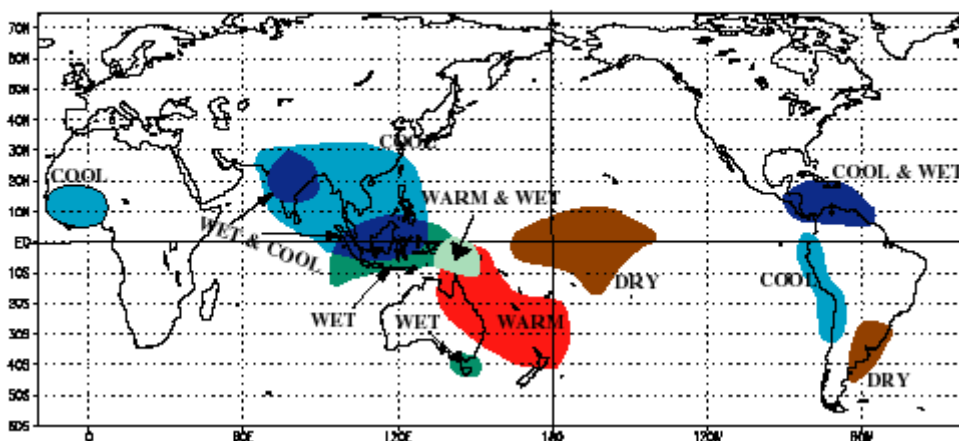
- nástup suchého období v SV Austrálii během června až září

Předvídání událostí El Niño bylo v roce 1985 zahájeno programem TOGA (Tropický oceán – globální atmosféra). Jeho cílem bylo reagovat na škody způsobené teplou fází ENSO v letech 1982–1983. Program trval deset let a umožnil vytvořit počítačové modely, které umožnily téměř s předstihem jednoho roku předpovědět fáze EL Niño v následujících letech. Po svém skončení pokračoval programem TAO (Tropická atmosféra a oceán), který s pomocí sedmi desítek ukotvených bójí poskytoval informace z tropického Pacifiku v reálném čase.

COLD EPISODE RELATIONSHIPS DECEMBER - FEBRUARY



COLD EPISODE RELATIONSHIPS JUNE - AUGUST



Obr. 13.5 Důsledky La Niña na přilehlé kontinenty, zdroj: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/ctl/images/cold.gif>

13.2 Severoatlantická oscilace

Podobně jako jižní oscilace na jižní polokouli byla G. T. Walkerem v roce 1920 objevena v severní části Atlantského oceánu **Severoatlantická oscilace** (North Atlantic oscillation, NAO). Je úzce spojená se změnami atmosférického tlaku v oblasti mezi Azorskými ostrovy a Islandem. Sílu a směr západního proudění tak výhradně kontroluje rozdíl tlaku mezi těmito oblastmi. Vysoký rozdíl tlaku indikuje vysoké hodnoty indexu NAO (NAO+) a znamená zesílené západní proudění. To přináší v důsledku advekce oceánského vzduchu vlhčí počasí, ale zato chladnější léta a mírné zimy. Pokud je však proudění západních větrů potlačeno nízkými hodnotami indexu NAO (NAO-), teploty jsou v létě a zimě vystavěny extrémním hodnotám s podprůměrným výskytem srážek. Tato situace je také posunu cyklonálního proudění do Středomoří, což do této oblasti a severní Afriky přináší bouřky a srážkové úhrny.

Některé studie zároveň potvrzují, že změny indexu NAO postihují také východní část Severní Ameriky. V období vysokého rozdílu tlaku (NAO+) se Islandská tlaková níže rozpíná jihozápadním směrem až k severoamerickému pobřeží. Svou přítomností tak blokuje vpády arktického vzduchu na východní pobřeží. V kombinaci s jevem EL Niño může v zimním období přinést do severovýchodní části USA

a jihovýchodní části Kanady výrazné oteplení. V opačném případě umožňuje arktickému vzduchu postup jižním směrem, s nímž je spojen výskyt sněhových bouří a nízkých teplot sahajících až po Floridu.

Existence NAO úzce souvisí s dalším jevem nazvaným Arktická oscilace.

Klíčové pojmy

El Niño
index oscilace
jižní oscilace

La Niña
Severoatlantická oscilace
teplý pacifický bazén

Walkerova cirkulační buňka

Kontrolní otázky a úkoly k tématu

1. Čím se vyznačuje interakce systému oceán – atmosféra?
2. Co je podstatou Walkerovy cirkulační buňky?
3. Proč se během teplé fáze ENSO nachází termoklina v jiné hloubce než za normálních podmínek?
4. Čím vysvětlíte nástup období sucha v západní části Pacifiku během teplé fáze ENSO?
5. Které klimatické aspekty se podílejí na zeslabení účinku monzunů v JV Asii během studené fáze ENSO?
6. Proč lze během nízkých hodnot indexu NAO očekávat v České republice tropická vedra v létě a extrémní mrazy v zimě?

Seznam literatury a zdrojů informací

LATIF, M., GRÖTZNER, A. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, 2000, Vol. 16. pp 213–218.

PHILANDER, S. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. San Diego: Academic Press, 1990. 293 s.

STRAHLER, A., STRAHLER, A. *Introducing Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 684 s.

THURMAN, H. V., TRUJILLO, A. P. *Oceánografie*. Praha: COMPUTER PRESS, 2005. 474 s.

TRIZNA, M. *Klimageografie a hydrogeografie*, 1. vydání. Bratislava: Geografika, 2004. 154 s.