Vydavateľstvo Univerzity Mateja Bela v Banskej Bystrici
Belianum

Lenka Balážovičová

Základy meteorológie a klimatológie pre geografov

Banská Bystrica
2015

Učebný materiál vznikol v rámci projektu „Inovatívne kroky pre potreby vysokoškolského vzdelávania v 21. storočí“ (ITMS: 26110230109) v súlade s Operačným programom Vzdelávanie. Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov Európskej únie. Prijímateľom nenávratného finančného príspevku je Univerzita Mateja Bela v Banskej Bystrici.

Názov: Základy meteorológie a klimatológie pre geografov

Autor: Mgr. Lenka BALÁŽOVIČOVÁ, PhD.

Technická spolupráca: Danica BALÁŽOVIČOVÁ

Recenzenti: doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc.
Ing. Peter Borsányi

Schválené: Vysokoškolské skriptá schválené prorektorom pre rozvoj a informatizáciu UMB 09/2015.

© Univerzita Mateja Bela v Banskej Bystrici, 2015

ISBN 978-80-557-0954-3

OBSAH

Predslov ... 5
1. ÚVOD ... 7
1.1. Základné pojmy a definície ... 7
1.2. História klimatológie a meteorológie vo svete a na Slovensku ... 10
1.3. Spôsoby získavania údajov o počasí a klíme ... 15
1.3.1. Meteorologické stanice ... 15
1.3.2. Meteorologické radary ... 17
1.3.3. Aerologické stanice ... 18
1.3.4. Meteorologické satelity ... 19
1.3.5. Počítačové modely ... 21
2. ATMOSFÉRA ... 25
2.1. Zloženie zemskej atmosféry ... 26
2.2. Vertikálne členenie atmosféry ... 31
2.3. Teplotná a radiačná bilancia atmosféry ... 37
3. METEOROLOGICKÉ PRVKY ... 39
3.1. Slnečné žiarenie ... 39
3.2. Teplota vzduchu a teplotný režim ... 47
3.3. Voda v atmosfére ... 54
3.3.1. Vlhkosť vzduchu, výpar a kondenzácia ... 54
3.3.2. Kondenzácia na zemskom povrchu ... 57
3.3.3. Hmly: Kondenzácia pri zemskom povrchu ... 59
3.3.4. Oblaky: Kondenzácia nad zemským povrchom ... 61
3.3.5. Zrážky ... 77
3.4. Tlak vzduchu a tlakové útvary ... 87
3.5. Prúdenie vzduchu - vietor ... 95
4. GLOBÁLNA CIRKULÁCIA ATMOSFÉRY ... 104
4.1. Tropická cirkulácia ... 106
4.2. Mimotropická cirkulácia ... 111
4.3. Vzduchové hmoty a fronty ... 113
5. GLOBÁLNA KLÍMA ... 118
5.1. Klimatický systém Zeme ... 118
5.2. Klimatické klasifikácie ... 121
5.2.1 Klasifikácia podnebia podľa Köppena ... 123
5.2.2. Klimatická klasifikácia podľa Alisova ... 126

6. ZMENY KLÍMY 130
6.1. Úvod 130
6.2. Zmeny klímy v geologickej histórii Zeme 131
6.3. Súčasná zmena klímy 136
6.4. Klimatická zmena na Slovensku 141
Literatúra 144

ZÁKLADY METEOROLÓGIE A KLIMATOLÓGIE PRE GEOGRAFOV

Človek musí vystúpiť nad Zem - na
hornú hranicu atmosféry
a mimo nej - aby mohol plne
pochopiť svet, v ktorom žije.

Sokrates

PREDSLOV

Vážení študenti, do rúk sa vám dostáva učebný materiál k predmetu Fyzická geografia: Klimageografia, nazvaný „Základy meteorológie a klimatológie pre geografov“. Tento učebný text je primárne určený študentom 1. ročníka bakalárskeho štúdia geografie jednoodborového a učiteľského štúdia.

Meteorológia a klimatológia patria medzi základné disciplíny fyzickej geografie a medzi najstaršie vedy vôbec. Ich vznik a vývoj súvisel s pozorovaním počasia, podnebia a s ich praktickým využitím, napríklad pri roľníctve, moreplavbe, zakladaní osád a pod. V dnešnej dobe sú tieto vedné disciplíny využiteľné v mnohých aspektoch každodenného života a odvetviach hospodárstva, napr. v doprave, poľnohospodárstve, priemysle, turizme a pod. V poslednej dobe sa do pozornosti dostáva aplikovaná meteorológia a klimatológia, hlavne so zreteľom na súčasnú klimatickú zmenu a jej dopad na ostatné sféry života. Je dokázané, že pribúdajú extrémy, akými sú vlny horúčav a rekordne vysoké teploty, s tým súvisiace suchá, alebo naopak prívalové zrážky a povodne, ktoré spôsobujú veľké ekonomické škody ako aj straty na ľudských životoch. Klimatická zmena, pričom pod týmto termínom máme na mysli súbor procesov prebiehajúcich na Zemi v súčasnosti súvisiaci s rastom globálnej teploty, má dopady na mnohé aspekty ľudského života na celej Zemi. Kým napríklad v južnej Európe dochádza k nadmernému vysušovaniu, severná Európa podľa klimatických scenárov čelí vyšším úhrnom zrážok. Človek je, ako súčasť biosféry, na primeranej klíme existenčne závislý a ak nastanú podmienky, ktorým nie je ako organizmus prispôsobený (napr. nadmerné horúčavy, suchá alebo naopak povodne a zosuvy pôd), dochádza k stratám na životoch. Už

dnes existuje mnoho migrantov pochádzajúcich z krajín, ktoré čelia narastajúcim problémom s pitnou vodou a potravinami, pričom zanikajú tradície hospodárenia staré stovky rokov.

Základné poznanie dejov v atmosfére dáva predpoklad na hlbšie skúmanie problematiky a v konečnom dôsledku aj na hľadanie a implementáciu správnych riešení. V dnešnom svete existuje nevyčísliteľné množstvo zdrojov a údajov o počasí a klíme, za čo vďačíme práci mnohých medzinárodných organizácií a vedecko-technickému rozvoju meracích a pozorovacích zariadení, napríklad umelých družíc, radarov, sofistikovaných atmosférických modelov a pod.

Predkladaný učebný text, ktorý je potrebné chápať ako stručný úvod do meteorológie a klimatológie, je členený do siedmich hlavných kapitol. V úvodnej kapitole sa zaoberáme všeobecnými princípmi a termínmi meteorológie a klimatológie, históriou týchto vedných disciplín a spôsobom zberu a analýzy údajov o počasí a klíme. Druhá kapitola je venovaná atmosfére, jej zloženiu, systémom jej vertikálneho členenia a teplotnej bilancii systému atmosféra v interakcii so zemským povrchom. V tretej časti sú popísané jednotlivé meteorologické prvky a ich klimatické charakteristiky (napr. slnečné žiarenie, teplota vzduchu, oblačnosť, zrážky a pod.). Štvrtá kapitola je venovaná princípom a zložkám všeobecnej cirkulácie atmosféry a hlavným vzduchovým hmotám. V piatej kapitole je charakterizovaná klíma Zeme, uvedené sú najpoužívanejšie klimatické klasifikácie. Posledná, šiesta kapitola, približuje problematiku klimatickej zmeny vo svete a na Slovensku.

Na konci každej tematickej sekcie nájdete kontrolné otázky na opakovanie. Kapitoly sú stavané tak, aby popri teórii prinášali aj množstvo aktuálnych príkladov z praxe a rôznych zaujímavostí. Veríme, že predkladaný text vám poskytne dobrý základ na zorientovanie sa v problematike meteorológie a klimatológie a podnieti vás k hlbšiemu štúdiu, prípadne výskumu v niektorej z aplikovaných oblastí týchto vedných disciplín.

Veľa zdaru!

Autorka

Učebný materiál vznikol v rámci projektu „Inovatívne kroky pre potreby vysokoškolského vzdelávania v 21. storočí“ (ITMS: 26110230109) v súlade s Operačným programom Vzdelávanie.

1. ÚVOD

V nasledujúcej kapitole si priblížime základné pojmy a definície, stručnú históriu klimatológie a meteorológie a dočítate sa aj o základných spôsoboch získavania informácií o počasí. Po preštudovaní tohto bloku by ste mali mať úvodnú predstavu o tom, ako sa vytvárajú bežné predpovede počasia, aké rôzne meracie stanice a prístroje existujú, čo sú to meteorologické družice, radary, na akom princípe pracujú meteorologické modely a pod.

1.1. ZÁKLADNÉ POJMY A DEFINÍCIE

Klimatológia a **meteorológia** sú vedné odbory fyzickej geografie, ktoré spolu úzko súvisia. Meteorológia skúma fyziku atmosféry a predpovedá počasie v blízkej budúcnosti, pracuje viac s fyzikálnymi metódami, klimatológia zas implementuje prevažne štatistické metódy, študuje dlhodobé trendy a vytvára prognózy do budúcnosti.

Meteorológia je veda, ktorá skúma javy a deje prebiehajúce v atmosfére. Jej názov pochádza z gréckeho *meteoros,* čo znamená všetky nadpozemské veci. Meteorológia skúma napr. zloženie atmosféry, výmenu a režim tepla v atmosfére a na zemskom povrchu, výmenu a režim vlhkosti, všeobecnú cirkuláciu atmosféry, elektrické, optické a akustické javy v atmosfére a pod.

Meteorológia sa delí na nasledovné odvetvia podľa zamerania (Vysoudil, 2013):

(1) **Synoptická meteorológia**: analyzuje a študuje atmosférické javy pomocou synoptických máp s cieľom predpovedať počasie.
(2) **Dynamická meteorológia**: formuluje a rieši vzťahy, ktoré popisujú statiku, dynamiku a termodynamiku atmosféry. Jej cieľom je objektívna, fyzikálne podložená predpoveď počasia.
(3) **Fyzikálna meteorológia**: zaoberá sa fyzikou oblakov a zrážok, študuje žiarenie v atmosfére, optické, elektrické a akustické javy.
(4) **Družicová meteorológia**: získava a spracováva meteorologické údaje z družíc z kozmického priestoru.
(5) **Radarová meteorológia** (rádiolokačná): využíva poznatky o správaní sa rádiových vĺn v atmosfére, zisťuje výskyt a smer pohybu meteorologických cieľov (napr. lokálna oblačnosť pri búrkovej činnosti).

Meteorológia sa týka našich každodenných životov, a preto existujú aj rôzne odvetvia **aplikovanej meteorológie**, napr. agrometeorológia, biometeorológia (biopredpovede), letecká a lodná meteorológia, priemyselná, technická, tropická, medicínska, resp. športová a pod. Aeronómia sa zaoberá vyššími vrstvami atmosféry nad troposférou, aerológia zbiera a analyzuje atmosféru vertikálne.

Meteorológia popisuje fyzikálne vlastnosti a javy atmosféry pomocou **meteorologických prvkov**, ktoré súborne tvoria **počasie**. Patrí sem: slnečné žiarenie, teplota vzduchu, teplota pôdy, tlak vzduchu, vlhkosť vzduchu, výpar, oblačnosť, atmosférické zrážky, smer a rýchlosť vetra. Ich okamžitý stav ale aj dlhodobé charakteristiky sú ovplyvňované **klimatotvornými činiteľmi**. Štatistické charakteristiky stanovené dlhodobým pozorovaním meteorologických prvkov sa nazývajú **klimatické prvky**. Štatisticky popisujú podnebie jednotlivých podnebných pásiem, napr. priemerná ročná teplota, ročný úhrn zrážok, priemerná relatívna vlhkosť vzduchu a pod.

Klimatológia (z gréckeho *klima* – sklon) skúma podnebie Zeme z globálneho a regionálneho hľadiska. Popisuje a vysvetľuje podnebné zvláštnosti na Zemi v rôznych priestorových mierkach. Klasifikuje podnebie a vymedzuje klimatické oblasti na základe rôznych kritérií, študuje klímu Zeme v historickom kontexte, jej kolísanie v geologických dobách ako aj súčasnú klimatickú zmenu. Podieľa sa na tvorbe projekcií zmien podnebia do budúcnosti, modeluje podnebie matematickými metódami a interpretuje ich v kartografickej podobe. Klimatológia sa čiastočne zaujíma o krajinu, ktorá je objektom štúdia geografie, geografia sa čiastočne zaujíma o podnebie, ktoré je objektom štúdia klimatológie. Klimatológiu delíme na:

(1) **Klimatológiu prízemnej vrstvy**
(2) **Klimatológiu strednej vrstvy**
(3) **Aeroklimatológiu** (skúma voľnú vrstvu atmosféry)
(4) **Aplikovanú klimatológiu** (patrí sem napr. bioklimatológia, agroklimatológia, technická klimatológia, dopravná klimatológia)

Podľa metód výskumu sa klimatológia delí na:

(1) **Klasickú klimatológiu**, ktorá študuje klimatické prvky v ich dennom či ročnom chode podľa kalendárnych úsekov (deň, dekáda, mesiac). Ako najčastejšiu charakteristiku používa priemer, úhrn a frekvenciu a z nich stanovuje klimatologické normály. Poskytuje základné informácie o podnebí daného miesta.

(2) **Dynamickú klimatológiu**, ktorá pri spracovaní klimatologických charakteristík vychádza z rôzne dlhých období, počas ktorých sa na danom mieste vyskytovali určité cirkulačné alebo radiačné podmienky, napr. synoptické situácie.
(3) **Synoptickú klimatológiu**, ktorá sa zaoberá príčinnými väzbami medzi cirkulačnými typmi počasia a utváraním podnebia. Využíva početnosti poveternostných situácií a ich prejavy.
(4) **Komplexnú klimatológiu**, ktorá skúma podnebie na základe stanovenia intervalov hodnôt skupiny vybraných meteorologických prvkov.

Osobitnú časť klimatológie tvorí **fenológia**, ktorá sleduje životné prejavy rastlín (fytofenológia) a živočíchov (zoofenológia) k striedaniu poveternostných a pôdnych pomerov počas ročných období, tzv. **fenologických fáz**. U rastlín je to napríklad obdobie klíčenia, pučanie listov, kvitnutie, dozrievanie plodov, žltnutie a opadávanie listov. U živočíchov sa sleduje prvý prílet, prvý spev, u včiel prvá znáška peľu a pod. (SHMÚ, 2003). Fenologické pozorovania uskutočňuje SHMÚ na svojich pozorovacích staniciach. Zistené údaje vypovedia veľa napríklad o posune ročných období vplyvom otepľovania a majú praktický význam najmä v poľnohospodárstve a lesníctve (Škodová a kol. 2012, Franc a kol. 2015).

Klimageografia je čiastkovou vednou disciplínou fyzickej geografie. Zaoberá sa ovplyvňovaním podnebia geografickými činiteľmi. Študuje klímu vo vzťahu ku krajinnej sfére a k jej čiastkovým systémom. Vychádza zo samostatných vied klimatológie, meteorológie a geografie, z ktorých preberá základné poznatky a odbornú terminológiu. Aplikuje ich do geografie v snahe pochopiť kauzálne súvislosti v geografických situáciách.

Klimatológia skúma parametre **podnebia**. Podnebie (resp. klíma) predstavuje dlhodobý charakteristický režim počasia, ktorý je ovplyvnený energetickou bilanciou žiarenia, cirkuláciou atmosféry, charakterom aktívneho povrchu ale zároveň aj človekom.

Počasie, ktorým sa zaoberá meteorológia, je okamžitý stav atmosféry, charakterizovaný súhrnom hodnôt všetkých meteorologických prvkov a atmosférických javov v určitom mieste a čase.

Poveternostná situácia je niekoľkodenný podobný priebeh počasia, rozloženie vzduchových hmôt, atmosférických frontov, cyklón a anticyklón, ktoré určujú ráz počasia nad veľkou geografickou oblasťou.

1.2. HISTÓRIA KLIMATOLÓGIE A METEOROLÓGIE VO SVETE A NA SLOVENSKU

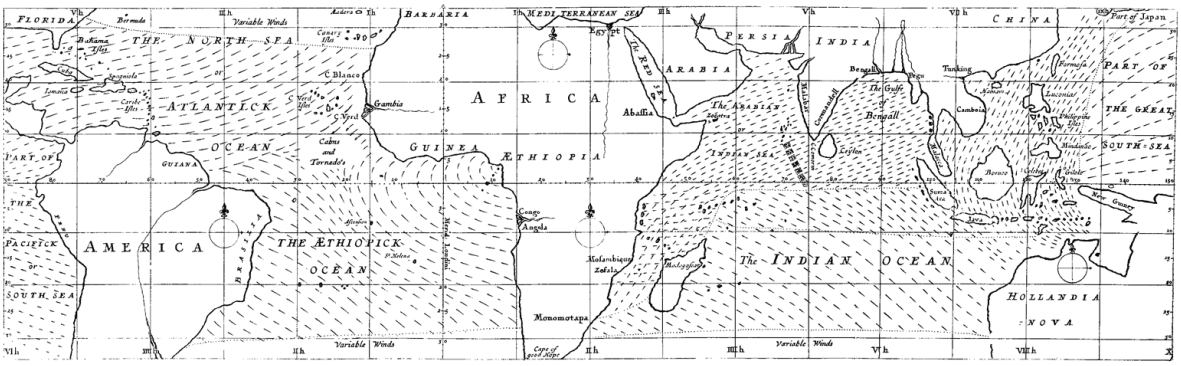
Ľudia sa odpradávna zaoberali pozorovaním prírody a zaznamenávali rôzne zmeny počasia a prírodných javov, aby časom dokázali predpovedať, aké bude počasie, alebo napríklad aká bude úroda. História predpovedania počasia je možné rozdeliť na dve etapy: 1. etapa predpovedania počasia na základe pozorovania prírodných úkazov a na 2. etapu obdobia moderných meteorologických predpovedí.

V prvých kalendároch sa uvádzali pranostiky, ktoré boli viazané na mená svätcov (Hájek a kol., 2010). Označenie pranostika pochádza z gréckeho *prognósis* (predpoveď). Už okolo roku 650 pred naším letopočtom sa Babylončania pokúšali predpovedať počasie podľa oblakov a hviezd. V antickom Grécku sa ako prvý o meteorológii zmienil **Platón**, neskôr počasie popísal **Aristoteles** v spise *Meteorologica*, najstaršom známom spise o počasí. Aj čínska náuka o predpovedaní počasia siaha minimálne do 300 rokov p. n. l., čo bolo v rovnakom období ako indickí astronómovia vyvinuli prvé metódy predpovede počasia.

Vedecký prístup k predpovediam umožnil až vynález prvých meracích prístrojov. V starých čínskych kronikách možno nájsť zmienku o prvých meraniach zrážok datované niekoľko storočí pred naším letopočtom. Gréci a neskôr aj Rimania pozorovali smery vetra. Okolo roku 1500 zostavil **Leonardo da Vinci** prvý anemometer a nový vlhkomer (Schmidt, 1980). Prvý sklenený **teplomer** v roku 1592 (nazývaný aj termoskop) zostrojil ešte **Galileo Galilei**, tento však nemal stupnicu a reagoval na atmosférický tlak (obr. 1.1). V roku 1612 ako prvý zostrojil stupnicu na termoskope taliansky vedec **Santorio Santorio,** a je tak považovaný za prvého vynálezcu teplomera ako meracieho zariadenia. Ale až v roku 1717 zostrojil prvý ortuťový teplomer **Daniel Gabriel Fahrenheit**, pričom 100 °F bola teplota ľudského tela. V roku 1742 **Anders Celsius**, švédsky astronóm, fyzik a matematik, založil škálu 100 stupňov medzi bodom mrazu (0 °C) a bodom varu (100 °C) destilovanej vody. Celý proces zdokonalil ešte **Lord Kelvin** použitím **Kelvinovej stupnice** v roku 1848, ktorá určuje absolútnu teplotu podľa druhého termodynamického zákona (0 °K = -273,15 °C). **Barometer** v roku 1643 vynašiel **Giovanni Evangelista Torricelli**, taliansky fyzik a matematik a Galileiho žiak. Dôležitým prínosom bol aj vynález hygrometra **Ferdinandom II Toskánskym** a v roku 1775 aj **Horaciom Benedictom de Saussure**, ktorý znamenal začiatok merania vlhkosti vzduchu (Hájek a kol., 2010). V roku 1740 vynašiel americký fyzik **Benjamin Franklin** bleskozvod a v roku 1805 zaviedol anglický vedec **Francis Beaufort** stupnicu sily vetra.

Obr. 1.1 *Galileov termoskop, resp. teplomer v dnešnej podobe. Skladá sa zo zvislej sklenenej trubice, ktorá je typicky naplnená vodou a utesnenými sklenenými bublinami, ktoré obsahujú farebnú vodu alebo alkohol. Každá bublina je pripojená k malému závažiu danej hmotnosti, na ktorom je vyznačená prislúchajúca teplota na kalibráciu jej hustoty. Rozloženie bublín v sklenenom stĺpci určuje teplotu, a to na princípe rozdielnej hustoty – ak je hustota v bubline nižšia ako hustota vody, objekt pláva, ak je naopak vyššia, klesá. Keď sa teplota kvapaliny v sklenenej trubici začne zahrievať, expanduje a zníži sa jej hustota a bubliny s tekutinou danej hustoty na to začnú reagovať svojou distribúciou (Benedict, 1984).*

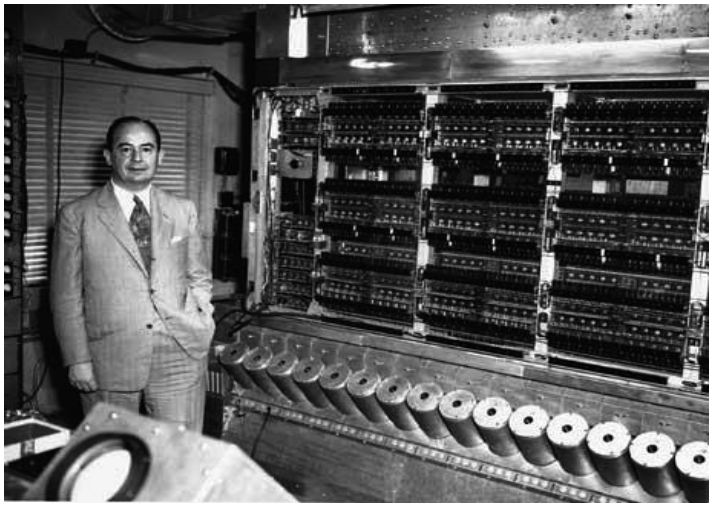
Za zostavovateľa **prvej meteorologickej mapy** je považovaný **Edmond Halley**, anglický astronóm, geofyzik, matematik a meteorológ, ktorý načrtol vzdušné prúdenie nad Atlantickým, Indickým a Tichým oceánom (obr. 1.2). Počiatky moderných meteorologických predpovedí súvisia s poveternostnými udalosťami, ktoré mali vplyv na vojenské operácie, napr. víchrica pri Krymskej vojne neďaleko ruského mesta Sevastopoľ v roku 1854, či stroskotanie parníka Royal Charter na pobreží Walesu v roku 1859 (Munzar a kol., 1990). Admirál **Robert Fitz-roy** pri analýze počasia, ktoré ovplyvnilo stroskotanie parníka, odhalil možnosti predpovedania pomocou máp, ktoré nazval **synoptické** a od roku 1861 zaviedol v Anglicku **pravidelné predpovede počasia a výstrahy na víchrice**, tzv. *storm warning*. Pomenovanie máp „synoptické“ pochádza z gréckeho slova *synoptikos* (súčasne pozorujúci). Vystihuje to fakt, že synoptické mapy znázorňujú počasie pozorované v jednom časovom okamihu (Benko, 2011). Pre synoptickú meteorológiu mali veľký význam poznatky **nórskej školy** pod vedením **Vilhelma Bjerknesa**, ktorý zaviedol pojem **atmosférický front** (hranica medzi vzduchovými hmotami), ktorý sa v tejto podobe v synoptike používa dodnes (Racko, 2011).



Obr. 1.2 *Prvá synoptická mapa, ktorú zostavil Edmond Halley z roku 1686 znázorňujúca prúdenie vzduchu nad oceánmi (Zdroj: http://libweb5.princeton.edu/).*

Na Slovensku pochádzajú prvé každodenné merania teploty a tlaku vzduchu z rokov 1717-1720 a vykonal ich **Ján Adam Reimann** (1690-1770) v Prešove. V roku 1871 bolo vďaka iniciatíve maďarského astronóma a fyzika **Mikuláša Konkolyho** (1842-1916) založené pozorovacie observatórium v **Hurbanove** (pôv. Ó-Gyalla). Meteorológii sa v službách francúzskej armády venoval aj slovenský rodák **Milan Rastislav Štefánik** (1880 -1919), vo svojom výskume sa zaoberal horskou meteorológiou v oblasti Mount Blancu (Hájek a kol., 2010). V roku 1939 meteorológ a klimatológ **Mikuláš Konček** (1900-1982) založil na Slovensku meteorologickú službu a Štátny meteorologický a hydrologický ústav, z ktorého neskôr vznikol SHMÚ. Konček taktiež zaviedol klimatickú klasifikáciu na základe indexu zavlaženia, ktorá sa používa aj medzinárodne. Na Slovensku sa narodil aj významný nemecký fyzik a nositeľ Nobelovej ceny Filip Lenard. Opísal napríklad rozpad vodných kvapiek (tzv. Lenardov efekt), ktorý má dodnes uplatnenie v praxi.

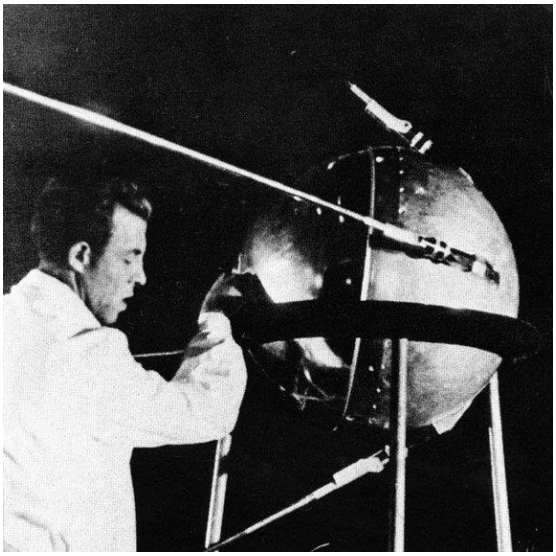
S objavom **radaru** prichádza počas 2. svetovej vojny aj radarová meteorológia a roku 1946 sa **John von Neumann** pokúša o **prvé matematické modelovanie počasia** (obr. 1.3). Rozvoj kozmonautiky priniesol v 60. rokoch minulého storočia **meteorologické družice** (prvá umelá družica Sputnik, 4. 10. 1957) a nástup **superpočítačov** koncom storočia umožnil globálne modelovanie počasia (Hájek a kol., 2010).



Obr. 1.3 *O prvú, aj keď neúspešnú, numerickú predpoveď počasia sa v roku 1922 pokúsil anglický matematik a fyzik Lewis Fry Richardson. Jeho myšlienky sa ujali až v roku 1950 americkí meteorológovia Jule Gregory Charney, Philip Thompson, Larry Gates a nórsky meteorológ Ragnar Fjørtoft spolu s aplikovaným matematikom Johnom von Neumannom. Použitím počítača ENIAC pripravili prvú 24-hodinovú predpoveď. Na predpoveď bol využitý zjednodušený model atmosférickej dynamiky aplikovaný na jednu vrstvu atmosféry s tlakovým povrchom zodpovedajúcim hodnote 500 mb. Výpočty trvali 33 dní, ale výsledky boli také uspokojivé, že tento rok sa považuje za začiatok numerických predpovedí počasia. O päť rokov neskôr bola rýchlosť výpočtov už na takej úrovni, ktorá v USA umožňovala numerické predpovede používať v každodennej praxi (Krška a Šamaj, 2001).*

S vypustením **prvej umelej družice Zeme Sputnik 1** v roku 1957 nastáva nová éra v meteorológii (Munzar a kol. 1989). Za prvú úspešnú meteorologickú družicu sa považuje TIROS-1, ktorá bola v obehu len 78 dní. Od tej doby nastal obrovský rozvoj vo vývoji družíc. USA vytvorilo až niekoľko operačných meteorologických družicových systémov –

ESSA, ITOS, DMSP, NIMBUS, TIROS, SMS, GOES. Rusko začalo využívať svoju sériu KOSMOS a METEOR, Európa vytvorila METEOSAT a Japonsko GMS. Pozorovanie Zeme z vesmíru umožnilo meteorológom pochopenie atmosférických procesov v globálnom kontexte.



Obr. 1.4 *Sputnik 1 - prvá umelá družica Zeme. Sovietsky zväz ju vypustil na eliptickú nízku obežnú dráhu Zeme 4. októbra 1957. Išlo o leštenú kovovú guľu s priemerom 58 cm, so štyrmi externými rádiovými anténami pre vysielanie rádiových pulzov (Zdroj: NASA).*

Významným medzinárodným míľnikom bol vznik **Svetovej meteorologickej organizácie** (World Meteorological Organisation, skr. WMO) so sídlom v Ženeve, ktorá združuje krajiny celého sveta, podporuje zakladanie nových pozorovacích staníc, zhromažďuje meteorologické a klimatologické informácie o Zemi a podporuje ich aplikáciu vo vede a výskume, doprave, priemysle či vzdelávaní. Medzi ďalšie významné organizácie, ktoré prispievajú k rozvoju meteorológie a klimatológie, patrí **Národný úrad pre letectvo a vesmír** (National Aeronautics and Space Administration, skr. NASA), ktorý zodpovedá za americký kozmický program a výskum v oblasti letectva. V Európe jeho úlohu zastupuje **Európska vesmírna agentúra** (European Space Association, ESA), ktorá vznikla v roku 1974 a v súčasnosti združuje 22 členských štátov so sídlom v Paríži. **23. marca** si každoročne pripomíname **Svetový deň meteorológie**, do ktorého sa zapájajú organizácie z celého sveta vrátane Slovenska.

V roku 1979 bol na Slovensku založený **Slovenský hydrometeorologický ústav** (SHMÚ). Je to špecializovaná štátna organizácia, ktorá poskytuje meteorologické aj hydrologické služby nielen na národnej ale aj na medzinárodnej úrovni. SHMÚ pokračuje v zastrešovaní meteorologických a hydrologických služieb, ktoré pôsobili na území Slovenska od polovice 19. storočia. SHMÚ monitoruje kvantitatívne a kvalitatívne parametre stavu ovzdušia a vôd na území Slovenskej republiky, zhromažďuje, overuje, hodnotí, archivuje a interpretuje údaje a informácie o stave a režime ovzdušia a vôd, popisuje deje v atmosfére a hydrosfére, tvorí a vydáva meteorologické a hydrologické predpovede, výstrahy a informácie (SHMÚ, 2014). Základným prostriedkom na získavanie údajov sú pozorovacie objekty štátnej hydrologickej a štátnej meteorologickej siete, ktorých je spolu 3884 (SHMÚ, 2011). V roku 2008 tvorilo

sieť meteorologických a klimatologických staníc, ktorú spravuje SHMÚ, 93 staníc. 34 staníc je automatických a veľké množstvo staníc obsluhujú dobrovoľníci. Okrem meteorologických a klimatických staníc máme na Slovensku cca 550 zrážkomerných staníc a 220 fenologických staníc (tabuľka 1.1).

Tabuľka 1.1 *Štátna meteorologická sieť (SHMÚ, 2015), pričom uvedené počty staníc sa často menia.*

Druh monitorovacej siete	Počet objektov
Meteorologické stanice	34
Klimatologické stanice (dobrovoľné)	73
Zrážkomerné stanice	550
Automatické zrážkomerné stanice	76
Stanice na meranie slnečného žiarenia	5
Stožiarové meteorologické observatóriá (stožiare 200 m, 40 m)	2
Agrometeorologické stanice (51 s teplotou pôdy, 4 s meraním vlhkosti pôdy)	55
Fenologické stanice	218
Automatické monitorovacie stanice znečistenia ovzdušia	38
Stanice regionálnej kvality ovzdušia a zrážkových vôd	4
Stanice na sledovanie rádioaktivity životného prostredia	26
Stanice na meranie atmosférického ozónu	1
Aerologická stanica	1

1.3. SPÔSOBY ZÍSKAVANIA ÚDAJOV O POČASÍ A KLÍME

Údaje o počasí alebo o klíme získavame buď (1) **priamo**: meraniami a pozorovaniami na staniciach, leteckým prieskumom, z družíc, radarov a pod. alebo (2) **nepriamo**: vyhodnocovaním zozbieraných údajov prostredníctvom počítačových modelov.

Pre predpoveď počasia je potrebné poznať jeho aktuálny stav. Počasie nepozná hranice a pre predpoveď v Európe je potrebné sledovať stav a vývoj počasia v oblasti siahajúcej od východného pobrežia Kanady až po Ural a od severných brehov Afriky až na sever, ďaleko za polárny kruh. Pre túto úlohu slúži viacero pozorovacích systémov a sietí meteorologických staníc. Na Slovensku máme k dispozícii 34 **meracích staníc**, ktoré automaticky odosielajú údaje o teplote, tlaku a vlhkosti vzduchu, oblačnosti, zrážkach a pod. meteorológom každých 10 minút (tabuľka 1.1).

1.3.1. METEOROLOGICKÉ STANICE

Meteorologické stanice sú miesta, na ktorých sú inštalované kalibrované prístroje a kde sa uskutočňujú meteorologické pozorovania podľa dohodnutých medzinárodných alebo vnútroštátnych postupov a v daných meteorologických termínoch (u nás o 7.00, 14.00 a 21.00 hod. stredoeurópskeho času). Môžeme ich rozdeliť podľa rôznych hľadísk, napr. podľa odborného zamerania na: **synoptické, klimatologické, letecké** a pod., podľa charakteru získavaných údajov na: **prízemné** a **aerologické**, podľa umiestnenia na: **pozemné, morské, družicové**.

Obr. 1.5 *Naša najvyššie položená meteorologická stanica na Lomnickom štíte. Meteorológovia na nej zbierajú informácie o vlastnostiach atmosféry vo vyšších nadmorských výškach. V päťdesiatych rokoch 20. storočia k nej pristavili pracovisko astronómov z Laboratória fyziky kozmického žiarenia a koronálnej stanice Astronomického ústavu SAV (Foto: F. Iván, 2011).*

Klimatologické stanice slúžia na zber dát v klimatologických intervaloch. Analýzy dát z týchto staníc slúžia na získavanie režimových, časových a priestorových meteorologických a klimatologických informácií. Môžeme ich rozdeliť na **základné, zrážkomerné** a **špeciálne**.

Meteorologické prvky sa merajú rozličnými prístrojmi, pričom mnohé z nich sú automatizované. Na meranie teploty sa využívajú rôzne teplomery, rýchlosť vetra sa meria anemometrom, tlak vzduchu barometrom. Profesionálne meteorologické prístroje musia byť špeciálne kalibrované, spĺňať technické normy a inštalované na staniciach a v špecifickej polohe, aby poskytovali spoľahlivé a presné údaje. Prehľad základných meteorologických prístrojov je uvedený v tabuľke 1.2.

Tabuľka 1.2 *Meracie prístroje a ich rôzne typy pre jednotlivé meteorologické prvky (Pejmal, 1971, Schmidt, 1980, Vysoudil, 2013).*

Meteorologický prvok	Prístroj	Typy
Teplota	Teplomer	Kvapalný ortuťový Kvapalný alkoholový Dvojkovový (v termostatoch) Infračervený (okamžitá radiácia) Termoelektrický (automatizovaný, meria odpor vodiča)
Tlak vzduchu	Barometer	Aneroidový Ortuťový
Vietor	Anemometer	Robinsonov miskový kríž Veterná smerovka Ultrasonický anemometer
Zrážky	Zrážkomer	Ombrometer Krečmerov zrážkomer Zrážkomerné totalizátory Člnkový automat Ombrograf Snehová lata
Vlhkosť vzduchu	Hygrometer, Psychometer	Vlasový hygrometer Assmanov aspiračný psychometer (pozostáva z dvoch teplomerov - suchého a vlhkého)
Výpar	Výparomer	GGI výparometer, Wildov výparometer
Slnečné žiarenie	Heliograf, Aktinometer, Fotometer, Solarimeter, Biometer (UV)	

1.3.2. METEOROLOGICKÉ RADARY

Uvedené informácie o stave atmosféry tesne nad zemským povrchom by však nestačili pre získanie dokonalého obrazu o počasí. Ďalšie údaje preto poskytujú tzv. **dištančné merania**. SHMÚ prevádzkuje dva **meteorologické rádiolokátory**, ktoré patria k najefektívnejším dištančným zariadeniam na meranie oblačnosti a zrážok.

Slovenskú rádiolokačnú sieť tvoria v súčasnosti dva meteorologické radary, pričom realizácia ďalších dvoch sa plánuje v najbližších rokoch. V roku 1997 bol uvedený do prevádzky rádiolokátor *DSWR92C Doppler Surveillance Weather Radar* na Malom Javorníku (584 m n. m.) v Malých Karpatoch vzdialenom, 6 km od Bratislavy. V roku 2005 začal prevádzku aj polarimetrický rádiolokátor *RDR250-GC Doppler Weather Radar* na Kojšovskej holi (1260 m n. m.) vo Volovských vrchoch, 38 km od Košíc (obr. 1.6). Obidva rádiolokátory nahradili pôvodné sovietske meteorologické radary MRL-5 (SHMÚ, 2015).

Obr. 1.6 *Meteorologický rádiolokátor na Kojšovskej holi pri Košiciach (Foto: R. Pouš, 2013).*

Princíp radaru je založený na detekcii signálu elektromagnetického žiarenia vyslaného rádiolokátorom k meteorologickému cieľu a odrazeného späť. Zachytený odraz sa premieta na obrazovke rádiolokátora. SHMÚ pomocou radarov pozoruje najmä vývoj oblačnosti, monitoruje búrky, výskyt krupobitia, výšku oblačnosti ako aj zloženie oblakov, objem vody v nich a úhrny zrážok. Podľa typu merania je spoľahlivý dosah radarov medzi 60 až 300 km.

1.3.3. AEROLOGICKÉ STANICE

Počasie sa neodohráva len v tenkej prízemnej vrstve, ale pre komplexnejší obraz je potrebné poznať charakteristiky jednotlivých meteorologických prvkov aj vo väčších výškach nad zemským povrchom. Za týmto účelom sú na tzv. **aerologických meteorologických staniciach** v pravidelných intervaloch vypúšťané rádiosondy, ktoré pomocou balóna naplneného vodíkom vyletia do výšky cca 35 km. Počas svojho letu merajú teplotu, tlak a vlhkosť vzduchu a na základe zmeny polohy sondy sa určuje smer a rýchlosť výškového prúdenia. Tieto údaje vysiela rádiosonda počas letu. Údaje namerané rádiosondami sa zobrazujú v špeciálnom type synoptických máp, v tzv. **výškových mapách** (Benko, 2011).

Na Slovensku je takouto stanicou Meteorologická aerologická stanica Poprad-Gánovce, ktorá je špecializovaným pracoviskom Slovenského hydrometeorologického ústavu (obr. 1.7). Vznikla v roku 1977 s cieľom vykonávať rádiosondážne merania vo vyšších vrstvách atmosféry. Gánovce sú jediným miestom na Slovensku, kde sa robia pravidelné merania tohto typu. Pomocou meteorologických rádiosond, voľne nesených balónmi, sa meria atmosférický tlak, teplota, vlhkosť, smer a rýchlosť výškového vetra až do výšok okolo 33 km. Výškové meteorologické merania sa však v regióne robia už od roku 1951 (Chmelík, 2005). Od roku 1993 sa v Gánovciach vykonávajú aj merania atmosférického ozónu.

Obr. 1.7 *Rádiosondážna stanica v Gánovciach je zaradená do Základnej siete synoptických a klimatologických staníc Svetovej meteorologickej organizácie v Európe a ozónová stanica patrí do systému Globálneho sledovania atmosféry. Merania z Gánoviec možno nájsť na serveroch po celom svete (Foto: J. Madaras).*

1.3.4. METEOROLOGICKÉ SATELITY

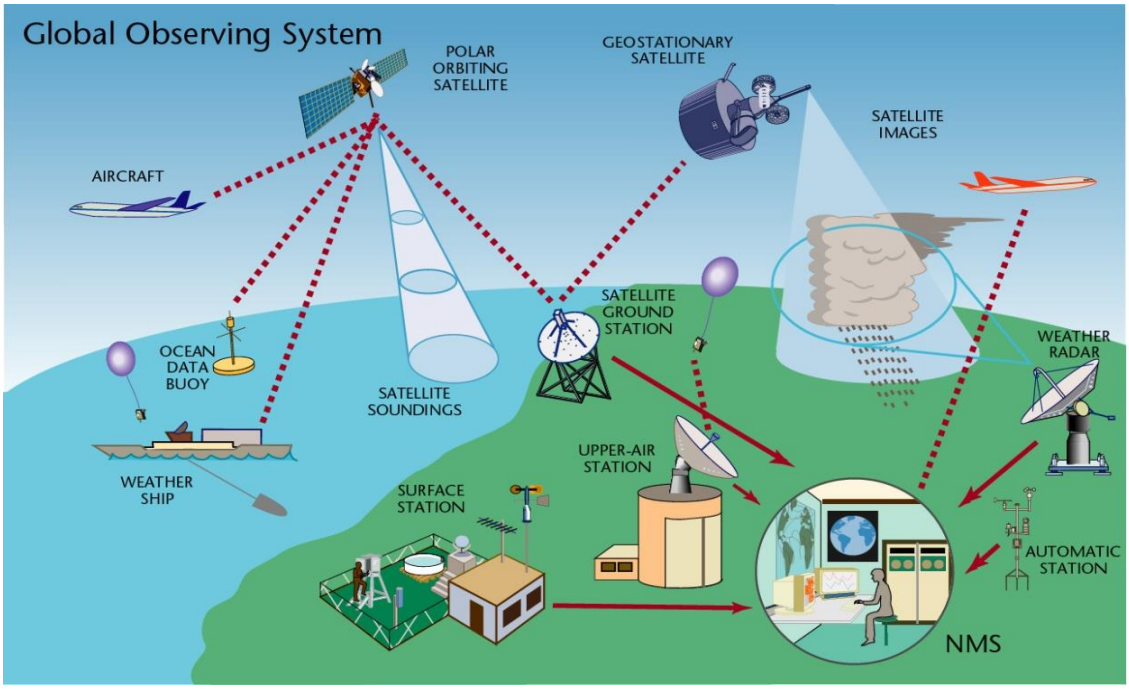
Satelitná meteorológia a klimatológia majú spektrum využitia a okrem pozorovania Zeme a predpovedí počasia možno dnes už pomocou satelitov podrobne študovať oblačnosť, tropické cyklóny, tok energie a bilanciu žiarenia na hornej hranici atmosféry, albedo, globálne rozdelenie vodných pár v atmosfére, globálne rozloženie teploty vzduchu, či oceánu alebo prúdenie vetra a cirkuláciu vzduchu a pod. Zemskú atmosféru z vesmíru snímajú **meteorologické satelity**, ktoré môžu byť **geostacionárne** alebo **polárne** (obr. 1.9).

Geostacionárne družice dokážu obsiahnuť až 20 % zemského povrchu, ich nevýhodou je však skreslenie zemského povrchu ďalej od rovníka a nižšie rozlíšenie v porovnaní s polárnymi družicami. Na druhej strane, ich výhodou je poskytovanie záberov v pravidelných časových intervaloch z rovnakého miesta.

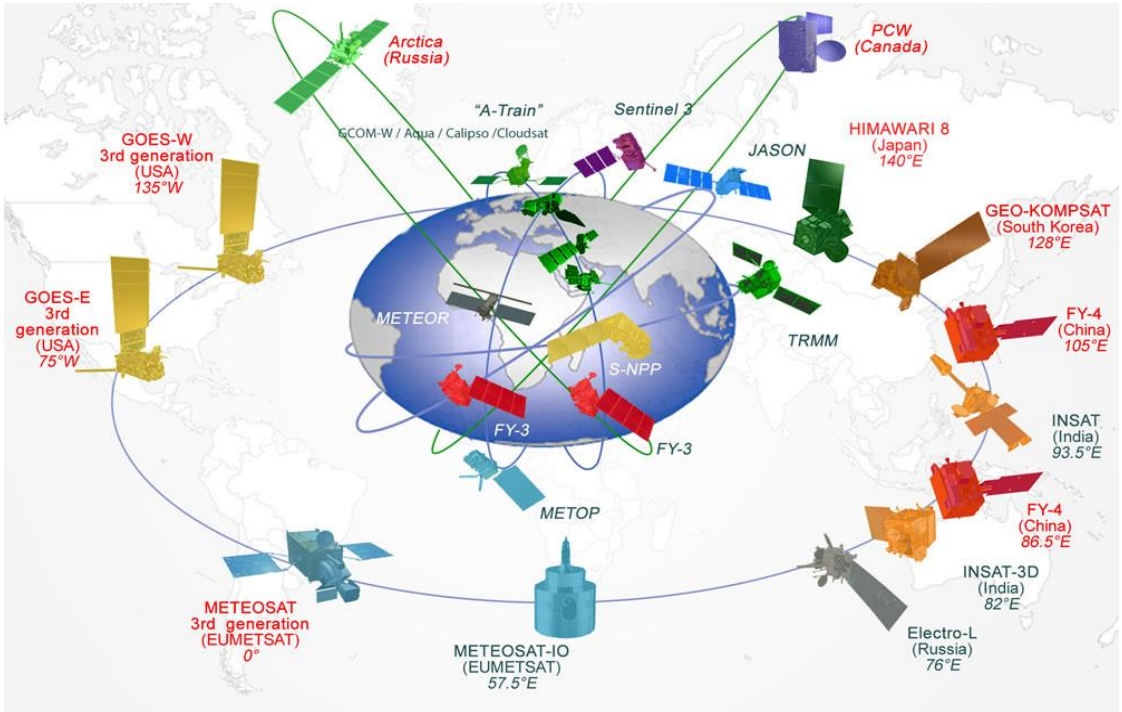
Geostacionárna družica **Meteosat** bola prvýkrát umiestnená na obežnú dráhu v roku 1977 nad priesečník rovníka a nultého poludníka. Družica snímala Európu, severnú časť Atlantického oceánu, Stredozemné more a celú Afriku s časťami Atlantického a Indického oceánu. Snímky z družice poskytli úplne nové informácie o rozložení a pohybe oblačnosti, o jej štruktúre a dynamike vývoja. Organizačné riadiace stredisko pre satelity Meteosat je EUMETSAT so sídlom v nemeckom Darmstadte. Medzi najnovšie družice patrí **Meteosat Second Generation 3 (MSG-3, Meteosat-10)**, ktorú vypustili do vesmíru 5. júla 2012 (ESA, 2015). Z výšky 36 tisíc km nad Zemou, nad priesečníkom rovníka a nultého poludníka, sníma družica každých 15 minút oblačnosť a zemský povrch s rozlíšením až 1 km. Najnovším satelitom z tejto série vo vesmíre je **MSG-4**, ktorý bol vypustený na obežnú dráhu 15. júla 2015 a podobne ako MSG-3 ho spravuje EUMETSAT. Údaje z týchto satelitov využíva aj SHMÚ pri tvorbe predpovede počasia pre naše územie.

Polárne družice sa pohybujú po poludníkovej dráhe ponad póly vo výškach 850 – 900 km. Oblet Zeme trvá 100 minút. Za čas obletu sa Zem pootočí a družica tak prináša zábery na západ od predchádzajúceho preletu. Šírka záberu je okolo 2400 km. Jedna družica je schopná urobiť dva zábery toho istého miesta na Zemi za 24 hodín. Polárne družice spravujú spoločnosti NOAA v USA, EUMETSAT v Európe a CMA v Číne. Výhodou týchto družíc je vyššia rozlišovacia schopnosť v porovnaní s geostacionárnymi družicami a možnosť nesenia väčšieho počtu meracích prístrojov (napr. pre vertikálnu sondáž atmosféry). Nevýhodou sú však dlhšie časové intervaly záberov a potreba viacerých organizačných riadiacich stredísk a staníc pre zber údajov. Na obr. 1.9 sú znázornené aj špeciálne družice na **výstredných**

polárnych dráhach, ktorých výhodou je, že ich obežná dráha zabezpečuje dlhý pobyt nad polárnymi oblasťami.



Obr. 1.8 *Globálny pozorovací systém (Global Observational System, GOS). Je to koordinovaný systém metód a zariadení na získavanie a spracovanie meteorologických pozorovaní a pozorovaní o životnom prostredí v globálnom meradle na podporu všetkých programov WMO. Systém sa skladá zo spoľahlivých prízemných a vesmírnych zariadení. Tieto zariadenia vlastnia a prevádzkujú členské krajiny zúčastnené v Svetovej meteorologickej sieti (WMO 2015).*



Obr. 1.9 *Schéma globálneho pozorovacieho systému s geostacionárnymi a orbitálnymi meteorologickými družicami (WMO, 2015).*

1.3.5. POČÍTAČOVÉ MODELY

Ďalšou skupinou údajov potrebných pre predpoveď počasia sú tie, ktoré nehovoria o tom, aké je počasie v danom čase alebo v nedávnej minulosti, ale informujú o tom, ako by sa malo vyvíjať v nasledujúcich hodinách. Ide o výstupy z **numerických predpovedných modelov**, napríklad modelu ALADIN, ktorý je vyhodnocovaný priamo na superpočítači v SHMÚ (SHMÚ, 2015).

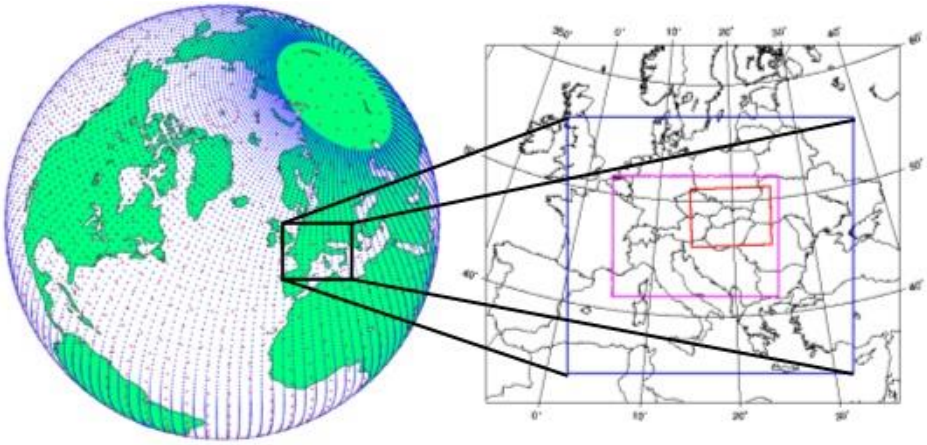
V súčasnej meteorológii a klimatológii zohrávajú veľkú úlohu počítačové systémy. Počítače môžu byť použité na riešenie rovníc, ktoré popisujú priebeh dejov v atmosfére a na vytváranie predpovedí počasia pre rozsiahle geografické regióny. Centrá, ktoré sa numerickou predpoveďou zaoberajú, patria majiteľom najvýkonnejších počítačov. Momentálne najvýkonnejší počítač sveta, japonský **Earth Simulator**, je používaný na výskum v oblasti predpovede počasia a klimatického systému Zeme (Spicer a kol., 1999). Najvýkonnejší počítač v Európe je v Európskom centre pre strednodobú predpoveď (ECMWF), na ktorom sa modeluje predpoveď počasia až na 10 dní dopredu (SHMÚ, 2015).

Obr. 1.10 *Systém meteorologických superpočítačov ECMWF Cray inštalovaný v decembri 2013 v Readingu, Anglicko (Zdroj: http://www.ecmwf.int/).*

Atmosféra a jej vývoj sa riadi fyzikálnymi zákonmi, problémom je však samotné matematické vyjadrenie týchto zákonov, ktoré je v prípade atmosféry veľmi zložité. Správanie sa atmosféry je popísané **systémom parciálnych diferenciálnych rovníc** (Coiffier, 2011). Znalosť týchto rovníc a stavu atmosféry v určitom momente sú dva nevyhnutné podklady na modelovanie predpovede počasia, ale len v teoretickej rovine. Stále ostáva problémom, že napriek súčasným poznatkom zatiaľ nie je možné rovnice atmosféry analyticky riešiť presne,

meteorológovia sú schopní sa len priblížiť k správnej odpovedi metódami numerickej matematiky na vysokovýkonnom počítači (SHMÚ, 2015).

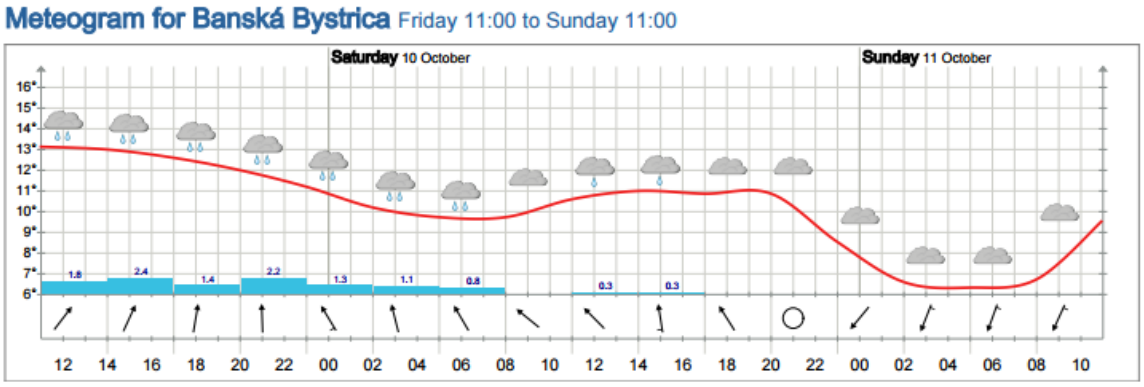
Zemská atmosféra je modelovaná do pravidelných štvorcov (resp. hranolov) o veľkosti cca 50 km a výške 1 km. Každá takáto priestorová jednotka obsahuje informácie o piatich základných meteorologických ukazovateľoch: tlaku, teplote, vlhkosti, smere a rýchlosti vetra. Celá atmosféra je v danom čase takto obsiahnutá v počítači pomocou 40 miliónov údajov. Z týchto vstupných dát vypočíta atmosférický model, v akom stave bude atmosféra v istom časovom intervale a z týchto údajov sa následne vytvoria **synoptické mapy**, ktoré tvoria základ pre tvorbu predpovede počasia meteorológmi. Treba však zohľadniť aj podmienky vnútri hranolu, ktoré môžu byť veľmi rôznorodé. Preto sa do základnej schémy zaraďuje ešte množstvo ďalších rovníc, ktoré počítajú napríklad vplyv turbulencie, slnečného žiarenia, georeliéfu, interakcie s aktívnym povrchom a pod. (SHMÚ, 2015).



Obr. 1.11 *Globálny model (vľavo) počíta predpoveď počasia pre celú atmosféru. Model na ohraničenej oblasti počíta predpoveď pre menšiu vybranú oblasť, strednú Európu v príklade vpravo. Informácie o dejoch, ktoré vstupujú do vybranej oblasti cez okraje (modrý obdĺžnik) poskytne globálny model (Zdroj: www.shmu.sk).*

Meteogram používaný SHMÚ zobrazuje podrobnú predpoveď časového vývoja meteorologických prvkov využitím spomínaného modelu ALADIN, ktorý je jedným z hlavných podkladov pre krátkodobú predpoveď počasia (SHMÚ, 2015). Výstupy z neho sú aktualizované 4-krát za deň. Sú tvorené piatimi grafmi: denný chod teploty, oblačnosti (celková oblačnosť ako aj zastúpenie nízkej, strednej a vysokej oblačnosti), hodinové ako aj denné úhrny zrážok (v mm), chod tlaku vzduchu, sila vetra (priemerná sila vetra, sila vetra v nárazoch) a smer vetra. Na horizontálnej osi je čas (deň a hodina dňa v UTC - univerzálny koordinovaný čas) a na vertikálnej osi sú hodnoty daného prvku na 72 hodín dopredu.

Medzi najpopulárnejšie meteogramy v Európe momentálne patrí výstup spoločného projektu Nórskeho meteorologického inštitútu a Nórskej televízie. Portál **yr.no** má každodenne niekoľko stotisíc užívateľov aj zo Slovenska. Na stránke možno nájsť údaje pre 7 miliónov oblastí na svete v podobe grafov, textových informácií, radarových a satelitných snímok a špecializovaných predpovedí. Prognózy sú vytvárané z dát Nórskeho meteorologického inštitútu, ECMWF a EUMETSAT.



Long term forecast for Banská Bystrica

Tomorrow 10/10/2015	Sunday 11/10/2015	Monday 12/10/2015	Tuesday 13/10/2015	Wednesday 14/10/2015	Thursday 15/10/2015	Friday 16/10/2015	Saturday 17/10/2015
11°	11°	4°	6°	8°	12°	12°	12°
Light rain. Light air, 1 m/s from southeast. 0.6 mm precipitation.	Cloudy. Gentle breeze, 4 m/s from northeast. 0 mm precipitation.	Rain. Light air, 2 m/s from north-northeast. 3.3 mm precipitation.	Cloudy. Light air, 1 m/s from south. 0 mm precipitation.	Partly cloudy. Light breeze, 3 m/s from east-southeast. 0 mm precipitation.	Fair. Gentle breeze, 4 m/s from east-southeast. 0 mm precipitation.	Cloudy. Light breeze, 2 m/s from southeast. 0 mm precipitation.	Cloudy. Light breeze, 3 m/s from east-southeast. 0 mm precipitation.

Obr. 1.12 *Grafický výstup z nórskeho meteogramu pre Banskú Bystricu od piatka 9. 10. do nedele 11. 10. 2015 (Zdroj: yr.no).*

Kontrolné otázky

1) *Čo je to synoptická meteorológia a na aké ďalšie typy sa meteorológia delí?*
2) *Aký je rozdiel medzi meteorologickým a klimatickým prvkom? Uveďte príklady.*
3) *Ktorí výskumníci ako prví vynašli základné meteorologické prístroje: teplomer, vlhkomer a barometer?*
4) *Na internete zistite, čo znamenajú skratky NOAA, ESA, NASA, WMO a IPCC a čím sú tieto organizácie dôležité pre meteorológiu a klimatológiu?*
5) *Zistite, aké meteorologické stanice sú vo vašom okolí a čo všetko sa na nich meria.*
6) *V čom spočíva hlavný význam meteorologických radarov pri predpovedaní počasia?*

7) *Akými piatimi základnými spôsobmi sa môžu získavať informácie o počasí a podnebí?*
8) *Prečo je potrebné sledovať meteorologické prvky aj vo vertikálnom profile?*
9) *Vysvetlite, na akom princípe je založené modelovanie atmosféry.*
10) *Na stránke www.shmu.sk vyhľadajte výstupy z predpovedného modelu ALADIN pre ľubovoľnú lokalitu na Slovensku. Pozorujte jednotlivé grafy a pokúste sa nájsť medzi nimi súvislosti.*

2. ATMOSFÉRA

V tejto kapitole sa zameriame na atmosféru z hľadiska jej zloženia a systémov vertikálneho členenia. Dočítate sa o tom, ako sa zloženie atmosféry v historických dobách menilo a odkiaľ sa na Zemi vzal kyslík. Rovnako tiež, prečo je potrebné chrániť stratosférický ozón, ale aj to, že nie všetok ozón v atmosfére je pre nás prospešný. V kapitole sa venujeme aj dýzovému prúdeniu a dozviete sa, kto ako prvý obletel Zem na balóne. Záverečná časť pojednáva o výmene tepla medzi Slnkom, atmosférou a zemským povrchom pomocou bilančných rovníc.

Termín atmosféra vznikol zložením gréckych slov *„atmos“* (para) a *„sphaira“* (obal). Atmosféra je pripútaná k Zemi gravitačnou silou a zúčastňuje sa zemskej rotácie. Odhaduje sa, že atmosféra má hmotnosť **$5{,}15.10^{18}$ kg** a neváži tak ani jednu milióntinu hmotnosti Zeme. Najvyšší tlak a hustota atmosféry je pri zemskom povrchu, s výškou rýchlo klesajú. Do výšky 5,5 km je sústredených 50 % hmotnosti atmosféry, a do výšky 20 km 90 % hmotnosti. Vertikálne je vymedzená v spodnej časti zemským povrchom (okrem jaskýň), horná hranica atmosféry je však nejednotná (môže siahať od 800 km vyššie). Okrem plynov je atmosféra zložená z pevných častíc a vodnej pary. Zloženie atmosféry sa v historických dobách menilo, pričom súviselo najmä s geologickými a geochemickými procesmi a s činnosťou živých organizmov. Dnešnú atmosféru tvoria približne štyri pätiny dusíka a jedna pätina kyslíka a ostatných plynov. Atmosféra chráni biosféru pred kozmickým žiarením. Pohlcuje najmä škodlivé elektromagnetické žiarenie (röntgenové, gama a ultrafialové). Zachytáva aj korpuskulárne žiarenie (tvorené časticami s nenulovou hmotnosťou) pokiaľ preniklo magnetosférou. Meteority zachytáva atmosféra vo výškach okolo 100 km nad zemským povrchom, kde sa vyparia a žiaria ako meteory.

2.1. ZLOŽENIE ZEMSKEJ ATMOSFÉRY

Zemská atmosféra sa sústavne menila od svojho vzniku. Jej zloženie súviselo s geologickými a geochemickými procesmi a s činnosťou živých organizmov. Slnko, Zem a ďalšie planéty vznikli kolíziou vesmírnej hmoty s rotujúcou nebulou. Zem, podľa najviac akceptovanej teórie, vznikla približne pred **4,56 miliardami rokov**. Po vzniku Zeme tvorili súčasť atmosféry najmä **vodík a hélium**, menej amoniak, metán, vodné pary a oxid uhličitý. Vodík a hélium postupne unikali do vesmíru, množstvo vodných pár sa naopak zvyšovalo, oxid uhličitý sa postupne absorboval v horninách. Za prvé živé organizmy, ktoré boli schopné fotosyntézy približne pred 3,5 miliardami rokov sú považované baktérie a sinice, ktoré žili v kolóniách **stromatolitov**. Začali produkovať kyslík, ktorý sa spočiatku oxidoval do železných rúd, ale postupne sa jeho množstvo v atmosfére zvyšovalo. So vzrastajúcim množstvom kyslíka sa vytvorila aj ozónová vrstva a po jej vzniku sa život rozšíril z mora na súš (Ahrens, 2007).

Obr. 2.1. *Stromatolity (z gr. stroma vrstva a lithos kameň) sú vápnité alebo dolomitové usadeniny, ktoré sa vyzrážali na povrchu porastov siníc a baktérií v plytkých eulitoriálnych oblastiach morí. Mikroorganizmy, ktoré sa podieľali na ich tvorbe už počas prekambria patrili k fotosyntetizujúcim organizmom, ktoré obohatili zemskú atmosféru o kyslík. Najstaršie stromatolity sú známe zo západnej Austrálie a zo Zimbabwe (Kukal, 1986), (Foto: Scientica.cz).*

Kyslík je nevyhnutný pre život na Zemi. V atmosfére sa nachádza v objeme 21 %. Vo výškach 80 km nad zemským povrchom vzniká malé množstvo kyslíka fotodisociáciou (fotorozkladom na ióny) vodných pár. Základné množstvo kyslíka sa za pôsobenia slnečného žiarenia do atmosféry uvoľňuje **fotosyntézou** v chlorofyle zelených rastlín:

$$12\,H_2O + 6\,CO_2 \rightarrow C_6H_6O_6 + 6\,O_2 + 6\,H_2O$$

Okrem kyslíka sa v atmosfére nachádza **dusík**, ktorý tvorí jej hlavnú zložku (až 78 %), **argón** a v menších množstvách **oxid uhličitý**, stopovo sa tu vyskytujú aj vzácne plyny ako hélium, neón, kryptón, xenón a iné (tabuľka 2.1).

Okrem plynov a vodnej pary obsahuje atmosféra aj pevné častice a antropogénne prímesi, tzv. **atmosférické aerosóly**. **Prirodzenými atmosférickými aerosólmi** sú napr. kozmický a vulkanický prach, častice z povrchu pôdy, púští, mora alebo ľadovca, prach organického pôvodu a tzv. aeroplanktón. **Antropogénnymi atmosférickými aerosólmi** môžu byť napr. pevné častice produkované človekom ako **sadze, popolček** a **plynné prímesi**, napr. SO_2, SO_3, H_2SO_4, CO, NO_x. Tvoria približne 10 % všetkých aerosólov a z hľadiska životného prostredia sú najnebezpečnejšie ich reakcie s vodnou parou.

Tab. 2.1 *Chemické zloženie súčasnej atmosféry (Kopáček a Bednář, 2005).*

Plyn	Chemická značka	% objemu	Pomerná molekulová hmotnosť (g . mol^{-1})
Dusík	N_2	78,084	28,0134
Kyslík	O_2	20,9476	31,9988
Argón	Ar	0,934	39,948
Oxid uhličitý	CO_2	0,0314	44,00995
Neón	Ne	0,001818	20,183
Hélium	He	0,000524	4,0026
Metán	CH_4	0,0002	16,04303
Kryptón	Kr	0,000114	83,80
Vodík	H_2	0,00005	2,01594
Oxid dusný	N_2O	0,00005	44,0128
Xenón	Xe	0,0000087	131,30
Oxid siričitý	SO_2	0-0,0001	64,0628
Ozón	O_3	0-0,00007	47,9982
Oxid dusičitý	NO_2	stopovo	46,0055
Čpavok	NH_3	stopovo	17,03061

Prachové častice majú význam v atmosfére pri dohľadnosti, pohlcujú slnečné žiarenie a podporujú zohrievanie vzduchu, a tak ovplyvňujú aj regionálnu klímu. Zároveň slúžia ako **kondenzačné jadrá**, na ktoré sa viaže vodná para. Množstvo prachu v atmosfére je veľmi rôznorodé, aj čistý vzduch obsahuje prachové častice. Veľký výskyt prachových častíc je v mestách a mestských aglomeráciách (obr. 2.2 a 2.3), ale i pri silnom prúdení vzduchu nad piesčitým alebo suchým povrchom (Bednář, 2001).

Znečistenie ovzdušia predstavuje v súčasnosti jeden z najzávažnejších problémov životného prostredia na Zemi. Zapríčiňujú ho látky, ktoré sa nazývajú **exhaláty**. Môžu pochádzať z prirodzených zdrojov (sopky, oceány, močiare) alebo ich vyprodukoval človek. Unikanie látok z konkrétneho zdroja do ovzdušia sa nazýva **emisia**. Jej prenos, často aj na veľké vzdialenosti, je **transmisia**. Škodliviny, ktoré v atmosfére prešli chemickými reakciami alebo boli premiestnené z miesta na miesto a pôsobia na biosféru, nazývame **imisia**.

Obr. 2.2. *Londýnsky smog (redukčný, zimný) je zmes popolčeka, sadzí, oxidu siričitého, síry a oxidu uhoľnatého. Vzniká za hmlistých dní alebo pri teplotnej inverzii (teplota vzduchu s výškou stúpa), pri spaľovaní pevných palív s vysokým obsahom popola a síry. Takto sa označovalo pôvodne charakteristické znečistenie londýnskeho ovzdušia, na ktorého následky zomrelo počas dvoch decembrových týždňov v roku 1952 asi 4 000 ľudí. Tento smog sa objavuje najmä v zime a má preukázateľný vplyv na zhoršenie zdravotného stavu (bronchitída, astma).*

Obr. 2.3. *Losangelský smog (oxidačný, letný) vzniká najmä z výfukových plynov (oxidy dusíka, oxid uhoľnatý, uhľovodíky) pôsobením ultrafialového žiarenia za bezoblačného počasia a pri teplote asi 25-30°C. Dochádza k fotochemickým reakciám, pri ktorých vzniká prízemný ozón a ďalšie zlúčeniny. Tento smog dráždi očné rohovky a spojivky, sliznice dýchacích ciest, poškodzuje pľúca.*

Acidifikácia (okysľovanie) životného prostredia, ktorá nadobudla najväčší rozmer v 80. - 90. rokoch minulého storočia, je zapríčinená hlavne únikom emisií troch plynných látok: oxidu siričitého, oxidov dusíka a amoniaku. Tie v atmosfére reagujú a podnecujú vznik kyselín, ktoré dopadajú na Zem v podobe **kyslých dažďov** a následne poškodzujú vodné, lesné a pôdne ekosystémy citlivé na kyslosť.

Na emisiách oxidu siričitého a oxidov dusíka sa podieľajú prevažne spaľovacie procesy v energetike a priemysle. Emisie amoniaku pochádzajú hlavne zo živočíšnych exkrementov v poľnohospodárstve. Tieto emisie majú rôznu dobu zotrvania v atmosfére. U sírnych látok sú

to 2-4 dni, oxidy dusíka zotrvávajú dlhšie, ale ich premena na kyselinu dusičnú je podstatne rýchlejšia a v tejto forme rýchlo opúšťajú atmosféru. Oblaky nasýtené kyselinou sírovou alebo dusičnou môžu byť vetrom transportované na veľké vzdialenosti a tak spadnúť ďaleko od zdroja znečistenia.

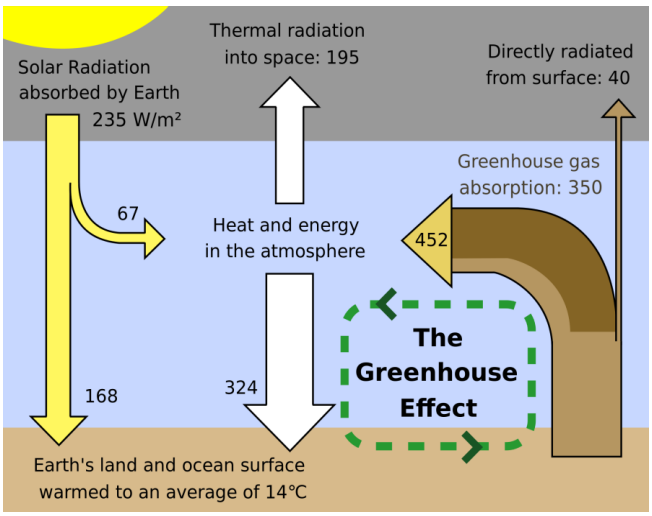
Z hľadiska klimatickej zmeny sú dôležité tzv. **skleníkové plyny**, ktoré dobre prepúšťajú krátkovlnné žiarenie dopadajúce na zemský povrch a zadržiavajú dlhovlnné tepelné vyžarovanie Zeme, čo spôsobuje tzv. **skleníkový efekt.** Priemerná teplota na Zemi je 15 °C, bez skleníkového efektu by však bola len -18 °C. Antropogénna činnosť v súčasnosti zvyšuje množstvo skleníkových plynov, čím spôsobuje ďalšie otepľovanie planéty. Množstvo skleníkových plynov sa udáva v počte ich častíc vzhľadom na objem. (Napr. ppmv je jeden diel v milióne objemovo, ppbv je jeden diel v miliarde a pod.)

Oxid uhličitý (CO_2) sa považuje za najdôležitejší skleníkový plyn produkovaný antropogénnou činnosťou. Z 85 % zodpovedá za nárast dlhovlnného vyžarovania v dekáde. Jeho kolísanie v atmosfére v historických dobách je predmetom štúdia podnebia v minulosti. V historickej atmosfére pred desaťtisíc rokmi bol obsah CO_2 v atmosfére približne konštantný, a to 280 ppm. To predstavuje množstvo, pri ktorom je v rovnováhe systém atmosféry, oceánu a biosféry. Od roku 1750 narástol obsah atmosférického CO_2 o 39 %, a to hlavne vplyvom priemyselných emisií pri spaľovaní fosílnych palív, vplyvom odlesňovania a zmien v krajine. Obsah CO_2 v atmosfére v roku 2010 bol 389 ppm a ročný nárast bol okolo 2,3 ppm.

Metán (CH_4), ďalší zo skleníkových plynov, sa podieľa na tepelnom vyžarovaní asi 18 %. Približne 40 % metánu sa do atmosféry dostáva prírodnými cestami hlavne z mokradí, zatiaľ čo prežúvavce, ryžové polia, ťažobný priemysel fosílnych palív, skládky a rozklad biomasy produkuje zvyšných 60 %. V predindustriálnej ére bol obsah metánu v atmosfére okolo 700 ppb. Nárast emisií však zvýšil túto koncentráciu až o 158 % do roku 2010, kedy bola priemerná globálna koncentrácia metánu až 1808 ppb (Dvořák, 2012).

V zemskej atmosfére vzrastá aj koncentrácia **oxidu dusného** (N_2O), ktorý je momentálne tretím najvýznamnejším skleníkovým plynom, pričom jeho životnosť v atmosfére prekoná aj freóny. Oxid dusný sa taktiež významne podieľa na rozpade stratosférického ozónu. Hlavným antropogénnym zdrojom tohto plynu je používanie umelých a prírodných hnojív, ktoré významne zasahujú do globálneho cyklu dusíka. Dlhovlnné vyžarovanie jednej tony N_2O sa približne rovná účinku 10 ton CH_4 a to sa rovná účinku 200 ton CO_2.

Posledné pozorovania v rámci programu Svetovej meteorologickej organizácie, nazvaného Global Atmosphere Watch (GAW) ukázali, že globálny priemer pomeru oxidu uhličitého, metánu a oxidu dusného dosiahol nové maximum. Ročný index skleníkových plynov, ktorý vyhodnocuje NOAA ukazuje, že medzi rokmi 1990 až 2010 narástlo tepelné vyžarovanie skleníkových plynov dlhej životnosti o 29 %.



Obr. 2.4 *Zjednodušená schéma tokov energie medzi vesmírom, atmosférou a zemským povrchom so znázorneným vplyvom skleníkového efektu. Vstupy a výstupy energie sú vyjadrené vo W/m² (Hansen a kol. 2005).*

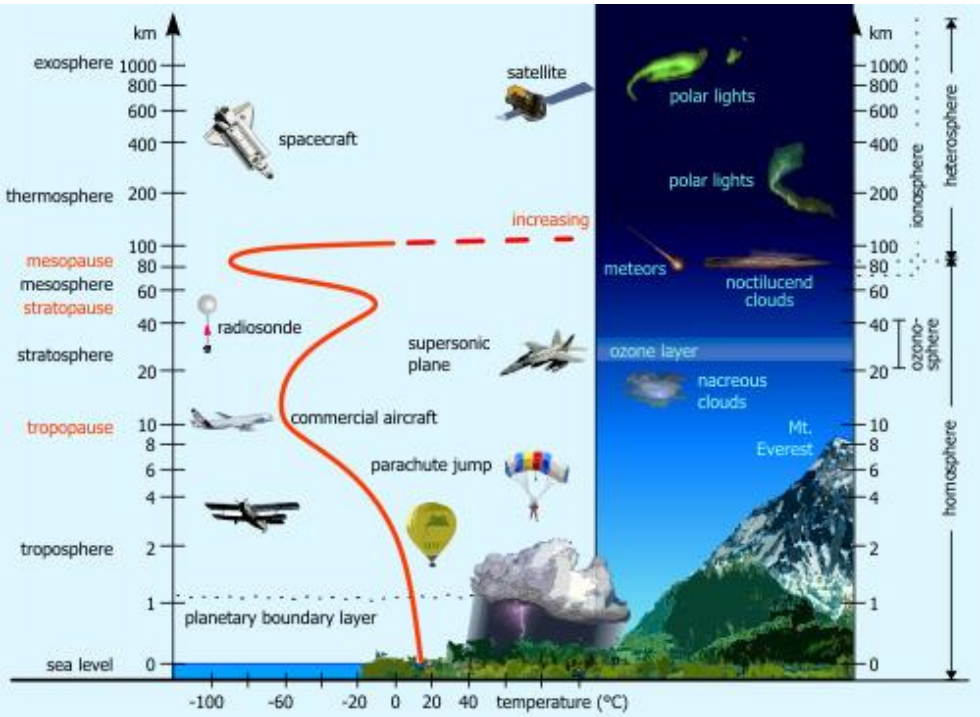
Tieto tri skleníkové plyny vykazujú nárast koncentrácie od začiatku priemyselnej éry. Ich množstvo v atmosfére je priamo spájané s ľudskou aktivitou, na rozdiel od výparu vody. **Vodná para** je vôbec najdôležitejším skleníkovým plynom, pretože množstvo vodnej pary v atmosfére je ovplyvnené **klimatickými spätnými väzbami** (kapitola 6.1).

Medzi ostatné skleníkové plyny patrí aj **fluorid sírový** (SF_6), ktorý sa vyrába umelo ako izolant v elektrických rozvodoch. Ďalej sú to **chlorofluorokarbóny** (CFC), ktoré porušujú ozónovú vrstvu a ich skleníkový efekt je 12 %. Zatiaľ čo CFC a väčšina **halónov** v atmosfére klesá, **hydrochlorfluorokarbóny** (HCFC) a **hydrofluorokarbóny** (HFC), čo sú taktiež významné skleníkové plyny, naopak významne pribúdajú.

2.2. VERTIKÁLNE ČLENENIE ATMOSFÉRY

Atmosféra je súčasťou zložitého systému Zeme, ktorý je prepojený s ostatnými sférami. Prebiehajú v nej žiarivé, chemické, elektrické, meteorologické, biologické ako aj geologické procesy. Jej vlastnosti sa menia s výškou a možno ju preto rozdeliť na vrstvy z rôznych hľadísk:

(1) **Podľa teploty** (exosféra, termosféra, mezosféra, stratosféra, troposféra)
(2) **Podľa chemických vlastností** (mezosféra, ionosféra, ozónová vrstva, chemosféra, stratosféra, troposféra, ekosféra)
(3) **Podľa elektrických vlastností** (ionosféra, neutrosféra)
(4) **Podľa pohybov** (stratosféra , troposféra)
(5) **Podľa rovnorodosti** (homosféra , heterosféra)



Obr. 2.5 *Členenie atmosféry s výškou (Zdroj: theozonehole.com, 2015).*

Na hladine mora dosahuje priemerná teplota vzduchu 15 °C, smerom s výškou sa teplota mení. Podľa priebehu teploty vzduchu s výškou bola vyčlenená **troposféra, stratosféra, mezosféra, termosféra a exosféra** (obr. 2.5).

Troposféra je najspodnejšou vrstvou atmosféry. Na rovníku siaha do výšky 16-18 km, v miernych šírkach dosahuje 10-12 km, v oblasti pólov je to len 7-9 km. Výška hornej hranice

sa mení v závislosti od ročného obdobia, v zime klesá, v lete stúpa. Teplota s výškou klesá priemerne o 0,6 °C na 100 m výšky. V troposfére sa vyskytuje 99 % všetkej atmosférickej vodnej pary a prebiehajú tu takmer všetky meteorologické javy a procesy. Teplota vzduchu na hornej hranici troposféry je -50 až -80 °C.

V troposfére pri zemskom povrchu sa vyskytuje spomínaný **troposférický prízemný ozón**. Vytvára sa reakciou prchavých organických látok s oxidmi dusíka počas slnečného žiarenia, najmä v lete a v miestach s vysokou koncentráciou automobilovej dopravy. Prízemný ozón má oproti stratosférickému ozónu negatívny vplyv na biosféru. Zvýšená koncentrácia prízemného ozónu vytvára **letné smogové situácie**. U ľudí spôsobuje dráždenie a choroby dýchacích ciest, zvyšuje riziko astmatických záchvatov, podráždenie očí a bolesti hlavy. Spôsobuje oslabenie organizmu a zvyšuje náchylnosť na infekcie dýchacích ciest. Na Slovensku sa monitorovaním prízemného ozónu zaoberá SHMÚ. V troposfére môže vznikať ozón aj pri elektrických výbojoch, takto vzniknuté množstvo je však zanedbateľné.

Troposféru od stratosféry oddeľuje prechodná vrstva, **tropopauza**. Medzi 25-70° severnej i južnej geografickej šírky, 1-2 km pod tropopauzou, sa vyskytuje silné prúdenie, tzv. **dýzové prúdenie**, označované tiež ako **jet stream**. Dosahuje rýchlosť až 500 km za hodinu.

Obr. 2.6 *V roku 1999 Bertrand Piccard a Brian Jones využili dýzové prúdenie, aby ako prví obleteli Zem na balóne Breitling Orbiter 3. V špeciálnom balóne vzlietli 1. marca zo švajčiarskeho Château d'Oex a pristáli v Egypte po lete dlhom 45,755 kilometrov, ktorý trval 19 dní, 21 hodín a 47 minút (Foto: http://www.orbiterballoon.com/).*

Stratosféra siaha do výšky približne 50 km. V spodnej časti atmosféry, do výšky 20-25 km, sa teplota vzduchu s výškou nemení a dochádza k izotermii. Nad touto hranicou teplota vzduchu s výškou stúpa vplyvom pohlcovania ultrafialového žiarenia ozónom. Na hornej hranici stratosféry je teplota vzduchu okolo 0 °C.

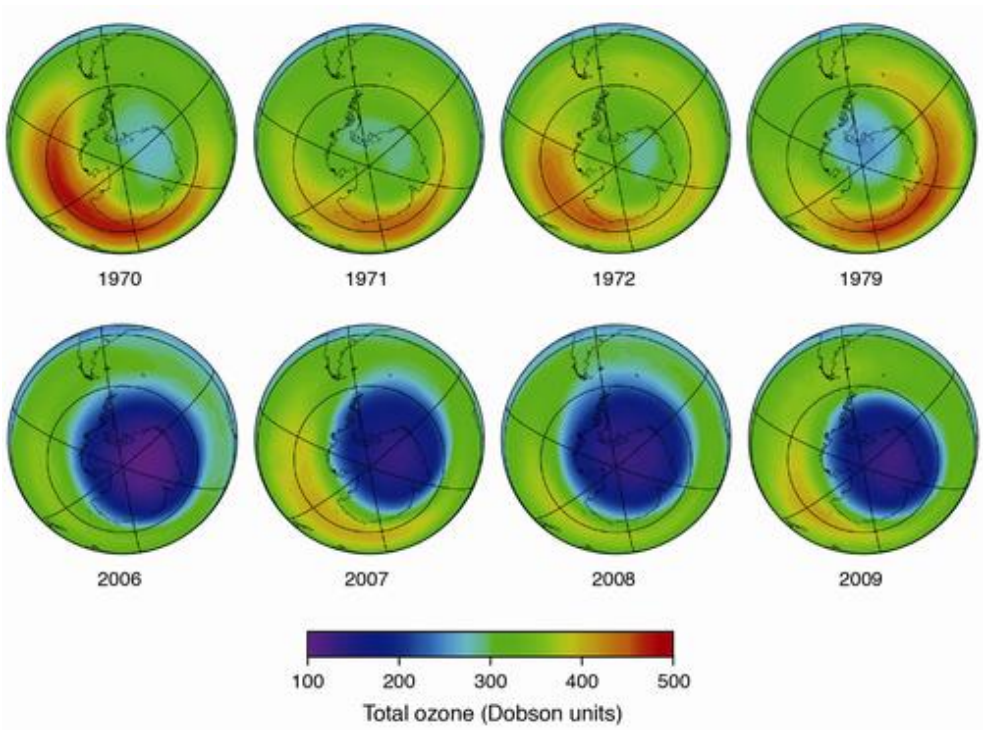
Obr. 2.7 *Rakúsky parašutista Felix Baumgartner 4. októbra 2012 vyskočil z rekordnej výšky 39 045 m. Prekonal tri rekordy: najvyššiu dosiahnutú výšku balóna s ľudskou posádkou, skok z najvyššej výšky nad zemským povrchom a najvyššiu dosiahnutú rýchlosť pri voľnom páde, cca 1 170 km/h (Foto: BBC, 2012).*

Ozón (O_3) sa v stratosfére nachádza v najväčšom množstve vo výške 20-30 km. Stratosférický ozón slúži ako regulátor teploty vzduchu v atmosfére a priaznivo vplýva na biologické procesy na Zemi, pretože znižuje intenzitu ultrafialového žiarenia zo Slnka pri zemskom povrchu. Do prízemnej vrstvy sa dostáva len také množstvo ultrafialového žiarenia, ktoré je nevyhnutné na vývoj rastlinstva a živočíšstva. Vplýva napr. na fotosyntézu rastlín a látkovú premenu. Nedostatok ale i nadbytok ultrafialového žiarenia by úplne zmenili formy života na Zemi. Množstvo ozónu sa v atmosfére udáva v **Dobsonových jednotkách** s medzinárodným označením D.U. (Dobson Unit). Hrúbka ozónovej vrstvy v priebehu roka kolíše. V našich geografických šírkach je najväčšia hrúbka ozónovej vrstvy na jar (390 D.U.), najmenšia na konci jesene (290 D.U.). Jedna D.U. celkového ozónu je definovaná ako množstvo ozónu obsiahnutého vo vertikálnom stĺpci zemskej atmosféry, ktoré by pri stlačení na 1013 hPa pri teplote 10 ºC vytvorilo vrstvu hrubú 0,01 mm.

Ozón je trojatómová zlúčenina kyslíka, ktorá vzniká vplyvom ultrafialového žiarenia z molekúl kyslíka. Bol objavený v roku 1913 Henri Buissonom a Charlesom Fabrym. Neskôr Gordon Dobson zostavil spektrofotometer na meranie stratosférického ozónu. V roku 1984 bol vedcami z British Antarctic Survey zistený úbytok ozónu pod 220 DU (**ozónová diera**). Zistilo sa, že úbytok ozónovej vrstvy spôsobujú halogénové uhľovodíky (freóny) podľa nasledovnej schémy:

$$CFCl_3 + elektromagnetické\ žiarenie \rightarrow Cl\cdot + \cdot CFCCl_2$$
$$Cl\cdot + O_3 \rightarrow ClO + O_2$$
$$ClO + O_3 \rightarrow Cl\cdot + 2\,O_2$$

Po podpísaní **Montrealského protokolu** v roku 1987 bola výroba halogénových uhľovodíkov zastavená, v rozvojových krajinách sa však naďalej používajú. Jedná sa o veľmi stabilné látky a preto ich úbytok nebude pozorovateľný minimálne do roku 2025. V roku 1994 OSN určila 16. september ako **Svetový deň ozónu**.



Obr. 2.8 *Antarktický ozón, priemerné mesačné dáta za október v D.U. v období 1970-2009. Rozsiahla a výrazná redukcia stratosférického ozónu bola spozorovaná začiatkom 80. rokov v oblasti Antarktídy. V roku 1984 bol úbytok ozónu až 34 % v porovnaní so stavom v 60. rokoch. Vedci sa spočiatku domnievali, že ich prístroje sú chybné. V zime roku 1991/92 bol zistený výrazný úbytok ozónu aj nad Európou a Sibírou. Aj keď sa situácia v posledných rokoch mierne zlepšila, predpokladá sa, že výrazný úbytok ozónu v stratosfére sa bude prejavovať minimálne do roku 2070. Množstvo stratosférického ozónu sa meria od roku 1956 a do celosvetovej siete meracích staníc patrí aj stanica Poprad-Gánovce. Od roku 1978 ozón monitoruje americká meteorologická družica NIMBUS-7 (Zdroj: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/index.html)*

V stratosfére sa mení i rýchlosť vetra, ktorá v pásme izotermie klesá, neskôr stúpa. Nachádza sa tu minimum vodnej pary v podobe tzv. **perleťových oblakov**. Stratosféru od mezosféry oddeľuje prechodná vrstva, **stratopauza**.

Mezosféra sa nazýva podľa gréckeho *mesos,* čo znamená stredný. Siaha do výšky približne 80 km. Teplota vzduchu v tejto vrstve s výškou klesá, na hornej hranici dosahuje -60 °C až -90 °C, v závislosti od geografickej šírky a ročného obdobia. Na spodnej hranici oddeľuje maximálnu výšku pre lietadlá, na jej vrchnej hranici začínajú orbitovať satelity, takže patrí k najmenej preskúmaným vrstvám atmosféry. Väčšina meteoritov padajúcich na Zem zhorí v tejto vrstve. Odhaduje sa, že do Zemskej atmosféry vletí v priemere až 40 ton meteoritov za rok. Mezosféru od termosféry oddeľuje **mezopauza**.

Obr. 2.9 *V mezosfére možno ojedinele pozorovať nočné svietiace mraky. Sú zložené z drobných kryštálikov ľadu a svietia vďaka odrazenému slnečnému svetlu (Foto: M. Yrjölä, 2004).*

Termosféra je vrstva, kde teplota vzduchu s výškou opäť stúpa. Jej horná hranica sa podľa jednotlivých autorov líši. Niektorí uvádzajú jej výšku do 500 km, iní zastávajú názor, že siaha do výšky výskytu **polárnej žiary** 600-800 km (obr. 2.10). Názov pochádza z gréckeho *termos*, čo znamená teplo, pretože tu dochádza k absorpcii vysokoenergetickej solárnej radiácie a teploty tu môžu dosiahnuť aj 2500 °C. Napriek vysokej teplote by tu však obyčajný teplomer nameral len okolo 0 °C, pretože hustota častíc v termosfére je veľmi nízka. Radiácia spôsobuje, že atmosférické častice sa stávajú elektricky nabitými (tzv. **ionosféra**), čo umožňuje šírenie a prijímanie rádiových vĺn aj za horizont.

Obr. 2.10 *V termosfére sa vyskytuje polárna žiara, tzv. aurora (z latinčiny aurora je úsvit alebo Rímska bohyňa úsvitu), spôsobená stretom solárneho vetra s magneticky nabitými časticami termosféry (Foto: J. Strang, 2005).*

Exosféra je najvrchnejšou časťou atmosféry. Hustota vzduchu je tu veľmi nízka a kinetická energia vysoká, dôsledkom čoho môžu niektoré častice unikať do medziplanetárneho priestoru. Sú tu najľahšie atmosférické plyny, najmä vodík, hélium, stopovo aj oxid uhličitý a atómový kyslík. Horné vymedzenie exosféry je problematické, podľa výskumov môže siahať až do výšky 190 000 km, čo je polovičná vzdialenosť k Mesiacu. Niekedy sa exosféra považuje už za súčasť vesmíru. Spodná hranica exosféry sa nazýva aj **exopauza** alebo **exobáza**, resp. kritická výška, kde sa teplota s výškou nemení a neplatí ani tlakový gradient.

V dôsledku pôsobenia slnečného vetra sa exosféra deformuje, na privrátenej strane k Slnku je jej horná hranica nižšie ako na odvrátenej.

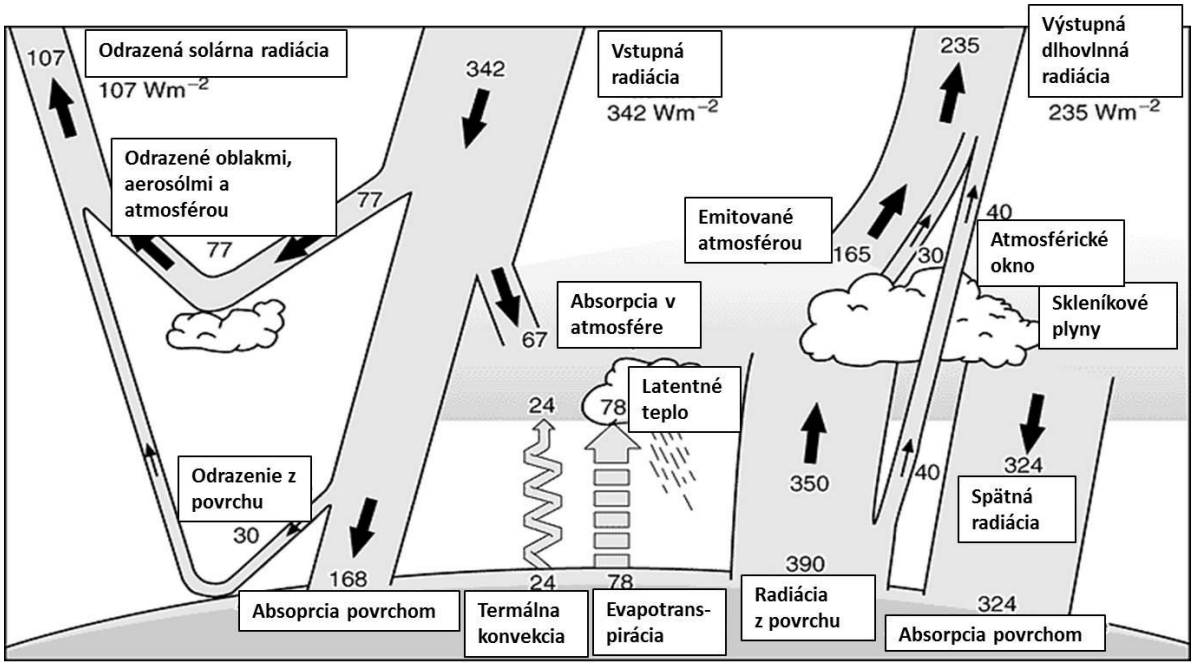
Obr. 2.11 *Snímka západu Slnka nad Indickým oceánom, ktorá zobrazuje jednotlivé vrstvy atmosféry od astronautov z Medzinárodnej vesmírnej stanice (International Space Station ISS), ktorá orbituje v mezosfére 410 km nad zemským povrchom, pričom Zem obehne každých 92 minút. Astronauti na palube ISS letia rýchlosťou viac než 28 000 km/h a vidia až 16 západov Slnka každý deň, aj keď pre nich trvá len niekoľko sekúnd (Foto: NASA, 2014).*

Podľa elektrických vlastností sa atmosféra člení na **neutrosféru** a **ionosféru**. V neutrosfére, ktorá siaha do výšky 60-70 km je koncentrácia iónov taká nízka, že na ne nepôsobí odraz rádiových vĺn, a sú tam predovšetkým nenabité častice. Naopak v ionosfére (od 70 do 500 km), sú plyny vďaka vysokej koncentrácii iónov veľmi vodivé a ovplyvňujú rádiové spojenie.

Podľa chemického zloženia sa atmosféra delí na **homosféru** - do 90 km, kde sa nemení objemové zastúpenie plynov zmesi, a je tu vplyv intenzívneho turbulentného premiešavania vzduchu, táto vrstva ovplyvňuje aj tepelnú bilanciu Zeme, a na **heterosféru** - nad 90 km, kde je slabé premiešavanie a prirodzene ubúda tých plynov, ktoré sú ťažšie ako vzduch. Vo výške niekoľko tisíc km prevláda len atomárny vodík.

2.3. TEPLOTNÁ A RADIAČNÁ BILANCIA ATMOSFÉRY

Atmosféra zohráva dôležitú funkciu pri výmene žiarivej energie Zeme s vesmírnym priestorom. Keby neexistovala atmosféra, priemerná teplota na povrchu Zeme by bola –23 °C, v súčasnosti je to okolo 15 °C. Cez deň atmosféra prepúšťa slnečného žiarenia na povrch a len málo ho zoslabuje. Povrchová vrstva Zeme sa absorbovaním slnečného žiarenia zohrieva a stáva sa zdrojom dlhovlnného (tepelného) žiarenia. Pri jasnej oblohe atmosféra pohltí 30 % slnečného žiarenia a takmer všetko **dlhovlnné žiarenie**.



Obr. 2.11 *Radiačná bilancia systému Zem, oceán, atmosféra (upravené podľa Trenberth, 1992).*

Vodná para, oxid uhličitý a ozón sú základné zlúčeniny atmosféry, ktoré pohlcujú dlhovlnné žiarenie, pričom dôležitú úlohu pri pohlcovaní dlhovlnného žiarenia má vodná para. Atmosféra prijíma žiarivú energiu pohlcovaním **priameho** a **rozptýleného krátkovlnného žiarenia zo Slnka** a **dlhovlnného žiarenia od zemského povrchu**. Odtok energie predstavuje spätné žiarenie atmosféry k zemskému povrchu a smerom do medziplanetárneho priestoru. Súčet tokov žiarenia, ktoré atmosféra pohlcuje a vyžaruje, tvorí **radiačnú bilanciu atmosféry**, ktorá je vyjadrená rovnicou:

$$Ba = B_L - L_s + Ga$$

Ba *– teplotná bilancia atmosféry*
B_L *- bilancia dlhovlnného žiarenia zemského povrchu*
L_s *– tok dlhovlnného žiarenia do medziplanetárneho priestoru*
Ga *– tok slnečného žiarenia pohltený atmosférou*

Tok dlhovlnného žiarenia do medziplanetárneho priestoru je väčší ako bilancia dlhovlnného žiarenia zemského povrchu, preto má radiačná bilancia atmosféry záporné hodnoty. Algebraický súčet tokov radiácie smerujúcich z medzihviezdneho priestoru do atmosféry a opačne tvorí **radiačnú bilanciu systému zemský povrch – atmosféra**, ktorá je vyjadrená rovnicou:

$$Bs = Gs\ (1 - As) - Ls$$

Bs *– radiačná bilancia systému zemský povrch - atmosféra*
Gs *– tok slnečného žiarenia na hornej hranici atmosféry*
As *– albedo systému zemský povrch – atmosféra*
Ls *– tok dlhovlnného žiarenia smerujúci z atmosféry do medziplanetárneho priestoru*

Radiačná bilancia systému zemský povrch - atmosféra môže mať kladné aj záporné hodnoty. V miernych šírkach má kladné hodnoty len v letných mesiacoch, v oblastiach rovníka je kladná počas celého roka. V priemere za rok je bilancia kladná do 30-40° severnej a južnej geografickej šírky, vo vyšších geografických šírkach je ročná suma záporná.

Zdrojom tepla systému zemský povrch - atmosféra je tok slnečnej energie dopadajúci na hornú hranicu atmosféry. V priemere za rok musí atmosféra odovzdať také isté množstvo energie do medziplanetárneho priestoru. Nerovnováha môže spôsobiť zmeny teploty a následné zmeny klimatických pomerov Zeme.

Kontrolné otázky

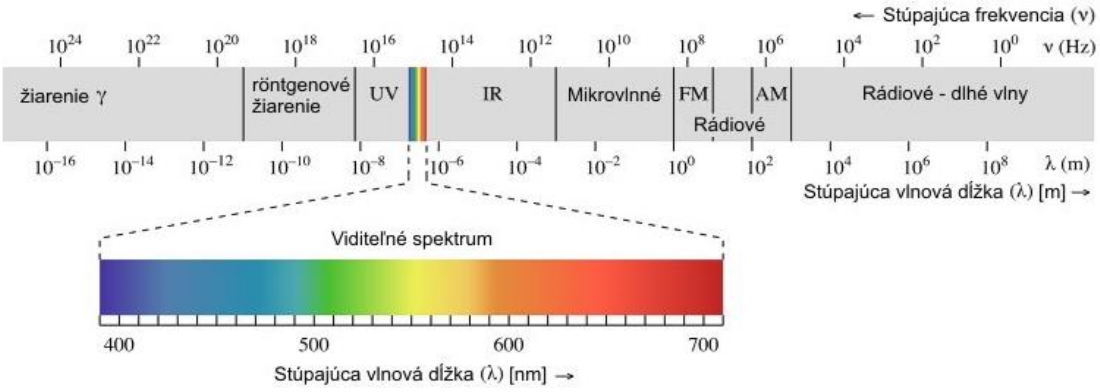
1. *Okrem CO_2, aké ešte existujú skleníkové plyny a aké sú ich zdroje?*
2. *Zistite, čo predstavuje jednotka merania ozónu 1 Dobson?*
3. *Prečo sa ozónová diera najviac prejavuje nad Antarktídou?*
4. *Aké je pravdepodobné zloženie a vznik praatmosféry Zeme?*
5. *Aké je chemické zloženie dnešného čistého suchého vzduchu?*
6. *Aký je význam ozónu pre život na Zemi?*
7. *Podľa akých kritérií možno rozdeliť atmosféru?*
8. *Vysvetlite chod teploty medzi jednotlivými vrstvami atmosféry.*
9. *Čím je v rámci atmosféry špecifická termosféra?*
10. *Ako prebieha výmena energie zo Slnka medzi atmosférou, zemským povrchom a vesmírom?*

3. METEOROLOGICKÉ PRVKY

V nasledujúcej kapitole sa podrobne venujeme jednotlivým meteorologickým prvkom, ktoré popisujú počasie a ich klimatologickým charakteristikám. Dozviete sa, ako jednotlivé meteorologické prvky vznikajú, ako sa merajú a pozorujú, aké rekordné hodnoty boli zaznamenané na svete a na Slovensku a pod. V časti voda v atmosfére pojednávame o vlhkosti vzduchu, procesoch výparu, kondenzácie a depozície a o ich formách na zemskom povrchu (napr. rosa, námraza a pod.), pri zemskom povrchu (hmly) a nad zemským povrchom (oblaky). V poslednej sekcii sa zaoberáme tlakom a prúdením vzduchu.

3.1. SLNEČNÉ ŽIARENIE

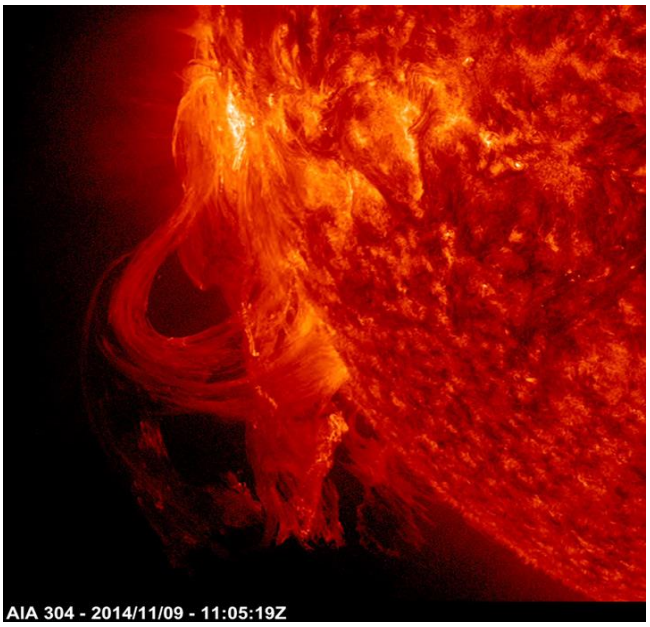
Slnečné žiarenie je jediným zdrojom energie pre Zem. Ostatné energetické zdroje sú v porovnaní so žiarivou energiou Slnka dopadajúcou na zemský povrch zanedbateľné, napr. vnútorná energia Zeme, energia kozmického žiarenia a pod. Zdrojom slnečného žiarenia sú termojadrové procesy prebiehajúce na Slnku (syntéza dvoch atómov vodíka za vzniku hélia a energie). V meteorológii sa žiarením (radiáciou) rozumie šírenie elektromagnetického žiarenia (EM) zemskou atmosférou. EM žiarenie sa zo Slnka šíri rýchlosťou 3.10^8 m/s v podobe magnetických a elektrických vĺn charakteristickej vlnovej dĺžky. Pre meteorológiu a klimatológiu je najdôležitejšia časť spektra, ktorá ovplyvňuje energetické podmienky na Zemi, v rozsahu od 290 do 4000 nm.



Obr. 3.1 *Elektromagnetické žiarenie zo Slnka (Ronan, 2007).*

Slnko je naša najbližšia hviezda. Je zložené najmä z **vodíka**, ktorý tvorí 75 %, **hélia** z 23 % a potom nasledujú ťažšie prvky ako uhlík, neón, kremík, železo. Polomer Slnka je **$6{,}96.10^5$ km**

a hmotnosť približne **1,99.10^{30} kg**. Slnko tvorí absolútnu väčšinu masy celého solárneho systému - až 99,86 %. Svetlo z neho dosiahne povrch Zeme za približne **8 minút a 20 sekúnd**. (Pre ilustráciu z našej druhej najbližšej hviezdy Proxima Centauri letí svetlo na Zem až 4,2 roka). Vzdialenosť Zeme od Slnka sa mení v rozpätí od 147 097 000 km (perihélium) do 152 099 000 km (afélium). Tieto zmeny však nespôsobujú veľké kolísanie teploty na Zemi a dokonca nie sú ani príčinou striedania ročných období.



Obr. 3.2 *Solar Dynamics Observatory (SDO) je prvá misia programu NASA Život s hviezdou (Life with Star - LWS), ktorého cieľom je pochopiť príčiny slnečnej variability a jej dopady na Zem v rôznych vlnových dĺžkach. SDO skúma magnetické pole Slnka, premeny a uvoľňovanie magnetickej energie vo forme slnečného vetra, energetických častíc ako aj kolísanie slnečného žiarenia. Prstence plazmy sú ovládané silnými magnetickými poľami na povrchu Slnka. Snímka bola zachytená v extrémnom ultrafialovom svetle ionizovaných častíc teploty 60 000 K (Solar Dynamics Observatory/NASA, 2014).*

Slnečná energia je základom takmer všetkých procesov prebiehajúcich na Zemi. Žiarenie, ktoré je najintenzívnejšie v oblasti okolo zemského rovníka, zahrieva vzduch viac v rovníkových vrstvách ako vo vyšších zemepisných šírkach. Zohriaty vzduch sa z dôvodu svojej nižšej hustoty dvíha a prúdi do miest vzdialenejších od rovníka, kde sa ochladzuje a klesá. Táto cirkulácia umožňuje vznik **globálnych tepelných režimov**. Podobný proces prebieha aj v oceánoch, kde dochádza k výraznejšiemu zahrievaniu rovníkových vôd, ktoré sa potom pohybujú smerom k pólom. Od slnečnej energie preto nevyhnutne závisia podnebie, počasie a teplota na Zemi. Slapové sily Slnka spôsobujú slnečný príliv a odliv. Slnko priamo neovplyvňuje napríklad sopečnú a tektonickú aktivitu a mesačný príliv a odliv.

Zemská atmosféra neprepúšťa celé spektrum slnečného žiarenia, iba všetky vlnové dĺžky viditeľného svetla, časť ultrafialového žiarenia, časť infračerveného a časť rádiového žiarenia. Okrem najzákladnejších fyzikálnych a chemických procesov (napr. udržanie vody na Zemi v kvapalnom skupenstve) je slnečná energia nevyhnutná pre zrakovú orientáciu živočíchov a fotosyntézu rastlín a siníc. Od produktov fotosyntézy sú priamo či nepriamo závislé takmer všetky ostatné živé organizmy na Zemi. Ultrafialové žiarenie navyše podmieňuje tvorbu

vitamínu D v koži človeka, väčšinou však má nepriaznivé mutagénne účinky. Od zdanlivého pohybu Slnka sa odvodzuje tiež pravý slnečný čas, ktorého upravená hodnota – stredný slnečný čas je základom merania času v bežnom živote. V minulosti sa Slnko využívalo na meranie času pomocou slnečných hodín (obr. 3.3).

Obr. 3.3 *Jedny z najväčších slnečných hodín sveta, Sundial bridge, Redding, Kalifornia (Zdroj: turtlebay.org). Slnečné hodiny sú prastarý prostriedok na meranie času za pomoci rotácie Zeme a tým spôsobeného zdanlivého pohybu Slnka po oblohe. Pohybujúce sa Slnko vrhá rovnako pohyblivý tieň, ktorý potom za pomoci tienidla a stupnice ukazuje čas. Najstaršie pramene hovoria o používaní slnečných hodín v Číne a Egypte už v období okolo roku 1500 pr.n.l.*

Mieru žiarenia vyjadruje jeho intenzita vo wattoch (W) na jednotku plochy (m^2). Celkové množstvo slnečného žiarenia na hornej hranici atmosféry pri strednej vzdialenosti Zeme od Slnka (149,6 mil. km) sa nazýva **solárna konštanta IS**. Má hodnotu **1367 ± 20 W.m^{-2}**. Je východiskovou hodnotou pre výpočet radiačných tokov v atmosfére. Okrem solárnej konštanty, zahŕňajúcej energiu celého spektra, bol navrhnutý pojem **meteorologickej solárnej konštanty**, ktorá obsahuje len žiarenie takých vlnových dĺžok, ktoré prenikajú do troposféry a ovplyvňujú jej energetickú bilanciu.

Množstvo energie vyžiarenej Slnkom za jednotku času nazývame **žiarivým výkonom Slnka** a predstavuje hodnotu **3,8.10^{26} W**. Zohrieva Zem na priemernú teplotu 15 °C.

Podľa vlnových dĺžok sa žiarenie delí na **krátkovlnné** a **dlhovlnné**, a potom na ultrafialové, viditeľné, infračervené a mikrovlnné. Na interval vlnových dĺžok 0,1-4,0 µm pripadá až 99 % celkového toku slnečného žiarenia. V meteorológii sa toto žiarenie označuje ako **krátkovlnné**. Viditeľné žiarenie o vlnových dĺžkach 0,400 - 0,730 µm predstavuje približne 46,8 % z celkového toku žiarenia pred vstupom do atmosféry. Infračervené žiarenie (od 0,730 µm do približne 1000 µm) označujeme ako **dlhovlnné** alebo **tepelné**. Pred vstupom do atmosféry naň pripadá asi 46,5 % celkovej žiarivej slnečnej energie.

Žiarenie dopadajúce na zemský povrch delíme na:

1) **Priame slnečné žiarenie (insolácia) -** prichádza k zemskému povrchu priamo od Slnka.
2) **Rozptýlené (difúzne) slnečné žiarenie -** vzniká v atmosfére rozptylom
3) **Globálne žiarenie** – tvorené priamym a rozptýleným žiarením
4) **Odrazené žiarenie** – časť globálneho žiarenia, ktorá sa odráža od povrchu do atmosféry, ovplyvňuje ho albedo
5) **Spätné žiarenie do atmosféry a vyžarovanie Zeme -** dlhovlnné tepelné vyžarovanie

Podiel jednotlivých druhov žiarenia závisí na hodnote extraterestriálnej insolácie, výške Slnka nad zenitom a priepustnosti atmosféry. **Insolácia** je maximálna pri pravom uhle dopadu slnečných lúčov na zemský povrch a klesá s rastúcou dĺžkou dráhy slnečných lúčov v atmosfére. Mení sa nielen v priebehu roka, ale aj podľa uhla sklonu terénu a jeho orientácie. **Difúzne slnečné žiarenie** vzniká premenou až 25 % priameho slnečného žiarenia v atmosfére a taktiež sa radí medzi krátkovlnné. Môže sa rozptyľovať na molekulách a atómoch, tzv. **molekulový** alebo **Rayleighov rozptyl** alebo na pevných časticiach, tzv. **aerosólový rozptyl**. V rozptýlenom svetle prevládajú kratšie vlnové dĺžky (fialové a modré farby spektra), preto sa nám obloha javí ako modrá (pri západe Slnka sa však rozptyľujú aj červené farby). Intenzita difúzneho žiarenia narastá so stúpajúcim množstvom aerosólov v ovzduší a ovplyvňuje ho i oblačnosť, nadmorská výška a zemepisná šírka. Vo vyšších zemepisných šírkach v zimnom období napríklad predlžuje deň. V mestách, kde je zvýšená koncentrácia atmosférických aerosólov, je priame slnečné žiarenie zoslabené o 10-20 %.

Časový interval, počas ktorého dosahuje priame slnečné žiarenie zemský povrch, sa nazýva **trvanie slnečného svitu** (v meteorológii **slnečný svit**). Závisí od zemepisnej šírky, ktorá podmieňuje dĺžku dňa a noci, od oblačnosti a okolitých prekážok. Trvanie slnečného svitu patrí k základným klimatickým prvkom a poznáme:

1) **Astronomicky možné trvanie slnečného svitu** – interval od východu do západu Slnka vzhľadom k ideálnemu obzoru, na ktorom sa nevyskytujú žiadne prekážky, ktoré by skracovali slnečný svit. Predstavuje maximálne možný slnečný svit na danom mieste.
2) **Efektívne možné trvanie slnečného svitu** – interval od východu do západu Slnka, ktorý sa vzťahuje k miestu pozorovania so skutočným obzorom. Vychádza z

astronomicky možného trvania slnečného svitu zmenšeného o dobu zatienenia daného miesta prekážkami.

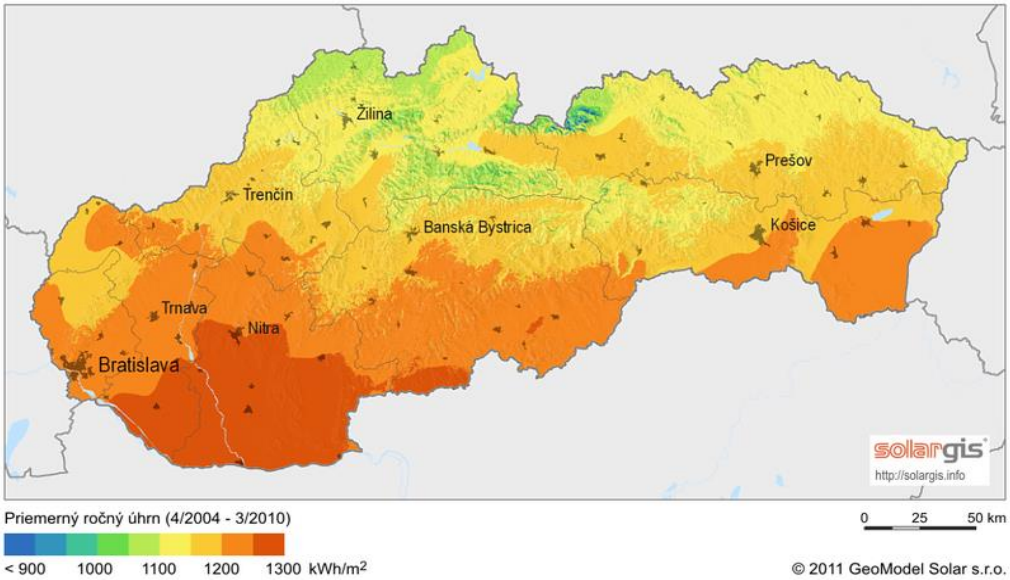
3) **Relatívne trvanie slnečného svitu** – pomer medzi skutočným a efektívne možným trvaním slnečného svitu za určité obdobie, najčastejšie za deň, mesiac a rok. Umožňuje vzájomné porovnanie meraného slnečného svitu na rôznych miestach so zreteľom na terénne, prípadne iné prekážky.

Obr. 3.4 *Na meranie dĺžky slnečného svitu sa používa tzv. heliograf. Jedná sa o jednoduchý prístroj zložený zo sklenej gule, ktorá sústreďuje slnečné lúče na pásku s časovou osou umiestnenú za guľou, kde dochádza k vypáleniu dĺžky trvania slnečného svitu (Zdroj: panoramio.com).*

Najslnečnejšou oblasťou na Slovensku je juhovýchodná polovica Podunajskej nížiny s 2 000-2 200 hodinami slnečného svitu za rok (maximálne astronomicky možné trvanie slnečného svitu pre túto oblasť je 4 447 hodín za rok).

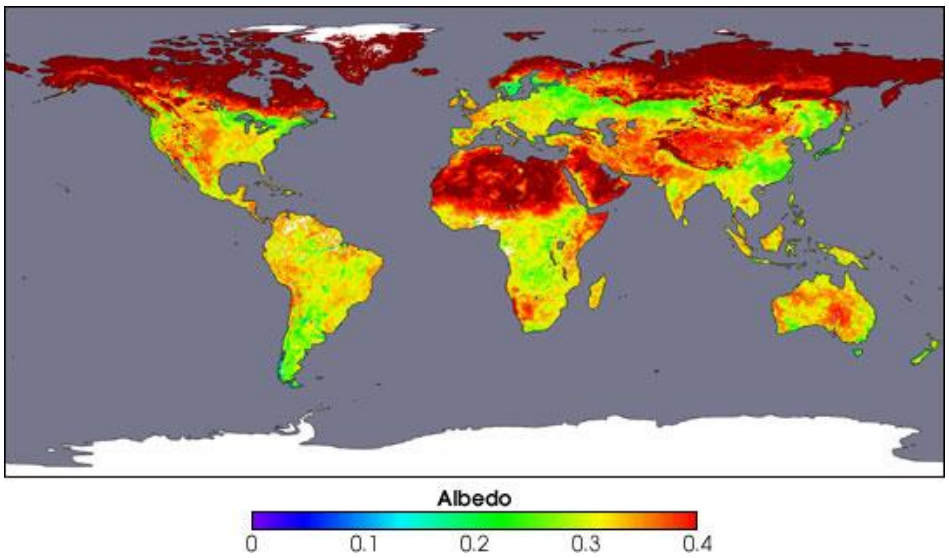
Globálne žiarenie je charakterizované ako celkové slnečné žiarenie (priame aj rozptýlené) o vlnových dĺžkach 0,2-10 µm dopadajúce na jednotku plochy za časový interval. Jeho intenzita rastie s výškou Slnka nad obzorom a s poklesom zakalenia atmosféry. Je závislé od oblačnosti a od celkového stavu atmosféry. Bezoblačná atmosféra pohltí asi 15 % priameho slnečného žiarenia dlhších vlnových dĺžok, pričom pohlcovanie infračerveného žiarenia skleníkovými plynmi (najmä vodná para a CO_2) má za následok zvýšený skleníkový efekt.

Na Slovensku sú priemerné ročné sumy globálneho žiarenia najvyššie v nížinách - 1200 až 1300 kWh.m^{-2}. Vo východnej časti Tatier dosahujú 1100 až 1200 kWh.m^{-2}. V stredných horských polohách a na krajnom severozápade Slovenska sú 1050-1100 kWh.m^{-2}, čo je ovplyvnené hlavne zväčšenou oblačnosťou. V kotlinách je globálne žiarenie ovplyvňované inverziami a nízkou oblačnosťou, hodnoty v intervale 1100 až 1200 kWh.m^{-2} (Obr. 3.5).



Obr. 3.5 *Priemerný ročný úhrn globálneho žiarenia na Slovensku nameraný v období apríl 2004 - marec 2010 (Solargis, 2011).*

Zoslabovanie žiarenia v atmosfére je najväčšie pre krátke vlnové dĺžky. **Koeficient priepustnosti atmosféry** určuje, aká časť solárnej konštanty dosiahne zemský povrch pri kolmom dopade slnečných lúčov. Zoslabenie slnečného žiarenia, ktoré vyjadríme ako pomer celkového koeficientu zoslabenia v reálnej atmosfére a celkového koeficientu zoslabenia v ideálnej atmosfére označujeme ako **zákalový faktor**. **Odrazené slnečné žiarenie** je časť globálneho žiarenia, ktorá sa odrazí od aktívneho povrchu. Pomer medzi množstvom odrazeného žiarenia a množstvom celkového dopadajúceho žiarenia sa nazýva **albedo**.



Obr. 3.6 *Albedo zemského povrchu namodelované z dát MODIS (Moderate Resolution Imagining Spectroradiometer), (Ch. Schaff, Modis Land Science Team, 2002).*

Hodnoty albeda závisia od charakteru a vlastností zemského povrchu a môžu sa pohybovať v intervale od 4 do 95 %. Najvyššie hodnoty má čerstvo napadnutý sneh, v suchých oblastiach je najvyššie albedo v soľných púšťach, 50 %. Albedo vegetácie sa pohybuje v intervale 10 - 30 %, albedo lesa je menšie ako albedo lúk a polí. Vlhká pôda má menšie albedo ako suchá pôda, zavlažovaním sa môže albedo znižovať. Zavlažené černozeme majú albedo len okolo 5 %. V prípade vodnej hladiny závisí albedo od uhla dopadu slnečných lúčov. Pri pokojnej hladine a veľkej výške Slnka je albedo nízke, len okolo 4 %, pri malej výške Slnka nad obzorom je vysoké, až 90 %.

Tab. 3.1 *Albedo vybraných druhov povrchu (podľa Hrvoľ a Tomlain, 1990).*

Druh povrchu	Albedo (%)
Sneh čerstvo napadnutý	70-95
Sneh starý	30-50
Piesok podľa farby	12-50
Černozem suchá	15-20
Černozem vlhká	8
Pôda čerstvo zoraná suchá	8-12
Pôda čerstvo zoraná vlhká	5-7
Zelená lúka podľa výšky trávy	15-30
Pole s obilím	10-25
Strnisko	12-17
Len ihličnatý	10-15
Les listnatý	15-20
Vodná hladina podľa výšky Slnka	4-95
Asfalt	5-20
Betón	10-35
Tehla	20-40
Kameň	20-35

Dlhovlnné vyžarovanie aktívneho povrchu je pohlcované najmä vodnou parou, oxidom uhličitým a tuhými aj kvapalnými časticami nachádzajúcimi sa v atmosfére. Atmosféra je tiež zdrojom dlhovlnného žiarenia, ktoré smeruje do medziplanetárneho priestoru a k zemskému povrchu, označuje sa ako **spätné žiarenie atmosféry**. Časť spätného žiarenia atmosféry sa od zemského povrchu odráža späť. Najväčšie vyžarovanie zemského povrchu nastáva počas jasných nocí v zime pri snehovej pokrývke a malej vlhkosti v prízemnej atmosfére. Vtedy dochádza i k najväčším poklesom teploty vzduchu pri zemskom povrchu. Rozdiel medzi tokmi dlhovlnného žiarenia smerujúcimi od aktívneho povrchu a tokom spätného žiarenia atmosféry nazývame **bilanciou dlhovlnného žiarenia** daného povrchu. Súčet jednotlivých tokov žiarenia smerujúcich k určitému povrchu a odchádzajúcich od neho tvorí **celkovú bilanciu žiarenia**, ktorá je daná vzťahom:

$$B_Z = (S_H + D_H)\,(1 - A) - (L_Z + L_A \,.\, A_L - L_A)$$

B_Z – celková radiačná bilancia zemského povrchu
S_H – tok slnečného žiarenia na horizontálny povrch
D_H – tok rozptýleného žiarenia
A – albedo povrchu pre krátkovlnné žiarenie
A_L – albedo povrchu pre dlhovlnné žiarenie
L_Z – vyžarovanie zemského povrchu
L_A – spätné žiarenie atmosféry

Celková radiačná bilancia zemského povrchu závisí od výšky Slnka nad obzorom, dĺžky dňa, albeda, oblačnosti, teploty vzduchu a povrchu pôdy, tlaku vodnej pary a obsahu pevných a tekutých látok vo vzduchu. V noci sú hodnoty radiačnej bilancie určované len bilanciou dlhovlnného žiarenia. Základnou zložkou celkovej bilancie žiarenia cez deň je globálne žiarenie pohltené povrchom.

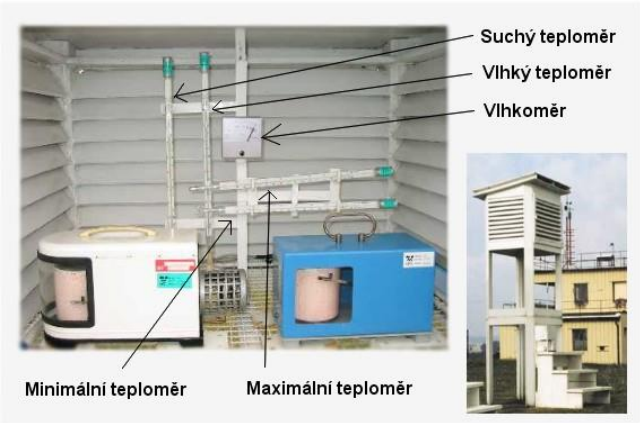
Kontrolné otázky

1) *Z čoho je zložené Slnko a na akom princípe funguje?*
2) *Prečo potrebujeme sledovať procesy na Slnku a aké praktické využitie majú údaje zasielané z SDO?*
3) *Zistite, ako v atmosfére funguje Rayleighov zákon rozptylu a ako súvisí s tým, že obloha sa nám javí ako modrá?*
4) *Od čoho závisí množstvo priameho a od čoho množstvo difúzneho žiarenia v atmosfére?*
5) *Definujte solárnu konštantu a uveďte, čo znamená meteorologická solárna konštanta.*
6) *Aký význam má v meteorológii krátkovlnné a aký dlhovlnné žiarenie?*
7) *Popíšte, ako slnečné žiarenie vstupuje do atmosféry a čo sa s ním deje.*
8) *Aké trvanie slnečného svitu poznáte?*
9) *Charakterizujte albedo a uveďte lokality na Zemi, kde je albedo celoročne najvyššie.*
10) *Definujte celkovú bilanciu žiarenia a ktoré toky žiarenia ju tvoria.*

3.2. TEPLOTA VZDUCHU A TEPLOTNÝ REŽIM

Teplota vzduchu je meteorologický prvok udávajúci teplotné pomery v atmosfére. Priemerná mesačná teplota vzduchu spolu s atmosférickými zrážkami určuje klimatický ráz jednotlivých oblastí na svete. Teplota sa meria v meteorologickej búdke vo výške 2 m a 5 cm nad aktívnym povrchom v °C (Celsius) alebo v °F (Fahrenheit). Bod mrazu je 0 °C (alebo 32 °F) a bod varu je 100 °C (alebo 212 °F). Čiara spájajúca body s rovnakou teplotou vzduchu sa nazýva **izoterma**. Stupne C možno na °F previesť podľa vzťahu:

$$T(°\mathrm{C}) = \frac{5}{9}\,[T(°\mathrm{F}) - 32]$$



Obr. 3.6 *Pohľad do vnútra meteorologickej búdky, kde sú umiestnené prístroje na meranie teploty (minimálny a maximálny teplomer) a vlhkosti (suchý a vlhký teplomer a vlhkomer), (Zdroj: http://metmladez.wz.cz/).*

Denný chod teploty vzduchu charakterizuje priebeh teploty vzduchu počas dňa. Vzduch sa najintenzívnejšie ohrieva od zemského povrchu, a preto teplota vzduchu úzko súvisí s chodom teploty aktívneho povrchu, avšak s istým časovým oneskorením. Pri radiačnom (jasnom) počasí je krivka denného chodu teplôt vzduchu v tvare sínusoidy, pri zatiahnutej oblohe je jej tvar nepravidelný. **Priemerná denná teplota** môže byť zaznamenaná z termínových meraní o 7.00, 14.00 a 21.00 hodine a určuje sa podľa vzťahu:

$$T_d = {(T_7 + T_{14} + 2.T_{21})}/{4}$$

T_7 – teplota vzduchu nameraná o 7.00 hod.
T_{14} – teplota vzduchu nameraná o 14.00 hod.
T_{21} – teplota vzduchu nameraná o 21.00 hod.

Vzduch sa najintenzívnejšie zohrieva od zemského povrchu, smerom do výšky klesá vplyv zemského povrchu a stúpa vplyv atmosféry a jej cirkulácie. Napr. teplota vzduchu tesne nad aktívnym povrchom sa môže odlišovať v porovnaní s meraniami vo výške 2 m aj o niekoľko stupňov. Dôležitý je tento fakt najmä na jar, keď aktívny povrch nedisponuje ešte

naakumulovaným teplom z obdobia negatívnej energetickej bilancie a v ranných hodinách môže teplota vzduchu poklesnúť v prízemnej vrstve pod bod mrazu a spôsobiť škody napr. v poľnohospodárstve. V meteorologickej búdke 2 m nad aktívnym povrchom nemusí byť pritom zaznamenaná záporná teplota vzduchu.

Amplitúda teploty vzduchu vyjadruje rozdiel medzi najvyššou a najnižšou teplotou vzduchu počas dňa, mesiaca, roka a pod. a závisí od (Polčák, 2009):

1) **Zemepisnej šírky**: v oblasti rovníka je amplitúda malá, minimálne teploty vzduchu v priebehu dňa dosahujú 20 – 25 °C , maximálne 26 – 29 °C. V tropických oblastiach sú denné amplitúdy všeobecne vyššie. Najvyššie amplitúdy sú vo vnútrozemí, kde napr. na jar môže teplota vzduchu v ranných hodinách poklesnúť až k bodu mrazu a popoludňajšia teplota môže prekročiť 30 °C.
2) **Nadmorskej výšky**: s nadmorskou výškou denné amplitúdy teploty vzduchu klesajú a teplotné maximum počas dňa sa presúva do popoludňajších hodín.
3) **Vzdialenosti od pobrežia**: v pobrežných oblastiach sú denné amplitúdy malé, smerom do vnútrozemia stúpajú.
4) **Ročného obdobia**: v rôznych klimatických pásmach sa vplyv ročného obdobia na dennú amplitúdu prejavuje rôzne. Napríklad v našom podnebnom pásme je amplitúda najvyššia na jar, keď sú zásoby tepelnej energie aktívneho povrchu po zimnom období malé, ale vysoká poloha Slnka nad obzorom počas dňa zabezpečuje dostatočné prehriatie aktívneho povrchu.
5) **Charakteru počasia**: napr. pri radiačnom type počasia (jasná obloha, bezvetrie) sú denné amplitúdy teploty vzduchu vyššie v dôsledku stabilného rozvrstvenia vzduchu ako pri advekčnom type počasia (zamračené, veterno).
6) **Tvaru reliéfu**: konvexné tvary reliéfu majú denné amplitúdy teploty vzduchu menšie ako rovinné plochy. Najväčšie amplitúdy majú konkávne tvary reliéfu a z nich najmä úzke konkávne tvary reliéfu.
7) **Vegetácie**: čím je vegetácia vyššia a hustejšia, tým sú amplitúdy daného povrchu menšie.

V ročnom chode teploty pozorujeme jej priebeh pomocou priemerných mesačných hodnôt teploty vzduchu. Ročný chod teploty závisí na režime výmeny vzduchových hmôt, zemepisnej šírke a stupni kontinentality, resp. oceanity daného miesta**.**

V ročnom chode predstavuje **globálna amplitúda** rozdiel medzi najvyššou a najnižšou teplotou vzduchu nameranou na Zemi. **Absolútna amplitúda** teploty vzduchu na Slovensku dosahuje hodnotu 81,3 °C (max. 40,3 °C, min. -41 °C), globálna amplitúda na Zemi až 147,4 °C (max. 57,8 °C, min. -89,6 °C).

Na Zemi rozlišujeme nasledovné typy ročného chodu teploty vzduchu (Polčák, 2009):

1) **Typ rovníkového pásma** – mesačné amplitúdy teplôt vzduchu v ročnom chode sú tu nevýrazné, neprekračujú ani 5 °C. V niektorých oblastiach môžu byť amplitúdy dokonca menšie aj ako 1 °C. V ročnom chode sú zrejmé dve nevýrazné teplotné maximá v období rovnodennosti a dve teplotné minimá v období slnovratov. Smerom k obratníkom dve maximá a minimá postupne splývajú do jedného v čase najvyššej a najnižšej výšky Slnka nad obzorom. Rast a pokles teploty vzduchu je len nepatrný.
2) **Typ tropického pásma** – mesačné amplitúdy teplôt vzduchu sú vyššie ako v rovníkovom type. Pri pobrežiach sú do 5 °C, vo vnútrozemí do 15 °C. V ročnom chode rozlišujeme jedno maximum a jedno minimum, ktoré sa viažu na obdobie s najvyššou, resp. najnižšou polohou Slnka nad obzorom. Na severnej pologuli je mesiacom s maximálnou teplotou jún, najchladnejšími mesiacmi sú december a január.
3) **Typ mierneho pásma** – amplitúdy v tomto type sú závislé od stupňa oceanity, resp. kontinentality daného miesta. V oceánskom type dosahujú do 15 °C, v prechodnom type 15 – 30 °C, v kontinentálnom type podnebia nad 30 °C a v extrémnych prípadoch až 60 °C. Typ mierneho pásma má jedno maximum v ročnom chode v období letného slnovratu a jedno minimum v období zimného slnovratu. Na severnej pologuli pripadá maximum v ročnom chode teploty vzduchu v kontinentálnom a prechodnom type na júl, v oceánskom type sa vplyvom tepelnej kapacity vody oneskoruje na august. Minimum pripadá v kontinentálnom a prechodnom type na január, v oceánskom type na február.
4) **Typ arktického (antarktického) pásma** - mesačné amplitúdy teploty vzduchu v ročnom chode sa v pobrežných a ostrovných oblastiach pohybujú od 10 do 20 °C, v kontinentálnych oblastiach 20 – 40 °C.

Zmenu teploty vzduchu s nadmorskou výškou určuje **vertikálny teplotný gradient**. Pri poklese teploty vzduchu s výškou má kladnú hodnotu, pri vzostupe zápornú hodnotu. Vo vlhkom vzduchu je pokles teploty vzduchu s výškou menší, približne 0,5 °C/100 m, označujeme ho ako **vlhkoadiabatický gradient**. V suchom vzduchu je naopak pokles teploty

vzduchu s výškou výraznejší, 1 °C/100 m, tzv. **suchoadiabatický gradient**. V našich geografických šírkach má vertikálny teplotný gradient hodnotu 0,5 – 0,6 °C na 100 m. Situácie, kedy sa teplotný gradient v určitom intervale výšok správa opačne, sa nazývajú **teplotné inverzie**. Podľa ich polohy poznáme **prízemné** a **výškové**. Podľa príčin vzniku ich delíme na:

1) **Radiačné** (nočná, zimná, výšková): vyskytujú sa na pevnine alebo zamrznutej vodnej hladine, pričom veľkú úlohu pri ich vzniku zohráva reliéf. Tvoria sa za radiačného typu počasia, keď sa aktívny povrch ochladzuje dlhovlnným vyžarovaním. Radiačné inverzie vytvárajú stabilné zvrstvenie vzduchu, ktorý sa takmer nepremiešava. Vtedy vznikajú aj nepriaznivé podmienky pre rozptyl znečisťujúcich látok v ovzduší, čoho výsledkom sú smogové situácie.
2) **Subsidenčné**: vznikajú pri adiabatickom klesaní nenasýteného vzduchu, ktorý má stabilné zvrstvenie. Vrstva vzduchu suchoadiabaticky klesá, tlak vzduchu smerom dole stúpa, objem a hrúbka tejto vrstvy sa zmenšuje.
3) **Advekčné**: vznikajú pri prúdení teplejšieho vzduchu nad chladnejší zemský povrch. Napr. v zime v oblasti strednej Európy keď pri chladnom inverznom počasí a snehovej pokrývke nastane prílev teplého vzduchu od Atlantického oceánu.
4) **Pasátové**: vznikajú v oblastiach tlakových výší pri obratníkoch subsidenciou vzduchu z vyšších vrstiev atmosféry z klesajúcich a slabnúcich antipasátov.

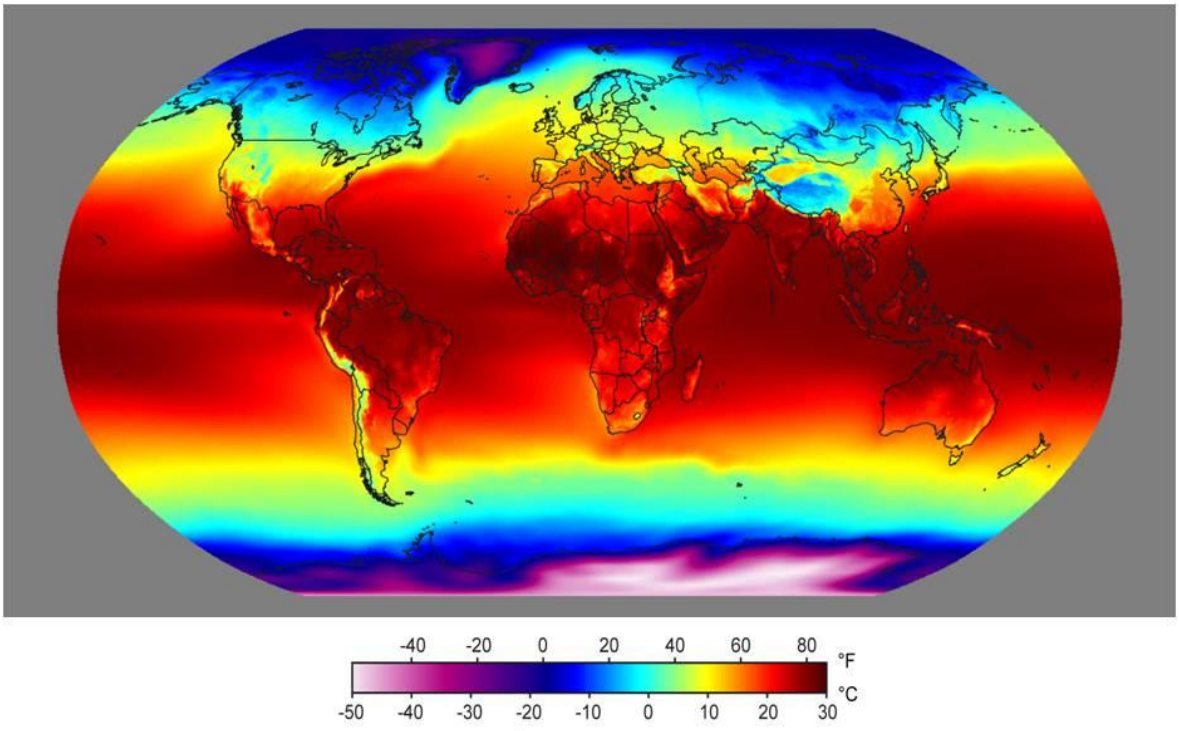
Pre **štatistické spracovanie** v klimatológii sa používajú tzv. charakteristické denné teploty vzduchu:

1) **Letný deň** – deň s maximálnou teplotou vzduchu 25 °C a viac
2) **Tropický deň** – deň s maximálnou teplotou vzduchu 30 °C a viac
3) **Tropická noc** – noc s minimálnou teplotou vzduchu 20 °C a viac
4) **Mrazový deň** – deň, počas ktorého teplota vzduchu poklesla na –0,1 °C a menej
5) **Ľadový deň** – deň s maximálnou teplotou vzduchu –0,1 °C a menej
6) **Arktický deň** – deň, kedy maximálna teplota vzduchu je –10 °C a menej

Rozloženie teploty vzduchu na Zemi je globálne podmienené tvarom Zeme, sklonom zemskej osi, energetickou **bilanciou systému aktívny povrch - atmosféra, všeobecnou cirkuláciou atmosféry** a **morskými prúdmi**. Teplota stúpa od rovníka k obratníkom, od obratníkov k pólom následne klesá. V zime sú oceány teplejšie než pevnina rovnakých zemepisných šírok, v lete je to naopak. Teplé morské prúdy otepľujú priľahlé oblasti pevnín

najmä v chladnejšej časti roka a spôsobujú väčšie množstvo atmosférických zrážok. V zime sa na kontinentoch v miernom, arktickom a antarktickom pásme vytvárajú rozsiahle oblasti vysokého tlaku vzduchu. **Najvyššia teplota vzduchu** bola nameraná v Národnom parku **Údolie smrti** (Death Valley National Park) v Kalifornii (USA). 10.7.1913 tam namerali **56,7 °C**. **Najnižšia teplota hodnoty -89.2 °C** bola nameraná na stanici **Vostok v Antarktíde** 21.7.1983.

Na Slovensku je **najteplejšou oblasťou Podunajská nížina** s priemernou teplotou vzduchu v januári -1 až -2 °C, v júli 18 až 21 °C a v ročnom priemere 9 až 11 °C. **Najvyššia priemerná ročná teplota** bola zaznamenaná v roku 2014, a to 12,2 °C v Hurbanove. V kotlinách a dolinách riek dosahuje priemerná ročná teplota vzduchu hodnoty v intervale 6 až 8 °C, v najvyššie položených kotlinách (Popradská, Oravská kotlina) je to menej než 6 °C. S nadmorskou výškou priemerná ročná teplota vzduchu klesá. Vo výške 1000 m dosahuje v hodnoty v rozmedzí 4 až 5 °C, vo výške 2000 m n. m. okolo -1 °C, na hrebeňoch Vysokých Tatier menej ako -3 °C. **Najnižšia priemerná ročná teplota** -5,6 °C bola nameraná na Lomnickom štíte v roku 1956 (SHMÚ, 2015).

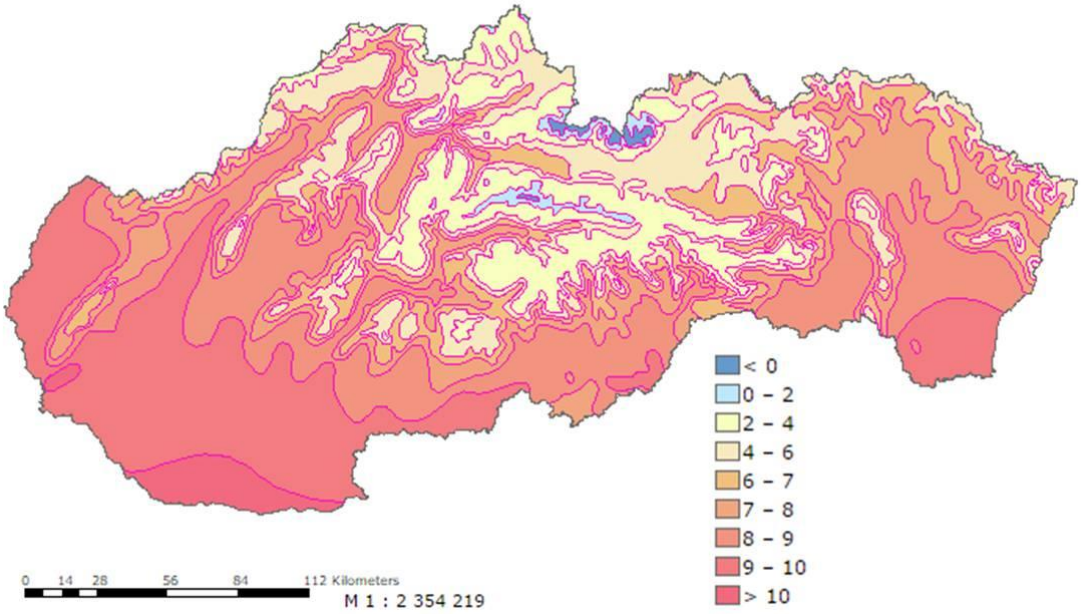


Obr. 3.7 *Rozloženie priemernej ročnej teploty na Zemi založené na dlhodobom priemere 30 rokov (Reynolds a kol., 2002).*

V horských dolinách a kotlinách sa v zime často vyskytujú teplotné inverzie, pričom sa na ich dne hromadí studený vzduch aj počas niekoľkých dní a teplota tu môže klesnúť aj na -40 °C.

Absolútne teplotné minimum bolo namerané 11. 2. 1929 vo **Vígľaši-Pstruši**, kde teplota klesla až na **-41 °C**. Naopak **absolútne teplotné maximum** bolo namerané dňa 20. 7. 2007 v Hurbanove a malo hodnotu **40,3 °C**.

V ročnom chode priemernej mesačnej teploty vzduchu je u nás najteplejším mesiacom júl, v najvyšších polohách Tatier až august. Priemerná mesačná teplota vzduchu v júli je v kotlinách medzi 16 až 18 °C, v pohoriach je to menej ako 15 °C (napr. Tatranská Lomnica 14,8 °C, Štrbské Pleso 12,3 °C, Skalnaté pleso 9,4 °C, Chopok 6,8 °C, v auguste na Lomnickom štíte 3,6 °C). **Najvyšší mesačný priemer** bol 26,0 °C a bol nameraný v Bratislave, Petržalke v auguste 1992. Najchladnejším mesiacom je január, v najvyšších polohách Tatier február. **Vplyv kontinentality** sa smerom na východ prejavuje poklesom priemernej januárovej teploty vzduchu v nížinách na hodnoty -2 °C až -4 °C. V kotlinách je priemerná mesačná teplota vzduchu v januári -3 až -5 °C. V najvyšších polohách Tatier je teplota najchladnejšieho mesiaca nižšie ako -10 °C.



Obr. 3.8 *Rozloženie priemernej ročnej teploty na území Slovenska podľa dlhodobého priemeru rokov 1961-1990 (Atlas krajiny, Šťastný a Faško, 2002).*

Za **zimu** meteorológovia považujú **obdobie s priemernou dennou teplotou pod 0 °C**. V oblasti Podunajskej nížiny sa začína spravidla po 20. decembri a končí v polovici februára, v Popradskej kotline však prichádza už okolo 25. novembra a končí okolo 15. marca. Vo Vysokých a Nízkych Tatrách začína zimné obdobie pred 1. novembrom a končí po 20. máji. **Hlavné vegetačné obdobie**, kedy priemerná denná teplota dosahuje nad 10 °C, začína na

južnom a juhovýchodnom Slovensku do 21. apríla a končí po 11. októbri, v stredných polohách začína do 5. mája a končí koncom septembra. Vo vysokých polohách Tatier sa takéto denné priemery teploty vzduchu nevyskytujú každý rok. **Počet letných dní**, kedy maximálna denná teplota vzduchu dosahuje 25 °C a viac, sa vyskytuje v našich južných oblastiach a v niektorých kotlinách južnej polovice Slovenska každoročne, v priemere nad 50 dní ročne približne do nadmorskej výšky 350 m. Napríklad Hurbanovo má takýchto dní v priemere 74, Lučenec 78, Sliač 68, Trebišov 68. Vo výškach okolo 1000 m sa v priemere za rok vyskytuje 5 až 10 letných dní. Vo výškach približne nad 1800 m sa letný deň v priemere už nevyskytuje. Výskyt mrazov, charakterizovaný **mrazovými dňami**, kedy minimálna denná teplota poklesne pod 0 °C, je v našej oblasti tiež veľmi rozdielny. V okolí Bratislavy je takýchto dní v priemere okolo 90, v Podunajskej nížine do 100, vo Východoslovenskej nad 110 a v kotlinách pod Tatrami nad 160 za rok (SHMÚ, 2015).

Kontrolné otázky

1) *Prečo sa teplota vzduchu štandardne meria v meteorologických búdkach 2 m nad zemou?*
2) *Čo je to teplotná inverzia a aké podmienky musia byť splnené pre jej vznik?*
3) *Vymenujte a popíšte druhy teplotných inverzií.*
4) *Od čoho a ako závisí amplitúda teploty vzduchu?*
5) *Vysvetlite rozdiel medzi letným a tropickým dňom a tiež medzi mrazovým a ľadovým dňom.*
6) *Kde na svete bola nameraná najvyššia a kde najnižšia teplota a aké boli jej hodnoty?*
7) *Popíšte teplotné pomery na Slovensku.*
8) *Ako vplýva kontinentalita na teplotné pomery Slovenska?*
9) *Charakterizujte priebeh teploty vzduchu v dennom a ročnom chode.*
10) *Aké teplotné režimy na Zemi poznáte?*

3.3. VODA V ATMOSFÉRE

Voda je jediná prirodzená zlúčenina, ktorá sa vyskytuje v rozmedzí teplôt a tlakov v zemskej atmosfére vo všetkých troch skupenstvách. Tento zaujímavý fakt a rovnako aj množstvo vody a jej význam pre život spôsobujú, že voda je jednou z najdôležitejších zložiek atmosféry. Zohráva kľúčovú úlohu v počasí, prenose energie v širokom rozsahu mierok od mikroklímy až na planetárnu úroveň, a samozrejme je nevyhnutná aj pre poskytovanie vlhkosti rastlinám a iným živým organizmom. Atmosférická voda je viditeľná vo forme oblakov a zrážok (kvapky vody a ľadové kryštály), ale tiež je prítomná vo forme plynu alebo pary. Oblaky samotné patria medzi najfascinujúcejšie javy v atmosfére, sú schopné zviditeľniť pohyb vzduchu a indikujú veľa aj o stave atmosféry. V nasledovných sekciách sa zaoberáme vlhkosťou vzduchu, procesom a formami výparu a kondenzácie, pričom formy kondenzácie popisujeme podrobnejšie v troch častiach: (1) kondenzácia na zemskom povrchu (napr. rosa, srieň, inovať a pod.), (2) pri zemskom povrchu (hmly) a (3) nad zemským povrchom (oblaky). Osobitná časť je venovaná zrážkam, keďže tieto patria medzi najvýznamnejšie meteorologické prvky.

3.3.1. VLHKOSŤ VZDUCHU, VÝPAR A KONDENZÁCIA

Vodná para je veľmi dôležitá pre náš klimatický systém, pretože zachytáva teplo v blízkosti zemského povrchu a udržuje našu planétu teplejšiu. Taktiež sa z povrchu vyparí, skondenzuje a napokon padá späť na zemský povrch. **Výpar**, spoločne s odtokom, infiltráciou, atmosférickými zrážkami a cirkuláciou v atmosfére je súčasťou obehu vody v prírode. Z povrchu Zeme sa za rok vyparí cca 518 600 km^3 vody, z toho 86 % pripadá na oceány a 14 % na pevninu. Výpar, resp. **evaporácia** je množstvo vody, ktoré sa vyparí do ovzdušia z aktívneho povrchu (vodná plocha, pôda, vegetácia a pod.) za určitý čas (km^3/rok, cm^3/deň). Meria sa v bezmrazovom období o 7.00 hodine výparometrom (obr. 3.9). Vodná para sa do atmosféry dostáva aj cez proces **transpirácie** (dýchania), ktorý sa v kombinácii s evaporáciou nazýva **evapotranspirácia**.

Obr. 3.9 *GGI výparometer na meteorologickej stanici, ktorý pracuje na princípe poklesu vodnej hladiny (Zdroj: cbks.cz). Okrem tohto typu existuje napr. aj Wildov výparometer založený na princípe merania hmotnosti.*

Výpar nastáva, ak je počet molekúl unikajúcich do atmosféry z povrchu vyšší, než počet molekúl vracajúcich sa späť. K procesom **kondenzácie** alebo **depozície** dochádza, ak vzduch obsahuje väčšie množstvo vodnej pary než je pri danej teplote schopný udržať a počet molekúl vody unikajúcich zo zemského povrchu do atmosféry je menší než počet molekúl vracajúcich sa späť. Ak je vzduch pri danej teplote nasýtený, nastane stav rovnováhy, už neprijíma ďalšie molekuly vody. Platí **Clausius-Clapeyronova rovnica**:

$$\ln\left(\frac{P_2}{P_1}\right) = -\frac{\Delta H_{vap}}{R}\left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1}\right)$$

P_1, P_2 – tlaky vodnej pary pri teplotách T_1, T_2

ΔH_{vap} je entalpia vyparovania (kJ.mol^{-1}) , voda – 40.68 kJ.mol^{-1}

R – univerzálna plynová konštanta (8,3145 J.mol^{-1}.K^{-1})

Vlhkosť vzduchu je základný meteorologický prvok udávajúci množstvo vodnej pary v atmosfére. Čím je teplota vzduchu vyššia, tým je potrebné viac vodnej pary k jeho nasýteniu. Mierou nasýtenia vzduchu vodnou parou je **pomerná (relatívna) vlhkosť**. Vlhkosť vzduchu indikuje pravdepodobnosť výskytu hmly, oblačnosti a zrážok. V meteorológii poznáme:

1) **Absolútna vlhkosť vzduchu** - udáva hmotnosť vodnej pary obsiahnutej v jednotke objemu zmesi vzduchu s vodnou parou (napr. ako g/m^3).

$$AH = \frac{m_w}{v_{net}}$$

2) **Relatívna vlhkosť vzduchu** - pomer skutočnej vlhkosti vzduchu k absolútnej vlhkosti (ako parciálne tlaky), aká by bola pri danej teplote v nasýtenom vzduchu. Vyjadruje sa v percentách.

$$\theta = \frac{e_w}{e_w^*}\,100$$

3) **Špecifická vlhkosť vzduchu** - vyjadruje pomer hmotnosti vodnej pary k jednotke objemu suchého vzduchu.

$$SH = \frac{m_w}{v_{dry}}$$

Najstarším spôsobom merania vlhkosti vzduchu je **hygroskopická metóda** (vlasový hygrometer). Na princípe stanovenia rosného bodu (teploty, pri ktorej dochádza ku kondenzácii) pracuje **Lambrechtov kondenzačný vlhkomer**. Medzi najrozšírenejšie metódy merania vlhkosti vzduchu patrí **psychrometrická metóda**, ktorá sa využíva aj v meteorologických búdkach (obr. 3.6). Vlhkosť sa stanovuje z tzv. psychrometrickej depresie, t.j. rozdielu údajov dvoch teplomerov - suchého a vlhkého. Voda z povrchu vlhkého teplomera sa odparuje a tým ho ochladzuje. Čím menšia je relatívna vlhkosť, tým väčší je rozdiel medzi údajmi na oboch teplomeroch, pretože dochádza k intenzívnejšiemu vyparovaniu. V súčasnosti sa bežne používajú aj automatizované elektronické snímače vlhkosti vzduchu.

Kondenzácia je skvapalňovanie vodnej pary, čiže prechod vody zo skupenstva plynného (vodná para) do skupenstva kvapalného (voda). **Depozícia (desublimácia)** je prechod vody zo skupenstva plynného (vodná para) do skupenstva tuhého (ľad, sneh). Ako depozícia sa v meteorológii rozumie aj hmotnosť atmosférickej prímesi, ktorá je uložená na jednotku plochy v danom čase, pričom rozlišujeme suchú a mokrú depozíciu (Bednář a kol., 1993). **Kondenzačná hladina** je výška, v ktorej teplota vystupujúceho vzduchu klesne na teplotu rosného bodu.

Teplota rosného bodu je teplota, pri ktorej vzduch dosiahne nasýtenie vodnou parou. Vzduch pri určitej teplote môže obsahovať len určité množstvo vodnej pary. Pri ochladení vzduchu pod teplotu rosného bodu začína prebytočná vodná para kondenzovať (Schmidt, 1980). Zvyšovanie relatívnej vlhkosti vzduchu prebieha:

1) pribúdaním obsahu vodnej pary vo vzduchu
2) ochladzovaním vzduchu na teplotu rosného bodu.

Vzduch vyššej teploty môže obsahovať viac vodnej pary než nastane kondenzácia, kým chladnejší vzduch kondenzuje už pri menšom obsahu vodnej pary.

Pokles teploty vzduchu na teplotu rosného bodu môže vyvolať: (1) ochladenie zemského povrchu a susedných vrstiev ovzdušia, (2) stretnutie sa teplých vzduchových hmôt so

studeným podkladom, (3) vzájomné premiešanie sa dvoch vzduchových hmôt nasýtených vodnou parou alebo blízko stavu nasýtenia alebo (4) adiabatickým rozpínaním sa vzduchu. Pri teplotách nižších ako 0 °C dochádza priamo k sublimácii (Schmidt, 1980).

Proces kondenzácie vzniká pri stave nasýtenia vzduchu vodnou parou a pri poklese teploty vzduchu na teplotu rosného bodu za prítomnosti **kondenzačných jadier**. Kondenzačné jadrá sú **aeorosolové čiastočky** vo vzduchu, ktoré dôsledkom hygroskopických vlastností podporujú vznik kondenzácie a depozície. Bez prítomnosti kondenzačných jadier by kondenzácia a depozícia nenastala. V oblastiach s vyšším výskytom kondenzačných jadier (napríklad z priemyselného znečistenia) je tak vyšší predpoklad tvorby produktov kondenzácie a depozície. Kondenzačné jadrá môžu byť **rozpustné** (roztoky solí) alebo **nerozpustné** (častice pôdy, dymu, aeroplanktón a pod.). Roztoky solí sa do atmosféry dostávajú najmä z povrchu oceánu a odhaduje sa, že ročne sa do atmosféry dostáva až 2.10^9 ton zlúčenín chlóru. Zo spaľovania fosílnych palív sa do atmosféry dostáva aj veľké množstvo oxidu siričitého, ktorý je silne hygroskopický a ako bolo spomínané v kapitole 2.1, je príčinou **kyslých dažďov**.

V dennom chode minimum až zastavenie výparu prebieha v noci, maximum je pri maximálnej teplote zemského povrchu. Nad vodnými plochami je tento proces oneskorený. **V ročnom chode** pripadá maximálny výpar na letné mesiace, minimum na zimné mesiace, pri oceánskom podnebí je tento proces posunutý na koniec zimy, resp. leta (dôsledkom pomalšieho zohrievania a chladnutia zemského povrchu). Maximálna relatívna vlhkosť vzduchu v monzúnových oblastiach je neskoro na jar a v lete, v rovníkových oblastiach je to na jar a na jeseň.

Rozlišujeme tri druhy kondenzácie a depozície: (1) na zemskom povrchu, (2) pri zemskom povrchu a (3) nad zemským povrchom.

3.3.2. KONDENZÁCIA NA ZEMSKOM POVRCHU

Kondenzácia na zemskom povrchu nastáva, keď teplejšia vrstva vzduchu pri chladnejšom zemskom povrchu vytvára predpoklady poklesu teploty vzduchu tejto vrstvy na teplotu rosného bodu. V závislosti od teploty, pri ktorej tieto procesy prebiehajú, vznikajú produkty kondenzácie alebo depozície na zemskom povrchu ako **rosa, inovať, námraza,** či **ľadovica** (Polčák, 2009).

Rosa vzniká pri radiačnom type počasia v noci. Zemský povrch sa ochladzuje dlhovlnným vyžarovaním až na teplotu rosného bodu a pri ďalšom ochladzovaní sa nadbytočná vlhkosť zo vzduchu kondenzuje v podobe vodných kvapiek, ktoré sa usadzujú na zemskom povrchu. Pri poklese teploty vzduchu v noci z kladných na záporné hodnoty vzniká zmrznutá rosa. Ak prebieha celý proces pri záporných hodnotách, vzniká **osuheľ (srieň)**. V suchom období poskytuje rosa rastlinám vlahu.

Inovať (inovatka) sa na rozdiel od rosy môže tvoriť v denných aj nočných hodinách. Vzniká pri teplotách vzduchu nižších ako -8 °C, keď je vodná para obsiahnutá vo vzduchu blízko stavu nasýtenia. Často je sprevádzaná hmlami a môže sa tvoriť aj počas dňa, jej hrúbka môže dosiahnuť až 10 cm. Inovať je tvorená krehkou ľadovou usadeninou, ktorá sa pri dlhšom trvaní zväčšuje proti vetru. Pri dotyku ľahko opadáva, nespôsobuje škody na vegetácii ani na elektrickom vedení.

Námraza vzniká v zime hlavne v stredných a vysokých horských polohách, ktoré sa nachádzajú v oblakoch zložených z prechladených kvapiek vody pri veternom a hmlistom počasí a pri teplotách do -5 °C. Je to šedá nepriehľadná kompaktná ľadová hmota. Narastá proti vetru a svojou zvyšujúcou sa hmotnosťou môže spôsobovať veľké škody na majetku.

Ľadovica je súvislá priehľadná ľadová usadenina s hladkým povrchom. Vzniká zmrznutím prechladených kvapiek vody pri mrholení alebo daždi na predmetoch alebo vegetácii, ktorých teplota je mierne pod bodom mrazu. Vyskytuje sa pri prenikaní vlhkého a teplého vzduchu od oceánu počas zimného obdobia, ktorým sa prerušuje dlhšie trvajúce chladné počasie s celodennými mrazmi. Ľadovica predstavuje veľmi nebezpečný jav. Tvorí sa na stromoch, láme celé konáre až stromy, pod ťarchou jej hmotnosti padá elektrické vedenie, tvorí sa na chodníkoch a cestách, spôsobuje zranenia ľudí následkom pádov a dopravný kolaps.

Obr. 3.10 *Obyvatelia Kanady často čelia problémom spôsobeným ľadovicou. Napríklad veľká ľadová búrka z roku 1998 vznikla kombináciou piatich, po sebe idúcich ľadových búrok, ktoré zasiahli pás krajiny od východného Ontária po južný Quebeck v Kanade a aj časti USA. Ľadovica, ktorá sa vytvorila, spôsobila významné škody na stromoch a elektrických vedeniach, milióny ľudí zostalo týždne až mesiace bez elektriny, čo napokon viedlo aj k stratám na životoch. Kanada musela na pomoc zmobilizovať vojsko najväčšie od čias Kórejskej vojny (Zdroj: ctnews.ca).*

3.3.3. HMLY: KONDENZÁCIA PRI ZEMSKOM POVRCHU

Podľa Svetovej meteorologickej organizácie je **hmla** definovaná ako atmosférický aerosól malých kvapôčok, resp. ľadových kryštálikov v ovzduší, ktoré znižujú vodorovnú dohľadnosť pri zemi aspoň v jednom smere pod 1 km. **Intenzitu hmly** preto stanovujeme podľa dohľadnosti:

1) slabá: dohľadnosť 500 – 1000 m
2) mierna: dohľadnosť 200 – 500 m
3) silná: dohľadnosť 50 – 200 m
4) veľmi silná: dohľadnosť menej ako 50 m

Dymno je definované ako atmosférický aerosól, ktorý znižuje vodorovnú dohľadnosť pri zemi aspoň v jednom smere v rozpätí dohľadnosti od 1 km do 10 km, pričom dohľadnosť nad 2 km môžeme definovať ako **opar** (Schmidt, 1980). Opar tvoria menšie kryštáliky ako sa nachádzajú v hmle a je to zároveň počiatočné a konečné štádium tvorby hmly. Pri teplote nad 0 °C sa hmla vytvára z kvapiek vody, ak je teplota pod 0 °C, hmla je zložená z podchladených kvapôčok vody a z ľadových kryštálikov (Strahler, 2006).

Vzhľadom na podmienky vzniku hmly delíme na: **radiačné, advekčné, frontálne, morské, jazerné, mestské, orografické**.

Radiačné hmly (hmly z vyžarovania) vznikajú pri ochladení spodných vrstiev vzduchu od zemského povrchu pod teplotu rosného bodu. Vyskytujú sa pri **radiačnom type počasia** (bez vetra a oblačnosti) nad kontinentom, v stabilných vzduchových hmotách pri teplotných inverziách. Hmla najprv vzniká pri zemskom povrchu, odkiaľ jej hrúbka narastá (Schmidt, 1980). Tieto hmly dosahujú od niekoľkých po desiatky metrov, výnimočne aj 200 m, plošný rozsah je z veľkej časti determinovaný reliéfom. Pri zániku teplotnej inverzie v dopoludňajších hodinách zanikajú aj radiačné hmly.

Advekčné hmly vznikajú ochladzovaním teplého a vlhkého vzduchu a jeho presunom (advekciou) nad chladnejší povrch. V našich podmienkach sa vyskytujú najmä v zime pri dlhšie trvajúcom prúdení teplého vlhkého vzduchu od Atlantického oceánu, alebo Stredozemného mora do Karpatskej oblasti. Sú plošne rozsiahle, ich hrúbka dosahuje niekoľko desiatok metrov, výnimočne aj 500 m. Na rozdiel od radiačnej hmly je advekčná hmla sprevádzaná silným vetrom, môže vznikať aj počas dňa a udržať sa aj niekoľko dní.

Frontálne hmly sa vyskytujú pri postupoch atmosférických frontov spojených s tlakovou nížou, zväčša ako dôsledok dlhotrvajúceho dažďa. Vznikajú v súvislosti s advekčnými zmenami teploty vzduchu, adiabatickými dejmi a atmosférickými zrážkami. Sú plošne rozsiahle, ich hrúbka môže dosahovať i niekoľko 100 m.

Morské hmly vznikajú nad morom vo vzduchovej hmote, ktorá sa premiestňuje z teplejšieho povrchu vody nad chladnejší. Príkladom sú hmly v oblastiach styku studených a teplých morských prúdov, napr. v oblasti New Foundlandu na styku teplého Golfského a studeného Labradorského prúdu, alebo v oblasti Falklandských ostrovov na styku teplého Brazílskeho a studeného Falklandského prúdu. Hmly sú najvýraznejšie na jar a začiatkom leta v príslušnej oblasti, kedy je teplotný kontrast medzi prúdmi a teplotou vzduchu nad nimi najvyšší. Tieto hmly sa môžu prenášať vetrom aj nad pevninu. V tropických pobrežných oblastiach, ktoré obmývajú studené morské prúdy, vznikajú často hmly na styku teplého suchého kontinentálneho vzduchu a chladnejšieho vlhkejšieho vzduchu nad vodnou hladinou (pobrežie Chile, Angoly a Namíbie, pobrežie Kalifornie v USA).

Jazerné hmly sa tvoria nad jazerami a umelými vodnými nádržami, najčastejšie ako hmly z vyparovania. Časté sú v našich podmienkach na jeseň v ranných hodinách pri radiačnom type počasia pri výraznejšom poklese teploty vzduchu. Vodná plocha je teplejšia než okolie a dochádza k intenzívnejšiemu vyparovaniu. Teplý vlhkejší vzduch sa na styku s chladnejším okolím ochladí na teplotu rosného bodu a vzniká kondenzáciou alebo depozíciou hmla. V súvislých jazerných oblastiach alebo na veľkých jazerách vznikajú tieto hmly aj pri prúdení teplejšieho vzduchu nad chladnejšiu vodnú plochu (v zime, na jar). Podobným spôsobom môžu vznikať hmly nad riekami, močiarmi, v lete pri roztopení vrchnej časti permafrostu a pod.

Mestské hmly vznikajú pri radiačnom type počasia alebo pri slabom prúdení vzduchu. Vo väčších priemyselných mestách vznikajú dôsledkom zvýšeného množstva kondenzačných jadier v ovzduší.

Orografické hmly sa tvoria ako dôsledok orografickej prekážky, konvexného tvaru reliéfu pri prúdení vzduchu na náveternej strane. Príčinou je adiabatické ochladzovanie sa vystupujúceho vzduchu a vznik hmly na svahu. Veľmi často vznikajú v lete pri slnečnom počasí vo vyšších pohoriach v priebehu dňa. **Adiabatické ochladenie** môže byť zvýraznené prítomnosťou snehovej pokrývky alebo ľadovca, kedy dochádza k poklesu teploty vzduchu na teplotu rosného bodu a k tvorbe hmly a oblačnosti.

3.3.4. OBLAKY: KONDENZÁCIA NAD ZEMSKÝM POVRCHOM

Oblak je viditeľný zhluk drobných kvapôčok vody, ľadových kryštálov alebo kombinácia oboch. Oblaky, ich druh, množstvo, resp. výška nad zemou vypovedajú o aktuálnom stave atmosféry. Z pozorovania oblakov a meteorologických prvkov môžeme odhadnúť vývoj počasia v nasledujúcich hodinách až dňoch (Ahrens, 2007).

Oblačnosť je meteorologický prvok udávajúci stupeň pokrytia oblohy oblakmi. Je veľmi dôležitý aj z toho hľadiska, že ovplyvňuje dĺžku trvania slnečného svitu a teplotný režim zemského povrchu. Oblačnosť sa odhaduje, zatiaľ neexistujú spoľahlivé priame merania. V klimatológii sa udáva v desatinách od 0 do 10, kde nula je jasno a desať zamračené (Tab. 3.2), v synoptickej meteorológii (letiská, predpovede počasia) sa udáva v osminách.

Tabuľka 3.2 *Množstvo oblačnosti v desatinách pokrytia oblohy a prislúchajúce klimatologické formulácie (SHMÚ, 2015).*

Množstvo oblačnosti v desatinách pokrytia:	Formulácie:
0	**jasno**
0-2	prevažne jasno, takmer jasno, vyjasňovanie
0-3	jasno alebo len malá oblačnosť, prechodné vyjasňovanie
0-4	jasno až polojasno, prevažne len malá oblačnosť, pekne, slnečno
1-3	malá oblačnosť, prevažne malá oblačnosť
3-5	polojasno, polooblačno, zmenšená oblačnosť, neskoršie zmenšená oblačnosť, premenlivá postupne zmenšená oblačnosť, zmenšovanie oblačnosti, prechodne zväčšená oblačnosť, ubúdanie oblačnosti, prevažne polojasno, prevažne polooblačno, časom polooblačno
3-6	zrána malá, cez deň časom zväčšená oblačnosť, jasno až polojasno, len miestami prechodne zväčšená oblačnosť
5-8	zväčšená oblačnosť, neskôr zväčšená oblačnosť, pribúdanie oblačnosti, premenlivá časom zmenšená oblačnosť, premenlivá časom zväčšená oblačnosť, čiastočné zmenšovanie oblačnosti, polooblačno až oblačno, časom oblačno, polooblačno časom oblačno, časom polooblačno, prechodne zmenšená oblačnosť, časom zmenšená oblačnosť, časom zväčšená oblačnosť
6-8	oblačno, prevažne oblačno
7-9	postupné zväčšovanie oblačnosti, premenlivá oblačnosť, veľká oblačnosť, premenlivá časom veľká oblačnosť, vcelku veľká oblačnosť, prevažne veľká oblačnosť, premenlivá vcelku veľká oblačnosť, ďalšie pribúdanie oblačnosti, prechodné zhoršenie počasia
8-10	veľká oblačnosť až zamračené
9-10	prevažne zamračené, takmer zamračené
10	zamračené, hmla alebo oblačnosť z hmly

Pri pozorovaní oblačnosti sa sleduje najmä:

1) **Množstvo oblakov**, resp. spomínané pokrytie oblohy (tabuľka 3.2).
2) **Hustota oblačnosti**, ktorá sa odhaduje v stupňoch od 0 do 2 (píše sa vo forme exponentu).
3) **Smer pohybu oblakov**, ktorý sa určuje podľa svetových strán anglickými skratkami, podobne ako vietor, odkiaľ oblaky prichádzajú.
4) **Rýchlosť oblakov**, ktorá sa určuje ako zdanlivá uhlová rýchlosť a môže byť vyjadrená stupňami: 0 - oblaky bez pohybu, 1 - mierny pohyb, 2 - rýchly pohyb.

Chod oblačnosti závisí od podnebného pásma, ročného obdobia, kontinentality, oceanity a reliéfu. **V dennom chode** v rovníkových oblastiach je maximum oblačnosti takmer vždy popoludní. Na Slovensku máme v dennom chode dve maximá oblačnosti, ráno a popoludní. Ráno sa tvoria oblaky typu *Stratus* a *Stratocumulus*, popoludní *Cumulus*. V zimnom období je popoludňajšie maximum potlačené, v letnom období je toto maximum zvýraznené, najmä v horských oblastiach.

V ročnom chode v monzúnových oblastiach je maximum v lete počas monzúnu, minimum v zime, v miernych šírkach v oceánskom charaktere podnebia je maximum oblačnosti v zime, minimum v lete, v kontinentálnom podnebí je maximum oblačnosti na jar a v lete, minimum v zime. Na Slovensku je maximum oblačnosti v zimných mesiacoch, minimum v lete a na jeseň, v horských oblastiach sa maximum presúva na letné mesiace (konvektívne oblaky), minimum je na jeseň a v zime.

Oblaky majú rôznorodé zloženie, vzhľad, spôsob vzniku a sú viazané na určité výšky a pod. Delia sa podľa rôznych kritérií na (Trizna, 2004):

1) **Druhy** – poznáme 10 základných druhov rozdelených do štyroch skupín podľa výšky výskytu.
2) **Tvary** – oblak môže byť označený len jedným tvarom. Určité tvary sa môžu vyskytovať pri niekoľkých druhov oblakov.
3) **Odrody** – oblaky môžu mať charakteristické rysy, ktoré súvisia s rozdielnym usporiadaním oblačných prvkov a s priesvitnosťou. Určitá odroda môže byť spoločná niekoľkým druhom oblakov.
4) **Zvláštnosti** – u niektorých oblakov sa môžu vyskytovať buď priamo u oblaku, alebo blízko neho, napr. výčnelky, pruhy atď.

5) **Materský oblak -** pôvodný oblak, z ktorého vznikol nový oblak. Časti oblaku alebo celý oblak môžu prejsť na oblak iného druhu než je materský oblak. Označujú sa názvom patričného druhu s prívlastkom z názvu druhu materského oblaku a prípony. Ak sa zmení len časť pôvodného oblaku, používame pre označenie pôvodu nového oblaku príponu *genitus*. Ak sa zmení oblak ako celok, používame pre označenie pôvodu nového oblaku príponu *mutatus*.

Názvoslovie oblakov pochádza z latinčiny: ***Cirrus* – riasa, *Cirro* – riasový, *Stratus* – sloha, vrstva, *Strato* – slohový, *Cumulus* – kopa, *Cumulo* – kopovitý, *Alto* – vyvýšenina, *Altus* – vyvýšený, *Nimbus* – dážď, *Nimbo* – dažďový**.

Tabuľka 3.3. *Morfologické rozdelenie oblakov podľa výšky (Schmidt, 1980).*

Skupina	Druh			Výška [km]	
	Slovenský názov	Latinský názov	Skratka	Spodná hranica	Vrchná hranica
Vysoké oblaky	Riasa	Cirrus	Ci	4-10	13-16
	Riasová kopa	Cirrocumulus	Cc	6-8	13-16
	Riasová sloha	Cirrostratus	Cs	7-8	13-16
	Vyvýšená kopa	Altocumulus	Ac	2,5-5	5-6
Stredné oblaky	Vysoká sloha	Altostratus	As	2,5-5	5-6
	Dažďová sloha	Nimbostratus	Ns	0,1-2,0	6-8
	Slohová kopa	Stratocumulus	Sc	0,2-2,5	2,5
Nízke oblaky	Sloha	Stratus	St	0,05-0,6	1-2,5
	Kopa	Cumulus	Cu	0,3-2,5	6-8
	Búrková kopa	Cumulonimbus	Cb	0,6-2,0	8-12
Oblaky verti-kálneho vývoja					

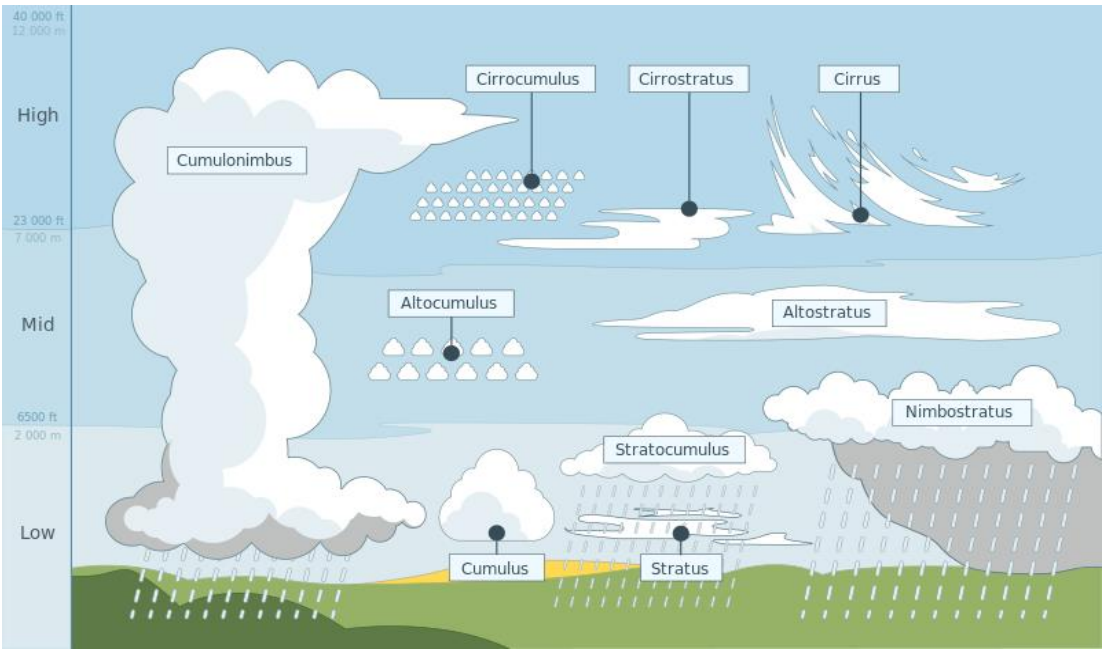
Pre vývoj oblačnosti sú podstatné **výstupné pohyby vzduchu** a s tým súvisiaca kondenzácia. Stúpajúci vzduch sa v dôsledku menšieho tlaku rozpína, následne klesá jeho teplota a rastie vlhkosť vzduchu. Postupne dosiahne **kondenzačnú hladinu**, pri ktorej je vzduch nasýtený vodnou parou a pomerná vlhkosť vzduchu dosahuje 100 %. Pri ďalších výstupných pohyboch dôjde ku kondenzácii (voda), alebo ak je teplota rosného bodu nižšia ako 0 °C k desublimácii (ľad), pričom sa tvorí oblak.

Oblaky vznikajú pri:

1) výstupných pohyboch vzduchu bez výmeny tepla s okolím (**adiabatický dej**) pričom sa vzduch rozpína a ochladzuje,
2) klesajúcej teplote a súčasne klesajúcom objeme vzduchu,
3) pri stúpajúcej vlhkosti.

Ako bolo spomínané v kapitole 3.3.1, ku kondenzácii dochádza, keď sa molekula vody zrazí s kondenzačným jadrom a vytvorí kvapôčku vody, ktorá postupne narastá. Ak dosiahne priemer od 0,1 až 5 mm, padá k zemi ako kvapka (Burroughs, 1999).

Oblaky typu ***Cumulus*** vznikajú **konvekciou**. Sú to vertikálne stúpajúce a klesajúce kompenzačné prúdy vzduchu, ktoré vznikajú ako následok nerovnomerného ohrievania povrchu. Výstupné pohyby majú väčšiu rýchlosť (5–20 m/s aj viac) ako zostupné. Ku konvekcii dochádza cez deň, pri slnečnom počasí, kedy vzniká tzv. **termická konvekcia**. Ak sú konvektívne prúdy dostatočne silné, oblaky typu *Cumulus* môžu prejsť do búrkových oblakov ***Cumulonimbus***. K procesu konvekcie môže dôjsť aj vtedy, ak sa nad teplý povrch nasunie vrstva chladného vzduchu alebo pri obtekaní vzduchu okolo prekážky, tzv. **dynamická (nútená) konvekcia** (napr. kopce, horské hrebene a pod.). K procesu konvekcie dochádza, ak je vertikálny teplotný gradient väčší ako adiabatický gradient (Schmidt, 1980).



Obr. 3.11. *Členenie oblakov podľa výšky (de Bruyn, 2012)*

Ku kondenzácii vodnej pary a formovaniu oblakov dochádza na **kondenzačnej hladine**. Čím je vzduch suchší, tým je táto hladina vo vyšších polohách a opačne. Na výpočet výšky kondenzačnej hladiny, resp. výšky bázy konvektívnych oblakov, sa využíva **Ferrellov vzorec**:

$$H = 122\,(T - \tau)$$

H - výška kondenzačnej hladiny
T - teplota vzduchu
τ - teplota rosného bodu

Konvektívne oblaky sa nazývajú aj **oblaky vertikálneho vývoja** a môžu siahať až po hornú hranicu troposféry. Veľké množstvo energie, ktoré je potrebné pre vznik týchto oblakov nepochádza len zo zohriateho zemského povrchu, ale teplo sa uvoľňuje aj pri kondenzácii vodnej pary na kvapôčky v oblaku, tzv. **kondenzačné teplo**. Ďalšie teplo sa uvoľní opäť pri fázovej premene, pri teplote pod 0 °C, kedy dochádza k tuhnutiu kvapôčok vody na ľadové kryštáliky, tzv. **teplo tuhnutia**.

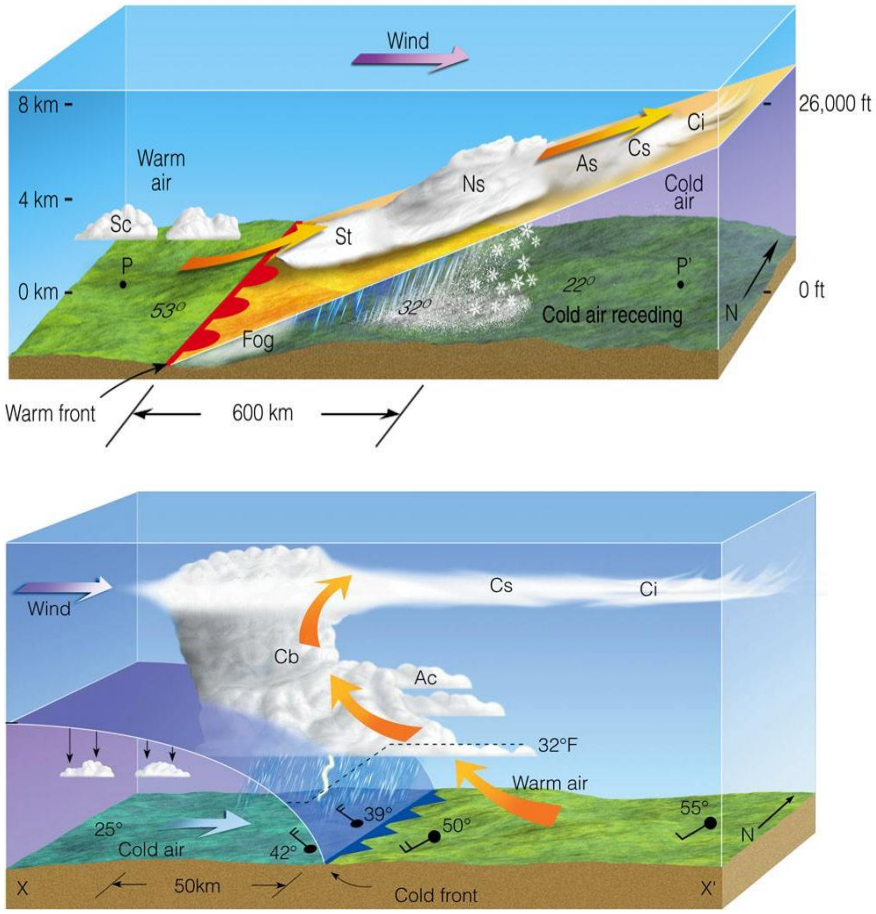
Vertikálny vývoj oblačnosti však ovplyvňujú **inverzie** a **izotermie**. Ak sa napríklad teplotná inverzia nachádza pod kondenzačnou hladinou, nepozorujeme vývoj konvektívnych oblakov, môžu však vznikať ploché kopovité oblaky, ktorých vrchná časť sa rozptýli na úrovni teplotnej inverzie (Schmidt, 1980).

Konvekciu spravidla sprevádza **turbulencia,** ktorá významne napomáha premiešaniu vzduchu a prenosu tepla. Vďaka turbulencii v atmosfére môžu vznikať dva typy oblakov v situáciách:

1) keď je vzduch blízko stavu nasýtenia, každé jeho vertikálne premiestňovanie vedie ku kondenzácii a dochádza k formovaniu beztvarých oblakov typu *Stratus fractus*, ktoré nevytvárajú súvislú oblačnosť,
2) pri inverzii vzniká súvislá vrstva nízkych oblakov typu *Stratus.*

Na rozhraní stretu vzduchových hmôt rôznych vlastností vznikajú **frontálne oblaky**:

1) **oblaky teplého frontu** - siahajú do výšky až 10 km. Na čele frontu sa najprv objavujú oblaky typu *Cirrus*, za nimi sa súvislo nasúvajú riasovo-vrstevnaté oblaky typu *Cirrostratus*, ďalej nasledujú oblaky typu *Altostratus*, ktoré prechádzajú do dažďových oblakov *Nimbostratus* a *Stratus* zakončených *Stratus fractus*.
2) **oblaky studeného frontu -** môžu byť dva druhy:
   a) prvý druh oblakov studeného frontu má na čele *Cumulonimbus, Nimbostratus, Altostratus* a *Cirrostratus*.
   b) druhý druh charakterizuje úzka oblasť oblakov typu *Cumulus* a *Stratocumulus*, pred nástupom frontu môžu byť ešte prítomné aj oblaky typu *Cirrocumulus* a *Altocumulus lenticularis*.



Obr. 3.12. *Postupnosť oblačnosti v teplom fronte (hore) a studenom fronte (dole), warm air - teplý vzduch, cold air - studený vzduch, wind - vietor (Thompson Higher Education, 2007).*

Osobitným typom oblakov sú **orografické oblaky**. Na náveternej strane pohorí sa zvyčajne vytvára väčšia oblačnosť a viac zrážok, a na záveternej strane vzniká tzv. zrážkový tieň a prúdi tu teplejší padavý suchý vzduch (napr. föhn, pozri kapitolu 3.5). Veľmi charakteristickými orogafickými oblakmi sú šošovkovité oblaky *Altocumulus lenticularis*. Vznikajú, keď sa vzduch prenášaný ponad horskú prekážku na záveternej strane začína vlniť a ako vodná vlna sa dvíha a klesá. Neustále narastanie oblaku z náveternej strany a zánik na opačnej strane hrebeňa vytvára dojem, že oblak stojí na mieste (De Blij a kol., 2004).

Obr. 3.13 *Altocumulus lenticularis, Mauna Kea, Hawai. Lentikulárny oblak sa môže vyskytovať aj mimo horského hrebeňa, kde dochádza k zvlneniu vzduchu. (Zdroj. pininterest.com).*

Cirrus – Ci (Riasa)

Obr. 3.14 *Malé vzájomne oddelené oblaky s vláknitou štruktúrou z ľadových kryštálov vo výške 6 000–12 000 m, netvoria zrážky. Nevytvárajú tiene, pri západe slnka sa farbia najprv na žlto, potom ružovo, červeno až šedo. Vznikajú turbulenciou pri silnej vertikálnej zmene smeru vetra, konvekciou v labilnej vrstve vo vyšších výškach, vyfúkaním ľadových kryštálov z Cb alebo z oblakov vo vyšších poschodiach (Cc, Ac). (Foto: Flagstaffotos, 2014).*

Obr. 3.15 *Kondenzačné pásy lietadiel sú tiež považované za oblaky typu Cirrus (Foto: NASA, 2014).*

Cirrocumulus – Cc (Riasová kopa)

Obr. 3.16 *Oblak zložený z ľadových kryštálov a podchladených kvapôčok vody. Tvarom pripomína malé, biele škvrny, vločky, vlnky, polia alebo vrstvy oblakov bez vlastného tieňa, viac alebo menej pravidelne usporiadané. Často sú usporiadané vo zvlnených systémoch a sú priesvitné, pričom cez ne vidíme slnko aj mesiac. Poukazujú na silný vertikálny pohyb a môžu byť predzvesťou studeného frontu. Vznikajú konvekciou v tenkej labilnej vrstve (Foto: B. Ganguly, 2013).*

Obr. 3.17 *Cirrocumulus pri východe Slnka (Foto: A. Entingh, 2013).*

Cirrostratus – Cs (Riasová sloha)

Obr. 3.18 *Oblak pripomínajúci hmlový závoj vláknitého vzhľadu, niekedy s ostrým, najčastejšie ale s rozstrapkaným okrajom. Slnko presvitá oblakmi, takže predmety na zemi tvoria tieň, vznikajú halové javy. Vzniká, keď pomaly stúpajú rozsiahle vzduchové vrstvy. Ak býva predzvesťou frontu (rýchle zhoršenie počasia), rýchlo pribúda a môže v krátkom čase úplne zakryť oblohu (SWR/B. Mühr, 2014).*

Obr. 3.19 *Cirrostratus undulatus (Foto: R. McPhail, 2011).*

Altocumulus – Ac (Vyvýšená kopa)

Obr. 3.20 *Oblak zložený z kvapôčok vody, len pri veľmi nízkych teplotách aj z ľadových kryštálov. Vyzerá ako biele alebo šedé škvrny, polia alebo vrstvy, ktoré všeobecne majú vlastný tieň. Pravidelne usporiadané malé časti oblaku nikdy nepokrývajú celú oblohu. Oblak poukazuje na horizontálne prúdenie. Niekedy sa vyskytuje pred prechodom studeného frontu. Neprodukuje zrážky. Vzniká cez výstupné kĺzanie mohutnej vzduchovej vrstvy na okraji sklznej zóny, konvekciou alebo turbulenciou vo vnútri labilnej vrstvy v strednom poschodí, či zmenou z As a Ns pri labilite alebo z Cu a Cb pri stabilite.*

Obr. 3.21 *Altocumulus stratiformis (Foto: P. Stoor, 2007).*

Altostratus – As (Vyvýšená sloha)

Obr. 3.22 *Oblak pripomína sivé jednotvárne pole, ale niekedy aj vláknitú alebo rebrovitú štruktúru. Ak sú oblaky tenké, tak slnko nimi presvitá ako cez matné sklo, ale predmety nevrhajú tiene. Hrubšie oblaky zakryjú slnko úplne. Nevytvára halové javy. Vzniká pri pomalom stúpaní vzduchových vrstiev v dostatočne veľkej výške. Farebný kruh, ktorý sa príležitostne vytvorí ako kotúč okolo viditeľného Slnka (alebo Mesiaca), je znak toho, že oblak nepatrí k ľadovým oblakom typu Cirrus. Kruh vzniká lámaním svetla na kvapôčkach vody. Môže znamenať trvalejšie zrážky: dážď, sneh, ľadovec, zriedka krúpy (Foto: A. Entingh, 2011).*

Obr. 3.23 *Altocumulus undulatus (Foto: A. Entingh, 2011).*

Stratus – St (Sloha)

Obr. 3.24 *Stratus je nízky oblak zložený z malých kvapôčok vody, pri nízkych teplotách môže byť zložený aj z ľadových kryštálov. Je šedý a jednotvárny, nevytvára halové javy ale môže cezeň presvitať Slnko. Spodná hranica leží často tak nízko, že zahaľuje aj vrcholy nízkych kopcov alebo vysoké stavby. Môže z neho padať silný dážď, ľadové prizmy alebo snehové krúpy. Vzniká ochladením spodných vrstiev, zvlášť tepelným vyžarovaním, na hornej hranici nízko ležiacej inverzie (výšková hmla), turbulenciou vo vrstvách blízko nad zemou, ktoré sú vplyvom zrážok bohaté na vlhkosť (oblaky pannus), poklesom oblakov Stratocumulus na spodnej hranici alebo z hmly, ktorej základňa sa zdvihla od zeme (Foto: Accuweather, 2010).*

Obr. 3.25 *Stratus fractus (Foto: K. DeLay, 2011).*

Stratocumulus – Sc (Slohová kopa)

Obr. 3.26 *Slohová kopa sa tvorí vo výškach 500–2000 m z kvapôčok vody, zriedka zo snehových kryštálov a snehových vločiek. Oblaky môžu ale nemusia pokrývať celú oblohu. Sú pravidelne usporiadané často v dvoch alebo viacerých horizontálnych vrstvách. Priepustnosť svetla ukazuje veľké rozdiely. Pri chladnom počasí z nich môžu padať ľadové kryštály a vtedy vidíme aj halové efekty. Sú často príznakom rozpadu oblačnosti väčšieho vertikálneho rozsahu po prechode studeného frontu. Padajú z nich slabé zrážky, sneh alebo krúpy. Vznikajú turbulenciou, konvekciou v labilných, vodnou parou nasýtených vrstvách, ktoré sú zhora ohraničené silnou inverziou, vlnením veľmi vlhkých vzduchových vrstiev väčšinou na inverzii alebo premenou z iných oblakov (Ns, Cu, St).*

Obr. 3.27 *Stratocumulus stratiformis (Foto: S. Eugster, 2011).*

Nimbostratus – Ns (Dažďová sloha)

Obr. 3.28 *Dažďový oblak zložený z podchladených kvapôčok vody, dažďových kvapiek, zo snehových kryštálov, snehových vločiek alebo zmesi kvapalných a pevných čiastočiek. Je to rozsiahla, nízko ležiaca, šedá a často veľmi tmavá vrstva oblakov. Pod základňou sa často tvoria nízke potrhané oblaky, ktorých tvar sa rýchlo mení a oblak úplne alebo čiastočne zakrývajú. Spôsobuje veľmi vytrvalé a intenzívne zrážky, ktoré vypadávajú na veľkom území. Vzniká výstupným kĺzaním mohutných vzduchových vrstiev po najvyššie poschodie z iných oblakov – rastom As alebo rozšírením Cb (Foto: NASA, 2014).*

Obr. 3.29 *Nimbostratus virga (Foto: S. Eugster, 2010).*

Cumulus – Cu (Kopa)

Obr. 3.30 *Oblaky sa nachádzajú na kondenzačnej hladine vo výškach 500–2 000 m a sú zložené z kvapôčok vody. Ľadové kryštály sa tvoria len v častiach, kde je teplota výrazne pod 0 °C. Sú to izolované, husté a ostro ohraničené oblaky, ktoré sa vertikálne vyvíjajú v tvare kôp, kupol alebo vežičiek. Horná časť vyzerá ako karfiol. Vznikajú výhradne termickou konvekciou, ktorá vzniká veľkými teplotnými rozdielmi v spodných vrstvách. Teplotný rozdiel vzniká pri silnom oteplení povrchu Slnkom alebo následným oteplením spodných chladných vrstiev vzduchu. Neprinášajú vodné zrážky (oblaky pekného počasia), ak zrážky vypadávajú jedná sa len o krátke prehánky. Čím je vo vzduchu viac vlhkosti, tým majú oblaky väčší vertikálny rozmer (Foto: T. Lombry, 2004).*

Obr. 3.31 *Cumulus mediocris (Foto: T. Lombry, 2004).*

Cumulonimbus – Cb (Búrková kopa)

Obr. 3.32 *Búrkový oblak, ktorý vzniká pôsobením intenzívnej konvekcie najčastejšie na studenom fronte a pri výskyte orografických faktorov. Vstupné a zostupné prúdy vo vnútri oblaku vyvolávajú silnú turbulenciu. Hladina ľadových jadier má teplotu okolo −12 až −15 °C. Teploty vo vrchnej časti oblaku môžu presiahnuť až mínus 55 °C. Centrum záporného náboja je v dolnej a kladného v hornej časti oblaku, v oblasti zrážok sa vyskytuje vedľajšie centrum kladného náboja v základni oblaku. Zaberá všetky poschodia a môže siahať až do výšky 12–15 km (Foto: E. Helgeson, 2005).*

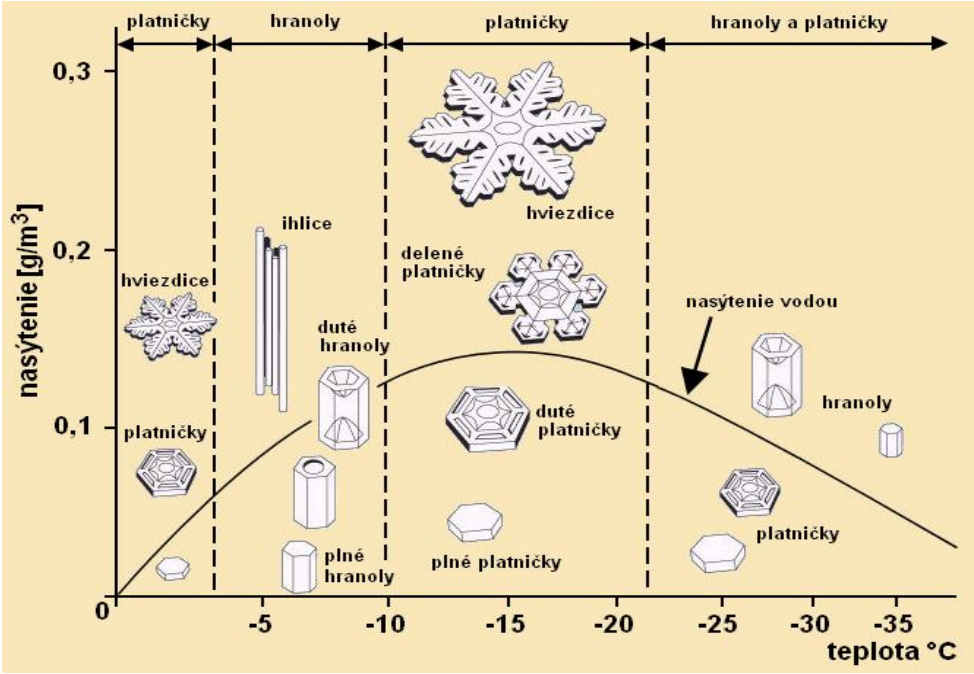
Obr. 3.33 *Dažďová kopa v tvare nákovy (Foto: E. Helgeson, 2005).*

3.3.5. ZRÁŽKY

Atmosférické zrážky sú spoločne s teplotou vzduchu najdôležitejším meteorologickým a klimatickým prvkom. Zrážky poznáme napríklad ako **dážď, sneh, mrholenie, zmrznutý dážď, krúpy, snehové zrná** alebo **ľadové ihličky**. Ako z priestorového tak aj z časového hľadiska patria zrážky k najpremenlivejším meteorologickým prvkom. Ovplyvňuje ich geografická poloha, nadmorská výška, náveternosť, resp. záveternosť územia k prevládajúcemu prúdeniu prinášajúcemu vlhké vzduchové hmoty a frontálne systémy a pod.

Atmosférické zrážky sú produkty kondenzácie alebo depozície vodnej pary, ktoré v kvapalnom, alebo tuhom skupenstve vypadávajú z oblakov na zemský povrch. Vhodné podmienky na vznik zrážok sú v zmiešaných oblakoch, kde sa kondenzačné teplo využije na rozpustenie ľadových kryštálov v hornej časti oblaku. **Dažďové kvapky** sa formujú kondenzáciou a agregáciou z malých kvapôčok (0,02 mm) v oblaku na kondenzačných časticiach hygroskopických solí. Na jednu dažďovú kvapku je potrebných asi milión kvapôčok. Keď dosiahnu veľkosť približne 2 mm, začnú padať rýchlosťou asi 8-10 km/h, pri prudkých lejakoch môžu dosiahnuť rýchlosti aj 35 km/h. Čím sú výstupné prúdy v oblaku silnejšie, tým väčšie kvapky sa musia formovať. Maximálna veľkosť kvapiek je 6 mm, potom sú už nestále a rozpadajú sa. Každú sekundu sa zo zemského povrchu vyparí približne 16 miliónov ton vody a rovnako každú sekundu padá niekde na Zemi 16 miliónov ton dažďa (Chromov, 1968).

Ak je v oblakoch vysoká vlhkosť vzduchu a teplota je dostatočne nízka (pod 0 °C) tvoria sa **snehové kryštály**. Vznikajú na kondenzačnom jadre z podchladených vodných pár obsiahnutých vo vlhkom vzduchu a depozíciou sa menia na ľad. Snehové kryštály sú pri svojom vzniku veľké 0,1 mm. V závislosti od teploty rastú ako hranoly, hviezdice (dendrity), ihlice alebo platničky (obr. 3.34). Ich tvar ovplyvňuje nasýtenie vodných pár v oblaku. Aj keď majú rôzny tvar, majú rovnakú pravidelnú šesťuholníkovú (hexagonálnu) mriežku. Tento tvar vzniká usporiadaním molekúl vody, ktoré majú uhol 60° prípadne 120°. Čím je vyššia vlhkosť vzduchu, a čím bližšie je teplota k nule, tým jemnejšie a rozvetvenejšie sú kryštály. Každý kryštál má svoju vlastnú cestu cez rôzne vzduchové vrstvy s rozdielnou vlhkosťou a teplotou. Vietor navyše môže predĺžiť jeho cestu. Tak vzniká nekonečné množstvo striedaní podmienok a preto má každý kryštál iný tvar. Prakticky nenájdeme dva rovnaké kryštály na Zemi. Pri teplotách pod nulou sa kryštály navzájom spájajú a tvoria spolu **snehové vločky**. Keď sú kryštály dostatočne veľké a ťažké, začínajú padať.



Obr. 3.34 *Základné typy snehových vločiek v závislosti od nasýtenia a teploty (Zdroj: ksts.sk).*

Pri dostatočne silnom konvektívnom a kompenzačnom prúdení v búrkovom oblaku sa môžu tvoriť **ľadové krúpy**. Čím silnejšie je prúdenie, tým väčšie krúpy sa tvoria. Na povrchu krúpy striedavo namŕza vrstva z prechladených kvapiek a ľadových kryštálov, ktorá môže vytvoriť letokruhovitú štruktúru (obr. 3.35). To sa opakuje v cykloch tak dlho, kým krúpa nepresiahne hmotnosť, ktorú je výstupný prúd schopný uniesť. Preto sú niektoré krúpy tvorené aj niekoľkými vrstvami. Najväčšia krúpa, ktorá spadla v júli 2010 v Južnej Dakote, USA, mala 20 cm a vážila 0,88 kg. Krúpy nezriedka spôsobujú značné škody na úrode a ťažké krupobitia môžu mať za následok aj straty na ľudských životoch.

Obr. 3.35 *Typická letokruhovitá štruktúra krúpy, ktorá vzniká jej pohybom smerom nadol a nahor v oblaku. Krúpa spadla v Kansase, z oblaku padala na Zem rýchlosťou 47 m/s (Foto: NOAA).*

Pri meraní a vyhodnocovaní zrážok sa sledujú nasledovné parametre: (1) čas výskytu a doba trvania, (2) množstvo a (3) intenzita zrážok. Taktiež je potrebné zaznamenať, či sú zrážky usadené alebo padajúce, skupenstvo zrážok a ich charakter (trvalé, prehánky resp. občasné).

Množstvo zrážok (úhrn) sa zväčša vyjadruje výškou vodného stĺpca. Ak záchytnú plochu ohraničíme, množstvo spadnutých zrážok je možné vyjadriť aj objemom vody na túto plochu. Najčastejšie sa množstvo zrážok vyjadruje v milimetroch, pričom platí: výška 1 mm = 1 l/m^2. Meteorologické záznamy o zrážkach sú vedené s presnosťou na 0,1 mm. V anglicky hovoriacich krajinách sa používa aj jednotka 1 palec (inch), ktorý má hodnotu 2,54 cm.

Pri pozorovaní rozlišujeme zrážky **trvalého rázu** a **prehánky**. Ak sú medzi zrážkami väčšie prestávky, je potrebné vyznačiť jednotlivé časové úseky so zrážkami. **Intenzita dažďa** sa vyjadruje pomocou stupnice (Tab. 3.4).

Tabuľka 3.4 *Intenzita dažďových zrážok je pre praktické použitie vyjadrovaná v podrobnejšej stupnici (SHMÚ, 2015).*

Názov	Trvanie		
	1 hodina	2 hodiny	3 hodiny
	Množstvo v mm		
Slabý dážď	≤1,0	≤1,5	≤ 2.0
Mierny dážď	1,1 - 5,0	1,6 – 7,5	2,1 – 9,0
Silný dážď	5,1 – 10,0	7,6 – 14,0	9,1 – 11,5
Veľmi silný dážď	10,1 – 15.0	14,1 – 21,0	11,6 – 23,5
Lejak	15,1 – 23,0	21,1 – 30,5	23,6 – 33,0
Príval	23,1 – 58,0	30,6 – 64,0	33,1 – 72,0
Prietrž mračien	≥58,1	≥ 64,1	≥72,1

Pri lokálnych intenzívnych zrážkach vznikajú povodne na malých tokoch. Napríklad v podvečer, 16. júla 1951, spadlo počas búrky v Bratislave 49 mm vody (na dnešnom Trnavskom mýte). V poznámkach pozorovateľa je uvedené, že doprava bola prerušená, vzniklo veľa škôd a pri divadle bolo údajne až 30 cm vody. Najintenzívnejšie zrážky na Slovensku boli zaznamenané v Salke na Ipli, kde 12. júla 1957 spadlo za 65 minút 228 mm vody (SHMÚ, 2015).

Pri **mrholení** rozlišujeme štyri stupne intenzity:

1) stupeň 00: veľmi slabé, nemerateľné bez ohľadu na dobu trvania,
2) stupeň 0: slabé – menej ako 0,1 mm.h^{-1}

3) stupeň 1: mierne – od 0,1 $mm.h^{-1}$ do 0,2 $mm.h^{-1}$
4) stupeň 2: silné – 0,2 $mm.h^{-1}$ do 0,3 $mm.h^{-1}$.

Intenzita **sneženia** sa posudzuje podľa výšky nového snehu, ako aj podľa zhoršenia dohľadnosti:

1) stupeň 00: veľmi slabé – nie je zakrytý celý exponovaný povrch,
2) stupeň 0: slabé – výška novonapadnutého snehu je 0,5 $cm.h^{-1}$, neovplyvňuje dohľadnosť,
3) stupeň 1: mierne – výška novonapadnutého snehu je 0,6 $cm.h^{-1}$ do 4 $cm.h^{-1}$, dohľadnosť zhoršená až na 500 m,
4) stupeň 2: veľmi silné – dohľadnosť je zhoršená pod 500 m.

Pri **rose** zaznamenávame začiatok a vyparenie všetkých kondenzovaných kvapiek, vyjadrujeme trvanie rosy, a to rozdielom medzi dvoma termínmi.

Tabuľka 3.5 *Pri horizontálnych zrážkach (osuheľ, inovať, námraza) posudzujeme trvanie a intenzitu podľa stupnice:*

Intenzita javu	Hrúbka vrstvy	
	námraza	ľadovica
0 slabá	menej než 1 cm	menej než 0,5 cm
1 mierna	od 1 cm do 3 cm	od 0,5 do 1 cm
2 silná	viac než 3 cm	viac než 1 cm

Na monitorovanie množstva zrážok sa používa veľa rôznych metód. **Určenie objemu** je najbežnejší spôsob: objem spadnutých zrážok sa prepočíta na množstvo zrážok v milimetroch, pričom platí:

$$Z\ (mm) = \frac{V}{0{,}1\ .\ S}$$

Z – množstvo zrážok
V – objem spadnutých zrážok (cm^3)
S – záchytná plocha zrážkomera (cm^2)

Objemovo sa zrážky merajú aj pomocou plaváka, ktorý reaguje na zvýšenie hladiny. **Staničný zrážkomer**, tiež označovaný ako **ombrometer**, patrí k najjednoduchším, ale aj k najrozšírenejším meteorologickým prístrojom. Určovanie množstva zrážok sa uskutočňuje tiež na objemovom princípe. **Hmotnostný princíp** určí množstvo zrážok z hmotnosti zachytených zrážok (pričom platí 5g vody = 50 cm^3 = 0,1 mm). **Člnkový princíp** vychádza z použitia dvojkomorového člnka preklápajúceho sa okolo horizontálnej osi. Po naplnení

určitého množstva vody do jedného z článkov dôjde k jeho vyliatiu, zároveň sa druhý článok začína plniť a celý cyklus sa opakuje. Množstvo zrážok sa následne určí vynásobením objemu článka a počtu preklopení na základe hmotnosti alebo objemu.

Pre mikroklimatické meranie v poľnohospodárstve i lesníctve sú veľmi vhodné rôzne typy malých prenosných zrážkomerov, napr. **Krečmerov zrážkomer** (0,01 cm^2). Na odľahlých, zriedka navštevovaných stanovištiach sa využívajú **zrážkomerné totalizátory**, tzv. súčtové zrážkomery. Majú primerane veľkú záchytnú nádobu, ktorá musí zodpovedať očakávaným zrážkam medzi dvoma meracími termínmi (týždeň, mesiac až rok). Aby voda v totalizátore nezamrzla alebo sa nevyparila, pridávajú sa doň prímesi, ktoré tomu zabraňujú.

Ombrograf je prístroj, ktorý zaznamenáva množstvo a zároveň aj intenzitu zrážok. Obsahuje záchytný lievik o plošnom obsahu 0,025 m^2 predĺžený do spojovacej rúrky, plavákovú komoru, registračná časť s páskou delenou v mm, záchytnú nádobu a pevný plechový obal (Obr. 3.36). V automatických meteorologických staniciach sa používajú moderné digitálne zrážkomery pracujúce na článkovom princípe. Preklopenie zrážkomerného článka spojí elektrický obvod, pričom signál sa digitalizuje a zaznamenáva do datalogera.

Obr. 3.36 *Ombrograf na meteorologickej stanici. Prístroje na meranie zrážok majú byť správne umiestnené na voľnom priestranstve, ak to nie je možné, majú byť vzdialené od okolitých objektov v štvornásobnej vzdialenosti výšky objektov. Množstvo vody v kanvici zrážkomeru sa meria špeciálnou odmerkou, upravenou pre záchytný plošný obsah 500 cm^2 a kalibrovanou v mm vodného stĺpca. (Zdroj: http://www.in-pocasi.cz/).*

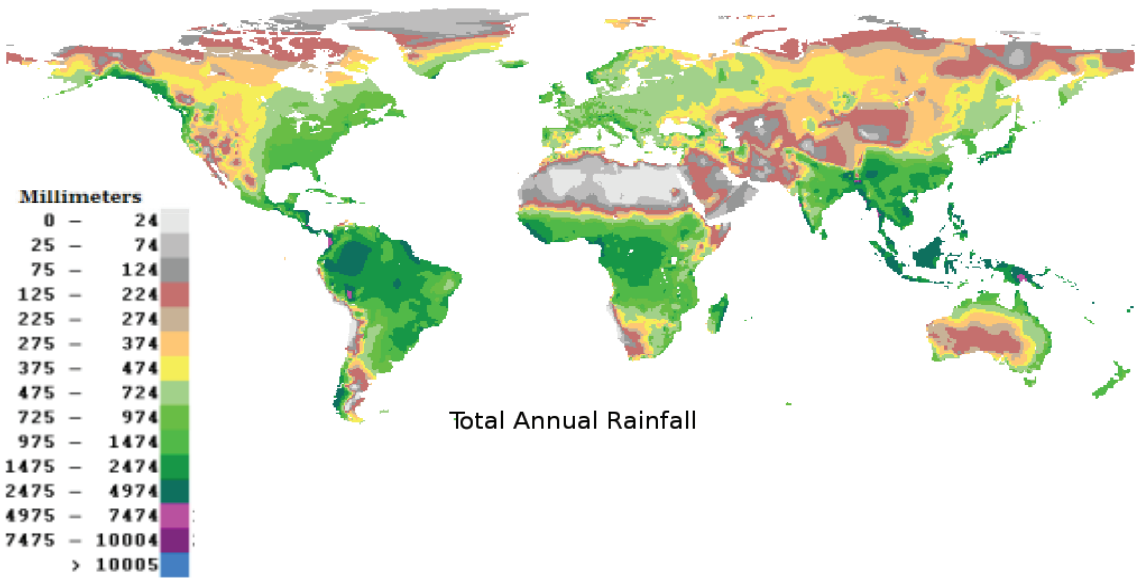
Na meranie výšky **snehovej pokrývky** sa používajú stabilné alebo prenosné **snehové laty**, pričom **výška nového snehu** sa meria na zvláštnej doštičke položenej na úroveň starej snehovej pokrývky. **Vodná hodnota** a **hustota snehu** sa meria objemovou a váhovou metódou. Pri častejšej, **objemovej metóde** sa používa **obrátená zrážkomerná nádoba**, ktorou vykrojíme valec zo snehovej pokrývky až po povrch pôdy a zmeriame jeho výšku v cm. Sneh sa nechá v nádobe roztopiť a potom sa výška vodnej vrstvy zmeria odmerným valcom. Vodná hodnota sa v klimatologickej praxi určuje spravidla raz týždenne (v pondelok

o 7.00 h.). Hustota snehu sa vypočíta ako pomer hmotnosti a objemu vzorky. Z údajov o výške snehovej pokrývky a hmotnosti snehovej vzorky môžeme jednoducho vypočítať jeho hustotu a vodnú hodnotu:

$$\rho = \frac{m}{S.v} \qquad H = 10.\frac{m}{k} = 10.h.\rho$$

ρ - hustota snehu (g.cm^{-3})
S.v - objem snehu vo valci (cm^{-3})
m - hmotnosť vzorky snehu (g)
k - plocha prierezu meracieho valca
h - výška snehu (cm)
H - vodná hodnota snehu (cm)

Geografické rozloženie atmosférických zrážok na Zemi je veľmi nerovnomerné. Závisí od mnohých faktorov ako sú zemepisná šírka, vzdialenosť od oceánu, teplota vzduchu, oblačnosť, morské prúdy, všeobecná cirkulácia atmosféry a pod. (obr. 3.37).



Obr. 3.37 *Dlhodobé ročné úhrny zrážok na Zemi v mm (Zdroj: http://www.climate-charts.com/)*

V dennom chode rozlišujeme nasledovné typy zrážok:

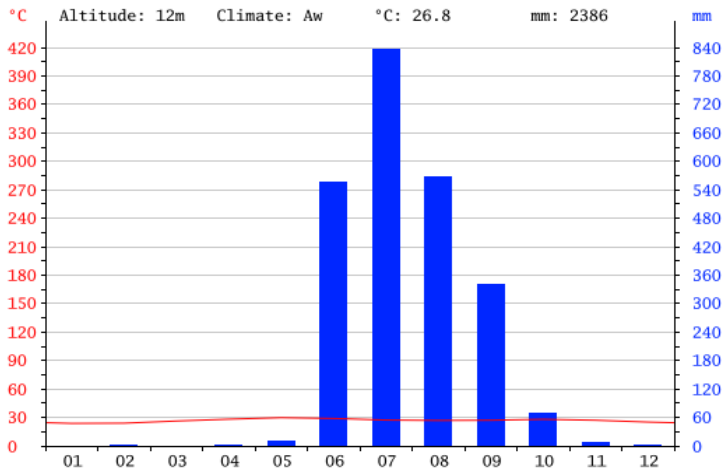
1) **Pevninský typ** - maximum zrážok sa vyskytuje popoludní, čo súvisí s rozvojom konvektívnej oblačnosti. Viaže sa na teplejšiu časť roka, v rovníkových oblastiach je počas celého roka. Minimum zrážok sa vyskytuje po polnoci a v dopoludňajších hodinách.
2) **Morský typ** - maximum zrážok je v ranných hodinách, minimum popoludní, čo súvisí s tepelnou kapacitou vody.

3) **Horský typ** - dôsledkom konvekcie sa maximum vyskytuje popoludní, pričom významnú úlohu zohráva nadmorská výška, mohutnosť pohoria a orientácia voči prevládajúcemu prúdeniu.

V ročnom chode poznáme:

1) **Rovníkový typ:** na severnej pologuli prebieha do cca 10° a na južnej pologuli do cca 5°. Vysoký úhrn atmosférických zrážok je zvýšený v obdobiach jarnej a jesennej rovnodennosti dôsledkom zvýšeného výparu pri vrcholení Slnka v nadhlavníku, kedy sú vytvorené ešte vhodnejšie podmienky na konvekciu.
2) **Tropický typ:** dve maximá z rovníkového typu prechádzajú do jedného v období maximálnej výšky Slnka nad obzorom. Vytvára sa obdobie dažďov, ktoré môže trvať aj niekoľko mesiacov.
3) **Tropický monzúnový typ:** v letnom období príslušnej pologule dôsledkom prúdenia vlhkého chladnejšieho vzduchu prechádza z mora nad prehriatu pevninu a spôsobuje výdatné zrážky (obr. 3.38, 3.39).
4) **Subtropický stredomorský typ:** maximum zrážok sa vyskytuje na jeseň a v zime, keď sa zvýrazňuje teplotný kontrast medzi teplejším morom a chladnejšou pevninou. Minimum je naopak v lete dôsledkom pôsobenia tropických anticyklón a ich posunom na sever. Vyskytuje sa najmä v južnej Európe v oblasti Stredozemného mora.
5) **Pevninský typ miernych šírok:** maximum atmosférických zrážok tu spadne v lete, kedy je pri vyššej teplote aj vyšší výpar a tvorí sa konvektívna oblačnosť. Minimum spadne v zimnom období, kedy mohutné anticyklóny blokujú prísun teplejšieho a vlhkejšieho vzduchu z oceánu. Vyskytuje sa v centrálnych častiach kontinentov. Na Slovensku spadne viac atmosférických zrážok v letnom polroku.
6) **Morský typ miernych šírok:** maximálne úhrny sú tu v zimnom období pri zvýšenej intenzite cyklonálnej činnosti. Vyskytuje sa v pobrežných oblastiach a nad oceánmi.
7) **Monzúnový typ miernych šírok:** podobný pevninskému typu, s maximom v lete, ale rozdiel medzi zimným a letným úhrnom je výraznejší. Nachádza sa v oblasti východnej Ázie.

8) **Arktický a antarktický typ:** viac atmosférických zrážok spadne v čase najväčšieho výparu, t.j. v lete. Všeobecne viac zrážok spadne v Arktíde než v Antarktíde.

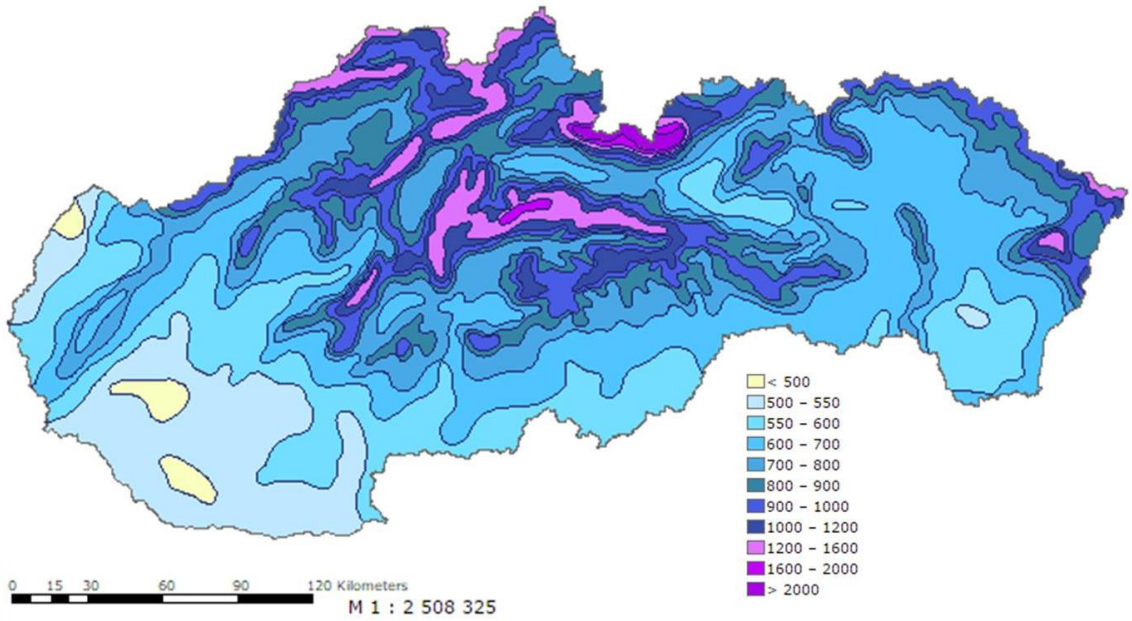


Obr. 3.38 *Priebeh teploty a zrážok v ročnom chode v Bombaji, India. Zreteľne vidieť nástup monzúnu v júni a zanedbateľné zrážky v zimnom období (Zdroj: climate-data.org, 2015).*

Obr. 3.39 *Pohorie Západný Ghát na juhu Indie pred a počas monzúnového obdobia (Zdroj: cbc.ca)*

Na náveterných polohách pohorí sa nachádzajú oblasti s maximálnym úhrnom atmosférických zrážok na svete, ktoré však spadnú len počas niekoľkých mesiacov, napr. v Cherrapunji v Indii na náveternej strane Khásijského pohoria (Khasi Hills). Najväčší ročný úhrn zrážok **26 470 mm** bol nameraný v hydrologickom roku 1860/61. Naopak, púšť Atacama v Chile má už 66 rokov priemerne menej ako **0,8 mm dažďa** za rok. Rekordne najviac snehu, až **29 metrov** napadlo v Mount Baker v USA v zime v roku 1998.

Na Slovensku kolíše **priemerný ročný úhrn zrážok** od menej ako 500 mm v oblasti Galanty, Senca a východnej časti Žitného ostrova do približne 2 000 mm vo Vysokých Tatrách (Zbojnícka chata 2 130 mm). Relatívne nízke úhrny zrážok sú v tzv. **dažďovom tieni pohorí**, napríklad v spišských kotlinách, ktoré sú chránené Vysokými a Nízkymi Tatrami a Slovenským Rudohorím, v priemere spadne aj menej ako 600 mm zrážok za rok (obr. 3.40). Množstvo zrážok na Slovensku vo všeobecnosti s nadmorskou výškou pribúda o približne 50-60 mm na 100 m výšky. Pohoria na severozápade a severe Slovenska sú vo všeobecnosti bohatšie na atmosférické zrážky, než pohoria v strednej, južnej a východnej oblasti Slovenska. Táto skutočnosť je podmienená náveternou expozíciou voči prevládajúcemu severozápadnému prúdeniu (SHMÚ, 2015).



Obr. 3.40 *Priemerné ročné úhrny zrážok na Slovensku vyjadrené ako izolínie dlhodobého priemeru 1961-1990 (Atlas krajiny SR, Šťastný a Faško, 2002).*

Na našom území naprší najviac zrážok v letných mesiacoch (približne 40 %), na jar spadne 25 %, na jeseň 20 % a na zimu pripadá len 15 % zrážok. Najdaždivejší mesiac býva jún alebo júl a najmenej zrážok padá v januári až marci. Veľká premenlivosť zrážok spôsobuje najmä na nížinách časté a niekedy aj dlhotrvajúce obdobia sucha. Podunajská nížina patrí k najsuchším oblastiam Slovenska, sú tu najnižšie úhrny pod 500 mm za rok a vysoký potenciálny výpar. **Najvyšší denný úhrn zrážok** na Slovensku bol nameraný v spomínanej Salke na Ipli pri miestnej búrke, kde 12. 7. 1957 pri poobedňajšej búrke spadlo rekordných 228,5 mm (celkový denný úhrn bol 231,9 mm). V letnom období sa na celom území Slovenska relatívne často vyskytujú búrky, pri ktorých spadne veľké množstvo zrážok,

pričom najväčší počet dní s búrkami je na horách, v dolinách a kotlinách, kde sa v priemere vyskytne až 30-35 takýchto dní za rok (SHMÚ, 2015).

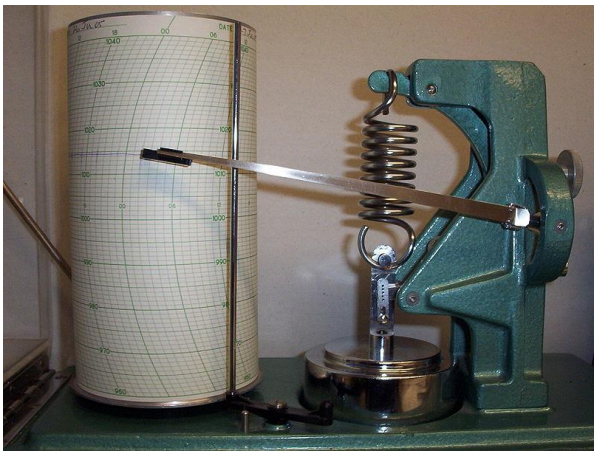
V zimnom období padá veľká časť zrážok, najmä v stredných a vysokých horských polohách, vo forme snehu. Sneženie zaznamenávame na nížinách od októbra až do apríla a v polohách nad 1500 až 2000 metrov nad morom po celý rok, teda aj v letných mesiacoch. Priemerný dátum prvého dňa so snehovou pokrývkou pripadá na nížinách na začiatok decembra, v horských dolinách po 10. novembri a v horských oblastiach nad 1 500 m n. m. je snehová pokrývka možná po celý rok. Priemerné trvanie snehovej pokrývky je na južnom Slovensku menej ako 40 dní, kým na Východoslovenskej nížine, ktorá je kontinentálnejšia, je jej trvanie viac ako 50 dní za rok. V kotlinách je to v priemere 60 až 80 dní, v pohoriach 80 až 120 dní. Najväčší počet dní so snehovou pokrývkou je vo vrcholových polohách Vysokých Tatier, aj viac ako 200 dní za rok. Vo výškach nad 1 300 m n. m. sa bežne vyskytuje snehová pokrývka aj viac ako 100 cm vysoká. Vo vysoko položených zatienených vysokotatranských dolinách sa snehová pokrývka udrží ojedinele aj celoročne v podobe dočasných alebo trvalých snehových polí (tzv. snežníky, firnové polia), (SHMÚ, 2015).

Kontrolné otázky

1) *Čo je to relatívna vlhkosť vzduchu a ako sa meria?*
2) *Ktoré podmienky musia byť splnené, aby došlo ku kondenzácii?*
3) *Vymenujte typy kondenzácie.*
4) *Ako sa delia oblaky podľa výšky a aké majú spoločné vlastnosti?*
5) *Prečo sú v industriálnych častiach sveta časté hmly?*
6) *Vysvetlite, ako evapotranspirácia súvisí s obehom vody na Zemi.*
7) *Ako sa definuje a meria výpar?*
8) *Vysvetlite, ako vznikajú krúpy. Prečo majú väčšie krúpy na priečnom reze štruktúru letokruhov?*
9) *Vysvetlite príčiny rôznorodosti tvorby ľadových kryštálov snehových vločiek.*
10) *Aký je to monzúnový typ zrážok a aký je rozdiel medzi monzúnmi v tropickom a monzúnmi v miernom pásme?*

3.4. TLAK VZDUCHU A TLAKOVÉ ÚTVARY

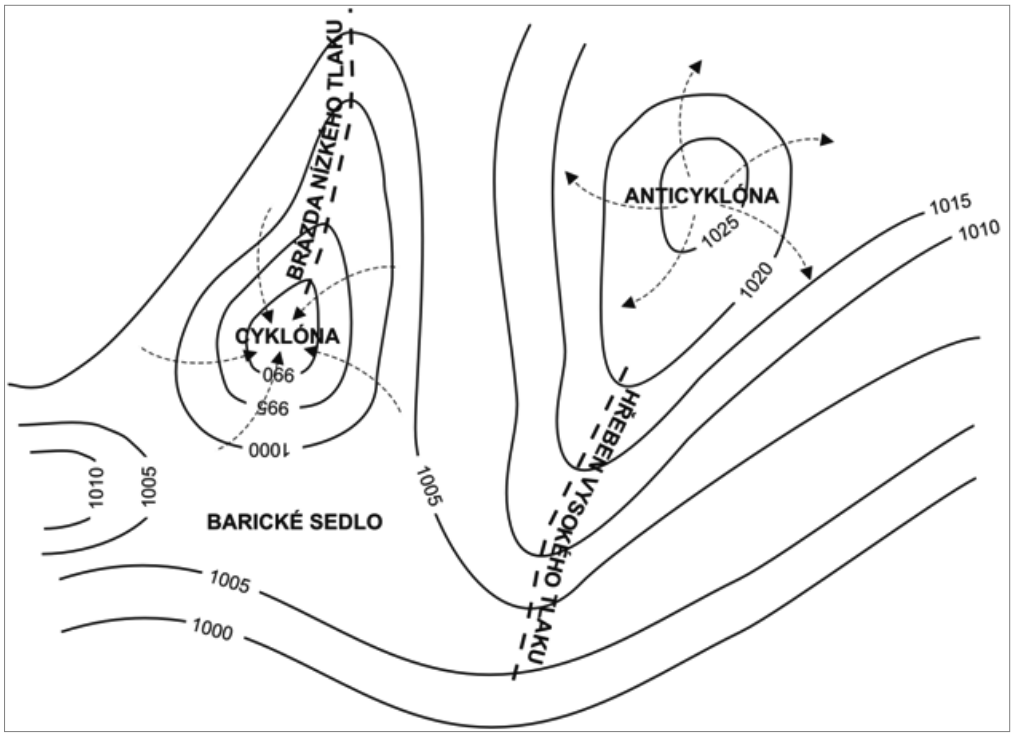
Tlak vzduchu je sila vyvolaná hmotnosťou vzduchového stĺpca. Zemská atmosféra má spomínanú hmotnosť asi $5{,}15.10^{18}$ kg a v gravitačnom poli Zeme pôsobí na zemský povrch svojou tiažovou silou. Telesný povrch dospelého človeka musí čeliť vzduchovému stĺpcu o hmotnosti asi 15 ton. Naše telá sú však tejto obrovskej sile prispôsobené prítomnosťou plynov v telesných tekutinách a tkanivách, ktoré na tiaž atmosféry pôsobia protitlakom a pomáhajú tento tlak vyrovnať. Tlak vzduchu v atmosfére **s výškou klesá** (na každých 5,5 km o polovicu). Tieto zmeny udáva tzv. **vertikálny barický gradient**. V nulovej nadmorskej výške pri teplote vzduchu 0 °C má hodnotu 8 m/hPa, vo výške 5 km pri teplote vzduchu 0 °C je to 16 m/hPa. Čím je chladnejší (ťažší) vzduch, tým rýchlejšie klesá tlak smerom hore. Ako jednotka tlaku v meteorológii sa u nás používa hPa. Pri 0 °C a zemepisnej šírke 45° na hladine mora je tlak vzduchu **1013,25 hPa (1 atmosféra)**. V meteorológii sa tlak najčastejšie meria pomocou kvapalinových tlakomerov, barometrov, aneroidov (kovových tlakomerov) a barografov (obr. 3.41).



Obr. 3.41 *Barograf je registračný barometer, ktorý zaznamenáva časový priebeh atmosférického tlaku. Základom barografu je niekoľko spojených aneroidov a ručička s perom, ktoré kreslí na pomaly sa otáčajúci valec graf atmosférického tlaku v priebehu dňa. Valec sa otáča pomocou hodinového stroja. Záznam barografu sa nazýva barogram. (Zdroj: CambridgeBayWeather. 2005).*

Rozloženie atmosférického tlaku vzduchu na Zemi je rôzne v dôsledku rozdielneho množstva slnečného žiarenia, ktoré dopadá na zemský povrch, s čím súvisia aj teplotné zmeny aktívneho povrchu. Rozloženie tlaku sa označuje ako **barické pole**, ktoré je definované ako plocha ohraničená izočiarami rovnakých tlakov, tzv. **izobarami**. Zmeny tlaku vzduchu v horizontálnom smere vyjadruje **horizontálny barický gradient**, ktorý vždy smeruje z oblasti vyššieho tlaku vzduchu do oblasti nižšieho tlaku vzduchu. **Tlakové polia** tvoria oblasti nízkeho a vysokého tlaku vzduchu. Na synoptických mapách sú tieto oblasti vyjadrené uzavretými izobarami. **Cyklóna (tlaková níž)** je tvorená uzavretými izobarami s najnižším tlakom v centre. Smerom od stredu cyklóny tlak rastie. **Anticyklóna (tlaková výš)** je tvorená

uzavretými izobarami s najvyšším tlakom v centre a smerom od stredu anticyklóny tlak klesá (obr. 3.42).

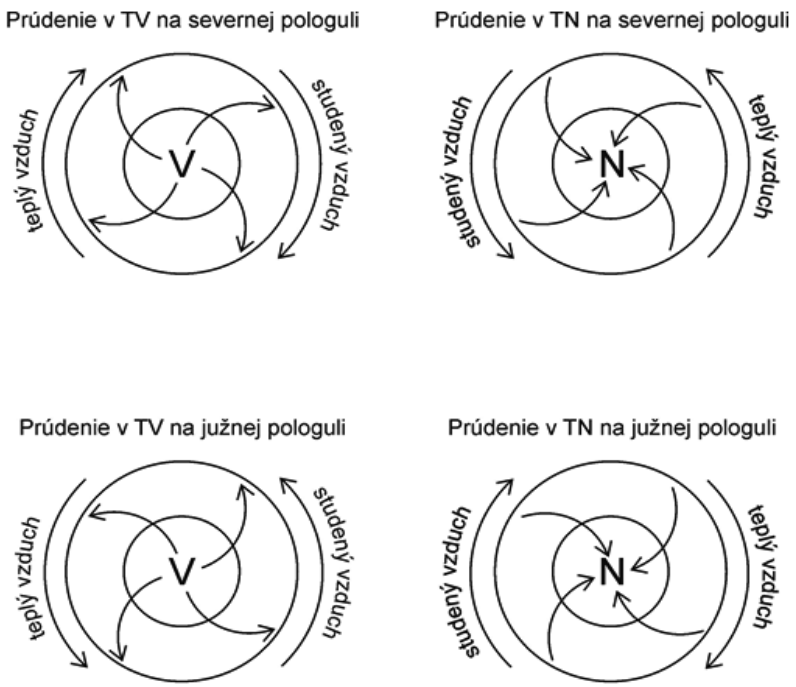


Obr. 3.42 *Základné tlakové útvary: cyklóna, anticyklóna, brázda nízkeho tlaku, hrebeň vysokého tlaku a barické sedlo (Zdroj: imuni.cz).*

Tlaková výš (anticyklóna) je oblasť vysokého tlaku vzduchu vyznačená uzavretými izobarami s najvyšším tlakom v jej strede. Vzduch v anticyklóne prúdi na severnej pologuli v smere hodinových ručičiek, zároveň sa stáča smerom od stredu anticyklóny (obr. 3.43). Obvykle sa v nej vyskytuje málo oblačnosti. Anticyklóny sú oblasti rozpadu atmosférických frontov, vznikajú medzi jednotlivými cyklónami a postupujú do nižších zemepisných šírok. Zostupné pohyby vzduchu spôsobujú, že obvykle v oblasti tlakovej výše prevláda málo oblačné počasie so slabým vetrom alebo bezvetrím a bez zrážok. Pokrývajú väčšie územie a pohybujú sa pomalšie. Najčastejšie ostávajú bez pohybu 2–3 dni, ale niekedy aj viac ako 10 dní. Extrémna hodnota môže byť 1050 hPa (Polčák, 2009).

Tlaková níž (cyklóna) má na severnej pologuli prúdenie vzduchu proti smeru hodinových ručičiek, zároveň sa stáča smerom k stredu cyklóny (3.43). Priemer cyklóny dosahuje 100 až 3000 km a najčastejšie je charakterizovaná oblačným počasím so zrážkami. V našich zemepisných šírkach sa väčšinou pohybuje v rozmedzí od 980 do 1005 hPa. Extrémna hodnota môže byť aj 950 hPa. Priemer tlakovej níže je niekoľko sto až tisíc km a posúva sa rýchlosťou obyčajne 40-50 km/hod. Prináša oblačné počasie s atmosférickými zrážkami,

v lete ochladenie, v zime oteplenie. Postupuje spravidla od západu na východ. Na severnej pologuli cyklóny vznikajú najčastejšie v oblasti Islandu, postupujú od západu na východ a rozpadávajú sa medzi Poľskom a Ruskom. Mladé cyklóny majú najmenej dva fronty, ktoré uzatvárajú tzv. **teplý sektor**.

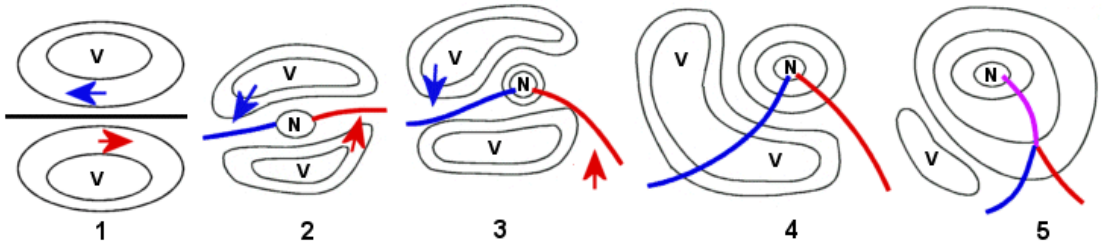


Obr. 3.43. *Zákon podľa Buysa Ballota: Ak na severnej pologuli stojíte chrbtom k vetru, tlak je nižší po ľavej ruke ako po pravej. Na opačnej pologuli je to naopak. Na severnej pologuli vietor fúka: okolo tlakovej níže proti smeru hodinových ručičiek a okolo tlakovej výše (anticyklóny) v smere hodinových ručičiek (Polčák, 2009).*

V procese **frontogenézy** sa v tlakovej níži formujú fronty nasledovne (obr. 3.44):

1) **Vznik:** v priamočiarom úseku kvázi stacionárneho frontu prúdia laminárne vedľa seba teplý a studený vzduch.
2) **Zvlnenie**: vplyvom rozdielu teplôt sa styčná plocha medzi vzduchovými hmotami rozvlní, jedna hmota začne vytláčať druhú a prúdenie sa mení na turbulentné. Na hranici vzniká cyklóna s uzavretou horizontálnou cirkuláciou vzduchu.
3) **Vývoj:** na východnej (prednej) strane cyklóny prúdi teplý vzduch na sever a vzniká tu teplý front. Na západnej (zadnej) strane cyklóny prúdi studený vzduch na juh a vzniká tu studený front.
4) **Prehlbovanie:** teplý vzduch sa posúva ďalej na sever a chladný vzduch ďalej na juh. Na jej prednej strane je teplý front, na zadnej strane studený front. Fronty sa stretávajú v strede cyklóny.

5) **Oklúzia:** rýchlejší studený front postupne dobehne teplý front, vytlačí teplý hore a teplý sektor sa pomaly zmenšuje.
6) **Rozpad:** cyklóna sa vyplňuje studeným vzduchom, stúpa tlak, oklúzny front sa rozpadá a cyklóna zaniká.



Obr. 3.44 *Štádiá frontogenézy (1-vznik, 2 - zvlnenie, 3-vývoj, 4 - prehlbovanie, 5-oklúzia). Modré čiary znázorňujú studený front, červené teplý front a fialová čiara je oklúzny front (Zdroj: eumetrian.org).*

Tlaková níž teda vzniká v **oblasti frontálnej vlny** pri poklese tlaku vzduchu pred teplou časťou frontu. Pohyb tlakovej níže je daný poklesom tlaku vzduchu pred teplým frontom. Rýchlosť postupu tlakovej níže závisí od veľkosti tlakových tendencií pred teplým a za studeným frontom. Čím sú väčšie, tým rýchlejšie sa níž pohybuje. Vypĺňanie tlakovej níže nastáva, keď studený front dosiahne po celej dĺžke teplý front a vytvorí sa **oklúzny front**.

Tlaková výš sa vyvíja v studenom vzduchu, ktorý preniká za studeným frontom do určitej oblasti, v ktorej podmieňuje vzostup tlaku vzduchu a vznik tlakovej výše. Pohyb tlakovej výše je daný kladnými tlakovými tendenciami na jeho okraji. Presúva sa tam, kde sú tieto tendencie sústredené (Zverev, 1986).

Tlakové útvary, ktoré majú veľkú vertikálnu mohutnosť a zotrvávajú dlhší čas na jednom mieste ovplyvňujú počasie na niekoľko dní. Označujeme ich ako **hlboká tlaková níž** alebo ako **mohutná rozsiahla tlaková výš**.

Brázda nízkeho tlaku predstavuje pásmo nízkeho tlaku medzi dvoma tlakovými výšami. Izobary sú neuzavreté a majú tvar písmena "V". Os brázdy je miestom najnižšieho tlaku, od nej tlak na obe strany narastá. V Európe sa najčastejšie tvorí v poludníkovom smere od Škandinávie až po Stredomorie. Sprevádza ju oblačné počasie s atmosférickými zrážkami. Po prednej strane prúdi z južných smerov teplý vzduch, po zadnej strane zo severných smerov studený vzduch, podobne ako v tlakovej níži.

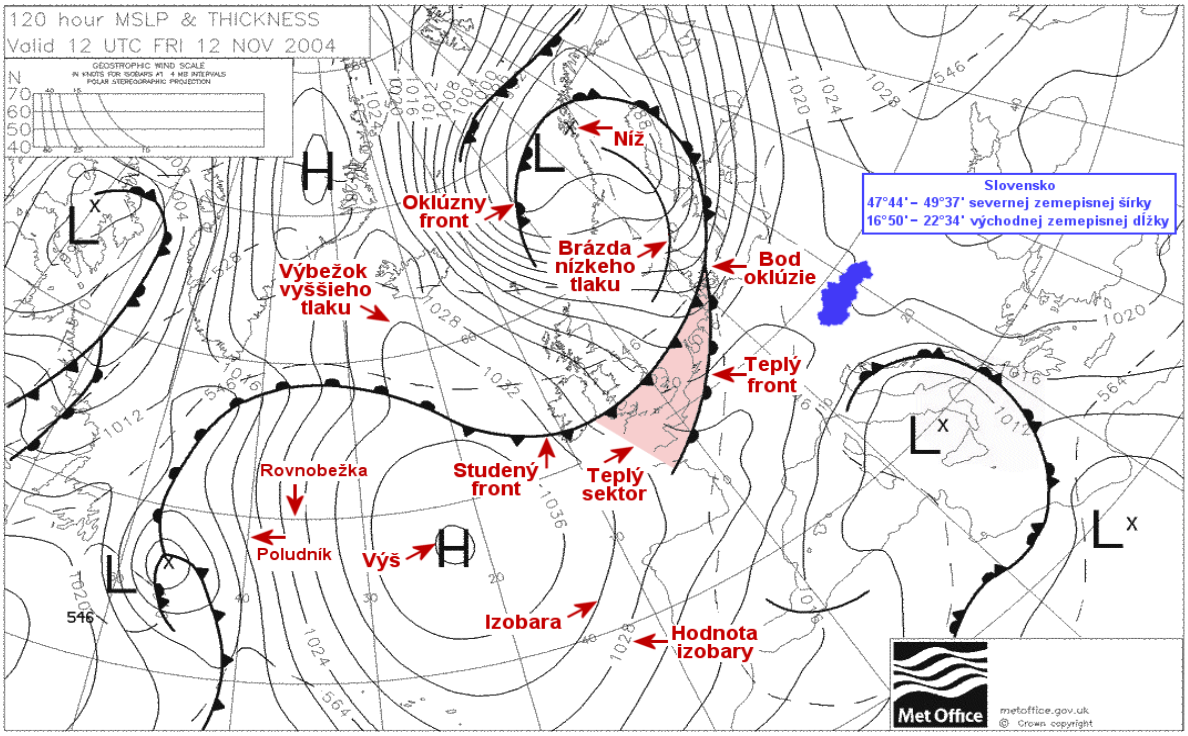
Hrebeň vysokého tlaku je pásmo vysokého tlaku medzi dvoma oblasťami vysokého tlaku. Izobary sú neuzavreté a majú tvar písmena "U". Os hrebeňa je miestom najvyššieho tlaku, od ktorej tlak na obe strany klesá. Do strednej Európy sa najčastejšie dostáva formou výbežku z Azorskej tlakovej výše od juhozápadu. Prináša krátkodobé zlepšenie počasia. Z hrebeňa vyššieho tlaku vzduchu sa môže sformovať samostatná tlaková výš.

Barické sedlo je oblasť v atmosfére medzi dvoma cyklónami (brázdami) alebo dvoma anticyklónami (hrebeňmi) položenými do kríža. Stred barického sedla je tzv. neutrálny bod.

Tlak vzduchu je základným údajom pri tvorbe **synoptickej mapy**. Je to typ meteorologickej mapy, ktorá prehľadným a medzinárodne platným spôsobom zobrazuje výsledky veľkého množstva pozorovaní siete meteorologických staníc v rovnakom predpísanom termíne pozorovania (obr. 3.45). Synoptické mapy sa obvykle vykresľujú v tzv. hlavných synoptických termínoch – o 00., 06., 12. a 18. hodine svetového času (UTC). Okrem hodnôt meteorologických prvkov, znázornených v **staničnom modeli**, sú na synoptickej mape vykreslené **izobary**, ktoré, ako sme spomínali, spájajú miesta s rovnakým tlakom vzduchu a znázorňujú tlakové útvary – tlakové výše a tlakové níže. Taktiež sú tu zakreslené rozhrania vzduchových hmôt – atmosférické fronty, prípadne sú tu zvýraznené oblasti zrážok, hmiel a búrok (Benko, 2011).

Pre vývoj počasia je dôležitejší skôr **priebeh tlaku** než jeho absolútna hodnota. Zlepšenie počasia nastane ak tlak (Pejmal, 1971):

a) stúpa viac dní,
b) stúpa pomaly a rovnomerne alebo je bez zmeny,
c) stúpa pri silnom vetre,
d) denne sa opakuje malé kolísanie tlaku,
e) ak stúpa tlak ale klesá teplota, vyjasnenie vydrží len pár hodín,
f) ak stúpa tlak a stúpa teplota, je v lete pekné počasie, v zime len na horách (inverzia),
g) rýchle zvýšenie tlaku znamená len dočasné zlepšenie počasia.



Obr. 3.45 *Tlakové útvary a fronty na synoptickej mape (Zdroj: http://www.kstst.sk/).*

Zhoršenie počasia nastane ak (Pejmal, 1971):

a) tlak klesá pod 1 000 hPa,

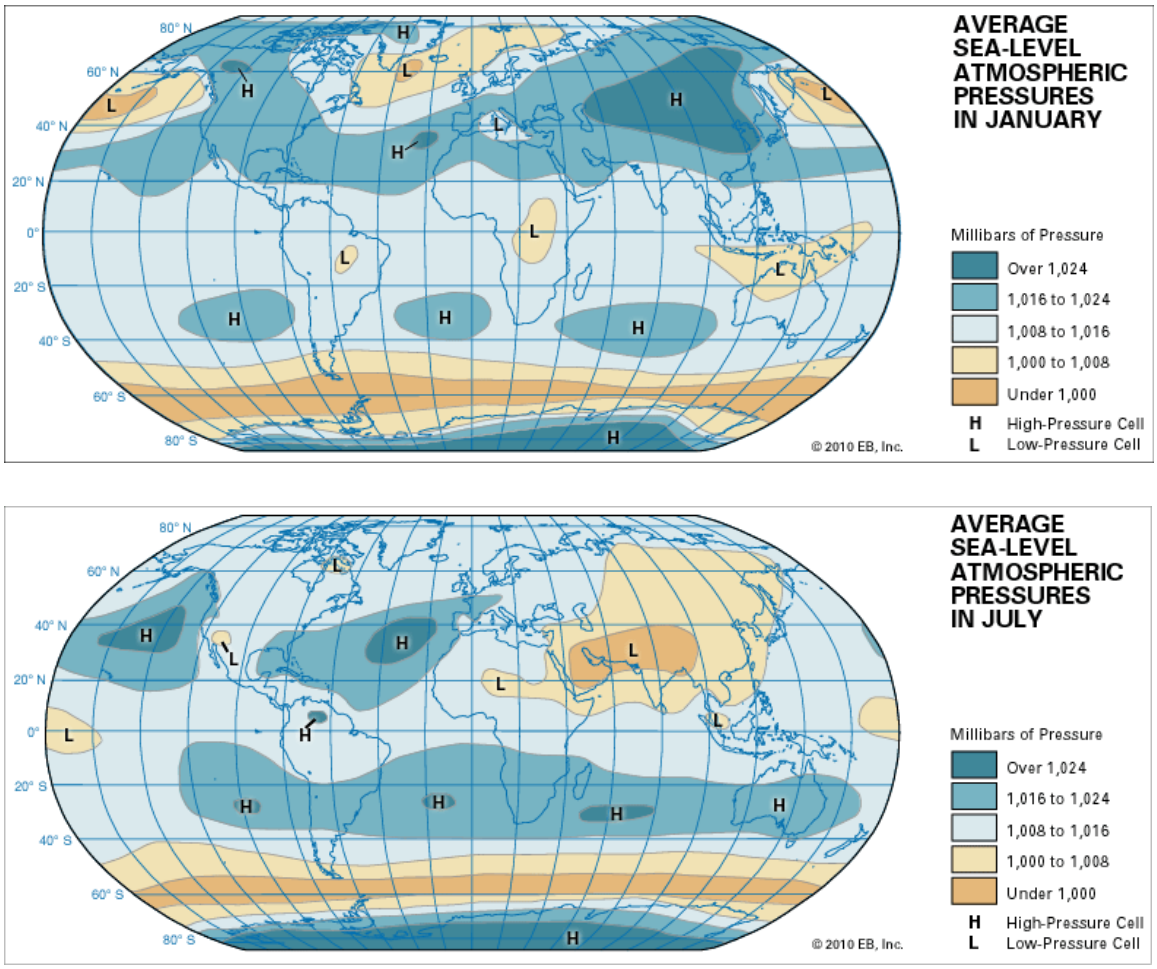
b) tlak rýchlo klesá,

c) tlak dlhodobo klesá,

d) pri vysokej teplote klesne tlak na normál,

e) ak po búrke nestúpne tlak, prídu nové búrky, najčastejšie prichádzajú pri tlaku okolo 1013,3 hPa.

Tlaku vzduchu nie je na jednom mieste na Zemi stály, ale mení sa v čase. Zmeny tlaku majú ako periodický tak aj neperiodický charakter. Známe sú však aj skokové zmeny tlaku vzduchu v rozmedzí 20-30 hPa. **Denný chod tlaku vzduchu** má skôr periodický charakter a najzreteľnejšie zmeny sú známe v tropických oblastiach, ktoré sú typické dvoma maximami (pred poludním a pred polnocou) a dvoma minimami (skoro ráno a popoludní).



Obr. 3.46 *Rozloženie tlaku vzduchu na Zemi v januári (hore) a v júli (dole), H - tlaková výš, L - tlaková níž, 1 mb=1 hPa (Zdroj: Encyclopædia Britannica, Inc., 2015).*

Rozloženie tlaku vzduchu na Zemi a jeho kolísanie je počas roka zapríčinené nerovnomerným rozložením teploty vzduchu a jej sezónnymi zmenami. Tieto zmeny sú rozdielne na kontinentoch a nad oceánmi a závisia samozrejme aj od zemepisnej šírky. Rozlišujeme stále a sezónne tlakové útvary (obr. 3. 46).

1) Pásmo nízkeho tlaku vzduchu nad rovníkom: vyskytuje sa okolo celej zemegule v oblastiach rovníka. Je viac posunuté na severnú pologuľu, ktorá je teplejšia. Pásmo sa posúva za Slnkom, smerom k pologuli, kde je leto. Hranice pásma v zime (na severnej pologuli) sú medzi 15° severnej geografickej šírky a 25° južnej geografickej šírky, v lete medzi 35° severnej a 5° južnej geografickej šírky. Smerom na sever a juh tlak vzduchu stúpa.

2) Pásmo vysokého tlaku v tropických oblastiach: nachádza sa po obvode celej Zeme v intervale 25 – 40° severnej a južnej geografickej šírky. Najvýraznejšie je nad oceánmi, kde pôsobia stacionárne tlakové útvary v priebehu celého roka. V chladnejšej časti roka príslušnej pologule sú tlakové útvary slabšie, menej výraznejšie, ustupujú smerom k rovníku, v teplejšej

časti roka sú mohutnejšie a posúvajú sa smerom k miernemu pásmu. Nad kontinentmi sú mohutnejšie v zime a slabšie v lete príslušnej pologule. Podnebie strednej Európy ovplyvňuje najmä **Azorská (Severoatlantická) tlaková výš,** ktorá sa formuje v oblasti Azorských ostrovov. V lete sa jej výbežok rozširuje do južnej i strednej Európy a môže prechádzať aj do samostatných tlakových výší. V lete prináša slnečné a suché počasie, v zime menej oblačné počasie s miernejšími teplotami vzduchu. Po východnom okraji Azorskej tlakovej výše tečie studený Kanársky prúd, po jej západnom okraji prúdia teplý Antilský, Karibský, Floridský a Golfský prúd.

3) Pásmo nízkeho tlaku v miernych šírkach: leží približne na úrovni 60° severnej a južnej geografickej šírky. V zime príslušnej pologule sa tlakové útvary posúvajú do nižších zemepisných šírok a sú mohutnejšie, v lete sa posúvajú do vyšších zemepisných šírok a sú menej výrazné. V Európe ovplyvňuje podnebie **Islandská (Severoatlantická) tlaková níž**. Na južnej pologuli sa v miernych zemepisných šírkach nachádza súvislé pásmo nízkeho tlaku vzduchu okolo celej zemegule. Je to spôsobené kompaktným oceánom, ktorý nie je prerušený pevninou.

4) Pásmo vysokého tlaku vzduchu v oblasti pólov: Antarktická tlaková výš je všeobecne mohutnejšia v porovnaní s **Arktickou tlakovou výšou** rozprestierajúcou sa nad oceánom. V lete, pri topení sa arktických ľadov, je Arktická tlaková výš nevýrazná, rozpadá sa na tri samostatné tlakové výše v oblasti Grónska, Barentsovho mora a severne od Čukotského mora.

Kontrolné otázky

1) *Čo je to tlakový gradient a aká je jeho približná hodnota v našich zemepisných šírkach?*
2) *Vymenujte tlakové útvary.*
3) *Nakreslite schému prúdenia vzduchu okolo cyklóny a anticyklóny na južnej pologuli. Aký zákon tu platí?*
4) *Čo je to frontogenéza a aké má fázy?*
5) *Prečo sa fronty tvoria v tlakovej níži a nie naopak?*
6) *Vysvetlite, ako je rozložený tlak vzduchu na Zemi, vymenujte najvýznamnejšie pásma tlaku vzduchu a tlakové útvary.*
7) *Na internete vyhľadajte synoptickú mapu a popíšte ju z hľadiska prítomnosti tlakových útvarov a prúdenia vzduchu.*
8) *Ako možno podľa tlaku predpovedať počasie?*
9) *Ktoré tlakové útvary najviac ovplyvňujú počasie u nás a akým spôsobom?*
10) *Čo je príčinou existencie stálych a sezónnych tlakových útvarov na obr. 3.46?*

3.5. PRÚDENIE VZDUCHU - VIETOR

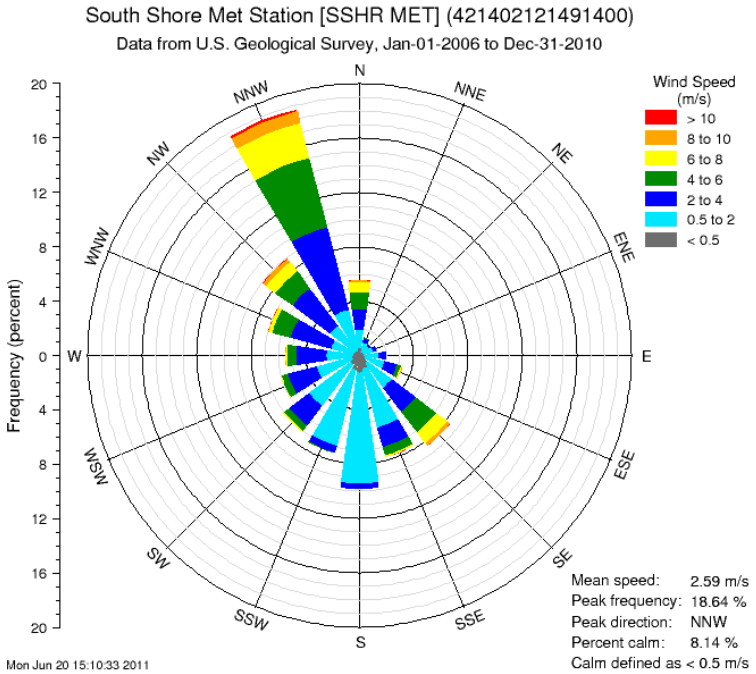
Priestorové rozloženie atmosférického tlaku sa neustále mení. Prúdenie vzduchu vzniká ako dôsledok **vyrovnávania tlakových rozdielov**. Pri pohľade na synoptickú mapu a rozloženie izobár a tlakových útvarov, môžeme povedať ako vzduch nad daným územím prúdi a či k nám bude prúdiť vzduch z vyšších alebo nižších zemepisných šírok. Oblasť, z ktorej prúdiaci vzduch pochádza, má obvykle veľmi výrazný vplyv na charakter očakávaného počasia (Benko, 2011). Okamžitý stav poľa prúdenia môžeme vyjadriť pomocou tzv. **prúdnic**. Medzi hlavné príčiny prúdenia vzduchu patria: **sila horizontálneho tlakového gradientu**, **Coriolisova sila**, **odstredivá sila** a **sila trenia**. Veľkosť horizontálneho tlakového gradientu určuje zrýchlenie vzduchu. Ako náhle sa vzduch dostane do pohybu, začne naň pôsobiť odstredivá sila zemskej rotácie a Coriolisova sila, ktorá spôsobuje stáčanie vzdušných prúdov na severnej pologuli vpravo a na južnej pologuli vľavo. Najväčšie hodnoty dosahuje vo väčších zemepisných šírkach, na rovníku je pritom nulová (sin 0° = 0). Jej veľkosť sa vyjadruje vzťahom:

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

w - uhlová rýchlosť zemskej rotácie,
v - rýchlosť vetra
j - zemepisná šírka

Vietor prenáša energiu v atmosfére, vodu, ovplyvňuje fyzikálne vlastnosti vzduchu, zvyšuje intenzitu výparu atď. **Horizontálna zložka vetra** vzniká pôsobením horizontálnej sily tlakového gradientu a Coriolisovej sily, uplatňuje sa tu odstredivá sila a sila trenia. **Vertikálna zložka vetra** vzniká ako dôsledok pohybu vzduchu v cirkulačných a frontálnych systémoch, konvekciou, obtekaním prekážok a pod.

Na meteorologických a klimatologických staniciach sa vietor meria **anemometrom** vo výške 10 m nad zemským povrchom. Pri vetre charakterizujeme jeho rýchlosť a smer. Rýchlosť vetra udávame v $m.s^{-1}$, $km.h^{-1}$, prípadne v uzloch, z angl. *knottoch* (1 kt = 0,52 $m.s^{-1}$= 1,86 $km.h^{-1}$). Smer vetra sa zaznamenáva podľa základných smerov svetových strán, odkiaľ vietor fúka (4, 8 alebo 16 smerov), a v stupňoch azimutu od 0° do 360° (0°- severný vietor, 90°- východný vietor, 180°- južný vietor, 270°- západný vietor), obr. 3.47.



Obr. 3.47 *Graf smerov a rýchlostí vetra, tzv. veterná ružica.(USGS, 2011).*

Nárazovitosť vetra (N) sa najčastejšie vyjadruje rozdielom medzi maximálnou (v_{max}) a minimálnou (v_{min}) rýchlosťou vetra za určitý čas (10 alebo 15 minút), pričom platí:

$$N = v_{max} - v_{min}$$

Napríklad v lesníctve je táto hodnota významnejšia ako samotná priemerná rýchlosť vetra, nakoľko nárazmi rozkmitaný strom je skôr zlomený alebo vyvrátený.

Na meteorologických staniciach sa smer vetra meria pomocou **veternej smerovky**, čo je presne kalibrovaný vyvážený systém na otočnom čape. Krídla smerovky sa pod tlakom vetra stavajú do pozície najmenšieho odporu a protizávažie na druhej strane orientuje rameno proti smeru prúdenia. Rýchlosť vetra sa meria pomocou **Robinsonovho kríža** s polguľovitými miskami. Konkávna (vyhĺbená) strana misiek má podstatne vyšší odpor voči prúdiacemu vzduchu ako strana konvexná (vydutá). Presnejšie merania poskytuje **ultrasonický anemometer**, ktorý meria smer a rýchlosť vetra na základe spomalenia ultrazvukového impulzu. Poskytuje veľmi presné 3D merania rýchlosti prúdenia (od 0,01 $m.s^{-1}$) nezávisle na smere prúdenia (Minďáš a kol., 2003).

Obr. 3.48 *Prístroje na meranie smeru a rýchlosti vetra sú na meteorologickej stanici umiestnené na sklápacích stožiaroch vysokých 10 m a na voľných priestranstvách, kde nedochádza k turbulencii vplyvom zástavby, vysokej vegetácie a pod. Vzdialenosť prekážok od stožiaru by mala byť najmenej desaťnásobok ich výšky.*

Beaufortova stupnica rýchlosti vetra predstavuje spôsob pomerne presného odhadu rýchlosti vetra podľa jeho účinkov na prostredie (tabuľka 3.6).

Tabuľka 3.6: *Beaufortova anemometrická stupnica (Bednář, 2001).*

Stupeň Beauforta (°B)	Rýchlosť (m/s	Rýchlosť v km. h^{-1}	Charakteristika vetra
0	0,0 – 0,2	< 1	Bezvetrie – dym vystupuje zvisle hore.
1	0,3 – 1,5	1 – 5	Vánok – dym vystupuje skoro zvisle nahor, sotva pozorovateľný pohyb.
2	1,6 – 3,3	6 – 11	Slabý vietor – pohybuje ľahkou zástavkou a občas listami stromov; smer vetra možno pocitom rozoznať.
3	3,4 – 5,4	12 – 19	Mierny vietor – pohybuje zástavkou, pôsobí šumivý pohyb lístia a konárov stromov, slabo vlní hladinu stojatej vody.
4	5,5 – 7,9	20 – 28	Dosť čerstvý vietor – napína zástavku, pohybuje bezlistými slabšími konármi stromov.
5	8,0 – 10,7	29 – 38	Čerstvý vietor – napína väčšie zástavky, pohybuje bezlistými väčšími konármi, pre pocit je už nepríjemný.
6	10,8 – 13,8	39 – 49	Silný vietor – fučí v listnatých porastoch, pohybuje slabšími stromami.
7	13,9 – 17,1	50 – 61	Prudký vietor – pohybuje bezlistými stromami strednej hrúbky.
8	17,2 – 20,7	62 – 74	Búrlivý vietor – pohybuje silnejšími stromami a láme haluze a menšie konáre.
9	20,8 – 24,4	75 – 88	Víchrica – prevracia menšie predmety, zhadzuje uvoľnenú krytinu zo striech , bezlisté menšie stromy a väčšie konáre láme. Chôdza proti vetru je obtiažna.
10	24,5- 28,4	89 – 152	Silná víchrica – láme a vyvracia stromy.
11	28,5 – 32,6	103 – 117	Mohutná víchrica – spôsobuje veľké škody v lesoch a na obydliach.
12	>32.7	> 118	Orkán (uragán) – ničivé účinky, trhá strechy, zhadzuje komíny, spôsobuje vývraty a polomy v les. porastoch.

Prúdenie vzduchu mení **turbulencia**, ktorú ovplyvňujú najmä základné tvary reliéfu ako sú nížiny, kotliny a pohoria, nadmorská výška reliéfu, smer konvexných a konkávnych tvarov

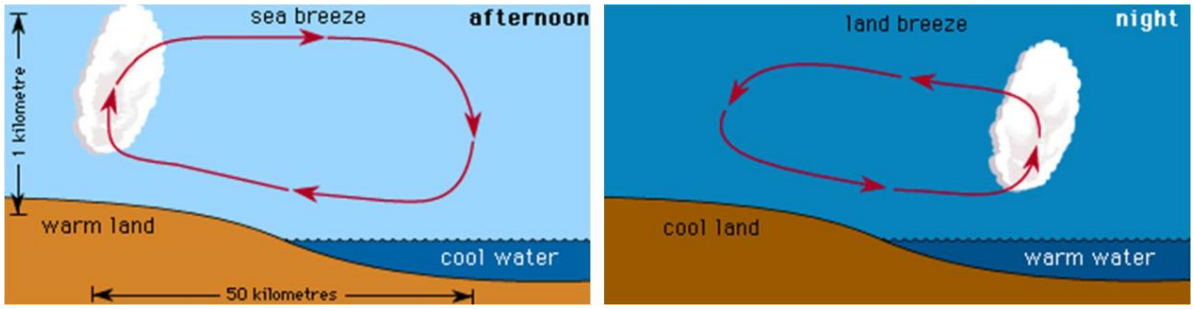
reliéfu voči prevládajúcim zložkám prúdenia – tvar a dĺžka pohorí, dolín, kotlín a pod. Vegetácia výrazne ovplyvňuje prúdenie vzduchu pri zemskom povrchu, mení sa drsnosť zemského povrchu a tým aj rýchlosť ale i smer prúdenia vzduchu. Z vegetácie prízemné prúdenie vzduchu najviac ovplyvňuje les, najmenej zamrznuté trávne a lúčne spoločenstvá. Mestské sídla ale i vidiecke stavby zvyšujú drsnosť aktívneho povrchu, pričom znižujú a menia smer prúdenia vzduchu. Čím je zástavba kompaktnejšia a vyššia, tým sú tieto zmeny väčšie (Polčák a Bochníček, 2008).

V súvislosti s vertikálnou zložkou prúdenia rozlišujeme výstupné prúdy vzduchu, ktoré môžu vznikať:

1) **Konvekciou** - väčšinou myslíme výstupné vertikálne pohyby vzduchu, ale patria sem aj kompenzačné zostupné pohyby. Výstupné pohyby majú väčšiu rýchlosť (5–20 m/s aj viac). Konvekciu spravidla sprevádza turbulencia, ktorá významne napomáha premiešaniu vzduchu a prenosu tepla. Konvekcia môže byť:
    a. **termická** – vzniká nerovnomerným zahrievaním zemského povrchu slnečným žiarením a stúpaním ľahšieho teplejšieho vzduchu.
    b. **dynamická (nútená)** – vzniká v dôsledku vynútených vertikálnych pohybov pri obtekaní terénnych prekážok (napr. kopce, horské hrebene). Prúdiaci vzduch naráža na terénnu prekážku a je tak nútený stúpať. Následkom výstupných prúdov vznikajú aj orografické oblaky (kapitola 3.3.4).
2) **Výstup vzduchu na frontálnom rozhraní** – oddeľuje vzduchové hmoty rôznych fyzikálnych vlastností (kapitola 3.3.4).
3) **Výstup vzduchu v cyklóne** – rýchlosť stúpania je malá ale plocha výstupu je horizontálne veľmi veľká (kapitola 3.4).
4) **Vlnový pohyb prúdenia** vzniká pri silnom vetre na záveternej strane prírodnej prekážky, kedy vzduch striedavo stúpa a klesá (napr. šošovkovité oblaky, obr. 3.13).

Nerovnomerné zohrievanie aktívneho povrchu na malých územiach spôsobuje rozdielne tlakové pomery v malom priestore, čo má za príčinu vznik miestnych vetrov, ako **bríza, bóra, horský a dolinový vietor, föhn, ľadovcový vietor, malopriestorové vzdušné víry** a pod.

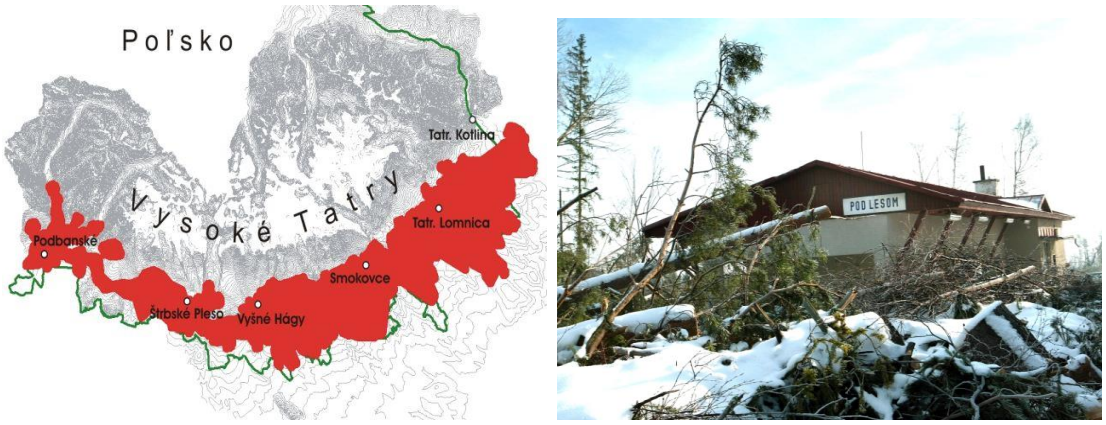
Bríza vzniká na pobreží morí a veľkých jazier dôsledkom nerovnomerného ohrievania pevniny a mora v priebehu dňa a noci pri radiačnom type počasia. Počas dňa je pevnina teplejšia než vodná plocha, teplejší ľahší vzduch stúpa hore a je nahrádzaný chladnejším a vlhkejším vzduchom od mora alebo jazera, vanie z vodnej plochy na pevninu. V noci sa pevnina rýchlejšie ochladí a prúdenie funguje opačným smerom.



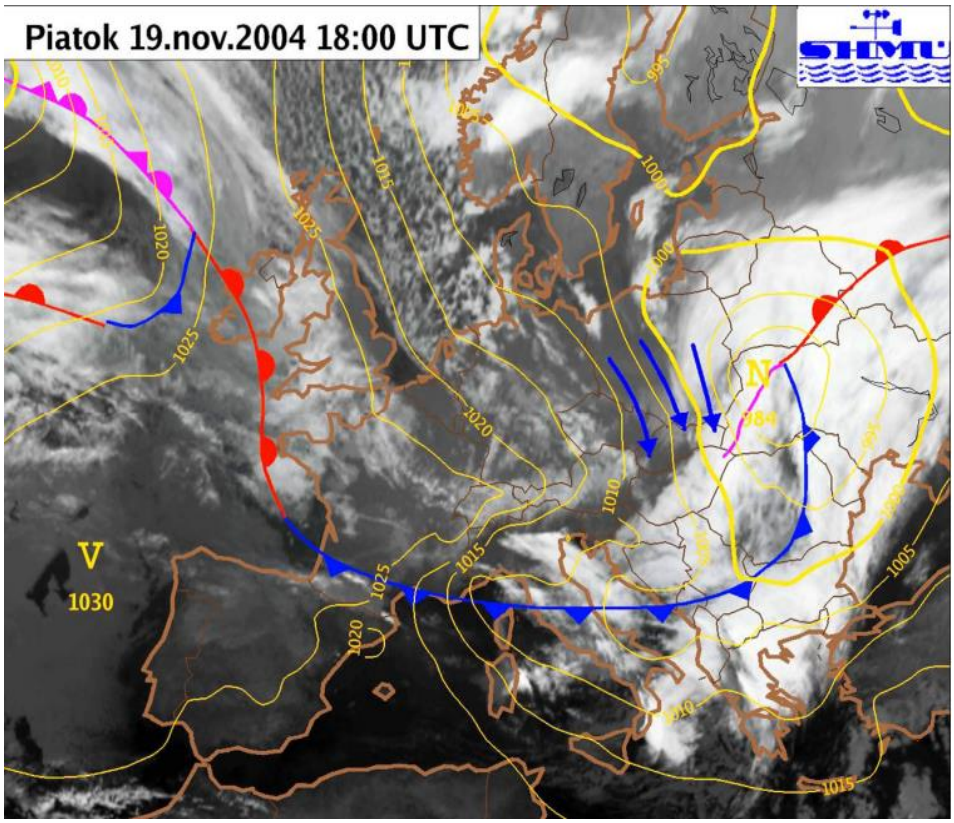
Obr. 3.49 *Schéma prúdenia vzduchu počas brízy popoludní (sea breeze) a v noci (night breeze) (Zdroj: Encyclopaedia Britannica, 1994).*

Bóra je studený padavý nárazový vietor podmienený orografiou. Pri prúdení studeného vzduchu na náveternú stranu horskej prekážky dochádza k jeho hromadeniu. Keď dosiahne výšku horskej prekážky, vzhľadom na to, že je veľmi studený a ťažký, obrovskou rýchlosťou na záveternej strane padá dole. Názov pochádza z Dalmácie v Chorvátsku (bura), kde sa vyskytuje najmä v chladnejšej časti roka, kedy chladný vzduch z náhorných plošín a pohorí z vnútrozemia padá veľkou rýchlosťou k pobrežiu teplejšieho mora a prináša prudké ochladenie.

Vietor s charakterom bóry sa vyskytuje aj na Slovensku. Pre Tatry je po celý rok typické veterné počasie (až 300 dní v roku), pričom na južnej strane často dochádza k tzv. padavým vetrom. Vietor s charakterom bóry bol príčinou veternej kalamity v Tatrách aj v roku 2004. 19. novembra zasiahla tatranské svahy víchrica o nárazovej rýchlosti 165 až 227 km/h, ktorá vyvrátila rozsiahle územia lesa od Podbanského až po Tatranskú kotlinu o rozlohe asi 12 000 ha (obr. 3.50 a 3.51).



Obr. 3.50 *Plošný rozsah veternej kalamity podľa Výskumnej stanice Štátnych lesov TANAP-u v Tatranskej Lomnici na základe predbežného leteckého prieskumu a pozemného mapovania (Koreň, 2005).*

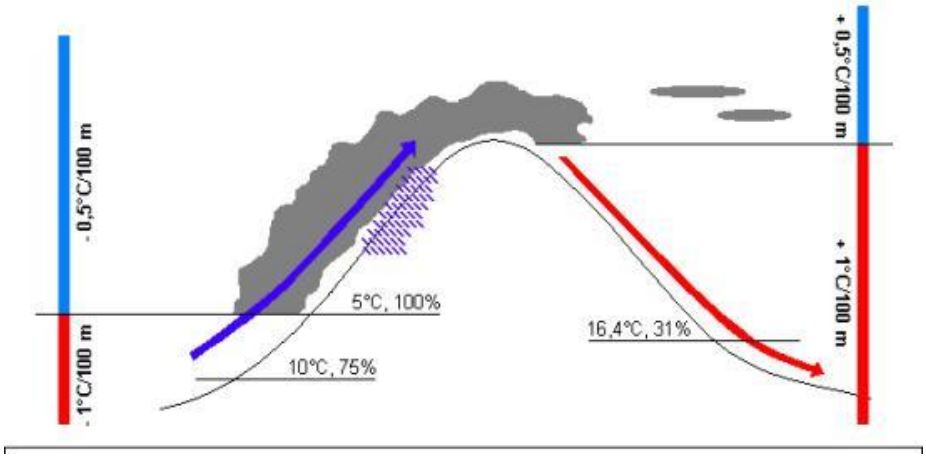


Obr. 3.51 *Tlaková níž, ktorá sprevádzala studený front sa pri výraznom teplotnom rozhraní prehlbovala a rýchlo postupovala pozdĺž 50. rovnobežky na východ. Tatranskú oblasť dosiahla v popoludňajších hodinách. Prechod frontu bol sprevádzaný silným vetrom, zmenou jeho smeru z juhozápadného cez západný na severný, poklesom teploty a následným prudkým vzostupom tlaku. (SHMÚ, 2010).*

Okrem spomínaných typov existuje rad ďalších miestnych vetrov. Napríklad silné zostupné prúdy v Arktíde sa nazývajú **blizard**, pričom v USA je rovnakým názvom označovaný silný studený vietor s rýchlosťou väčšou ako 15 m/s prúdiaci po západnom okraji tlakovej níže. Silný severný a severovýchodný vietor na Sibíri, ktorý prúdi po západnom okraji tlakovej níže sa nazýva **buran**. Prináša cyklonálne počasie, ktoré je v ostrom kontraste s jasným anticyklonálnym charakterom počasia počas zimy. Na Aljaške sa zas v zime vyskytuje prudký severovýchodný vietor, ktorý označujú ako **burga**. V tundrových oblastiach severnej Európy a severnej Sibíre má silná snehová víchrica názov **purga**. Vo Francúzsku v doline Rhôny zas často prúdi studený a suchý nárazový vietor, ktorý má charakter bóry a nazývajú ho **mistral**.

Teplý padavý suchý vietor, vyskytujúci sa na záveternej strane horských prekážok sa označuje ako **föhn**. Predpokladalo sa, že je to teplý vietor vanúci zo Sahary, ale bol pozorovaný aj v iných častiach sveta. Princípom vzniku tohto vetra je rozdielny tlak vzduchu na oboch stranách pohorí. Na náveternej strane sa najprv vzduch ochladzuje podľa suchoadiabatického gradientu (1 °C/100 m). Keď následne dosiahne teplotu rosného bodu, nastane proces

kondenzácie resp. depozície a vzduch sa ďalej ochladzuje ale už podľa vlhkoadiabatického gradientu (0,5 °C/100 m). Na náveternej strane horskej prekážky vzniká oblačnosť a atmosférické zrážky, ale na opačnú stranu už zrážky zvyčajne nepreniknú. Na záveternej strane je vzduch suchý, klesá dole a otepľuje sa v celom profile podľa suchoadiabatického gradientu o 1 °C na 100 m. Výsledkom je teplejší a suchší vzduch na záveternej strane horskej prekážky (Obr. 3.52).



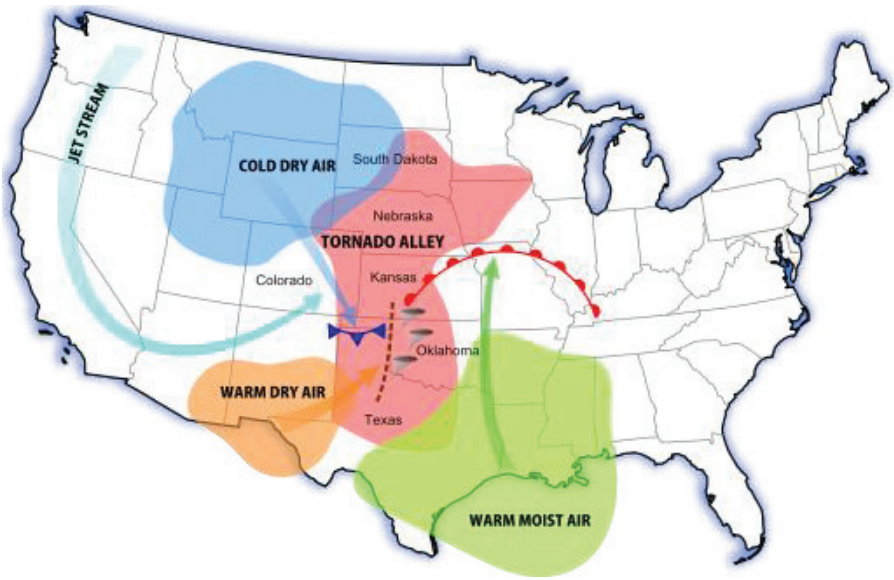
Obr. 3.52 *Schéma föhnu (Zdroj: http://imgbuddy.com/).*

Ľadovcový vietor prúdi nad ľadovcom alebo firnoviskom (oblasťou akumulácie snehu) v smere jeho spádu. Vzniká ako dôsledok ochladzovania sa prízemnej vrstvy vzduchu od ľadovca, ktorá je chladnejšia než okolie. Stekanie chladného vzduchu je celodenné. Ako ľadovcový vietor sa označujú aj silné studené vetry na okraji zaľadnenej Antarktídy.

Malopriestorový vír v atmosfére sa nazýva **malá tromba**. Vzniká ako dôsledok silného lokálneho prehriatia povrchu. V lete sa vyskytuje najmä v púštnych oblastiach, ale tento úkaz bol zaznamenaný aj v našich zemepisných šírkach. Malé tromby zvyčajne trvajú krátko - od niekoľkých sekúnd po niekoľko desiatok sekúnd. Okrem prachu a piesku v ovzduší vzhľadom na svoju menšiu intenzitu nespôsobujú väčšie škody.

Veľké tromby, resp. **tornáda** sa tvoria vo vyšších vrstvách vzduchu v nestabilnej vzduchovej hmote z búrkových oblakov nad pevninou i morom v teplých oblastiach. Vplyvom silnej rotácie vzniká veľký rozdiel tlaku vzduchu medzi osou víru a okrajom a dochádza ku kondenzácii vodnej pary, čím sa stáva vír viditeľný v podobe lievika visiaceho z búrkového oblaku. Jedná sa o mimoriadne nebezpečný jav, ktorý dosahuje rýchlosti aj viac ako 100 m/s^{-1}. Tornáda sa najčastejšie vyskytujú na jar v štátoch USA medzi Apalačmi a Skalnatými

vrchmi na styku chladných vzduchových hmôt zo severu a zo Skalnatých vrchov, s teplými a vlhkými vzduchovými hmotami od Mexického zálivu v tzv. Aleji tornád (obr. 3.53).



Obr. 3.53 *Aleja tornád a prevládajúce vzduchové hmoty, ktoré sú príčinou vzniku tornád v tejto časti USA (Zdroj: NOAA, 2009).*

Silný nárazový vietor, vyskytujúci sa pri približovaní búrky alebo silnej prehánky, sa nazýva **húľava**. Je to dôsledok výstupných a zostupných prúdov pod búrkovým oblakom v nestabilnej vzduchovej hmote, najmä počas dňa. Rýchlosť vetra môže dosiahnuť až 45 m/s.

Najvyššia zaznamenaná rýchlosť vetra na Zemi bola 372 km/h na Mount Washington, New Hampshire. Aj v Commonwealth Bay, pozdĺž pobrežia Antarktídy, vetry dosahujú rýchlosti nad 350 km/h.

Na Slovensku sa priemerná ročná rýchlosť vetra v nížinách pohybuje od 2,5-4,0 m/s, v pohoriach od 4,0-8,0 m/s, v uzavretých kotlinách menej ako 2 m/s. Maximálne rýchlosti vetra vznikajú pri bóre. Na Skalnatom plese bola nameraná dňa 2. 1. 1949 rýchlosť vetra 78,6 m/s (283 km /h).

Kontrolné otázky

1) *Čo je príčinou prúdenia vzduchu?*
2) *Aké faktory ovplyvňujú prúdenie vzduchu?*
3) *Ako súvisí rýchlosť a smer vetra s tlakovým gradientom?*
4) *Popíšte vertikálnu a horizontálnu zložku vetra.*
5) *Aké typy miestnych vetrov poznáte a kde na Zemi ich možno nájsť?*
6) *Vysvetlite meteorologické príčiny veternej kalamity v Tatrách v roku 2004.*

7) *Zistite, na ktorých miestach na Zemi fúkajú najsilnejšie vetry a naopak, kde na Zemi vládne slabý vánok, resp. bezvetrie. Zdôvodnite.*
8) *Načrtnite, ako vzniká föhn.*
9) *Kde na svete sa nachádza Aleja tornád a aké sú meteorologické príčiny koncentrácie tornád v tejto oblasti?*
10) *Prečo je nevyhnutné sledovať rýchlosť a smer vetra na meteorologických staniciach? Má vietor aj praktické využitie?*

4. GLOBÁLNA CIRKULÁCIA ATMOSFÉRY

Vzduch na Zemi neprúdi celkom chaoticky, ale pri jeho premiestňovaní platia určité zákonitosti, ktorým sa venujeme v tejto kapitole. Aj keď atmosférický systém Zeme je sám o sebe veľmi zložitý a nepredvídateľný a je stále veľkou výzvou modelovať jeho vlastnosti a správanie, je možné odpozorovať prevládajúce smery prúdenia, ktoré ovplyvňujú počasie a v konečnom dôsledku vytvárajú klimatické pomery Zeme. V tejto kapitole sa dočítate o jednotlivých zložkách a zákonitostiach atmosférického prúdenia, ako napríklad pasátová cirkulácia súvisela s objavením Ameriky, ako vznikajú hurikány, alebo čo sú to vzduchové hmoty a ako sa delia.

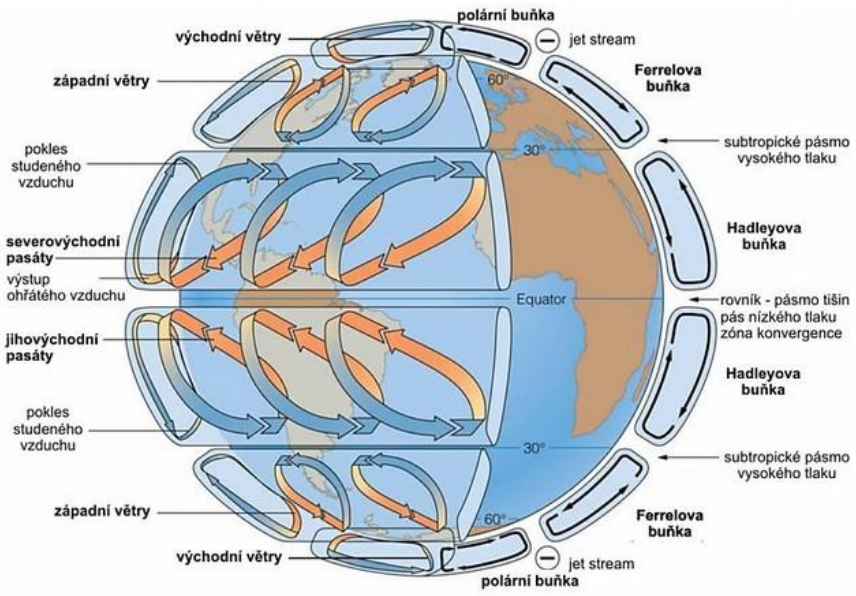
Globálnu cirkuláciu atmosféry popisujeme systémom pravidelného vzdušného prúdenia na úrovni makroklímy, ktoré prúdi medzi zemským povrchom a spodnou mezosférou. Tvorí ju **meridionálna** (poludníková), **zonálna** (rovnobežková) a **vertikálna** výmena vzduchu. Vzniká ako dôsledok pôsobenia bilancie žiarenia, rotácie Zeme, rozloženia pevnín a oceánov a trenia prúdiaceho vzduchu o zemský povrch. Globálna cirkulácia atmosféry sa riadi nasledovnými zákonitosťami (Netopil, 1984):

1) Má vyššiu horizontálnu rýchlosť prúdenia v porovnaní s vertikálnou rýchlosťou na veľkom priestore.
2) Zonálne prúdenie prevažuje nad meridionálnym a má prevažne vírivý charakter.
3) Atmosférické pohyby, ktoré ju tvoria sú premenlivé.
4) Smer a rýchlosť vzdušných prúdení sa medzi jednotlivými vrstvami atmosféry mení.
5) Má sezónne zmeny smeru a rýchlosti prúdení.
6) V spodnej troposfére prevládajú západné vetry.
7) Dochádza k vlnovým (slapovým) pohybom v atmosfére.

Ak by mala Zem len homogénny povrch (napr. oceán) a nerotovala by, intenzita slnečného žiarenia by sa znižovala od rovníka k pólom a vznikla by len jedna cirkulačná bunka. Na rovníku by sa vytvorila oblasť nízkeho tlaku vzduchu, odkiaľ by teplý vzduch stúpal a vo vyšších vrstvách troposféry by sa ochladzoval smerom k pólom. Tu by boli oblasti vysokého tlaku, odkiaľ by vzduch prúdil popri zemskom povrchu naspäť k rovníku.

V skutočnosti však Zem rotuje a na pohybujúci sa vzduch pôsobia už spomínané sily (sila tlakového gradientu, Coriolisova sila, odstredivá sila a sila trenia) a rozloženie pevnín a oceánov. Tieto faktory spôsobujú, že vzduch sa v už pri 30°ZŠ (obratníky) vychyľuje o 90° a

klesá z vyšších vrstiev troposféry k povrchu. Vznikajú tak oblasti tropických tlakových výší, odkiaľ sa vzduch popri povrchu vracia naspäť smerom k rovníku alebo prúdi do miernych šírok, približne do 60 °ZŠ, kde vzniká ďalšia oblasť nízkeho tlaku. Vzduch tu vertikálne stúpa a premiestňuje sa naspať do tropických tlakových výší alebo sa ochladzuje a putuje smerom k pólom, kde vzniká druhá oblasť vysokého tlaku (obr. 4.1).



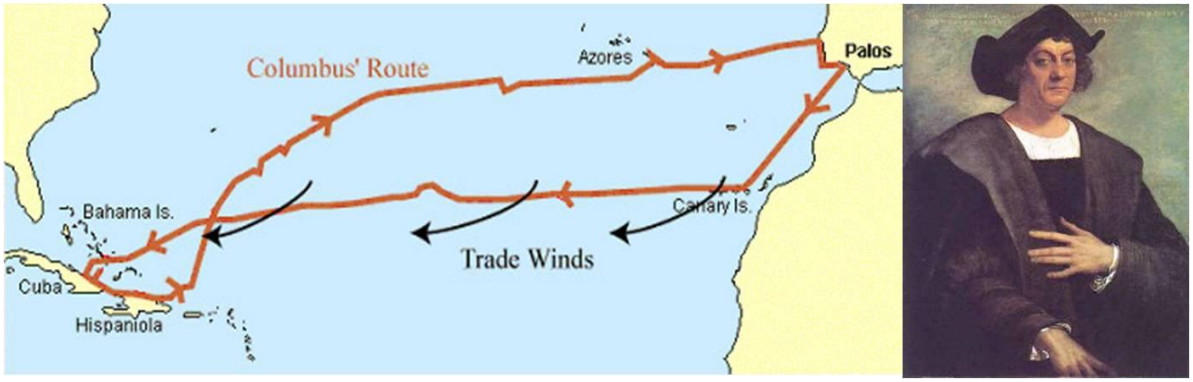
Obr. 4.1 *Schéma všeobecnej cirkulácie atmosféry s hlavnými bunkami a dýzovým prúdením (Zdroj: is.muni.cz).*

Schéma cirkulácie predstavuje len veľmi zjednodušený model reálnej atmosféry, pričom zobrazuje prevládajúce smery prúdenia určené z dlhodobého priemeru. Všeobecná cirkulácia atmosféry sa delí na dve časti: (**1) tropickú** a **(2) mimotropickú**, a je tvorená z troch cirkulačných buniek: **(1) Hadleyova bunka** (Pasátová cirkulácia); **(2) Ferrelova bunka** (cirkulácia miernych šírok, západné prúdenie) a **(3) polárna bunka** (východné prúdenie).

4.1. TROPICKÁ CIRKULÁCIA

Tropická zložka sa nachádza medzi obratníkmi a rovníkom a vykonáva transport prebytku tepla z oblasti rovníka smerom k obratníkom. Je tvorená štyrmi základnými zložkami **(1) pasátovou cirkuláciou, (2) intertropickou zónou konvergencie, (3) monzúnovou cirkuláciou** a **(4) dýzovým prúdením**. Vznikajú v nej **tropické cyklóny** a prúdenie vzduchu v tropických oblastiach tlakových výší (Polčák, 2009).

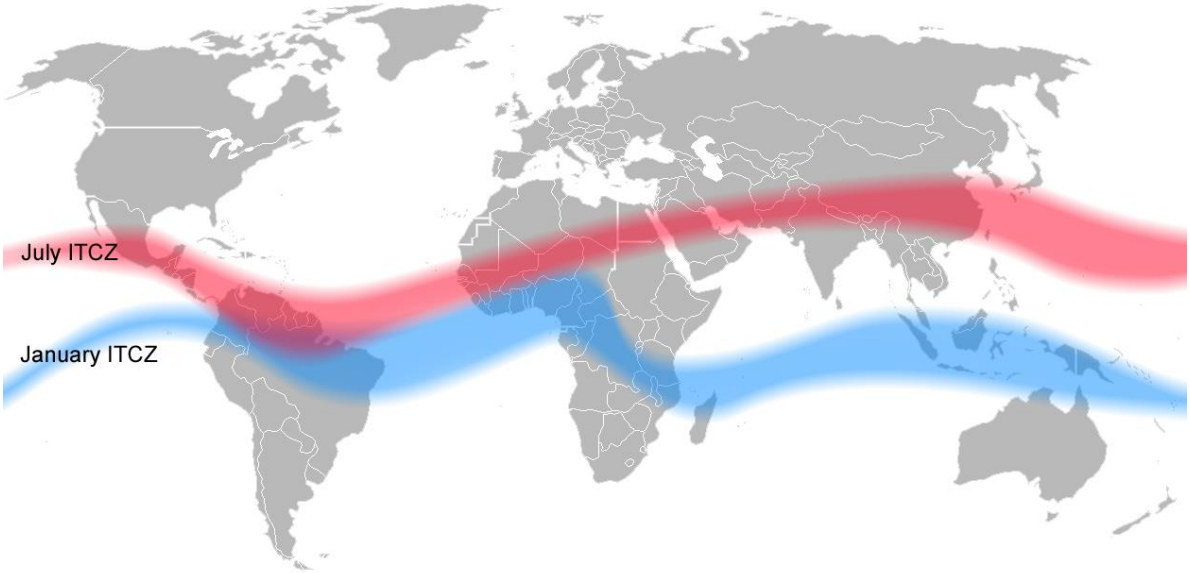
(1) Pasátová cirkulácia sa skladá z **pasátov** a **antipasátov**. **Pasáty** prúdia počas celého roka od tropických tlakových výší smerom k nízkemu tlaku vzduchu na rovníku. Výraznejšie sa prejavujú nad oceánom, pevnín sa dotýkajú len okrajovo. Označenie pasát pochádza zo španielsko-arabského pojmu *pasada*, ktoré označuje prevoz pre plachetnice a v minulosti ich využívali moreplavci k obchodovaniu. Z angl. sú pasáty *trade winds*, čiže obchodné vetry. **Antipasáty** sú pravidelné kompenzačné vetry, ktoré vanú nad pasátmi v stredných a vyšších vrstvách troposféry. V oblasti rovníka stúpajú vertikálne a vo výškach sa stáčajú a smerujú k obratníkom na severnej aj južnej pologuli, kde klesajú. V oblastiach poklesu antipasátov sú len slabé premenlivé vetry (Vysoudil, 2009).



Obr. 4.2 *Sila pasátov bola využívaná aj pri veľkých morských objavoch v 15. a 16. storočí (Kolumbus, Magalhaes). Mapka znázorňuje Kolumbusovu prvú plavbu do Nového sveta a smer prúdenia pasátov (rade winds). Jeho lode boli na ceste späť poháňané západným prúdením (earthguide.ucsd.edu).*

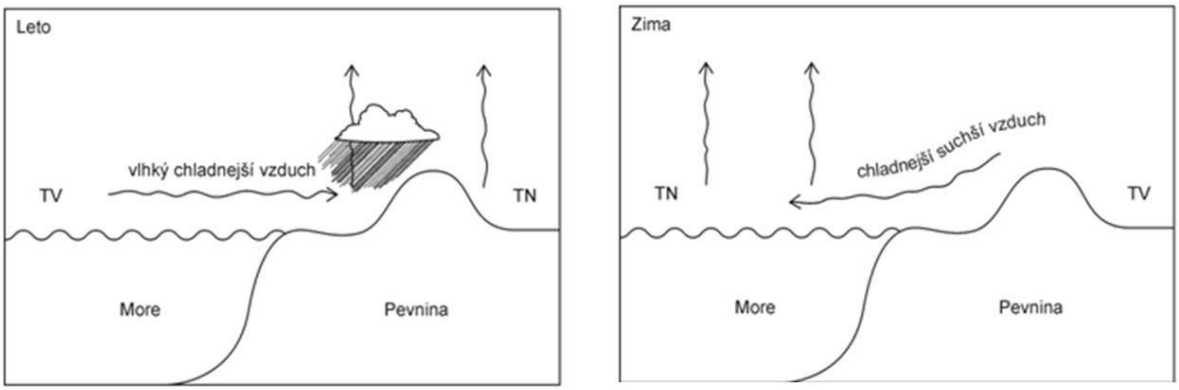
(2) Intertropická zóna konvergencie (Intertropical convergence zone - ITCZ) vzniká v miestach stretnutia severovýchodných a juhovýchodných pasátov. Prevláda tu intenzívne výstupné prúdenie počas ktorého vzduch kondenzuje, vznikajú búrkové oblaky a atmosférické zrážky. Horizontálne prúdenie vzduchu je nahrádzané vertikálnymi pohybmi, pri zemskom povrchu nastáva zoslabenie horizontálnej zložky vetra a vznikajú rozsiahle oblasti bezvetria (**pásma rovníkových tíšin**), ktoré boli kedysi postrachom stredovekých námorníkov. Vytvára

sa tu oblačný systém, ktorý je široký aj niekoľko stupňov. V závislosti od ročného obdobia sa mení aj poloha ICTZ, čo schematicky znázorňuje obr. 4.3.



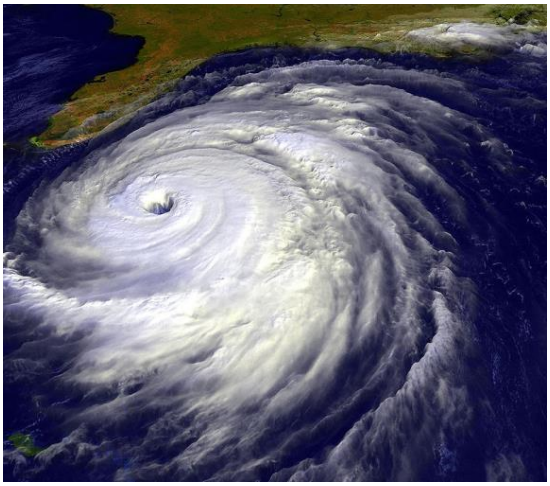
Obr. 4.3 *ITCZ sa pohybuje ďalej od rovníka počas leta na severnej pologuli ako na južnej vzhľadom k prevahe kontinentov teplejšej severnej pologule (Zdroj: M. Haldin, 2006).*

(3) Monzúnová cirkulácia (z arabského *mausin* – sezóna, ročná doba) predstavuje cirkulačný systém na veľkom priestore s prevažne stabilným režimom vetra. Vzniká dôsledkom nerovnomerného zohrievania pevniny a mora. V rámci nej existuje **letný** a **zimný monzún, tropický** a **mimotropický monzún**. Pravidelne sa opakujúce monzúny nie sú výnimkou ani v miernom pásme (Bednář, 2001).



Obr. 4.4. a 4.5 *Schematické znázornenie prúdenia v letnom (vľavo) a v zimnom (vpravo) monzúne. V lete sa vlhký chladný vzduch nad pevninou ohrieva, stúpa hore, kondenzuje a objavujú sa výrazné zrážky, aj cez 10 000 mm. Nad pevninou sa vytvára tlaková níž, čo spôsobuje nasávanie vlhkého vzduchu od mora. V zime, naopak, keď je pevnina chladnejšia ako more, chladný a suchý vzduch z pevniny sa presúva nad oceán (Polčák, 2009).*

(4) Tropické a subtropické dýzové prúdenie sa nachádzajú zhruba v tlakovej hladine 200 hPa na hornej hranici troposféry. V blízkosti rovníka sa dýzové prúdenie prejavuje najviac v letných mesiacoch. O dýzovom prúdení ste sa dozvedeli už v kapitole 2.2.



Obr. 4.6 *Tropické cyklóny (nazývané aj hurikány či tajfúny), patria medzi najnebezpečnejšie prírodné fenomény na našej planéte. Každoročne ich nad teplými tropickými oceánmi vznikne v priemere asi osemdesiat. Pre svoju ničivú silu sú schopné pri postupe nad pevninu vymazať zo zemského povrchu celé mestá a pripraviť o život desiatky tisíc ľudí. Aj napriek svojim, prevažne negatívnym dopadom, pomáhajú udržiavať zemskú atmosféru v tepelnej rovnováhe. Množstvo tepla vytvorené jedným priemerným hurikánom presahuje dvestonásobok výkonu všetkých elektrární sveta (Pecho, 2011).*

Tropické cyklóny majú menšie horizontálne rozmery (do 1000 km) a nižší tlak vzduchu v strede ako mimotropické cyklóny. Veľký tlakový gradient spôsobuje vysoké rýchlosti vetra, v nárazoch aj 300 km.h^{-1}, ktorý je sprevádzaný intenzívnymi zrážkami. Podmienkou vzniku je dostatočne **teplé more**, pretože primárnym zdrojom energie je uvoľňovanie **latentného tepla** pri kondenzácii vodných pár, ktoré sa vytvoria evaporáciou nad povrchovou vodou oceánov s teplotou vyššou než 26 °C. Čím viac latentného tepla sa uvoľní, tým rýchlejšie prúdenie vzduchu sa vytvorí a tým viac vodnej pary sa vyparí z povrchu oceánu. Vzduch v cyklóne prúdi vplyvom Coriolisovej sily dovnútra celého systému na severnej pologuli proti smeru hodinových ručičiek a na južnej pologuli naopak (kapitola 3.4). Prúdi smerom nahor a vo vyšších vrstvách prúdi z cyklóny, takže sa v jej centre udržujú nízke hodnoty tlaku vzduchu (950–970 hPa), čo podmieňuje vťahovanie ďalšieho vlhkého vzduchu do systému (Horník, 1986).

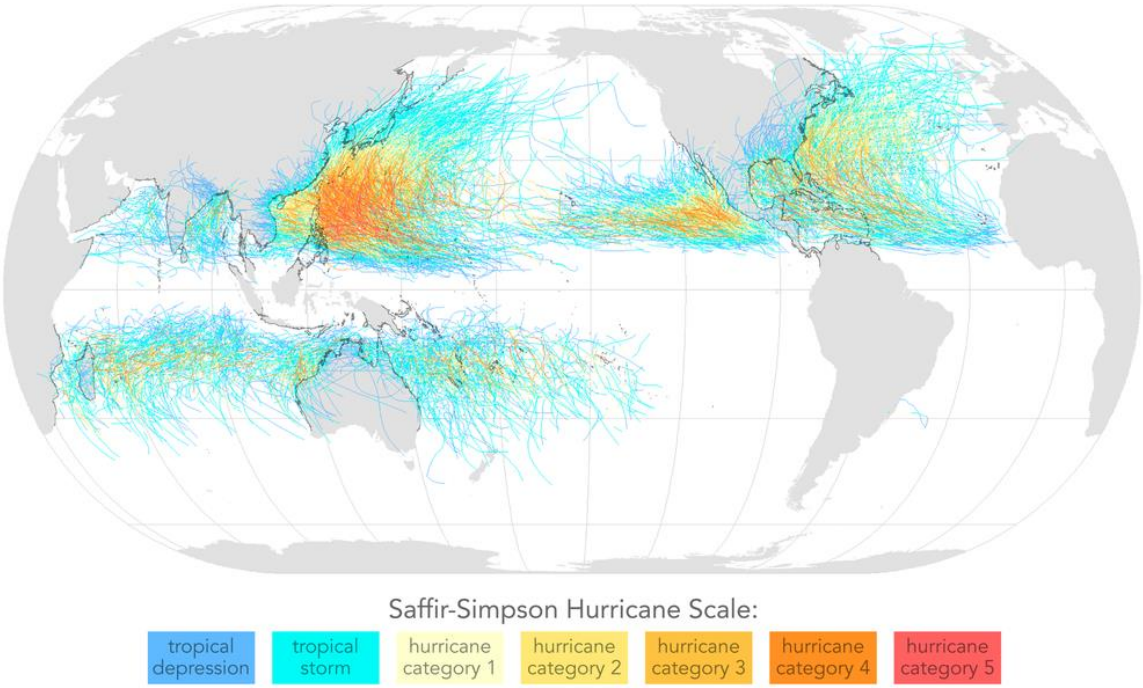
Tropické cyklóny vznikajú medzi 5 a 30° zemepisnej šírky a postupujú po parabolických dráhach. **Na severnej pologuli** sa na začiatku pohybujú od východu až juhovýchodu smerom na severozápad, neskôr od juhu smerom k severu a nakoniec od juhozápadu k severovýchodu. **Na južnej pologuli** sa pohybujú od východu na západ, ďalej na juhozápad, juh a juhovýchod (Polčák, 2009). Pri presune nad pevninu klesá ich energia a zanikajú, ale ak sa dostanú opäť nad more, môžu získať tzv. **podružné maximum**. Na severnej pologuli sa tropické cyklóny tvoria najmä od júla do októbra.

Prevažne v ostrovných oblastiach a na okrajoch pevnín, ktoré ležia v ich dráhach, spôsobujú obrovské škody ako aj straty na životoch. V ústiach veľkých riek spôsobujú rozsiahle záplavy. Pre ich lepšiu identifikáciu v danej oblasti sa používajú striedavo mužské a ženské mená, v minulosti to boli výlučne ženské mená.

Tropické cyklóny sa najčastejšie vyskytujú v nasledovných geografických oblastiach (Polčák, 2009):

1) **Tropická časť Atlantického oceánu**, najmä západ (Sargasové more, Karibské more, Mexický záliv, súostrovie Malých a Veľkých Antíl). Vo východnej tropickej časti oceánu nevznikajú v dôsledku studeného Kanárskeho prúdu. Majú dve dráhy. Jedna dráha smeruje do Karibského mora a Mexického zálivu k pobrežným oblastiam USA a Mexika, zasahuje ostrovy Veľkých Antíl, druhá dráha smeruje východne od Veľkých Antíl nad východný okraj Floridy, súostrovie Bahamy a pobrežie USA (Florida, Georgia, South Carolina, North Carolina). Touto dráhou sa môžu pozdĺž pobrežia USA presunúť viac na sever, kde pokračujú v podobe hlbokej tlakovej níže a s prevládajúcim západným prúdením nad teplým Severoatlantickým prúdom až k pobrežiu Európy, kde môžu spôsobiť rozsiahle záplavy. V Karibskej oblasti sa nazývajú tropické cyklóny, v angličtine bývajú označované ako **hurikány**, v ruštine a francúzštine ako **uragány**, v nemčine **orkány**.
2) **Tropická časť Tichého oceánu**, opäť najmä jeho západná oblasť. Jedna dráha smeruje do Juhočínkeho mora a na Filipíny, druhá do Východočínskeho mora a k súostroviu Rjúkjú na juhu Japonska. Ojedinele môžu preniknúť až do oblasti Vladivostoku. Miestny názov tropických cyklón sú **tajfúny**, v oblasti Filipín **baguio**. V miernych šírkach sa transformujú na mimotropické cyklóny a prenikajú až do oblasti Kamčatky.
3) **Severná časť Indického oceánu**, častejšie v oblasti Bengálskeho zálivu, zriedkavejšie v Arabskom mori. V prípade zasiahnutia pevniny v oblasti spoločného ústia riek Brahmaputra a Ganga, nazývaného Padma v Bangladéši, spôsobujú rozsiahle záplavy a obrovské straty na ľudských životoch a majetku. Miestny názov je **cyklón**, ich výskyt je menej častý v porovnaní s tropickou časťou Atlantického a Tichého oceánu v predchádzajúcich dvoch oblastiach.
4) **Tropická oblasť Tichého oceánu** západne od Mexika. Vyskytuje sa zriedkavejšie, najčastejšie začiatkom októbra, miestny názov je **cordonazo**.

5) **Austrálska oblasť** siaha západne od Novej Kaledónie smerom k severnej Austrálii, na východ po súostrovie Samoa. V severovýchodnej časti Austrálie sa nazývajú ako **queenslandské cyklóny**, v severozápadnej časti Austrálie je ich miestny názov **willy-willy**.



Obr. 4.7 *Dráhy tropických cyklón pozorovaných v období 1945 až 2006 podľa vybranej kategórie intenzity (podľa Saffir-Simpsonovej stupnice), (Zdroj: commons.wikimedia.org).*

4.2. MIMOTROPICKÁ CIRKULÁCIA

Mimotropická časť globálnej cirkulácie atmosféry sa skladá z **(1) cirkulácie v miernych šírkach** a **(2) cirkulácie v oblasti pólov**. Na prúdení vzduchu sa na severnej pologuli výrazne podieľa rozloženie pevnín a oceánov. Na južnej pologuli je oceán v prevahe a na prúdenie vzduchu vplýva aj veľmi chladná Antarktída. V zimnom období sa nad chladnou pevninou severnej pologule zosilní **Sibírska** a **Kanadská tlaková výš**, nad teplejším oceánom zas prevláda **Aleutská tlaková níž** a **Islandská tlaková níž**. Behom leta sa na ich miesto posúvajú **Azorská** a **Havajská tlaková výš**. Nad prehriatou pevninou Iránu a Indie počas leta zosilnie **Iránska tlaková níž**, ktorá ovplyvňuje monzúnové prúdenie ale rovnako aj cirkuláciu vzduchu v miernych šírkach.

(1) Cirkulácia v miernych šírkach je charakterizovaná nižším tlakom vzduchu v rámci všeobecného rozdelenia tlaku vzduchu na Zemi a prevládajúcim západným prúdením dôsledkom pôsobenia Coriolisovej sily. V tejto oblasti je typická cyklonálna činnosť, s ktorou súvisí vznik, vývoj a premiestňovanie tlakových útvarov. Medzi cirkulačné systémy mimotropických šírok patria mimotropické **cyklóny** a **anticyklóny** (kapitola 3.4). Cirkulácia v miernych šírkach môže byť zonálna a meridionálna.

Zonálna cirkulácia predstavuje súhrn zložiek pohybu vzduchu vo všeobecnej cirkulácii atmosféry, pre ktoré je charakteristický prevládajúci prenos vzduchových hmôt rovnobežkovým smerom. V strednej Európe prináša v zime od západu z Atlantického oceánu relatívne teplé a vlhké počasie, od východu z kontinentu suché a chladné počasie. V lete prináša od západu chladnejší a vlhkejší vzduch, od východu teplejší a spravidla menej vlhkejší vzduch.

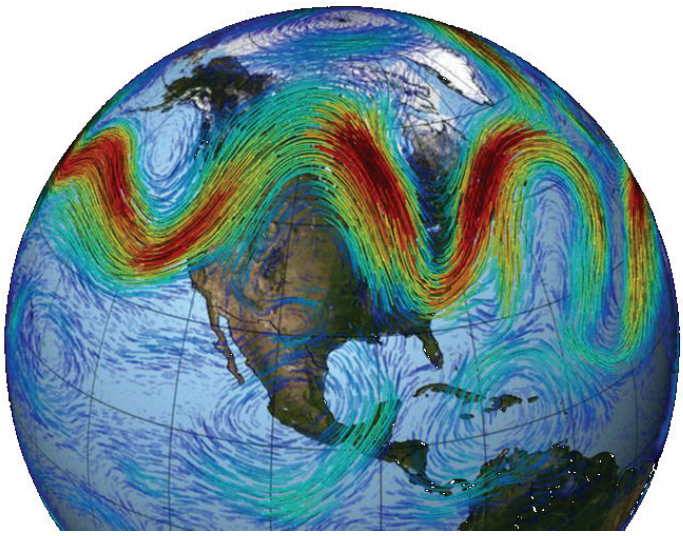
Meridionálna cirkulácia predstavuje súhrn zložiek pohybu vzduchu vo všeobecnej cirkulácii atmosféry, pre ktoré je charakteristický prevládajúci prenos vzduchových hmôt poludníkovým smerom. Táto cirkulácia umožňuje prísun studeného vzduchu do strednej Európy od severu z oblasti Škandinávie a Arktídy, alebo celoročne teplého vzduchu od juhu z oblasti Stredozemného mora.

V stredných a vyšších geografických šírkach sa vyskytujú **mimotropické monzúny**. Podobne ako tropické, aj tieto vznikajú dôsledkom sezónnych zmien tlaku vzduchu nad pevninami a oceánmi. Typickou oblasťou ich výskytu je východná Ázia, kde v zime prúdi studený suchý

zimný monzún po východnom okraji Sibírskej tlakovej výše, v lete prevláda teplejší vlhký monzún prúdiaci okolo Havajskej tlakovej výše.

Do mimotropickej cirkulácie patrí aj **dýzové prúdenie**. Rozlišujeme tu:

a) **Dýzové prúdenie subtropické**, ktoré sa vyskytuje v hornej troposfére, v zime na 30°, v lete na 40° – 45° geografickej šírky. Najvyššie rýchlosti prúdenia sú na východných pobrežiach kontinentov severnej pologule a nad priľahlým morom. Vyskytuje sa aj na južnej pologuli.
b) **Dýzové prúdenie mimotropické** rozdeľujeme na **dýzové prúdenie arktické** a **dýzové prúdenie miernych šírok**. Vyznačuje sa veľkou premenlivosťou geografickej polohy a rýchlosti. Typickou vlastnosťou je i veľká meandrovitosť prúdenia v miernych šírkach (obr. 4.8)
c) V stratosfére a v spodnej mezosfére sa vyskytuje v zimnom období **stratosférické dýzové prúdenie.**



Obr. 4.8 *Intenzita dýzového prúdenia v miernych šírkach tvoriaceho tzv. Rosbbyho vlny, ktoré deformujú frontálne rozhranie, čím prinášajú teplý vzduch do severnejších a naopak studený do južnejších oblastí (NASA/GSFC).*

(2) Cirkulácia v oblasti pólov je charakterizovaná vyšším tlakom vzduchu v rámci všeobecného rozdelenia tlaku vzduchu na Zemi a prevládajúcim východným prúdením dôsledkom pôsobenia Coriolisovej sily. Vyskytujú sa tu, podobne ako v cirkulácii miernych šírok, mimotropické cyklóny (najmä v okrajových oblastiach) a anticyklóny. Okrem východného prúdenia sa tu vyskytuje zonálna a meridionálna cirkulácia, hlavne v oblasti arktického a antarktického frontu.

4.3. VZDUCHOVÉ HMOTY A FRONTY

V systéme prúdenia vzduchu nad zemským povrchom vznikajú podľa podmienok počasia relatívne homogénne **vzduchové hmoty** obrovských rozmerov. Ak sa nachádza vzduchová hmota nad určitou oblasťou, nadobúda vlastnosti charakteristické pre túto oblasť a ročné obdobie (napríklad suchý a studený arktický vzduch nad oblasťami severnej Sibíri v zime).

Rozhrania, resp. úzke prechodové zóny medzi vzduchovými hmotami nazývame **atmosférickými frontami** (kapitola 3.4). Výrazné atmosférické fronty obyčajne súvisia s tlakovými nížami a brázdami nízkeho tlaku vzduchu a práve tieto útvary sa vyznačujú veľkými rozdielmi teploty vzduchu a iných meteorologických prvkov. V oblastiach výrazných rozhraní sa pozorujú aj najvýraznejšie prejavy počasia, vrátane viacerých nebezpečných poveternostných javov (Benko, 2011). V rámci **geografickej klasifikácie frontov rozlišujeme** (Polčák, 2009):

1) **Arktický front** – oddeľuje hmoty arktického vzduchu a polárneho vzduchu (resp. vzduchu miernych zemepisných šírok).
2) **Polárny front** (resp. front miernych zemepisných šírok) oddeľuje hmoty tropického vzduchu a vzduchu miernych zem. šírok.
3) **Tropický front -** oddeľuje hmoty tropického a rovníkového vzduchu.

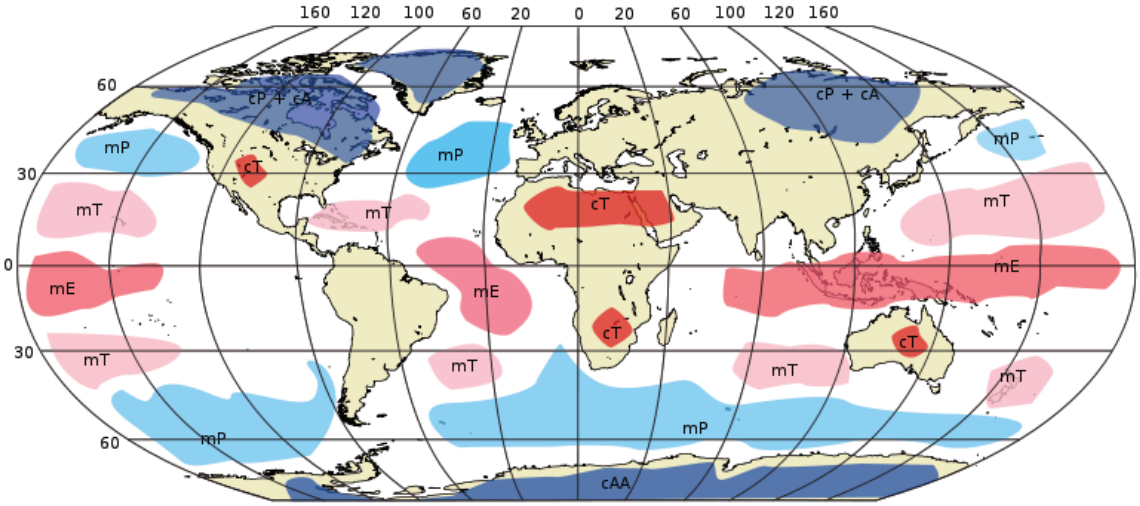
Vzduchové hmoty, ktoré sú oddelené týmito frontami, majú svoje špecifické vlastnosti a sú viazané na oblasti, kde má zemský povrch relatívne homogénny charakter. V rámci globálnej cirkulácie atmosféry sa môžu presúvať do iných oblastí a nad iný charakter povrchu, kedy dochádza k tzv. **transformácii vzduchovej hmoty**. Z kontinentálneho vzduchu miernych šírok sa v lete môže napríklad neustálym zohrievaním vytvoriť kontinentálny vzduch tropický, resp. naopak v zime sa môže zmeniť na kontinentálny vzduch arktický.

V rámci termickej klasifikácie vzduchových hmôt rozlišujeme:

1. **Teplé vzduchové hmoty**, ktoré zvyčajne prúdia nad chladnejšiu oblasť, než bola oblasť ich vzniku.
2. **Studené vzduchové hmoty**, ktoré prichádzajú nad teplejšiu oblasť, než bola oblasť ich vzniku.
3. **Miestne vzduchové hmoty**, ktoré sa nachádzajú v danej oblasti dlhšiu dobu a majú vlastnosti charakteristické pre túto oblasť v danej ročnej dobe.

V **stabilnej vzduchovej hmote** nevznikajú výrazné vertikálne výstupné pohyby vzduchu a nevyvíjajú sa konvektívne oblaky. Často sa tu vyskytujú prízemné a výškové inverzie a pri dostatočnej vlhkosti vzduchu sa tu tvorí vrstevnatá nízka oblačnosť prípadne hmly. Atmosférické zrážky sa vyskytujú len ojedinele formou mrholenia, slabého dažďa alebo sneženia. Naopak, v **nestabilnej vzduchovej hmote** vznikajú vertikálne výstupné pohyby vzduchu, vzniká konvektívna oblačnosť a atmosférické zrážky. Nad pevninami sa v teplej časti roka najčastejšie vyskytujú nestabilné vzduchové hmoty, v chladnej časti roka stabilné vzduchové hmoty. Nad oceánmi sú v teplejšej časti roka stabilné vzduchové hmoty, v chladnejšej časti roka nestabilné vzduchové hmoty.

Podľa geografickej polohy miest zrodu vzduchovej hmoty rozlišujeme: **(1) arktický vzduch (A-Arctic), (2) vzduch miernych šírok (P-Polar), (3) tropický vzduch (T-Tropical)** a **(4) rovníkový vzduch (E-Equatorial)**. Podľa polohy nad morom alebo nad pevninou: **(1) Morský (m-maritime) a (2) pevninský vzduch (c-continental)**.



Obr. 4.9 *Zdrojové regióny vzduchových hmôt na Zemi (skratky sú uvedené v angličtine, napr. mP-maritime polar, mT-maritime tropical, cP - continental polar a pod.), (NASA, 2008).*

Arktický vzduch vzniká v lete nad centrálnou Arktídou v oblasti severného pólu a v centrálnom Grónsku, v zime sa tvorí za polárnym kruhom s výnimkou Severoatlantickým prúdom otepľovaného Nórskeho mora a časti Barentsovho mora ako **kontinentálny arktický vzduch**. Arktický vzduch do Európy preniká po zadnej strane (západnom okraji) tlakovej níže alebo po prednej strane (východnom okraji) tlakovej výše. Priemerné mesačné teploty vzduchu najchladnejšieho mesiaca sú v kontinentálnych oblastiach Severnej Ameriky -25 až -30 °C, v kontinentálnych oblastiach Severnej Ázie -30° až -45°C a vo vnútrozemí Grónska -

40 až -50 °C. **Morský arktický vzduch** sa v lete formuje v Severnom ľadovom oceáne, v zime v okrajových oblastiach zamrznutého ľadového oceánu. Má vyššiu vlhkosť vzduchu a miernejšie teploty vzduchu v porovnaní s pevninským arktickým vzduchom. Priemerná mesačná teplota vzduchu najchladnejšieho mesiaca je okolo -30 °C, v okrajových oblastiach Arktídy a v oblastiach ovplyvnených teplým morským prúdom dosahuje -10 až -20 °C (napr. Svalbard -16 °C).

Tabuľka 4.1. *Teplotné a vlhkostné charakteristiky vzduchových hmôt.*

Typ vzduchovej hmoty	Teplota	Vlhkosť
Arktická alebo Antarktická (A or AA)	*Extrémne chladná*, formuje sa nad pólmi.	*Veľmi suchá* vzhľadom na extrémny chlad.
Polárna (mierna) kontinentálna (cP)	*Veľmi chladná*, formuje sa nad sub-polárnymi regiónmi.	*Veľmi suchá*, vzhľadom na chlad a vznikom nad pevninou
Polárna (mierna) morská (mP)	*Veľmi chladná* vzhľadom na veľkú zemepisnú šírku, ale more a teplejšie morské prúdy tu zmierňujú teploty.	*Stredne vlhká* vzhľadom na chladné teploty, ale nie až tak suchá ako polárna kontinentálna, obohatená o výpar z povrchu oceánu.
Tropická kontinentálna (cT)	*Veľmi teplá,* pretože sa formuje v subtropických oblastiach.	*Suchá,* pretože sa formuje nad pevninou.
Tropická morská (mT)	*Veľmi teplá* vzhľadom na zemepisné šírky, kde sa formuje.	*Veľmi vlhká,* pretože vzniká nad teplým oceánom.
Rovníková (E)	*Horúca*.	*Extrémne vlhká. Kontinentálna hmota sa nelíší od morskej,* pretože väčšina rovníkového pásma je pokrytého tropickým dažďovým pralesom.

Antarktický vzduch sa formuje nad kontinentom a priľahlým morom, ktoré ho obklopuje. Je všeobecne chladnejší než Arktický vzduch, čo je spôsobené rozsiahlou pevninou a suchším vzduchom v centrálnych oblastiach kontinentu. **Pevninský antarktický vzduch** sa vytvára nad celým kontinentom počas celého roka a v priľahlých zamrznutých moriach najmä v zime. Je veľmi studený a suchý, vyskytujú sa tu absolútne najnižšie teploty na Zemi. Priemerná teplota vzduchu najchladnejšieho mesiaca dosahuje -50° až -65°C. Dôsledkom jeho izolácie spôsobenej priľahlými oceánmi sa pevninský antarktický vzduch nedostáva do iných kontinentov a nižších geografických šírok, ale je transformovaný na **morský antarktický vzduch**. Priemerná teplota vzduchu najchladnejšieho mesiaca je u tohto vzduchu -15 až -20 °C, najteplejšieho mesiaca okolo 0 °C. Na rozdiel od kontinentálneho vzduchu, môže v zime preniknúť po zadnej strane cyklóny na juh Chile a Argentíny, kde prináša ochladenie spojené so snežením.

Vzduch miernych šírok sa na severnej a južnej pologuli nachádza v oblastiach mierneho podnebného pásma. **Pevninský vzduch miernych** šírok sa formuje v centrálnych oblastiach kontinentov. Vzhľadom k pomernému zastúpeniu pevniny a mora v týchto geografických šírkach sa takmer výlučne vyskytuje na severnej pologuli. Typické pre túto vzduchovú hmotu sú studené zimy od -10 do -20 °C, hodnoty môžu dosiahnuť arktický vzduch. Letá sú však teplé s priemernou teplotou najteplejšieho mesiaca medzi 18 až 25 °C. **Morský vzduch miernych šírok** sa formuje nad oceánmi na severnej a južnej pologuli. Má menšie amplitúdy teplôt vzduchu. V zime tu priemerné mesačné teploty vzduchu neklesajú pod 0 °C, s výnimkou oblastí, ktoré sú ovplyvnené pevninou alebo studeným morským prúdom. V lete sú teploty vzduchu zmierňované oceánom a priemerné teploty vzduchu sú len 10 až 16 °C.

Geografická poloha strednej Európy v miernom klimatickom pásme určuje prevládajúci vplyv vzduchu miernych šírok, ktorý formuje podnebie aj na Slovensku. Pevninský vzduch prináša v lete teplé, málo oblačné počasie, v zime chladné a suché počasie. Morský vzduch miernych šírok prináša v lete od severozápadu a západu chladnejší a vlhkejší vzduch, od juhozápadu teplý a vlhký vzduch. V zime prináša teplejší a vlhkejší vzduch, niekedy s výnimkou severozápadnej zložky prúdenia.

Tropický vzduch sa formuje na severnej a južnej pologuli v oblastiach tropického pásma. **Pevninský tropický vzduch** vzniká v rozsiahlych oblastiach kontinentov, kde je cirkulačnými pomermi znemožnený prísun vlahy. Vyskytujú sa tu vysoké amplitúdy, napríklad priemerné mesačné teploty najteplejšieho mesiaca sú 28 - 35 °C a najchladnejšieho mesiaca 10 až 15 °C. V kontinentálnom tropickom vzduchu sa vyskytujú absolútne najvyššie teploty vzduchu na Zemi (kapitola 3.2). **Morský tropický vzduch** sa vyznačuje vyššou vlhkosťou a menšími amplitúdami teplôt vzduchu, teplota a vlhkosť je výrazne ovplyvňovaná teplotou morskej vody, ktorú podmieňujú hlavne morské prúdy. Priemerná mesačná teplota vzduchu najchladnejšieho mesiaca je 20 až 25 °C, v oblastiach obmývaných studenými prúdmi je nižšia. Priemerná teplota vzduchu najteplejšieho mesiaca je 25 až 28 °C.

V oblasti rovníka sa vytvára **rovníkový vzduch**, pričom viac prevláda na teplejšej severnej pologuli. Je teplý a vlhký a vyznačuje sa rovnomernými priemernými teplotami vzduchu od 24 do 28 °C.

Kontrolné otázky

1) *Aké sily pôsobia na atmosféru?*
2) *Nakreslite a popíšte schému prúdenia vzduchu na Zemi.*
3) *Vysvetlite a zdôvodnite, ako by vyzerala cirkulácia atmosféry, ak by Zem nerotovala a mala homogénny povrch.*
4) *Porovnajte tropickú a mimotropickú časť globálnej cirkulácie atmosféry.*
5) *Vysvetlite vznik tropických cyklón, kde na svete sa nachádzajú a aké majú miestne pomenovania.*
6) *Ako súvisia významné zámorské objavy so všeobecnou cirkuláciou atmosféry?*
7) *Na fyzicko-geografickej mape sveta identifikujte dobré zdrojové oblasti vzduchových hmôt.*
8) *Aké podmienky musia byť splnené pre vznik vzduchovej hmoty veľkých rozmerov?*
9) *Ako sa delia vzduchové hmoty?*
10) *Kde a akým spôsobom vznikajú fronty?*

5. GLOBÁLNA KLÍMA

Podľa Medzivládneho panelu pre zmeny klímy (IPCC) je klíma definovaná ako "priemerné počasie", resp. ako štatistická charakteristika priemerných hodnôt a variability meteorologických prvkov v čase od niekoľkých mesiacov až po tisíce, či milióny rokov. (Definíciou klímy, klimatických prvkov a delením klimatológie sme sa zaoberali v kapitole 1.1.). Tieto hodnoty sa týkajú najmä povrchových meraní, ako sú teplota, zrážky a vietor. V širšom kontexte je klíma chápaná ako stav, vrátane štatistického popisu, klimatického systému Zeme. Prejavy klímy sú založené na režime základných fyzikálnych a meteorologických procesov, ktoré predstavujú výmenu tepla, obeh vody a globálnu cirkuláciu atmosféry. V tejto kapitole sa budeme podrobnejšie zaoberať klimatickým systémom Zeme, klimatogenetickými faktormi a predstavíme si aj najrozšírenejšie klimatické klasifikácie.

5.1. KLIMATICKÝ SYSTÉM ZEME

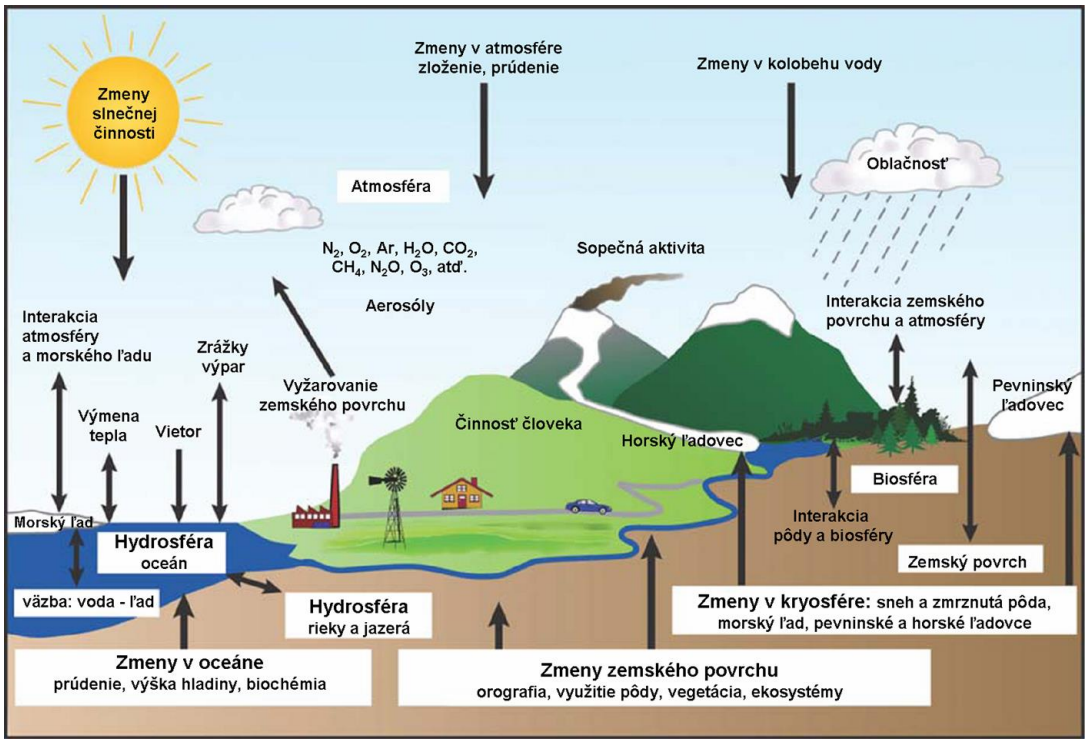
Ako sme už spomínali, klíma je výsledkom vzájomnej interakcie viacerých faktorov. Sú to (1) faktory mimozemské: napr. slnečné žiarenie a zmeny parametrov orbitálnej dráhy Zeme, (2) vlastnosti zemského povrchu, napr. rozloženie pevnín a oceánov, sopečná činnosť, vegetácia a (3) zmeny vo vnútri samotného klimatického systému, ktoré môžu byť prírodné alebo antropogénne.

Klimatický systém Zeme obsahuje celú fyzicko-geografickú sféru (atmosféra, hydrosféra, kryosféra, povrch pevnín a biosféra, resp. aj antroposféra). Na kontakte atmosféry s ostatnými sférami existuje tzv. **aktívny povrch**, kde dochádza k odrazu krátkovlnného slnečného žiarenia a zároveň tu prebieha výmena svetelnej na tepelnú energiu. Aktívny povrch je významným činiteľom pri tvorbe klímy vo všetkých mierkach.

Významným atribútom klimatického systému Zeme sú tzv. **spätné väzby**. Ich vplyvom dochádza napríklad k znásobovaniu (**kladné spätné väzby**) alebo naopak k zoslabovaniu (**záporné spätné väzby**) určitých procesov v systéme. Jednoduchým príkladom pozitívnej spätnej väzby je súvislosť medzi teplotou vzduchu a rozsahom polárneho zaľadnenia. Pokles teploty vzduchu môže znamenať zväčšenie rozsahu snehovej a ľadovej pokrývky, čo vedie k výraznejšej schopnosti zemského povrchu odrážať slnečné žiarenie a teda k ďalšiemu poklesu teploty vzduchu v okolí. Na druhej strane, príkladom negatívnej spätnej väzby je vzťah medzi

teplotou vzduchu a vývojom konvektívnej oblačnosti v lete. Vplyvom slnečného žiarenia dochádza k ohrievaniu prízemných vrstiev vzduchu a ku konvekcii, čo vedie k tvorbe kopovitej oblačnosti. Oblaky však začnú časť žiarenia odrážať a tým ho preniká k zemskému povrchu menej. Ohrievanie prízemných vrstiev vzduchu sa týmto spôsobom stlmí, čo zníži aj samotnú konvekciu a tvorbu oblačnosti.

Všeobecne je preto možné zhrnúť, že pozitívne spätné väzby podporujú nestabilitu klimatického systému, naopak negatívne jeho stabilitu zvyšujú. Miera pôsobenia pozitívnych a negatívnych spätných väzieb sa v klimatickom systéme v priebehu dňa a roka, ako aj od miesta k miestu, neustále mení. Z tohto dôvodu je správanie sa klimatického systému veľmi komplikované (SHMÚ, 2015).



Obr. 5.1 *Schéma základnej časti klimatického systému Zeme (Le Treut et al. 2007).*

Úplný klimatický systém je systémom globálnej veľkosti. Vzhľadom na jeho priestorovú variabilitu sa rozlišuje: (1) mikroklíma, (2) miestna klíma, (3) mezoklíma a (4) makroklíma:

(1) Mikroklíma reprezentuje klímu veľmi malých lokalít. Definuje ju homogénny aktívny povrch, reliéf, prípadne ľudské činnosti. Vertikálne závisí od charakteru aktívneho povrchu, pričom môže siahať približne do výšky 10 m. Horizontálne je vymedzená homogenitou aktívneho povrchu s rozmerom 10^2 m. Príkladom mikroklimatického územia je napríklad les, jazero, dolina, lúka, ale aj park, námestie, záhrada a pod. Počas obdobia s **pozitívnou**

energetickou bilanciou (deň, leto) má prízemná vrstva vzduchu **labilný charakter**, vzduch sa tu dobre premiešava, pričom s výškou teplota rýchlo klesá. Na druhej strane, počas obdobia s **negatívnou energetickou bilanciou** (noc, resp. zima) má charakter **stabilnej prízemnej vrstvy**. Chladnejší vzduch tlačí na zemský povrch a nepremiešava sa, pričom najnižšia teplota je tesne nad aktívnym povrchom. V mikroklíme sa prejavujú najvýraznejšie teplotné gradienty zo všetkých kategórií klímy (po prepočte na 100 m výšky). Najvýraznejšie sa mikroklíma prejavuje pri radiačnom type počasia, keď je malá oblačnosť a bezvetrie. Mikroklímu skúma špeciálny odbor klimatológie - **mikroklimatológia**.

(2) Miestna klíma sa vytvára nad dominantným typom aktívneho povrchu, resp. georeliéfom daným jeho geologickým zložením, geomorfológiou, vegetáciou, prípadne antropogénnou činnosťou. Je pod vplyvom mikroklímy aj mezoklímy. Horizontálne môže siahať do 10 tis. m, vertikálne siaha do približne 1000 m. Miestna klíma vytváraná vplyvom georeliéfu a aktívneho povrchu sa nazýva aj **topoklíma**. Najčastejšie vzniká pri radiačnom type počasia, naopak pri advekčnom type počasia (viac oblačnosti, vyššia rýchlosť vetra a pod.) sa miestne špecifiká strácajú. Miestna klíma sa môže tvoriť napríklad na svahu, v doline, na vodnej ploche, sídlisku, obci a pod. Môže v nej vznikať prúdenie miestneho významu, napr. horské a dolinové vetry, resp. tvorba jazier studeného vzduchu a pod. (5.1).

(3) Mezoklíma je klímou ucelených geomorfologických jednotiek (napr. nížiny, kotliny, pohoria, povodia), rastlinných spoločenstiev (napr. tundra, tajga, step) alebo antropogénnych jednotiek (veľké mestá, aglomerácie). Horizontálne sa rozprestiera na ploche do 2.10^5 m, vertikálne siaha do výšky až 6000 m. Formuje sa pri radiačnom i advekčnom type počasia. Na mezoklímu vplýva dominantný typ aktívneho povrchu, miestna klíma, makroklíma a prípadne aj antropogénne faktory. Napríklad ľudská aktivita môže výrazne zmeniť radiačnú a tepelnú bilanciu územia zmenou využitia krajiny. Znečistenie atmosféry spôsobuje zmeny v radiačnej bilancii atmosféra-zemský povrch, zvýšenú kondenzáciu a pod. V mezoklíme dochádza k veternej turbulencii, búrkam, trombám, prípadne miestnym cirkuláciám (napr. brízová cirkulácia). Pomery v mezoklíme skúma **mezoklimatológia**.

(4) Makroklíma je dôsledkom nerovnomerného prísunu slnečnej energie na zemský povrch a utvára ju globálna cirkulácia atmosféry. Horná hranica makroklímy sa udáva až po mezopauzu, horizontálne rozmery sa udávajú od 2.10^5 m do 5.10^7 m, pričom názory autorov na tieto hranice sa rôznia. Makroklíma reprezentuje podnebie veľkých území (napr. štátov, oceánov, kontinentov, klimatických pásiem a pod.). Časť klimatológie, ktorá študuje jej vlastnosti sa nazýva **makroklimatológia**.

5.2. KLIMATICKÉ KLASIFIKÁCIE

Tvar Zeme a následný nerovnomerný dopad slnečných lúčov na zemský povrch vytvárajú rozdielne podmienky prijímania tepla zo Slnka. Dochádza k priestorovej diferenciácii klimatických pomerov, ktoré sú okrem tvaru Zeme ovplyvňované aj sklonom zemskej osi, rozložením pevnín a oceánov, atmosférickou cirkuláciou a aktívnym povrchom. Klíma sa pretvára pôsobením tzv. **klimatotvorných** (klimatogenetických) **faktorov**, kam radíme (Polčák, 2009):

1) **Astronomické faktory**: rozhodujú o toku žiarivej energie Slnka dopadajúcej na zemský povrch a podmieňujú jej distribúciu na Zemi (postavenie Zeme voči Slnku, jej pohyb a tvar, obeh okolo Slnka, sklon zemskej osi k rovine ekliptiky, zmeny solárnej aktivity a pod.). V trópoch napríklad predstavuje ročná bilancia tepla: 670 - 920 $kJ.cm^{-2}$, naopak na póloch je to len 42 $kJ.cm^{-2}$
2) **Cirkulačné faktory**: ovplyvňujú prenos vzduchových hmôt rôznych vlastností na Zemi (planetárna a miestna cirkulácia atmosféry).
3) **Radiačné faktory**: udávajú radiačnú bilanciu a prenos tepla medzi atmosférou a aktívnym povrchom.
4) **Geografické faktory**:
    a. **Zemepisná šírka -** ovplyvňuje intenzitu dopadajúceho žiarenia (insoláciu) a tým je predpokladom pre zonálnosť klímy.
    b. **Nadmorská výška -** so vzrastajúcou nadmorskou výškou sa individuálne menia hodnoty jednotlivých meteorologických prvkov, ktorých dlhodobý priemer ovplyvňuje premenu klímy v danej zemepisnej šírke.
    c. **Rozloženie pevnín a morí -** vzdialenosť od pobrežia podmieňuje rôznu mieru oceanity a kontinentality klímy (oceánska klíma má vyrovnanejšie teploty aj zrážkové úhrny než klíma kontinentálna).
    d. **Orografia -** priebeh a charakter horských systémov spôsobuje zmeny v prevládajúcom smere prúdenia a tým aj zmenu charakteristík meteorologických prvkov (napr. zosilnenie zrážok v podhorí Himalájí v dôsledku zachytenia monzúnového prúdenia).
    e. **Morské prúdy -** vyvolávajú výrazné rozdiely v teplotnom režime povrchu oceánov, čím ovplyvňujú klímu rozsiahlych geografických oblastí najmä okolo pobrežia. Umožňujú prísun vlhkého vzduchu (teplé prúdy), alebo urýchľujú kondenzáciu nad oceánom (studené prúdy).

f. **Charakter povrchu** - ovplyvňuje celkový teplotný a hydrologický režim (napr. pôsobením lesa dochádza k zadržiavaniu vody v krajine, snehová pokrývka často spôsobuje plošne rozsiahle teplotné inverzie a pod.).

5) **Antropogénne faktory**: ľudské zásahy majú nemalý podiel na podnebí (napr. prostredníctvom rastu koncentrácií emisií skleníkových plynov a atmosférických aerosólov dochádza k zmenám radiačného a termického režimu atmosféry a pod.).

Priestorová premenlivosť klimatického systému je veľká, ale z bilancie žiarenia na Zemi vyplýva jeho základná **zonalita** (pásmovitosť). **Klimatické pásmo** je najväčšia jednotka v najjednoduchšom členení svetovej klímy, pričom hranicami sú obratníky a polárne kruhy. Medzi klimatické pásma radíme: **tropické, subtropické, mierne, subpolárne** a **polárne pásmo**.

Odbor **regionálna klimatológia** sa zaoberá klimatickými pomermi špecifických území rôznej veľkosti (kontinentov, štátov a pod.). Jej cieľom je zisťovanie priestorovej diferenciácie klimatických podmienok a vymedzovanie klimatických oblastí - tzv. **klimatická rajonizácia**. K tomu slúžia rôzne **klimatické klasifikácie**, pričom neexistuje univerzálne platná a všeobecne uznávaná klimatická klasifikácia (Polčák, 2009).

Klimatické klasifikácie delíme na:

1) **Efektívne (konvenčné) klasifikácie -** vymedzujú klímu podľa hraničných hodnôt jedného alebo viacerých klimatických prvkov (najčastejšie sa jedná o dlhodobé teploty a zrážky), pričom autori vychádzajú aj z vegetačných formácií a geomorfologických procesov. Patria sem klasifikácie od autorov: **Berg, Köppen, Köppen a Geiger, Thornthwait, Gorczcynski, Walter, Trewatha** a ďalší.
2) **Genetické klasifikácie** - ohraničujú podnebné pásma na základe podmienok tvorby všeobecnej cirkulácie atmosféry. Sem patria členenia autorov: **Flohn, Alisov, Kupfer** a ďalší.

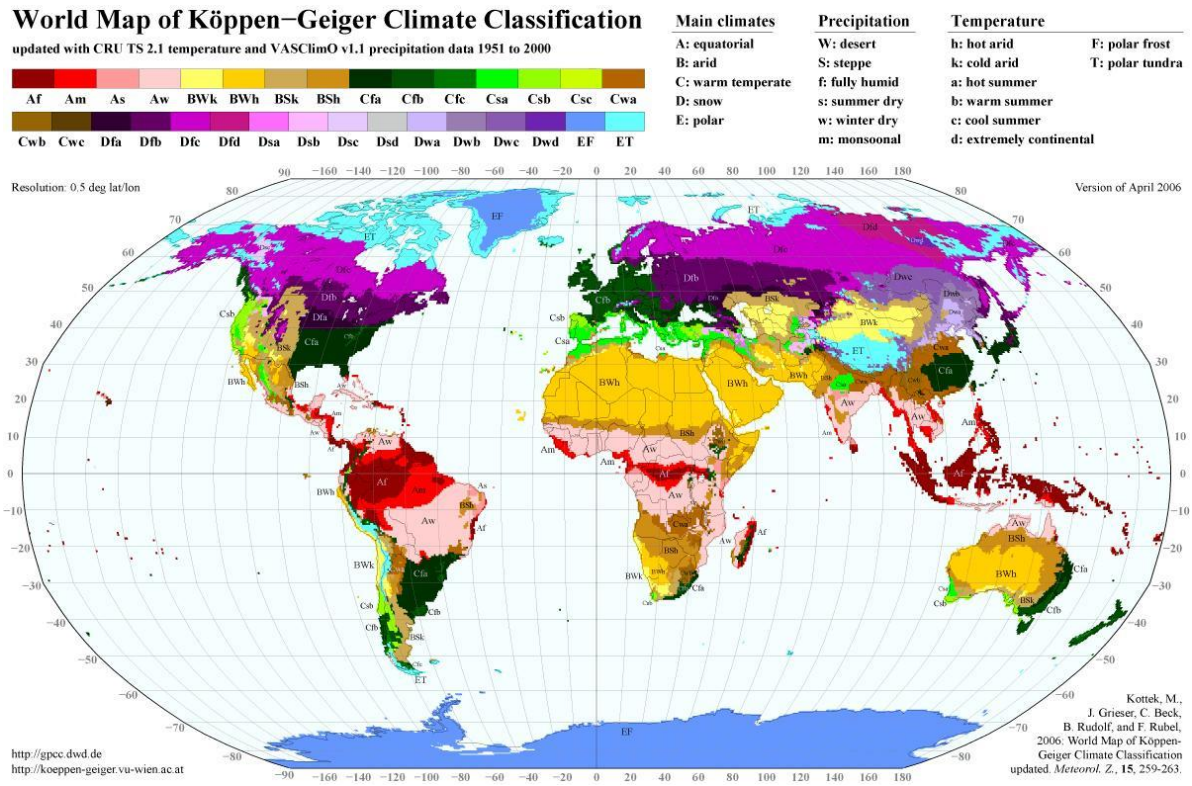
V nasledovných kapitolách podrobnejšie popíšeme konvenčnú klasifikáciu podľa W. Köppena a genetickú klasifikáciu B. P. Alisova.

5.2.1 KLASIFIKÁCIA PODNEBIA PODĽA KÖPPENA

Táto klasifikácia patrí medzi najrozšírenejšie efektívne klasifikácie. Je založená na rozložení teplôt a zrážok vo vzťahu k vegetácii, pričom vegetácia sa považuje za nepriamy indikátor klímy závislý na daných klimatických pomeroch. Prvá Köppenova klasifikácia pochádza z roku 1884, neskôr bola upravená v rokoch 1918 a 1936. Následne v spolupráci s Geigerom vznikla Köppenova-Geigerova klasifikácia. V 60. rokoch ju ďalej upravil Trewartha.

Obr. 5.2 *Wladimir Peter Köppen (1846–1940) bol nemecký a ruský geograf, meteorológ, klimatológ a botanik. Po štúdiách v Petrohrade strávil väčšinu svojho života a profesionálnej kariéry v Nemecku a Rakúsku. Systém klimatickej klasifikácie je jeho najvýznamnejšie dielo, ktoré sa s určitými obmenami používa dodnes.*

Köppenova klasifikácia je teda založená na koncepte **výskytu pôvodnej vegetácie**. Hranice klimatických pásiem súvisia s distribúciou vegetácie a kombinujú mesačné zrážkové úhrny, teplotné pomery a sezónnosť zrážok. Köppen identifikoval na Zemi **päť základných klimatických pásov**: A, B, C, D a E, ktoré rozčlenil podľa ročného režimu teploty vzduchu a zrážok na **klimatické typy** označované písmenom nasledujúceho významu: w - suchá zima, s - suché leto, f - rovnomerné rozloženie zrážok v priebehu roka, m - periodické zrážky (monzúny), S - step, W - púšť a H - horská klíma.



Obr. 5.3. *Upravená mapa klasickej klasifikácie Köppen-Geiger so zrážkovými dátami 1951-2000 (Kottek et al., 2006).*

A – pásmo vlhkého tropického podnebia - leží na 36 % povrchu Zeme. Priemerné mesačné teploty vzduchu tu neklesnú pod 18 °C. Neexistujú tu chladné ročné obdobia a všeobecne ročné amplitúdy teplôt sú tu malé, do 6 °C. Spadne tu vyše 750 mm atmosférických zrážok ročne, pričom zrážky prevažujú nad výparom. Cirkulácia atmosféry sa vyznačuje pravidelnosťou (pasátové prúdenie, monzúny). Podľa vzťahu medzi ročným úhrnom atmosférických zrážok a úhrnom najsuchšieho mesiaca sa vymedzujú 3 podtypy pásma: **Af – podnebie vlhkých tropických pralesov** s rovnomerným rozdelením atmosférických zrážok počas roka, **Am – monzúnový typ** s každoročne sa opakujúcim obdobím s atmosférickými zrážkami a obdobím sucha, **Aw – podnebie saván** s výrazným suchým obdobím v zime.

B – pásmo suchého podnebia - tvorí asi 11 % povrchu Zeme. V dôsledku vysokého tlaku tu padá málo atmosférických zrážok a výpar prevyšuje zrážkový úhrn. Počas niekoľkých mesiacov prekoná priemerná mesačná teplota vzduchu 18 °C. Vymedzujeme tu dva podtypy podnebia: **BS – podnebie stepí, BW – podnebie púští**.

C – pásmo mierne teplého podnebia - zaberá 27 % plochy Zeme. Vyznačuje sa premenlivosťou počasia, striedaním štyroch ročných období a vyvinutou cyklonálnou činnosťou. Zima je pomerne chladná, pravidelná snehová pokrývka sa netvorí. Priemerná

mesačná teplota vzduchu najteplejšieho mesiaca je vymedzená hodnotou 18 °C, najchladnejšieho –3 °C. Vymedzujeme tu 3 typy podnebia: **Cw – mierne teplé podnebie so suchou zimou, Cs – mierne teplé podnebie so suchým letom, Cf – mierne teplé podnebie s rovnomerným rozložením atmosférických zrážok počas roka**.

D – pásmo mierne studeného (boreálneho) podnebia. Zaberá 7 % plochy Zeme. Najchladnejší mesiac je určený izotermou –3 °C, najteplejší mesiac 10 °C, čo je vlastne severná (alebo vertikálna) hranica lesa. Je tu krátke leto, zrážky prevyšujú výpar, vytvára sa pravidelná snehová pokrývka. Na južnej pologuli z dôvodu absencie rozsiahlejšej časti pevniny v tomto pásme nie je mierne studené podnebie výraznejšie vyvinuté. Vymedzujeme tu dva typy podnebia: **Dw – mierne studené podnebie so suchou zimou** a **Df – mierne studené podnebie s rovnomerným rozložením atmosférických zrážok počas roka**.

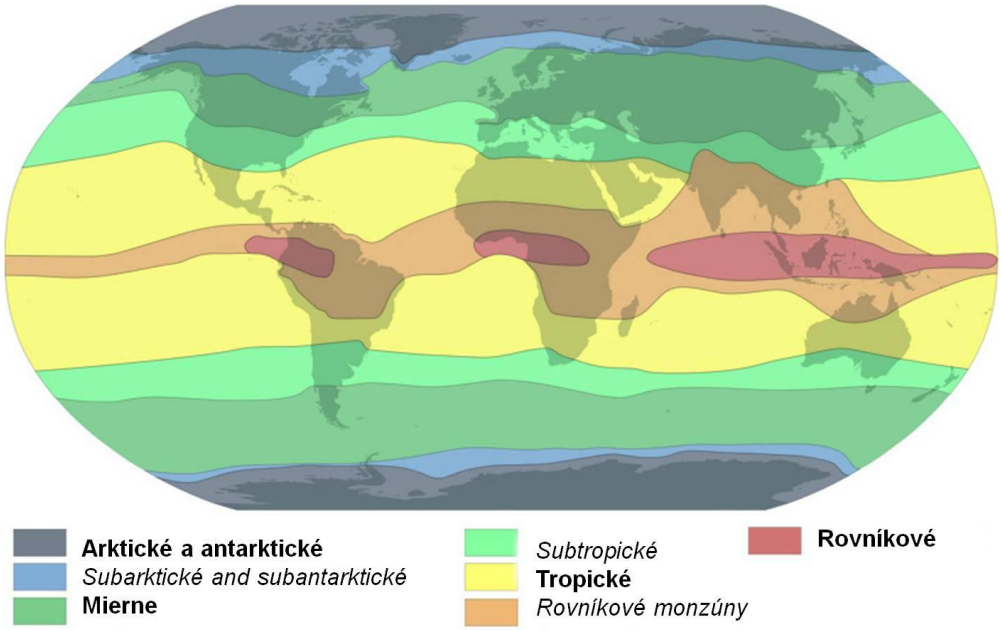
E – pásmo studeného, snežného podnebia. Zaberá 19 % plochy Zeme. Vyznačuje sa miernou až veľmi studenou zimou so zápornými priemernými mesačnými teplotami vzduchu. Atmosférických zrážok je málo a sú väčšinou snehové. Vymedzujeme tu 3 typy podnebia: **ET – podnebie tundry** s priemernou teplotou vzduchu najteplejšieho mesiaca medzi 0 až 10 °C, **EF – podnebie večného mrazu**, v ktorom je priemerná mesačná teplota vzduchu najteplejšieho mesiaca nižšia než 0 °C a **EH – podnebie vysokohorských oblastí miernych a nízkych geografických šírok** (napr. v Alpách, Himalájach, Andách). Hodnoty priemerných mesačných teplôt vzduchu a atmosférických zrážok závisia od nadmorskej výšky. Všeobecne platí, že amplitúdy priemerných mesačných teplôt vzduchu sú počas roka malé.

Spomínané klimatické typy sa môžu ďalej deliť na klimatické podtypy, ktoré sú označené malými písmenami a, b, c, d, h, k. Napr. Cfb je podtyp klímy mierne teplého podnebia s rovnomerným rozložením atmosférických zrážok počas roka, v ktorom je priemerná teplota vzduchu najteplejšieho mesiaca nižšia než 22 °C, ale aspoň 4 mesiace v roku majú priemernú mesačnú teplotu vzduchu vyššiu než 10 °C. Klíma Cfb je typická pre väčšinu územia Slovenska.

5.2.2. KLIMATICKÁ KLASIFIKÁCIA PODĽA ALISOVA

Členenie klímy na základe prevládajúcich geografických typov vzduchových hmôt v priebehu celého roka (hlavné pásy) alebo ich sezónnym striedaním v určitej oblasti (prechodné pásy) je princípom **Alisovovej klimatickej klasifikácie**. Na každej pologuli určil Alisov štyri hlavné a tri prechodné pásy. Hranice medzi nimi sú určované polohou **klimatických frontov**. Hlavné klimatické pásma ďalej delí na **kontinentálny** a **oceánsky typ** a na typy klímy západných a východných pobreží pevnín. Prvý krát bola táto klasifikácia v mapovej podobe zverejnená v roku 1940, pričom bola taktiež niekoľkokrát spresňovaná a dodnes patrí medzi uznávané genetické klasifikácie klímy.

Klimatické pásma sú rozdelené na každej pologuli na 4 hlavné a 3 prechodné pásma. Hlavné klimatické pásma sú: **rovníkové, tropické, mierne** a **arktické (antarktické)**. Prechodné klimatické pásma sú: **pásmo rovníkových monzúnov, subtropické pásmo, subarktické (subantarktické pásmo)**.



Obr. 5.4 *Schematické členenie globálnej klímy na hlavné a prechodné klimatické pásma podľa Alisovova (Zdroj: city-data.com).*

1) Pásmo rovníkovej klímy: stála intenzita slnečného žiarenia počas roka podmieňuje vyrovnaný teplotný režim. Priemerné mesačné teploty vzduchu sa pohybujú v medziach 24 až 28 °C, ročná amplitúda nepresahuje 5 °C a môže byť aj menšia ako 1 °C. Denné amplitúdy teplôt dosahujú 10 až 15 °C, pričom denné maximá presahujú len zriedka 35 °C a denné minimá len zriedka klesajú pod 20 °C. Vysoký výpar spolu s teplotami spôsobuje veľké

hodnoty absolútnej vlhkosti vzduchu. Relatívna vlhkosť v najsuchších mesiacoch prekračuje 70 %. Vysoký obsah vodnej pary má už pri malom poklese teploty za následok vznik nočných radiačných hmiel a výdatné rosy. Z konvektívnej oblačnosti vo vlhkom vzduchu padajú výdatné zrážky. Ich ročný úhrn sa pohybuje medzi 1000 až 3000 mm. Na pevnine padajú zrážky v popoludňajších hodinách, na oceánoch v nočných. Rozloženie zrážok počas roka je pomerne rovnomerné. Rozdiely medzi kontinentálnym a oceánskym typom podnebia sú nepodstatné.

2) Pásmo rovníkových monzúnov: v čase letného monzúnu pri prúdení od rovníka vzrastá vlhkosť vzduchu, klesá denná amplitúda teploty a vypadávajú výdatné zrážky v podobe lejakov. Pri zimnom monzúne naopak vlhkosť vzduchu na pevninách prudko klesá a stúpa denná amplitúda teploty. Atmosférické zrážky sú v intervale 1000 až 2000 mm, na náveterných svahoch pohorí je to podstatne viac (kapitola 3.3.5.).

3) Pásmo tropického vzduchu: v tomto pásme prevládajú anticyklóny. Tropický vzduch obsahuje málo vodnej pary, oblačnosť je tu malá a aktívny povrch je tak intenzívnejšie ožarovaný ako v rovníkových oblastiach. **Kontinentálny typ klímy** je charakterizovaný mimoriadnym suchom a výnimočne horúcim letom s vysokým obsahom prachových častíc v ovzduší. Patria sem oblasti s absolútnymi maximami teploty vzduchu na Zemi (kapitola 3.2). Denné amplitúdy teploty vzduchu môžu dosahovať až 40 °C. Zrážky vypadávajú cez silnú termickú konvekciu len zriedka. Relatívna vlhkosť vzduchu dosahuje v lete v priemere 30 %, v zime nepresahuje 50 %. Časté sú tu prachové víry a piesočné búrky. **V oceánskom tropickom type** sa vyskytuje vysoká vlhkosť vzduchu a malé amplitúdy teploty. Dochádza tu k tvorbe tropických búrok a cyklón. Tropické podnebie západných pobreží pevnín: **Tropické podnebie západných pobreží pevnín** je v tomto pásme pomerne chladné s malým úhrnom zrážok (pod 100 mm ročne). Prísun chladnejšieho vzduchu prebieha z vyšších geografických šírok po východnom okraji tropických tlakových výší, ktoré sú zároveň hnacou silou studených morských prúdov. V kontraste **tropické podnebie východných pobreží** má vyššiu teplotu vzduchu ako aj úhrn zrážok. Po západnom okraji tropických tlakových výší sem prúdi teplejší a vlhkejší vzduch, čo súvisí aj s teplými morskými prúdmi. Dochádza k vyššiemu výparu a kondenzácii, ktorá je vplyvom pasátov prenášaná nad pevninu.

4) Subtropické pásmo: v lete tu prevláda tropický vzduch (suché a jasné počasie), v zime je v prevahe vzduch miernych šírok (chladnejšie a daždivejšie počasie). **Kontinentálny subtropický typ** sa vyznačuje v lete rovnakými hodnotami bilancie žiarenia ako tropický pás. Oblaky sa prakticky netvoria. Priemerné mesačné teploty vzduchu sa blížia k 30 °C. V zime v

dôsledku posunu anticyklóny na juh je oblasť viac pod vplyvom cyklonálnej činnosti. Ročný úhrn zrážok sa tu pohybuje okolo 500 mm, miestami klesá aj pod 300 mm. Zrážky niekedy vypadávajú v podobe snehu, stála snehová pokrývka sa však neudrží. **Pre oceánsky typ klímy** je charakteristický vyrovnanejší chod teploty vzduchu s menšou ročnou amplitúdou teploty. **Západné pobrežie pevnín**, tiež označované ako stredomorské, sa vyznačuje teplým slnečným letom a mierne teplou zimou, kedy spadne väčšina zrážok. Priemerná teplota najchladnejšieho mesiaca sa pohybuje medzi 10 až 12 ° C. Osobitný klimatický charakter má typ subtropického podnebia **východných pobreží pevnín**, kde sa zimné mesiace vyznačujú suchým, pomerne chladnejším počasím pri vpádoch suchého kontinentálneho vzduchu miernych šírok a zrážky sa koncentrujú na letné obdobie (monzúny) pri prúdení z oceánu s veľkou oblačnosťou a vysokou relatívnou vlhkosťou vzduchu (80 až 85 %).

5) Pásmo miernych šírok: výrazná cyklonálna činnosť umožňuje vpády arktického ako aj tropického vzduchu (meridionálne prúdenie). Charakteristickým znakom je veľká premenlivosť počasia. **Kontinentálny typ** miernych šírok sa v lete vyznačuje pomerne vysokou teplotou, nízkou relatívnou vlhkosťou a nestabilným zvrstvením, v zime nízkymi teplotami, výraznou relatívnou vlhkosťou a veľkou stabilitou. Stabilné zvrstvenie a ochladzovanie od zemského povrchu vedie vo vnútri kontinentov k vzniku mohutných anticyklón, v ktorých môžu teploty vzduchu klesať až na -40 °C. Ročný úhrn zrážok kolíše medzi 300 až 600 mm, pričom maximum zrážok z konvektívnej oblačnosti pripadá na leto. **V oceánskom type** sú amplitúdy teploty malé a letá aj zimy sú mierne, cyklonálna činnosť sa vyskytuje celoročne. Priemerné mesačné teploty vzduchu najteplejšieho mesiaca sú 12 – 16 °C, najchladnejšieho mesiaca 2 až 8 °C. **Na západných pobrežiach pevnín** mierneho pásma sú priemerné mesačné teploty vzduchu v zime kladné, v lete nepresahujú 20 °C. Atmosférické zrážky sú relatívne rovnomerne rozdelené a spadne tu priemerne 500 až 1000 mm atmosférických zrážok, na náveterných polohách pohorí viac ako 2000 mm. Tento typ podnebia sa vyskytuje v západnej Európe, preto sa niekedy označuje ako západoeurópsky. **Mierne podnebie východných pobreží pevnín** má monzúnový charakter. V zime je pod vplyvom chladného severozápadného prúdenia po východnom okraji kontinentálnych tlakových výší, v lete naopak pod vplyvom cyklonálnej činnosti od juhovýchodu. Zima je chladná a suchá, leto je tiež relatívne chladné a daždivé. Spadne tu priemerne za rok 500 až 1000 mm atmosférických zrážok, na východných náveterných polohách hôr aj viac než 2000 mm. Veľká väčšina atmosférických zrážok spadne v lete. Vyskytuje sa na východnom pobreží Ázie a Kanady.

6) Subpolárne pásmo (subarktické a subantarktické): je charakteristické najmä prevahou arktického vzduchu v zime a vzduchu miernych šírok v lete. V Európe nemá zastúpenie, pretože tu na mierne pásmo nadväzuje priamo pásmo polárne. **Pevninský subpolárny typ klímy** má veľmi chladnú a dlhú zimu a relatívne teplé ale krátke leto. Teploty vzduchu klesajú v údolných polohách pri stagnácii vzduchu aj pod -70 °C a ročné amplitúdy sú tu maximálne na Zemi (až okolo 65 °C). Množstvo zrážok v lete je len malé (okolo 200 mm ročne) a súvisí s malým obsahom vodnej pary v ovzduší pri pomerne nízkych teplotách. **Oceánske subpolárne pásmo** je charakteristické striedaním vplyvu arktického vzduchu v zime a morského vzduchu miernych šírok v lete. Amplitúda teploty vzduchu väčšinou nepresahuje ani 20 °C. Zima sa javí ako relatívne mierna a leto ako chladné.

7) Polárne pásmo (arktické a antarktické) má po väčšinu roka zápornú radiačnú bilanciu v dôsledku vysokého albeda povrchu pokrytého snehom a ľadom. Teplota vzduchu zostáva aj v lete nízka. Priemerné teploty zimných mesiacov sa líšia len málo. Zrážok vypadáva pri nízkom obsahu vodnej pary v ovzduší málo, ale výrazne prevyšujú výpar. **Kontinentálna polárna klíma** sa vyznačuje absolútne najnižšími teplotami na Zemi. Priemerná teplota vzduchu všetkých mesiacov je záporná. Typické sú studené svahové vetry a silné prúdenie v okrajových častiach Antarktídy. Množstvo zrážok nepresahuje 40 až 50 mm ročne. Na okrajoch kontinentov vzrastá na 600 až 700 mm. **Oceánsku polárnu klímu** má oblasť Arktídy (s výnimkou centrálnej časti Grónska). V lete tu teploty vzduchu vystupujú až nad 0 °C, v zime klesajú len na - 40 až - 55 °C, čo je spôsobené vplyvom Atlantického oceánu. Ročný úhrn zrážok je 150 až 200 mm, v okrajových častiach až 300 mm.

Kontrolné otázky

1) *Ako funguje klimatický systém Zeme?*
2) *Na príkladoch vysvetlite pozitívnu a negatívnu spätnú väzbu v klimatickom systéme Zeme.*
3) *Ako sa delí klíma z hľadiska priestorovej variability?*
4) *Vysvetlite, prečo na Zemi existujú klimatické pásma.*
5) *Ako sa parametre fyzickej geografie podieľajú na podnebí danej oblasti na Zemi?*
6) *Uveďte čo najviac príkladov, kedy človek ovplyvňuje klímu svojou činnosťou.*
7) *Vysvetlite rozdiel medzi genetickými a konvenčnými metódami členenia zemskej klímy.*
8) *Vysvetlite princíp klimatickej klasifikácie podľa Köppena.*
9) *Zistite, aké klimatické oblasti sú podľa Köppena Kapské mesto, Kuala Lumpur, Moskva, Hamburg a Bratislava.*
10) *Popíšte Alisovovu klasifikáciu. Aké sú jej výhody a nevýhody oproti konvenčným klasifikáciám?*

6. ZMENY KLÍMY

Klíma Zeme kolíše v priebehu desaťročí a stáročí v dôsledku prirodzených a ľudských vplyvov. Prirodzené kolísanie klímy je v rôznom časovom meradle spôsobené pravidelnými cyklami a trendmi v obežnej dráhe Zeme, dopadajúcim slnečným žiarením, chemickým zložením atmosféry, morskými prúdmi, biosférou a inými faktormi (Matejovič, 2013). V poslednom období sa často hovorí o globálnom otepľovaní. Je to proces, pri ktorom dopadajúce slnečné žiarenie preniká atmosférou až k povrchu Zeme, ktorý je zohrievaný. Časť energie sa spätne odrazí do vesmíru, ale jej určitá časť miesto toho, aby bola vyžiarená do vonkajšieho priestoru, je absorbovaná molekulami skleníkových plynov, čím sa atmosféra ohrieva. Tento mechanizmus sa nazýva **skleníkový efekt** (kapitola 2.1). Prirodzený skleníkový efekt existoval aj v minulosti a ako sme spomínali, umožnil vznik a rozvoj života na Zemi. Na skleníkovom efekte sa v súčasnosti podieľa aj človek pri produkovaní emisií tzv. **antropogénnym navýšením**. V tejto kapitole sa stručne pozrieme na klimatické zmeny, ktoré prebiehali v minulosti a ozrejmíme si súčasnú klimatickú zmenu, ktorá prebieha v atmosfére významne ovplyvnenej človekom. Osobitnú časť venujeme klimatickej zmene na Slovensku.

6.1. ÚVOD

Termín **zmeny klímy** sa v minulosti používal pre všetky zmeny súvisiace s klímou. V súčasnosti sa podľa Medzivládneho panelu pre klimatickú zmenu (IPCC, 2001) takto nazývajú prevažne už len zmeny klímy **prirodzeného charakteru**, teda najmä zmeny **v minulých geologických dobách Zeme** (milióny až stovky miliónov rokov), **ľadové doby** (desaťtisíce až milióny rokov), **sekulárne zmeny** (stovky rokov) a niekedy aj **nízkofrekvenčné kolísanie klímy** (desiatky rokov).

Pod pojmom **klimatická zmena** rozumieme iba tie zmeny v klimatických pomeroch, ktoré súvisia s antropogénne spôsobeným rastom skleníkového efektu atmosféry od začiatku priemyselnej revolúcie v polovici 18. storočia a ktoré dokážeme odlíšiť od zmien prirodzených. Od konca poslednej doby ľadovej (pred 12 tisíc rokmi) sa menila do roku 1750 **koncentrácia skleníkových plynov** v atmosfére iba málo, odvtedy však významne rastie ich množstvo s výnimkou vodnej pary. Najnovšie skleníkové plyny v atmosfére sa od roku 1930 stali freóny a halóny (SHMÚ, 2015).

6.2. ZMENY KLÍMY V GEOLOGICKEJ HISTÓRII ZEME

Klíma sa v minulosti vždy určitým spôsobom menila a prirodzené zmeny podnebia prebiehajú aj dnes a naďalej prebiehať budú (Lapin a Tomlain, 2001). Rekonštrukciou podnebia pred érou prístrojových meraní a pozorovaní sa zaoberajú **historická klimatológia** a **paleoklimatológia**. Prispievajú k poznaniu stavu a správania klimatického systému v dobách, kedy jednoznačne prevažoval vplyv prírodných faktorov: **zmeny orbitálnej dráhy Zeme, kolísanie slnečnej aktivity, rozloženia a rozmerov pevnín a oceánov, zmeny v morských prúdoch, vulkanickej činnosti, tektonické procesy, zmeny v zastúpení vegetácie a pod.** (Melo, 2010, SHMÚ, 2015).

V geologickej minulosti Zeme neustále dochádzalo k zmenám podnebia - teplejšie obdobia striedali tie chladnejšie a obdobne aj vlhkejšie striedali suchšie. Porovnávanie dnešnej klímy s historickou však predstavuje veľký problém, pretože stále absentuje rad kvalitných a spoľahlivých údajov. Taktiež rozdielne rozloženie pevnín a oceánov podmieňovalo iný systém morského prúdenia ako je ten súčasný a tým vznikali aj iné cirkulačné podmienky (SHMÚ, 2015).

Pre súčasné štúdium historickej klímy majú najväčší význam **štvrtohory (kvartér)**, počas ktorých dochádzalo k **periodickému striedaniu chladných dôb ľadových (tzv. glaciálov)** a **teplejších dôb medziľadových (tzv. interglaciálov)**. Priemerná globálna teplota vzduchu bola v období vrcholenia poslednej doby ľadovej oproti dnešnej rádovo nižšia o niekoľko stupňov (do 10 °C). Polárne oblasti boli naposledy zreteľne teplejšie než dnes v období zatiaľ posledného interglaciálu, pred 125 000 rokmi.

Pri rekonštrukcii historickej klímy sa využívajú tzv. **proxy údaje** (nepriame), ktorých hodnoty dostatočne korešpondujú s klimatickými podmienkami a ich zmenami. Zvyčajne si však paleoklimatologická rekonštrukcia vyžaduje dlhodobú prax. Zistiť a správne interpretovať klimatický signál z časových radov proxy údajov je mimoriadne náročné. Na rekonštrukciu klímy slúžia:

1) **Ľadovcové jadrá** - patria medzi najvýznamnejšie zdroje informácií o historickej klíme. Vedci z nich vedia určiť priemerné teploty vzduchu, množstvo zrážok, či chemické zloženie vzduchu dozadu až o 800 000 rokov. Analyzujú sa vrty z kontinentálnych ľadovcov, ktoré vznikli akumuláciou snehových zrážok. V ich vnútri

sa nachádza vzácny klimatický archív, napr. vzduchové bubliny, ktoré sú pozostatkom chemického zloženia vtedajšej atmosféry Zeme (Melo, 2010).

2) **Oceánske vrty** - sedimenty získavané z hĺbky okolo 5000 metrov poskytujú nenahraditeľné informácie o dávnych podmienkach povrchových vôd oceánov, predovšetkým o teplote vody a jej salinite (pomocou analýzy pomeru izotopov kyslíka ^{16}O, ^{17}O a ^{18}O v karbonátoch lastúr a vápnitých schránok dierkavcov, ktoré pôvodne žili v povrchových vodách oceánov), (SHMÚ, 2015). Sedimenty sa ukladajú veľmi pomaly, preto niekoľko metrov zodpovedá miliónom rokov (Melo, 2005).
3) **Záznamy letokruhov stromov (dendrochronológia)** - patria medzi najspoľahlivejšie proxy záznamy. Hrúbka novovytvoreného dreva v kmeni stromu priamo závisí od poveternostných podmienok počas vegetačného obdobia. V suchých regiónoch sveta závisí hrúbka nového dreva (jedného letokruhu) od veľkosti zrážok, naopak v chladných regiónov závisí viac od letných teplôt a pod. V horúcom a vlhkom podnebí však stromy rastú počas celého roka a preto letokruhy nemajú.
4) **Jazerné sedimenty** - ide o významné zdrojové údaje, a to predovšetkým v oblastiach bývalého zaľadnenia so zreteľným striedaním suchších a vlhkejších sezón, počas ktorých v minulosti dochádzalo k zmenám sedimentačnej činnosti riek a vodných tokov. Jazerné sedimenty sa vytvárajú každoročne a obsahujú rôzne semená tráv, peľové zrnká, kmene stromov a iné zdroje klimatických informácií.
5) **Peľové zrnká (palynológia)** - objektom palynologických analýz sú rôzne sedimentačné oblasti (napr. nivné a terasové akumulácie vodných tokov, akumulácie spraší, piesku a pod.), najstaršie peľové zrná môžeme nájsť na rašeliniskách. Datovanie sa najčastejšie robí pomocou rádiokarbónovej metódy. Pri analýze sú najdôležitejšie peľové zrnká drevín a skupina nestromových peľových zrniek. Množstvo peľových zrniek Betula (breza), Pinus (borovica) a Salix (vŕba) indikujú napr. borovicovo-brezové porasty najchladnejších období. Zvyšovanie množstva peľových zrniek zástupcov zmiešaných dubín značí zase otepľovanie podnebia (Melo, 2010).
6) **Koraly** - sú veľmi citlivé na podmienky, v ktorých žijú, napr. na teplotou morskej vody, salinitu a pod. Prítomnosť koralových schránok v danej horninovej vrstve dokazuje, že v období prislúchajúcemu danej vrstve prevládalo veľmi teplé podnebie.
7) **Paleoaerosóly** - sú to častice sedimentované v paleopôdach uchovaných v horninovom prostredí sedimentárnych vrstiev a taktiež poskytujú dôležité informácie o klimatických a poveternostných podmienkach ich vzniku a uloženia.

8) **Geomorfologické útvary** - vytváranie a pôvod charakteristických tvarov reliéfu poskytuje významný informačný kľúč k identifikácií dlhodobých klimatických podmienok, počas ktorých tieto formy reliéfu vznikali. Jedná sa napríklad o glaciálne formy reliéfu, ktoré existovali len za určitých teplotných a vlhkostných podmienok.
9) **Staré kroniky a záznamy** - nepochybne dôležitý zdroj informácií, aj keď nesiaha až tak ďaleko do histórie ako prechádzajúce prírodné zdroje. Staré kroniky obsahujú záznamy o mimoriadnych javoch počasia a klímy, o stave riek či úrody. Najstaršie údaje pochádzajú z nástenných kresieb na Sahare (pred 5000 rokmi), (Melo, 2003).

Predpokladá sa, že v **najstarších geologických dobách** boli klimatické podmienky na Zemi pomerne stabilné, až na obdobia globálnych ľadových dôb. Ich začiatok sa odhaduje na 2,3 mld. rokov. Teplota vzduchu ako aj iné klimatické prvky podliehali dlhodobým cyklom zmien, ktoré boli ovplyvnené najmä chemickým zložením zemskej atmosféry, predovšetkým oxidu uhličitého, ktorého úroveň závisela nielen od geofyzikálnej aktivity Zeme ale aj od rozsahu a charakteru biosféry v oceánoch (neskôr aj na pevninách). Geologické informácie a proxy údaje v podobe sedimentárnych hornín, skamenelín a pod. sú jediným známym zdrojom údajov pre paleoklimatickú rekonštrukciu tohto obdobia (SHMÚ, 2015).

V prekambrickom období (pred 4,7 miliardami rokov až pred 615 miliónmi rokov) sú klimatické pomery známe len približne. V úplne najstaršom období neexistovala ani tečúca voda ani žiadna forma života na Zemi. V novšom období sú hlavným zdrojom poznania klímy sedimenty, podľa ktorých usudzujeme, že na Zemi boli veľmi teplé obdobia a obdobia, ktoré sa striedali so zaľadneniami. Prekambriálne zaľadnenie (pred 950 miliónmi až 615 miliónmi rokov) bolo pravdepodobne najchladnejším obdobím v histórii Zeme. Zasiahlo všetky kontinenty (Melo, 2010).

Začiatok prvohôr (paleozoikum) sa vyznačoval vysokými globálnymi teplotami vzduchu. Prevládalo tropické podnebie a dochádzalo ku chemickému zvetrávaniu hornín, ktoré v tomto období prevládalo. Vysoké globálne teploty vzduchu boli spôsobené najmä vysokými koncentráciami CO_2 v zemskej atmosfére. Počas prevažnej časti Paleozoika prevládala pomerne teplá klíma so suchšími a vlhkejšími pomermi, ale vyskytlo sa tu 4 až 6 zaľadnení regionálneho charakteru. Napr. z obdobia **ordoviku** je známa ďalšia ľadová doba (450-430 mil. rokov). Toto ochladenie pravdepodobne postihlo väčšiu časť vtedajšieho tropického pásma v rámci superkontinentu Gondwana (južný kontinent). Ďalšie obdobie ochladenia nasledovalo na rozhraní geologických období **karbónu a permu** (známe ako Permo-karbónske zaľadnenie) pred 300 mil. rokmi.

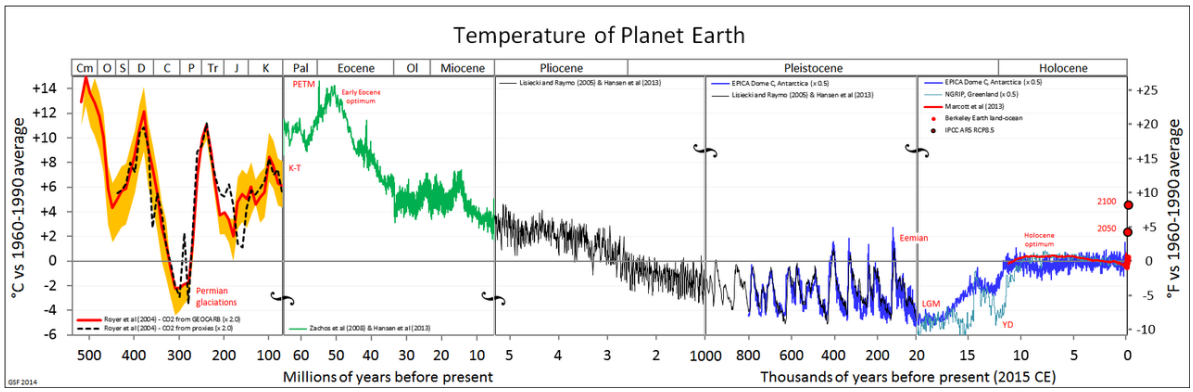
Klíma druhohôr (mezozoika) sa vyznačovala prevažne teplým a suchým charakterom. Spôsobovala to predovšetkým rýchla výmena oceánskych vôd medzi rovníkom a pólmi, pri ktorej nevznikali cirkumpolárne morské prúdy. Obdobie **kriedy** bolo pravdepodobne jedným z najteplejších a najsuchších období od konca prekambria, kedy bola priemerná globálna teplota asi o 10 °C vyššia ako dnes. Na konci mezozoika sa objavuje a postupne narastá teplotný gradient medzi polárnymi a tropickými oblasťami (Melo, 2010).

Veľmi teplá a vlhká klíma existovala na začiatku **treťohôr** v období **paleogénu**. Avšak pred 55 mil. rokmi, v období **eocénu** sa na Zemi začalo postupne ochladzovať a asi pred 35 mil. rokmi vzniklo prvé významnejšie zaľadnenie Antarktídy. Počas **oligocénu** sa začal okolo Antarktídy formovať tzv. cirkumpolárny studený morský prúd (po oddelení Austrálie od Antarktídy pred približne 30 mil. rokov) a už pred 25 mil. rokov bola cela Antarktída pokrytá mohutnou vrstvou ľadu. V **miocéne** bolo v nízkych a stredných zemepisných šírkach veľmi teplé tropické alebo subtropické podnebie, ale počas **stredného miocénu** (okolo 15 až 10 mil. rokov) došlo k prvému zaľadneniu okolo severného pólu a Grónska. V období **pliocénu**, pred približne 5 mil. rokmi, sa južná pologuľa ďalej ochladzovala až do dnešnej podoby a vzniklo zaľadnenie v horských oblastiach (Himaláje, Alpy, Kaukaz, Altaj, Pamír).

Počas obdobia **štvrtohôr** (**pleistocén** a **holocén**) došlo predovšetkým na severnej pologuli k cyklickému striedaniu chladnejších a teplejších období. Predpokladá sa, že ich mohlo byť 20, pričom potvrdených je ich zatiaľ 7. Každý interglaciál (dlhý približne 10000 rokov ± 2000 rokov) strieda chladnejšiu dobu ľadovú v intervale približne 100-120 tis. rokov. Zatiaľ posledným interglaciálom, ak nerátame holocén, bolo obdobie približne pred 125 tisíc rokmi, **eemský interglaciál** (SHMÚ, 2015). **Holocén**, ktorý predstavuje najnovších 10 200 rokov, sa vyznačoval niekoľkými výraznejšími výkyvmi klímy. Nastúpilo intenzívne otepľovanie kedy došlo k ústupu pevninských ľadovcov a zvýšilo sa aj množstvo zrážok. Obdobie **atlantika** sa všeobecne označuje ako klimatické optimum doby poľadovej, kedy teploty dosiahli holocénne maximum a vlhkostné pomery podnebia boli veľmi priaznivé pre všetky živé organizmy. Vznikali oblasti so súvislým osídlením v Egypte a Mezopotámii. Najchladnejším bolo obdobie 950 až 400 rokov pr.n.l. Výraznejšie oteplenie sa potom vyskytlo koncom prvého a začiatkom druhého tisícročia nášho letopočtu (obdobie rokov 1000 – 1300 označujeme aj ako **stredovekú teplú periódu**), kedy bola priemerná ročná teplota vzduchu v Európe asi o 1°C vyššia ako v súčasnosti a Kelti vtedy dokonca začali s pestovaním viniča v Škótsku. V období medzi rokmi 1400-1850 sa opäť vyskytlo výrazné ochladenie, zväčšila sa

plocha ľadu na oceánoch aj v pohoriach (**malá doba ľadová**). Vtedy bola priemerná teplota v Európe asi o 1°C nižšia ako dnes (Melo, 2010).

S vysokou mierou istoty môžeme povedať, že za **posledných približne 700 000 rokov** bolo globálne na Zemi rovnako teplo alebo ešte teplejšie ako dnes len v priebehu 8 % uvedeného časového intervalu. Zvyšujúca sa istota paleoklimatickej rekonštrukcie je výsledkom využívania väčšieho množstva dostupných metodík (SHMÚ, 2015).



Obr. 6.1 *Odhad rozdielu priemernej globálnej teploty na zemskom povrchu v porovnaní s globálnym priemerom 1960-1990 počas obdobia ~540 miliónov rokov (Zdroj: GSF 2014).*

6.3. SÚČASNÁ ZMENA KLÍMY

Prvé desaťročie 21. storočia bolo najteplejším desaťročím od začiatku moderných meteorologických pozorovaní, ktoré sa začali vykonávať okolo roku 1850. To viedlo k nadpriemerným zrážkam, vrátane roku 2010, ktorý prelomil všetky doterajšie rekordy. Toto obdobie bolo tiež poznačené dramatickými zmenami klímy a poveternostnými extrémami (vlny horúčav v Európe, povodne v Pakistane, požiare v Grécku, hurikán Katrina v Spojených štátoch, cyklón Nargis v Barme či dlhodobé sucho v Amazónii, Austrálii a východnej Afrike). Mnohé z týchto udalostí sa dajú vysvetliť prirodzenou variabilitou klimatického systému. Klímu však ovplyvňuje aj narastajúca koncentrácia ľuďmi vyprodukovaných skleníkových plynov (Matejovič, 2013).

Už v roku 1844 **Alexander von Humbolt** povedal, že rúbanie lesov a uvoľňovanie plynov z priemyselnej výroby spôsobí zmenu klímy. V roku 1847 vystúpil americký diplomat **George Perkins Marsh** so svetoznámou prednáškou o vplyve človeka na otepľovanie a varoval vládu pred zlým manažmentom prírodných zdrojov. V roku 1859 **John Tyndall** upozornil na akumuláciu tepla v zemskej atmosfére a popísal skleníkový efekt. Aj švédsky chemik **Svante Arrhenius** v roku 1986 upozorňoval, že priemysel bude mať v konečnom dôsledku vplyv na svetovú klímu.

Odvtedy sa nazbieralo už množstvo dôkazov, ktoré potvrdili tieto prognózy. Pred priemyselnou revolúciou, ktorá začala v polovici 18. storočia, ekonomika závisela hlavne na miestnom poľnohospodárstve a obchode. Následne nastal pokrok v technike, výstavba veľkých fabrík, veľkovýroba a mechanizácia v poľnohospodárstve, ktoré so sebou priniesli produkciu **skleníkových plynov** (kapitola 2.1).

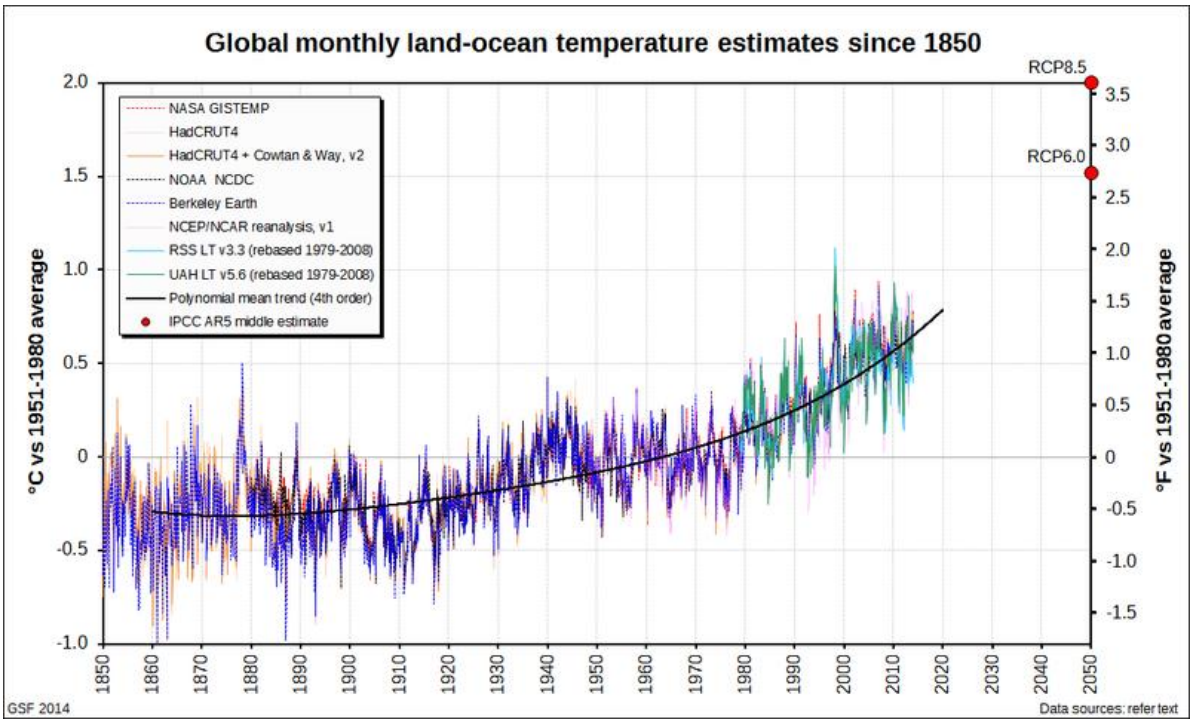
V súčasnosti je v atmosfére asi o 40 % viac CO_2 ako ho bolo pred rokom 1750, o 158 % viac metánu, do atmosféry prenikli freóny a halóny, ktoré pred rokom 1930 vôbec neexistovali a dnes sa významne podieľajú na skleníkovom efekte (Pecho, 2011). Približne 20 % obyvateľov Zeme žijúcich v najvyspelejších krajinách je zodpovedných za vyše 80 % nárastu skleníkových plynov v atmosfére. V USA pripadá na jedného občana asi 5 ton emisií fosílneho uhlíka ročne. Na Slovensku je to niečo viac ako 1,8 tony. V Číne je to asi 1,5 tony za rok, no v tejto krajine produkcia skleníkových plynov rýchlo rastie. Ešte pred dvadsiatimi rokmi mala Čína menej ako 0,5 tony na obyvateľa (Lapin, 2003).

Tabuľka 6.1 *Koncentrácia oxidu uhličitého, metánu a oxidu dusného v roku 2010 a hodnoty v dekádach 1991-2010 a 2001-2010 (ppm – parts per million - počet dielov či častíc na jeden milión, resp. počet molekúl plynu na milión molekúl suchého vzduchu, ppb - parts per billion, počet dielov či častíc na jednu miliardu, výraz pre jednu miliardtinu (celku), (Matejovič, 2013).*

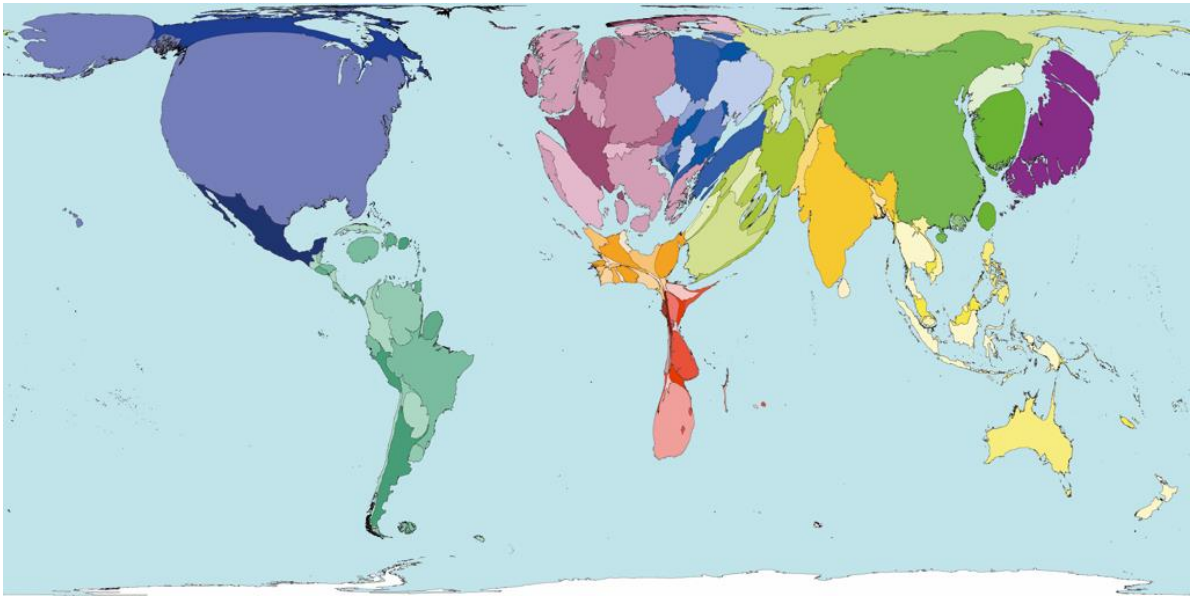
Plyn	2010	Zvýšenie od industriálnej éry	1991-2000	2001-2010
Oxid uhličitý	389 ppm	39 %	361,5 ppm	380 ppm
Metán	1808 PPB	158 %	1758 ppb	1790 ppb
Oxid dusný	332,2 ppb	20 %	312,2 ppb	319,7 ppb

Zvyšovanie koncentrácie skleníkových plynov má za následok **rast globálnej teploty**. Podľa Svetovej meteorologickej organizácie (2014) bolo prvé desaťročie 21. storočia najteplejším od začiatku moderných meteorologických pozorovaní od roku 1850. Dôvodom je pravdepodobne zmena morskej ako aj atmosférickej cirkulácie.

V minulom storočí vzrástla priemerná ročná teplota vzduchu v Európe **približne o 0,8°C**, pričom najväčšie oteplenie bolo v severnej a strednej časti európskej časti Ruska (nárast až o 3 °C), na Pyrenejskom polostrove, či v južnej a strednej časti Francúzska (nárast o 2 °C). Na iných miestach, napr. v juhovýchodnej Európe a v Grécku, sa naopak mierne ochladilo (Lapin a kol., 2003). Priemerné ročné úhrny atmosférických zrážok vzrástli **od 10 % až do 50 %** v severnej časti Európy (oblasť severne od Álp po severnú Škandináviu), naopak v južnej časti Európy od Stredozemného mora cez strednú Európu po Ukrajinu a európsku časť Ruska bol zaznamenaný poklesu atmosférických zrážok o 20 % (Lapin a kol., 2003).



Obr. 6.2 *Priebeh anomálií globálnej mesačnej teploty vzduchu od roku 1850 z ôsmych zdrojov a pomocou troch rôznych modelových prístupov. Teplotné anomálie sú odchýlky priemerných ročných teplôt od dlhodobého priemeru 1951 – 1980. Trendová krivka je polynomická krivka 4. stupňa (GSF, 2014).*



Obr. 6.3 *Kartogram vytvorený spojitou anamorfózou produkcie skleníkových plynov na obyvateľa (ako CO_2 ekvivalent) krajín sveta. Čím viac je daná krajina zväčšená oproti svojej reálnej veľkosti, tým väčší je pomer produkcie skleníkových plynov na obyvateľa k celosvetovému priemeru (Zdroj: wordmapper.org).*

Tab. 6.2 *Globálne zvyšovanie teploty má za následok množstvo ďalších procesov (SHMÚ, 2015):*

	Prejavy súčasnej zmeny klímy na Zemi
1	výrazný ústup a deštrukcia **horských ľadovcov**, v dôsledku čoho sa bude zhoršovať dostupnosť vody v riekach,
2	výrazný ústup rozšírenia **morského polárneho zaľadnenia Arktídy**, a to najmä v letných mesiacoch severnej pologule, ďalším negatívnym dôsledkom je zmenšovanie hrúbky morského ľadu,
3	**roztápanie kontinentálnych ľadovcov** (Antarktída, Grónsko) a zvyšovanie teploty morskej vody má za následok nárast hladiny svetového oceánu (v súčasnosti o viac ako 3 mm ročne),
4	zhoršenie dostupnosti **vodných zdrojov** v miernych zemepisných šírkach a v suchých subtrópoch, na druhej strane sa zväčší množstvo dostupnej vody vo vyšších zemepisných šírkach a vlhkých oblastiach tropického pásma,
5	postupné zväčšovanie plochy územia pravidelne postihovaného **suchom a extrémnymi zrážkami, povodňami,**
6	**poľnohospodárske výnosy** sa vo vyšších zemepisných šírkach, pri náraste globálnej teploty o 1-3 °C, zväčšia (pri výraznejšom náraste teploty však poklesnú aj tam); poľnohospodársku produkciu však celkovo znížia najmä **častejšie záplavy a dlhšie obdobia sucha**,
7	v teplejšom podnebí možno očakávať **väčšie rozšírenie infekčných chorôb**, zväčšia sa zdravotné riziká v dôsledku častejšieho výskytu horúčav, sucha a povodní,
8	v dôsledku väčšieho teplotného stresu dôjde k celkovému zníženiu stability prírodných spoločenstiev, napríklad aj v dôsledku **častejších požiarov** a pod.,
9	očakávaná **vyššia kyslosť oceánov** bude mať zásadný - negatívny vplyv na morské spoločenstvá,
10	zmeny v kvalite ekosystémov budú mať priamy dopad na pokles druhovej rozmanitosti; pri zvýšení priemernej globálnej teploty vzduchu o 1,5 až 2,5 °C hrozí **bezprostredné vymretie** približne 20-30 % druhov rastlín a živočíchov;
11	vyššia intenzita a pravdepodobne aj vyššia početnosť výskytu **extrémnych a nebezpečných javov počasia**, akými sú búrky, povodne, víchrice, prípadne tropické cyklóny;
12	rýchlejší **ústup a deštrukcia permafrostu** (trvalo zamrznutá pôda) zväčšuje nestabilitu pôdy, v ktorej sa obnovujú hnilobné procesy vedúce **k nárastu emisií metánu** (prevažne v oblasti lesov severného mierneho a subarktického pásma),
13	**ústup rozšírenia trvalej snehovej pokrývky** zhoršuje hydrologický režim (najmä dostupnosť vody v priebehu roka) v mnohých oblastiach sveta,
14	**predlžovanie dĺžky vegetačného obdobia**, jarné obdobie nastupuje čoraz skôr, zrýchľuje sa migrácia mnohých živočíšnych druhov,

V dôsledku nárastu teploty je v súčasnosti v **Arktíde najmenej plávajúceho ľadu** za celú históriu meraní - len polovica v porovnaní s rokom 1980. Počas leta bývalo arktického ľadu 5 - 5,5 mil. km^2, ale v roku 2012 to bolo len 2,2 mil. km^2. Úbytok arktického ľadu je príkladom pozitívnej klimatickej väzby. More pokryté ľadom a snehom sa správa ako kontinent, pričom v zime sa veľmi rýchlo ochladzuje. Ak je Severný ľadový oceán zamrznutý, v októbri sa nad ním začne formovať **arktická vzduchová hmota**, ktorá vo februári dosiahne teplotu okolo -50 °C (kapitola 4.3). Ak oceán celkom nezamrzne a je tam z toho dôvodu studeného vzduchu málo, ovplyvní to cirkuláciu atmosféry tak, že sa zoslabí západné prúdenie. Následne padá menej zrážok, keďže vlhký vzduch prichádza na pevninu z oceánu. Predpokladá sa, že ak by ľad v Arktíde celkom zmizol, dlhé obdobie sucha by sa striedalo s krátkymi obdobiami výrazných zrážok. Znížením západného prúdenia sa zvlní polárny front a zlepšia sa tak

podmienky pre meridionálne prúdenie (hlboké vpády studeného vzduchu od severu a vpády teplého vzduchu na sever), (Lapin, 2011).

Dôkazom prevládajúceho meridionálneho prúdenia je napr. **extrémne počasie** aké sa vyskytlo v roku 2010, kedy sme u nás mali nadpriemerné zrážky a v Pakistane boli rekordné povodne. V priebehu štyroch dní tam spadlo na veľkej ploche severnej časti územia vyše 300 mm zrážok, ktoré si vyžiadali okolo 1500 životov a vyše 20 miliónov ľudí prišlo o strechu nad hlavou. Podľa OSN povodne v Pakistane vyvolali vznik najväčšej svetovej humanitárnej krízy v moderných dejinách. Na druhej strane, v rovnakom období zápasila Moskva a mnohé ďalšie miesta na severnej pologuli s rekordnými horúčavami, ktoré vznikali už od apríla v dôsledku prevládajúceho južného prúdenia a anticyklonálneho počasia.

Očakáva sa, že **dýzové prúdenie** bude vplyvom otepľovania v Arktíde ďalej slabnúť a posunie sa na sever spolu s frontálnou zónou. Takže aj suchá oblasť subtropického pásma zo severnej Afriky, južnej Európy a strednej Ázie sa posunie severnejšie. V lete bude čoraz suchšie, pričom teplý vzduch zo Stredomoria bude viac prúdiť do strednej Európy (Lapin, 2011).

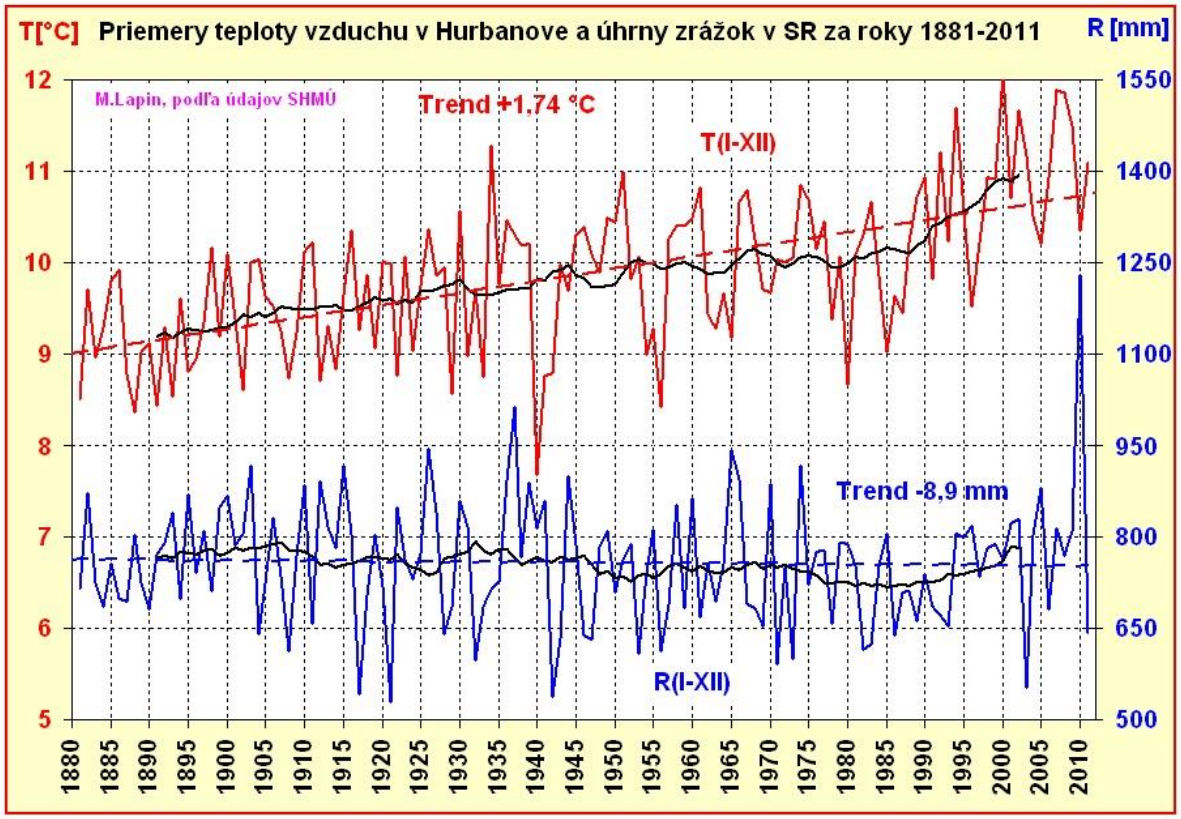
Obr. 6.4 *Extrémnosť počasia: čím bude dýzové prúdenie pomalšie, tým budú mať Rosbbyho vlny dlhšiu periódu (kapitola 4.2) a môže dôjsť aj k úplnému zastaveniu vlny. Napríklad v roku 2010 trvalo rovnaké počasie na jednom mieste aj niekoľko týždňov. V strednej Európe bolo vlhké a daždivé počasie, smerom na východ bolo sucho a horúco. V Moskve zaznamenali horúčavy 10 °C nad dlhodobým priemerom. Na fotografii sú záplavy v Nových Zámkoch (Zdroj: www.sme.sk)*

6.4. KLIMATICKÁ ZMENA NA SLOVENSKU

Slovensko leží v **severnom miernom klimatickom pásme**. Geografická pozícia v strednej Európe, prúdenie vetra zo západu a nadmorská výška sú kľúčovými faktormi, ktoré ovplyvňujú našu klímu. Najteplejšia oblasť Slovenska je Podunajská nížina a Východoslovenská rovina, pričom priemerná ročná teplota je tu 10 °C (kapitola 3.2). So stúpajúcou nadmorskou výškou klesá teplota a pribúdajú zrážky. Najchladnejšie je na vrcholoch hôr, kde je priemerná ročná teplota -3 °C. Počas roka sa počasie mení, mení sa aj množstvo tepla a dĺžka dní a nocí, rovnako ako ročné obdobia. Celkovo je počasie na Slovensku premenlivé, pretože sa strieda vplyv suchého kontinentálneho vzduchu a vlhkého oceánskeho vzduchu (Polčák, 2009).

Aj na Slovensku sa výrazne prejavuje zmena klímy, ktorú je možné zaznamenať aj počas jednej generácie. Napr. pestovať kukuricu na Orave bolo pred 30 rokmi nezmyselné, dnes je to samozrejmé. Na Slovensku sa **za posledných 100 rokov oteplilo o 1,1 °C**, čo je klimatický rozdiel medzi Žilinou a Komárnom, pričom do konca storočia sa pravdepodobne oteplí o ďalšie dva až štyri stupne (Lapin, 2011).

Najteplejších 12 rokov na Slovensku bolo zaznamenaných od začiatku 90-tych rokov. Zároveň došlo k poklesu atmosférických zrážok v priemere o 5,6 %. Na juhu Slovenska bol tento pokles 10 %, kým na severe a severovýchode 5 %. Rovnako došlo aj k poklesu relatívnej vlhkosti vzduchu (do 5 %) a snehovej pokrývky takmer na celom území Slovenska (Lapin a kol. 2003, Lapin a Melo, 2005).



Obr. 6.5 *Priemerné teploty vzduchu v Hurbanove a úhrny zrážok zo roky 1881-2011 (Zdroj: http://www.milanlapin.estranky.sk/).*

Zrážky v letných mesiacoch by mali aj naďalej klesať. Očakávajú sa dlhšie obdobia sucha, ktoré budú striedať dažde prívalového charakteru. Väčšina zrážok povrchovo odtečie a nestihne tak vsiaknuť do pôdy. Tento jav bude mať výrazný vplyv na zrážkovo-odtokový režim, zásobu vodu v povodiach a povodňovú situáciu na Slovensku (Barabas a Dzurdženík 2002, Barabas a Tkáč, 2011). Je vysoko pravdepodobné, že klimatické zmeny na Slovensku negatívne ovplyvnia nielen vodnú bilanciu, ale aj biologické výroby ako sú poľnohospodárstvo, lesné hospodárstvo a rybárstvo, zvýšia ohrozenie biodiverzity a rovnako aj ohrozenie ľudského zdravia.

Kontrolné otázky

1) *Aké sú možné prírodné a antropogénne faktory, ktoré ovplyvňujú klimatickú zmenu na Zemi?*
2) *Vysvetlite rozdiel medzi pojmami "klimatické zmeny" a "klimatická zmena".*
3) *Ako sa zmenilo množstvo skleníkových plynov v atmosfére po roku 1750?*
4) *Ako sa klíma menila v geologických obdobiach Zeme?*
5) *Čo sú to "proxy údaje" a ako slúžia pri skúmaní klímy v minulosti?*
6) *Aké sú prejavy dnešnej klimatickej zmeny na ďalšie prírodné procesy?*
7) *Aký dopad má klimatická zmena na ľudskú spoločnosť?*

8) *Vysvetlite, ako sa mení prúdenie na severnej pologuli v dôsledku otepľovania Arktídy.*
9) *Ako sa klimatická zmena prejavuje na Slovensku a vo vašom regióne?*
10) *Uvažujte o možných opatreniach, ktoré by bolo potrebné urobiť na Slovensku, aby sa zmiernil negatívny dopad klimatickej zmeny.*

Literatúra

AHRENS, C. D. 2007: *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 8. vydanie. Thomson Brooks/Cole: Belmont, 582 s.

BARABAS, D., DZURDŽENÍK, J. 2002: Vplyv intenzity využívania povodia Olšavy na odtokové pomery. In: Geografické informácie 7: Slovensko a integrujúca sa Európa: Zborník z XIII. kongresu SGS, II. diel, Nitra: Univerzita Konštantína Filozofa, ISBN 8080505438. s. 13-17.

BARABAS, D., TKÁČ, M. 2011: Zmeny extrémov zrážkovo-odtokových parametrov v povodí Olšavy v rokoch 1985–2009, *Geographia Cassoviensis*, roč. 5, č. 1, s. 12-17.

BEDNÁŘ, J. a kol. 1993: *Meteorologický slovník výkladový a terminologický* (eMS), Česká meteorologická společnost (ČMeS), Dostupný online 19.9.2015 [http://slovnik.cmes.cz]

BEDNÁŘ, J. 2001: Synoptická meteorológia a predpovedanie počasia v blízkej budúcnosti (odpovede meteorológov v rámci ankety). *Meteorologické zprávy*, roč. 54, č. 2, s. 33 - 36.

BEDNÁŘ J., 2003: Meteorologie. Úvod do dejů v zemské atmosféře. Portál, Praha, 223 s.

BENEDICT, R. P. 1984: Chapter 1: Early attempts to measure degrees of heat, in: Fundamentals of Temperature, Pressure and Flow Measurement, 3. vydanie, Wiley, ISBN 0-471-89383-8.

BENKO, M. 2011: Modelovanie prúdenia vzduchu. Meteorológia a klimatológia vo vyučovaní II., Vzduch v pohybe, Stará Lesná 4. - 7. máj 2011, s. 3-7.

BURROUGHS, W. J. a kol. 1999: *Počasí*. Cesty za poznáním. Praha, Svojtka, 288 s.

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

DVOŘÁK, R. 2012: *Emise z dopravy - nové polutanty*. PhD Thesis. Vysoké učení technické v Brně. Fakulta chemická.

FRANC, V., MALINA, R, ŠKODOVÁ, M. 2015: *Základy biogeografie a ekológie*. Vysokoškolská učebnica. Banská Bystrica: Belianum, UMB v Banskej Bystrici, 174s. ISBN 978-80-557-0891-1.

HÁJEK, J., MEŠTEROVÁ, J., ONDREJÁK, P. 2010: Výstava: Letecká meteorológia v STM Košice.

HANSEN, J., NAZARENKO, L., RUEDY, R., SATO, M., WILLIS, J., DEL GENIO, A. a kol. 2005: Earth's energy imbalance: Confirmation and implications. *Science*, č. 308 (5727), 1431-1435.

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

CHROMOV, S. P. 1968: *Meteorológia a klimatológia*. SAV, Bratislava, 456 s.

IPCC 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Xiaosu, D. (eds.). Cambridge University Press, UK, s. 944.

KIEHL, J. T. a TRENBERTH, K. E. 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society,* roč. 78, č. 2, s. 197-208.

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

KRŠKA, K., ŠAMAJ, F. 2001: *Dějiny meteorologie v českých zemích a na Slovensku*. Karolinum, Praha. 568 s.

LAPIN, M., TOMLAIN, J. 2001: *Všeobecná a regionálna klimatológia*. UK Bratislava, 184 s.

LAPIN, M. 2003: *Naša budúca klíma podľa scenárov klimatickej zmeny*. Biometeorológia v systéme pôdohospodárskych vied, Publikácia z odborného seminára k svetovému meteorologickému dňu (23. III.) a životnému jubileu Prof. Ing. Františka Špánika, CSc. Štúdia XX, č. XVI, s. 14-26, IBSN 80-8069-266-1.

LAPIN, M., DAMBORSKÁ, I., GAÁL, L., MELO, M. 2003: Possible Precipitation Regime Change in Slovakia due to Air Pressure and Circulation Changes in the Euro-Atlantic Area until 2100, *Contributions to Geophysics and Geodesy*, roč. 33, č. 3, 2003, s. 161-190.

LAPIN, M., MELO, M. 2005: *Priestorová interpretácia výstupov klimatických scenárov v povodí Hrona a Váhu geoštatistickými metódami*. In. Pekárová, P., Szolgay, J. (eds.). Scenáre zmien vybraných zložiek hydrosféry a biosféry v povodí Hrona a Váhu v dôsledku klimatickej zmeny. Veda, Bratislava, s. 49 – 80.

LAPIN, M. 2011: Climate changes in 1881–2100 and the 2010 weather extremes in Central Europe. International Issues & Slovak Foreign Policy Affairs 01, s. 22-31.

LEXMAN, E. 1986: Meteorológia pre športového pilota. Alfa, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava241 s.

MATEJOVIČ, P. 2013: *Globálna klíma 2001-2010*, Dekáda klimatických extrémov, súhrnná správa WMO, Prístupné online október 2015 na: [http://www.nun.sk/Globalna%20klima.htm]

MELO, M. 2003: *Klimatické modely a ich využitie pre odhad klimatických zmien na území Slovenska*. Kandidátska dizertačná práca. FMFI UK, Bratislava, 155 s.

MELO, M. 2005: Klimatické zmeny v doterajšej histórii Zeme. *Geografia*, roč. 13, č. 3, s. 98-107.

MELO, M. 2010: *Zmeny klímy v histórii Zeme*, Publikácia v rámci Projektu LPP-0130-09, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava, 9 s.

MINĎÁŠ, J., ŠKVARENINA, J., ĎURSKÝ, J., LAPIN, M. a kol. 2003: *Lesy Slovenska a globálne klimatické zmeny*. EFRA Zvolen, LVÚ Zvolen, 129 s.

MUNZAR, J. a kol., 1989: *Malý průvodce meteorologií*. Mladá fronta, Praha, 248 s.

MUNZAR, J. PEJML, K. KRŠKA, K., 1990: *Meteorologie skoro detektivní*. Horizont, Praha, 288 s.

NETOPIL, R. a kol. 1984: *Fyzická geografie I.,* Praha, SPN, 273 s.

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

POLČÁK, N. 2009: *Základy klimatológie pre geografov*. FPV UMB, Banská Bystrica, 116 s.

POLČÁK, N., BOCHNÍČEK, O. 2008: Vplyv geografických faktorov na veterné pomery Horehronia. *Geografická revue*, roč. 4, 364-374.

RACKO, S. 2011: Vertikálne pohyby vzduchu, Meteorológia a klimatológia vo vyučovaní II., Vzduch v pohybe, Stará Lesná 4. - 7. máj 2011, s. 21-26.

REYNOLDS, R. W., RAYNER, N. A., SMITH, T. M., STOKES, D. C., WANG, W. 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, č. 15, s. 1609-1625.

SCHMIDT, M. 1980: *Meteorológia pre každého*. Alfa, Bratislava, 256 s.

SHMÚ, 2003: *Návod pre dobrovoľných pozorovateľov fenologických staníc*, Metodický postup OKS 01-02, Bratislava,

SHMÚ 2015: Meteorológia. Prístupné online 19.9.2015 na [www.shmu.sk].

SPICER, R. A. VALDES, P. J. SELLWOOD, B. W., PALMER, D. C. 1999: *Understanding Past Climates: Modelling Ancient Weather*, Taylor & Francis, ISBN 9056992538, 9789056992538.

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

SOBÍŠEK a kol. 1993: *Meterologický slovník výkladový a terminologický*, Academia Praha 1993., 594

ŠAMAJ, F. 2001: *Meteorológia včera a dnes*. Veda, vydavateľstvo SAV, Bratislava153 s.

ŠKODOVÁ, M., KLAUČO, M., GAJDOŠ, A. 2012: Hodnotenie krajinnej štruktúry a ekologickej významnosti ekotonov lesnej vegetácie v Starohorských vrchoch. *Geografický časopis,* roč. 64, č. 3., s. 253-266. ISSN 0016-7193.

ŠŤASTNÝ P., FAŠKO, P. 2002: Priemerné ročné úhrny zrážok na Slovensku 1:20 000. Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, ISBN 80-88833-27-2, s. 124-125.

TOMLAIN, J. 1990: Zmeny klímy a ich príčiny. *Bulletin SMS pri SAV*, roč. 1, č. 2, s. 15-25.

TRENBERTH, K. E. (ed.) 1992: *Climate System Modeling*. Cambridge University Press, 788 s.

TRIZNA, M. 2004: *Klimageografia a hydrogeografia*. Bratislava, PRIF UK, 1. vydanie. Bratislava, 154 s.

VYSOUDIL, M. 2013: *Základy fyzické geografie 1: Meteorologie a klimatologie*, Vysokoškolské skriptá, Univerzita Palackého, Olomouc.

ZVEREV, A. S. 1986: *Synoptická meteorológia*. Alfa, Bratislava, 712 s.

Názov diela: **Základy meteorológie a klimatológie pre geografov**

Autor: **Lenka BALÁŽOVIČOVÁ**

Vydavateľ: Vydavateľstvo Univerzity Mateja Bela v Banskej Bystrici Belianum

Počet strán: 148 strán

Náklad: 100 kusov

Vydanie: prvé

Formát: A4

Rok vydania: 2015

Tlač: EQUILIBRIA, s. r. o.

© Univerzita Mateja Bela v Banskej Bystrici, 2015

9 788055 706795 >

ISBN 978-80-557-0954-3