

**METEOROLOGIJA  
ZA  
GEOGRAFE**

## OZRAČJE

Plinasti ovoj (plašč) okrog Zemlje je najgostejši pri tleh, z višino pa gostota in tlak padata (približno eksponencialno). Tako ne moremo reči, kje je zgornja meja ozračja, ker te zgornje meje ni. 80% ali 90% vse mase zraka je pod višino 11 km oz. 16 km in 99% vse mase zraka pod višino okrog 30 km. Spodnji del ozračja, troposfera, v kateri se dogaja vreme, sega nad ekvatorialnimi predeli kakih 17 km visoko, v polarnih predelih pa tja do višine okrog 9 km. Debelina troposfere je v povprečno okrog 11 km.

**Sestava zraka:** Največ je dušika ( $N_2$ ) in kisika ( $O_2$ ). V zraku so poleg argona, katerega delež je okrog 1%, še drugi žlahtni plini (neon (Ne), helij (He), kripton (Kr) in ksenon (Xe)), ki prispevajo skupaj pod 0,01%. V ozračju je tudi nekaj metana ( $CH_4$ ). Poleg molekularnega kisika ( $O_2$ ) sta predvsem v višjih plasteh ozračja tudi triatomni ozon ( $O_3$ ) in enoatomni kisik (O). Vodne pare je od nekaj promil do nekaj odstotkov. Stalne sestavine zraka so med seboj dobro premešane in do višine nekaj deset kilometrov je njihovo razmerje precej stalno (v atmosferi so vertikalno tokovi in vertikalno mešanje). V zadnjem stoletju količina nekaterih plinov narašča ( $CO_2$ )- v zadnjih 30 letih se je količina  $CO_2$  povečala za 30%. Lokalno ali regionalno so v zraku še plini, izpušeni iz industrijskih procesov, kurišč, izpuhi iz avtomobilov in podobno, ki jim pravimo **polutanti**:  $SO_2$ ,  $NO_2$ . Poleg plinov so v zraku še trdni delci in kapljice, ki jim pravimo **aerosol**- to so naravni delci (tekoči al trdi): prah, pelod, dim od gozdnih požarov, kapljice in sol iz morja ter delci, ki so posledica človekovih dejavnosti (dim iz dimnikov in izpuhov).

**Potek temperature, gostote in tlaka z višino:** v ozračju ni neke stalne porazdelitve temperature, tlaka, gostote niti po horizontalni smeri niti z višino. Povprečno dobimo z merjeni in modelskimi izračuni za celo površino Zemlje neko porazdelitev teh količin po višini. Standardna atmosfera opisuje povprečni potek značilnih spremenljivk v ozračju. Ob nekem času in v nekem kraju so razmere lahko tudi zelo različne od tega povprečja (pri tleh je lahko bistveno hladneje ali topleje).

**Značilne plasti v ozračju:** ozračje delimo na plasti predvsem glede na hidrostatično stabilnost, ki je odvisna od poteka temperature z višino.

Spodnja plast je **troposfera**; v njej temperatura pada z višino (za  $6,5^\circ$  na 1 km), kar omogoča občasno hidrostatično labilnost, zato so tu tudi vertikalni zračni tokovi in vremenska dogajanja. Planetarna mejna plast, ki sega do višine okrog 1500 m; v tej plasti je tudi najmočnejša izmenjava toplote in vlage med tlemi in ozračjem. Troposfera namreč v splošnem hidrostatično ni zelo stabilna. Občasno je zmerno stabilna, včasih je na meji nevtralnosti, včasih pa se v labilnih predelih sproži konvekcija, ki v višine nosi toploto in vlago od tal. Ob tem se zrak adiabatno ohlaja, pojavljajo se oblaki, včasih tudi padavine. Konvekcija seže samo do vrha troposfere, zato tudi oblaki sežejo samo do tja (to je do tropopavze).

Nad njo, v **stratosferi**, temperatura narašča z višino (zaradi absorpcije ultravijoličnega sončnega sevanja), zato je tu stabilnost velika (glavna značilnost- močna hidrostatična stabilnost) in ni vertikalnih gibanj. Ker se zrak ne dviga in ne spušča, tudi ni adiabatnega ohlajanja oz segrevanja. V spodnji stratosferi so zato glavni letalski koridorji za daljše prelete. Stabilnost je glavni vzrok, da v stratosfero ne prodre kaj dosti vlage od tal: torej je stratosfera brezoblačna plast kroginkrog Zemlje. Le včasih se v njej pojavijo zelo redki prosojni biserni oblaki. Stratosfera je tudi plast, kjer je dosti ozona ( $O_3$ ), ki absorbira ultravijolični del sončnega sevanja (največ ozona na višini med 20 in 25 km).

Še nad njo, v **mezosferi**, temperatura spet pada z višino, tako da so vertikalna gibanja sicer možna, toda ker vodne pare tam skoraj ni, tudi ni oblakov. Mezosfera je plast v višini med okrog 50 in 80 km, nad njo, do višine kakih 400 km, je termosfera. V mezosferi v povprečju temperatura z višino pada od približno 0°C do skoraj -90°C (to je na višini med 80 in 85 km- mezopavza).

Še nad mezosfero je **termosfera**, kjer je ozračje že zelo redko in prehaja v vesoljski prostor. Najbolj zunanjo plast ozračja, kjer ta prehaja v medplanetarni prostor imenujemo eksosfera.

Zemlja ima tudi svoje magnetno polje; tisti del, ki je nad trdnim delom zemlje, poimenujemo **magnetosfera**. Ta preprečuje večini nabitih delcev, ki priletavajo od Sonca, da bi vstopili v ozračje (van Allenova pasova). Samo nad poloma tega ščita ni in delci lahko prodrejo tudi v nižje plasti, kjer ionizirani zrak lahko zažari kot polarni sij.

### **Opazovanja in meritve v ozračju:**

**Temperatura zraka**- merimo s termometrom, izražamo pa s Kelvini (K) in stopinjami Celzija (°C); ponekod še stopinje Fahrenheita (°F). Pri meritvi temperature moramo poskrbeti, da je temperatura termometra čim bolj enaka temperaturi zraka. Zmanjšati je treba vplive sončnega sevanja (termometer je nameščen v beli meteorološki hišici 2 m nad tlemi), poskrbeti je treba za pretok zraka mimo termometra in doseči stacionarno stanje (da se temperatura ustali). Standardna naprava za merjenje temperature zraka je živosrebrni termometer (uporabljajo se tudi termometri z obarvanim alkoholom). Standardni postajni termometer je namenjen za merjenje povprečne temperature v desetih minutah, temu primeren je njegov reakcijski čas.

**Zračni pritisk**- tlak ali pritisk v tekočinah je neodvisen od smeri, tako da je skalarna količina. Enota za pritisk je Pascal (Pa), najpogostejša enota v meteorologiji pa je hektopascal (1hPa= 100 Pa), kar pogosto imenujemo tudi milibar. Povprečna velikost zračnega tlaka je na morskem nivoju 1013,25 hPa (=mbar). Zračni pritisk se najbolj spreminja z nadmorsko višino (okoli 1hPa na 10 m), spreminja pa se tudi zaradi vremenskih procesov in termodinamičnih vplivov. Standardna naprava za merjenje tlaka je živosrebrni barometer. Teža stolpca živega srebra uravnoteži težo zraka. Barometer mora biti nameščen v takšnem prostoru, kjer je temperatura kar najbolj stalna (višina živega srebra se spreminja tudi z temperaturo). Zračni pritisk lahko merimo tudi s pomočjo Vidiejeve doze. To je zaprta kovinska posoda, v kateri je zračni tlak nekoliko znižan, stene in pokrov posode pa se lahko zaradi sprememb zračnega tlaka deformirajo. Barometer z Vidiejevo dozo (aneroid) umerimo z živosrebrnim barometrom. Instrument, ki grafično beleži potek pritiska, imenujemo barograf. Zaradi povezave med nadmorsko višino in pritiskom lahko aneroide uporabljamo kot višinometre.

**Hitrost vetra**- veter merimo z anemometri. Najbolj pogosta je meritev vetra v horizontalni smeri (določimo smer in hitrost). Smer vetra določamo vedno po smeri, iz katere piha veter. Hitrost vetra izražamo v m/s (v letalstvu in pomorstvu pa uporabljajo še vedno vozle). Na vodoravno palico (10 m nad tlemi) sta pritrjena krilo in konica- utež. Palica je uravnotežena in horizontalno vrtljiva na vertikalni osi. Krilo, pritrjeno na palico, se obrača z vetrom, na nasprotni strani palice pa konica kaže smer, iz katere piha veter. Za meritve hitrosti se ponavadi uporablja anemometer z Robinsonovim križem. Na vertikalno os so vrtljivo nasajeni trije ali štirje kraki, na katerih so nameščene votle polkrogle ali stožci. Hitrost vrtenja Robinsonovega križa je merilo za hitrost vetra. Hitrost

vetra lahko merimo tudi s Pitotovo cevjo, radiosondo (z baloni) in s pomočjo Dopplerjevega učinka za zvočne ali elektromagnetne valove.

**Voda v zraku: vlažnost zraka:** vlažnost zraka opredelimo kot vsebnost vodne pare v zraku in jo lahko podajamo in merimo na različne načine. Osnovni način za izražanje vlažnosti zraka je gostota vodne pare- absolutna vlaga. Razmere v mešanici zraka in vodne pare opisuje Clausius-Clapeyronova enačba, ki določa maksimalno možno količino plinaste vode v zraku, tako da je parni tlak pri posamezni temperature navzgor omejen z nasičenim parnim tlakom. Če je v zraku nasičeni parni tlak presežen, se iz njega začne izločati voda v tekoči ali trdni obliki. Relativna vlaga je razmerje med dejanskim parnim tlakom in nasičenim parnim tlakom pri dani temperaturi zraka. Izražamo jo v odstotkih. Temperatura, pri kateri bi se ob ohlajanju začela kondenzirati voda, se imenuje temperatura rosišča. Relativno vlago lahko merimo neposredno z različnimi higrometri. Instrument, ki grafično beleži potek relativne vlage, se imenuje higrograf. Absolutno vlago, to je gostoto vodne pare v zraku, lahko direktno merimo gravimetrično. Zajamemo volumen zraka in vso vlago absorbiramo v znani masi higroskopne snovi. Standardni način za določanje vlage v zraku poteka z meritvijo specifične vlage s psihrometrom (sestavljen je iz dveh termometrov).

**Tekoča in trdna voda pri tleh:** Količino padavin pri tleh merimo s posebnimi posodami, imenujemo jih ombrometri, pluviometri ali dežemeri. Te posode imajo natančno znano ploščino prestrezne ploskve. Količino padavin podajamo v enoti liter na  $m^2$  na časovni interval ali v milimetrih na časovni interval.

**Sončno obsevanje ter sevanje tal in ozračja:** daleč največji dotok energije v sistem atmosfere in zemeljskega površja je energija sončnega obsevanja. Energijo sevanja v posameznih delih Sončevega spektra merimo z različnimi radiometri. Pirheliometer je za merjenje direktnega sončnega sevanja, piranometer ali solarimeter pa za merjenje skupnega sončnega sevanja. Gostoto energijskega toka sevanja izražamo v enotah  $W/m^2$ . Merimo razliko v temperaturi med obsevanimi črnimi in belimi telesi, za katere izračunamo energijske bilance. Heliograf je optična naprava za merjenje trajanja sončnega obsevanja. Energijo sevanja lahko merimo globalno (merimo celotno količino sevanja, ki pade od zgoraj na horizontalno ploskev), cirkumglobalno (merimo vse sevanje, ki pade od spodaj in zgoraj na okroglo sprejemno ploskev), merimo pa lahko tudi neto sevanje (razliko med sevanjem navzgor in navzdol).

### **Opis lokalnega vremena z vremenskimi pojavi:**

**Oblačnost-** določamo v osminah neba, ki je prekrita z oblaki. Oblačnosti lahko izražamo tudi opisno: jasno (na nebu ni oblakov ali je do 1/8 neba pokritega z visokimi oblaki); pretežno jasno (na nebu je sem ter tja kak oblak; do 1/8 nizkih in srednjih ali do 2/8 visokih oblakov); delno jasno (na nebu je nekaj oblakov (do 3/8), manj kot pol neba pokritega z oblaki); delno oblačno (polovica neba (4/8) je pokrita z oblaki, z visokimi oblaki lahko tudi več kot polovica); zmerno oblačno (več kot pol neba (5/8) je pokritega z oblaki, pri visokih oblakih lahko do 6/8); zmerno do pretežno oblačno (večji del neba (6/8) je prekrit z oblaki); pretežno oblačno (velika večina neba (7/8 in več) je prekrita z oblaki, sem ter tja je še malo jasnega neba); oblačno (nebo je povsem pokrito z oblaki, je brez jasnin);

**Vremenski pojavi ob večinoma jasnem vremenu-** vzroki za zmanjšanje vidnosti so lahko kondenzacijski pojavi v plasti ozračja blizu tal ali pa aerosol in dim. Vidnost je

lahko zmanjšana zaradi kondenzacijskih pojavov: zamegljenost ali meglica (vidnost od 1 do 10 km, visoka relativna vlaga); megla (vidnost manj kot 1 km); ledena megla; megla v pasovih; megla z vidnim nebom; močecha megla; megla, ki primrzuje; vidnost je lahko zmanjšana tudi zaradi aerosola ali drugih delcev, ki jih veter dvigne v ozračje; ti pojavi so: suha motnost (aerosol v ozračju, vidnost od 1 do 10 km, nizka relativna vlaga); prašna motnost (prah v ozračju); dim; nizki živi sneg (veter dviga snežna zrna in jih tik nad tlemi prenaša naokrog); visoki živi sneg (vrhovi gora imajo snežne zastave); pršec (veter trga kapljice iz griv valov in jih nosi s seboj); nizki živi pesek (veter dviga zrna peska s sipin in jih nosi s seboj); visoki živi pesek (veter prenaša pesek z vrtinci v debeli plasti zraka); peščeni vihar (ob nevihti ali močnem vetru se v zrak dvigne veliko peska, nastane oblak prahu in peska); peščeni ali prašni vrtinci;

Ob večinoma jasnem vremenu lahko okoli Sonca in Lune opazimo nekatere optične pojave: halo (okoli Sonca, okoli Lune, mali, veliki, zgornji ali spodnji tangencialni loki, sončni steber, slika sonca, sosonce); venec (korona, okoli Sonca ali okoli Lune); mavrica; **Padavinski pojavi**- delimo jih na enakomerne dolgotrajnejše padavine in na kratkotrajne, a ponavadi intenzivne padavine. Med enakomerne padavine spadajo: pršenje; pršenje, ki zmrzuje; dež; dež, ki zmrzuje; zmrznjeni dež; dež s snegom; sneženje; zrnati sneg; babje pšeno; ledene iglice; sodra; toča; Intenzivne, a kratkotrajne padavine so večinoma povezane s konvektivnimi oblaki. Sem spadajo naslednji pojavi: **ploha** (je kratkotrajna padavina (naliv), ki se vsuje iz konvektivnega oblaka, pred in po tem je vreme večinoma brez padavin. Ločimo ploho dežja, snežne plohe, plohe sodre ali babjega pšena, toče in zrnatega snega); **nevihta** (je izrazit padavinski pojav, naliv z močnim dežjem, snegom ..., ki se vsuje iz konvektivnega oblaka, ob tem piha močan veter, bliska se in grmi. Nevihte so časovno omejene na največ nekaj ur. Ločimo nevihto z dežjem, lahko pa so tudi snežne nevihte, nevihte s sodro, točo, babjim pšenom in s peščenim viharjem); **strela** (je električni pojav ob nevihtah, ko pride do preskoka električnega naboja med oblaki in tlemi. Če treska v bližini, slišimo tudi grmenje. Ponoči lahko včasih vidimo bliskanje tudi od zelo oddaljenih neviht, tako da grmenje do nas ne seže); **grmenje** (je zvočni pojav, ki spremlja strelo. Zaradi pretoka naboja se zrak močno segreje in eksplozivno razširi, kar povzroči močan pok. Z oddaljenostjo od strele postaja pok vse bolj zamolkel. Grmenje lahko včasih slišimo, tudi če ne vidimo bliska); **elijev ogenj** (je električni pojav, ko zaradi povečane jakosti električnega polja pride do ionizacije zraka ob konicah predmetov. Ko se ioni rekombinirajo, svetijo, zato govorimo o ognju. Včasih elijev ogenj spremlja slišno prasketanje); **tromba** (je horizontalni vrtinec manjših razsežnosti nad vodo, večinoma nad toplim morjem. Nastane ob nevihtnem vremenu); **tornado** (je izrazit lijakast vrtinec z vertikalno osjo vrtenja, ki se spusti iz baze velikega nevihtnega oblaka ob zelo visokih temperaturah zraka, ko je ozračje vertikalno labilno. V vrtincu pride do velikih hitrosti vetra, velikega horizontalnega striženja vetra in do velikih razlik v pritisku med središčem in obrobjem tornada. Vsi trije učinki skupaj povzročijo razdejanje v naravi in na zgradbah);

Nekatere padavine se izločijo na tleh ali na predmetih: rosa (kondenzacija), zmrznjena rosa (kondenzacija in zmrzovanje); slana (depozicija); mehko ivje (krhko, izotropno, ob brezvetrju ali zelo rahlem vetru se deponira na predmete iz megle); trdo ivje (primrznjene podhlajene kapljice iz megle ali oblaka se ob vetru odlagajo na privetni strani predmetov, ivnate obloge bele barve); ledeno ivje (podobno kot trdo ivje, le da iz

kompaktnega ledu, zato prozorno); poledica (na tleh, ponavadi primrzuje podhlajeno pršenje ali dež); požled (to je običajno ime za poledico na predmetih);

### **Sile na del zraka v ozračju:**

**Sistemske sile:** Coriolisova in centrifugalna sila: teža na Zemlji je posledica delovanja gravitacije in sistemskega centripetalnega pospeška oz. sistemske centrifugalne sile. Coriolisova sila odklanja gibanje: predvsem je pomembno, da odklanja horizontalno gibanje- na severni polobli v desno. Coriolisova sila je pomembna predvsem za gibanje obsežnejših sistemov.

## **HIDROSTATIKA IN VETROVI**

**Hidrostatsko ravnotežje**- zrak v ozračju skoraj nikoli ne miruje. Toda čeprav se giblje, je možno, da po vertikali velja hidrostatsko ravnotežje. Pomeni, da ni vertikalnih pospeškov, da sta torej medsebojno uravnoteženi sili teže in vzgona.

**Potek tlaka z višino**- kjer in kadar je zrak bolj gost (nižje pri tleh in ob bolj hladnem vremenu- torej pri nižji temperaturi), tlak bolj pada z višino, kjer je bolj redek (v višinah, ali kadar je bolj toplo), pa je padec z višino manjši. Padec tlaka z višino je torej odvisen od gostote oz. od temperature zraka.

**Višina, izračunana iz tlaka**- potek tlaka z višino uporabljamo tudi za določanje višine z aneroidnimi višinomeri- merjenje višine poimenujemo tudi altimetrija. Aneroid meri tlak in če je dobro umerjen, lahko izmeri tlak pravilno, toda višina preračunana iz tega tlaka ni nujno pravilna. Ob mrazu višinomeri vsem kažejo preveč, v toplem ozračju pa vsem premalo (s tako sistematično napako se zato letala po višini razvrščajo v t.i. nivoje letenja).

### **Preprosti primeri stacionarnih vetrov:**

- **geostrofski veter**- piha tam, kjer so izobare ravne in se v času ne spreminjajo, in sicer vzporedno z izobarami tako, da je (na severni polobli) nizek tlak na levi, če gledamo v smeri gibanja. Če se Zemlja en bi vrtela, Coriolisove sile ne bi bilo, veter bi pihal od visokega tlaka proti nizkemu tlaku in bi s tem vetrom premikajoče se zračne mase kaj hitro zapolnile primanjkljaj zraka v območju nizkega tlaka. Nekaj takega opazimo ob ekvatorju, kjer je Coriolisova sila zanemarljivo majhna (pri tleh ob ekvatorju je pas enakomernega tlaka). V zmernih in visokih geografskih širinah pa je Coriolisova sila pomembna. Tam veter torej ne piha proti nizkemu tlaku, temveč vzporedno z izobarami. Zato se zračni tlak ne izravna, temveč v zmernih in visokih geografskih širinah območja z nižjim in višjim tlakom vztrajajo dokaj nespremenjena po več dni ali tednov. Ves čas se polje zračnega tlaka prilagaja polju vetra in obratno- to poimenujemo geostrofsko prilagajanje. Zato so odstopanja od ravnovesja le majhna in veter v višinah ima ponavadi le majhno, pogosto komaj opazno komponento, pravokotno na izobare.
- **gradientni veter**- kadar so izobare ukrivljene, toda še vedno stacionarne, in dovolj visoko nad tlemi, kjer ni trenja, je radialni pospešek vzrok za to oz. sistemska centrifugalna sila naravnega koordinatnega sistema posledica tega, da se vzdolž poti opazovanega dela zraka spreminja smer gibanja. Vzrok za to je krožno polje gradientne sile (nasproti gradientne sile deluje Coriolisova sila).

Pospešek in obe sili so vsi pravokotni na smer hitrosti: veter piha vzporedno z izobarami. Kadar so izobare le malo ukrivljene, se gradientni veter komaj kaj razlikuje od geostrofskega, kadar pa je ukrivljenost velika, so razlike lahko tudi precejšnje. Gradientna hitrost ima torej tako smer, da je (na severni polobli) nizek tlak na levi, če gledamo v smeri gibanja. V ciklonih je tudi ob sredini lahko močan gradient in s tem močan veter. Na sredini anticiklonov ni močnega gradienta tlaka in zato tudi ni vetra (pri pozitivnem anticiklonalnem kroženju). Pri kroženju v pozitivni (ciklonalni) smeri je hitrost nekoliko manjša, kot bi bila ob sicer enakem gradientu in ob ravni poti vetra (manjša torej od ustrezne geostrofske hitrosti), kar je posledica tega, da zdaj dve sili, obe sorazmerni hitrosti, skupaj ohranjata ravnovesje gradientni sili. Pri kroženju v negativni (anticiklonalni) smeri pa je hitrost večja od hitrosti ustreznega geostrofskega vetra, kar je posledica tega, da Coriolisova sila sama ohranja ravnovesje ne le gradientni, temveč tudi centrifugalni sili. Zato mora biti torej ustrezno večja. Večjo Coriolisovo silo pa zagotavlja le večja hitrost. Prav na ekvatorju, kjer ni Coriolisove sile, ne more biti gradientnega gibanja. Tropski cikloni (hurricani v Ameriki in tajfuni v JV Aziji) torej ne nastajajo prav ob ekvatorju, temveč navadno med  $10^\circ$  in  $20^\circ$  geografske širine in potujejo pretežno proti severozahodu (na j polobli proti jugozahodu). Zato tudi nanje vpliva vrtenje Zemlje in z njim Coriolisova sila, na severni polobli se pod vplivom vseh treh sil ti tropski cikloni vrtijo v pozitivni smeri.

- **ciklostrofski veter**- na manjših območjih z lokalno močno znižanim tlakom so izobare močno ukrivljene. Ob močno ukrivljenih izobarah in ob veliki hitrosti je sistemska centrifugalna sila dosti večja od Coriolisove, ki jo zato lahko zanemarimo. Dobimo ravnovesje med gradientno silo in radialnim pospeškom oz sistemske centrifugalno silo- imenujemo ga ciklostrofsko ravnovesje. Tu je torej možno le kroženje okrog območja z nizkim tlakom, načelno je kroženje lahko v pozitivni ali negativni smeri. Primeri za tak način gibanja so tornadi in prašni vrtinci. Tornadi so lijakasti spiralni vrtinci s premerom do nekaj sto metrov, ki se razvijejo navzdol iz nevihtnih oblakov. Včasih jih opazimo samo pod oblakom, včasih pa sežejo tudi do tal. Pojavijo se tedaj, ko je v oblaku zelo močno dviganje. Odtekanje zraka v višino povzroči, da se pod bazo oblaka tlak lokalno močno zniža. Posledica je izdatno horizontalno stekanje zraka od strani in zavrtinčenje v spiralasto stekajoče se gibanje. Večina tornadov se na severni polobli vrti v pozitivni smeri. Prašni vrtinci, ki so majhni, premera do nekaj metrov, in ki se razvijejo od tal navzgor, se vrtijo v obe smeri: v pozitivno in negativno. Coriolisova sila ne vpliva na stekanje zraka. Poudarimo razliko med tornadi in tropskimi cikloni (hurricani, tajfuni). Tornadi so sorazmerno majhni, nekaj sto metrov široki vrtinci pod nevihtnimi oblaki. Vrtenje je zelo hitro in radij tako majhen, da centrifugalna sila prevlada nad Coriolisovo silo. Zanje torej velja ciklostrofsko ravnovesje med gradientno in centrifugalno silo. Tropski cikloni pa so sorazmerno veliki (premer nekaj sto kilometrov) in nastajajo razmeroma daleč od ekvatorja, kjer vpliv Coriolisove sile ni zanemarljiv. Pri svojem premikanju skoraj nikoli ne zaidejo prav do ekvatorja, zato zanje ne velja ciklostrofsko, ampak gradientno ravnovesje.

- **inercijsko gibanje**- pomembnejše za oceane kot za ozračje; na vrteči se Zemlji se torej telo, na katerega ne delujejo zunanje sile, ne giblje premo, temveč je zaradi sistemskih sil gibanje ukrivljeno. V območjih, kjer velja  $f=f_0 = \text{konst.}$ , opazimo gibanje v krogih. Pri majhnih geografskih širinah so krogi večji. V izventropskih geografskih širinah so v ozračju le redkokje območja, kjer ne bi bilo gradienta tlaka in s tem gradientne sile. Pač pa v oceanih pogosto pride do tokov brez gradientne sile, kajti mnoge tokove požene veter nad temi vodami. Zato so v oceanih inercijska gibanja zelo pomembna in precejšen del gibanja.

**Vpliv trenja na geostrofski in gradientni veter:** trenje vpliva na gibanje tako, da je to usmerjeno nekoliko poprek čez izobare proti nizkemu tlaku. Komponenta vetra povprek čez izobare pomeni pretok mase od visokega tlaka proti nizkemu tlaku. Na ta način se torej v spodnjih plasteh med tlemi in višino kakih 1000 do 1500 m nad tlemi pretaka zrak iz območij visokega tlaka v območja z nizkim tlakom. Delno to pripomore k izenačevanju tlakov, delno pa je pretok preko izobar kompenziran z dviganjem zraka v višine tam, kjer je tlak nizek oz. s spuščanjem proti tlom, kjer je tlak visok. V območjih z nizkim tlakom se masa zraka povečuje in s tem se viša zračni tlak.

- **antitriptični veter**- kjer je teren zelo razčlenjen in vrhovi segajo visoko v ozračje, naš preprost opis trenja odpove. Ker so sistemi pobočnih vetrov majhnih dimenzij, Coriolisovo silo zanemarimo. Hitrosti so majhne, zato tudi centrifugalne sile ni potrebno upoštevati. Zato je komponenta gradientne sile v tej smeri enaka nič in zato se obravnavani del zraka giblje v smeri proti nizkemu tlaku. Tak veter imenujemo antitriptični veter. Njegova hitrost je konstantna, kar je posledica ravnotežja med silo gradienta tlaka in silo trenja. Pobočni in obalni vetrovi pihajo torej proti nizkemu tlaku, njihova hitrost pa je majhna, pod 3 m/s. Podnevi pihajo po pobočjih navzgor, ponoči pa navzdol. Podnevi iz morja nad kopno, ponoči iz kopnega nad morje. Le kjer se tok zoži, kanalizira, so hitrosti večje. Vzrok za lokalne vetrove je segrevanje zraka podnevi oz. ohlajanje ponoči nad pobočji oz. ravninami ter nad morjem oz. nad kopnim. Razlika temperatur povzroči neravnotežje v vzgonu in zrak se dviga ali spušča. Ob dviganju se pri tleh tlak nekoliko zmanjša, pri spuščanju pa zveča. Zato se pojavi pri tleh tok od visokega k nizkemu tlaku, ki razliko v tlaku delno kompenzira.

**Vpliv trenja na gibanje v planetarni mejni plasti:** na veter pri tleh vpliva tudi bolj ali manj hrapava podlaga. V plasti pri tleh je močno vetrovno striženje. To striženje ter majhna viskoznost zraka povzročita, da je razen tik ob površini tok zraka turbulenten.

**Prizemna turbulentna plast in logaritemski profil vetra:** v prizemni plasti zraka hitrost ponavadi narašča z višino, smer pa se ne spreminja. V tem toku se lahko razvijejo na neki višini od tal turbulentne motnje. Turbulenca je namreč povsem neurejeno gibanje, zato v njej nobena smer ni posebej odlikovana, motnje so torej v vse smeri enako pogostne in enako velike.

**Planetarna mejna plast in Ekmanova spirala:** plast zraka do višine, kjer vpliv tal ni več zaznaven, nad katero torej pihajo bolj ali manj geostrofski vetrovi, imenujemo planetarna mejna plast. Ekmanova spirala- to je krivulja, ki povezuje vrhove vektorjev hitrosti vetra na različnih višinah v planetarni mejni plasti, konvergira v vrh vektorja geostrofske hitrosti. Spreminjanje vetra z višino po Ekmanovi spirali lahko opazimo v atmosferi, če so v njej ob vetru oblaki na različnih višinah. Plasti oblakov se različno hitro gibljejo v različne smeri: višje plasti se gibljejo nekoliko v desno glede na smer



gibanja nižjih plasti. Veter v planetarni mejni plasti z višino narašča in se obrača v desno. Na enak način se premikajo tudi plasti vode v oceanih, če čeznje piha enakomeren veter. S turbulenco se prenaša navzdol gibalna količina in navzgor se prenašajo od tal v višje plasti atmosfere tudi toplota, vodna para in druge primesi zraka.

**Nestacionarne razmere:** če se v toku pojavijo kakršnakoli neravnovesja med silami, ki ta tok uravnavajo, se spremeni smer gibanja, velikost hitrosti ali oboje. Vzrok za spremembe horizontalne smeri je lahko le gradientna sila. Spremembe tlaka lahko torej povzročijo neravnovesje. Veter, ki je bil prilagojen prejšnjemu polju tlaka, se znajde v spremenjenem polju. Sprememba polja tlaka v času povzroči spremembo hitrosti tako po velikosti kot po smeri.

**Vertikalno gibanje:** če vzgon ni izenačen s težo, povzroči vertikalne pospeške. Ustrezna vertikalna gibanja imajo pomembne dinamične in termodinamične posledice (zrak se ob adiabatnem dviganju ali spuščanju ohlaja ali segreva; če se pri dvigu ohladi pod rosišče, pride do kondenzacije, nastanejo oblaki). Vzgon je vertikalna sila zaradi razporeditve tlaka. O tem ali je ozračje labilno ali stabilno, odloča potek temperature z višino.

**Prosta konvekcija:** Kadar so razmere v ozračju take, da se zrak da se zrak pospešuje (ob nestabilnem ozračju; dviga se po pobočju), pride lahko do proste konvekcije. Povzroči jo ne le dviganje po pobočjih, temveč lahko tudi katerikoli drug vzrok, ki zrak prenese iz ravnovesne višine. Ob primerni nestabilnosti ozračja se prosta konvekcija pogosto proži zaradi lokalne pregetosti zraka pri tleh. Vidni znaki tega so kumulusni oblaki ob sicer lepem vremenu, ki se pojavijo sredi dopoldneva ali okrog poldne.

**Zavetrni valovi:** v stabilnem ozračju, kjer so pospeški usmerjeni v nasprotno smer kot odmiki, se po dvigu vetra po hribu navzgor v zavetrju hriba zrak pospešuje spet nazaj navzdol. Za hribom nastanejo t.i. zavetrni valovi. Če pri dviganju zraka pride do kondenzacije, se v vrhovih valov pojavljajo lečasti altokumulusni oblaki.

## TERMODINAMIKA ATMOSFERE

**Temperaturno polje v ozračju:** razlike v poteku temperature so v vertikalni smeri izrazitejše od sprememb temperature v horizontali. Je pa v primerjavi s poljem pritiska temperaturno polje v horizontalni smeri bistveno bolj razgibano. Razlogov za razgibanost je več: ozračje se segreva od različno ogretyh tal, v ozračju se dogajajo fazne spremembe vode, pri katerih se sprošča ali porablja latentna toplota. Polje temperature na neki ploskvi prikazujemo z izotermami. Gradient temperature kaže pravokotno na izoterme (v smeri od nizkih k visokim temperatur). Velikost gradienta je odvisna od gostote izoterm. Lokalna sprememba temperature je odvisna od individualnih sprememb temperature ter od tega, kakšno je polje temperature in s kakšno hitrostjo ga nosi veter s seboj.

**Horizontalno polje temperature:** grafično ga najpogosteje predstavimo z izotermami. Pogoste so zaključene izoterme, vplivi lokalnih razmer so izraziti.

**Adveksijske spremembe temperature:** je različna od nič le tedaj, ko vektorja hitrosti in gradienta nista pravokotna. Če veter piha vzdolž izoterm, potem ni advekcije temperature, največja pa je tedaj, če veter piha povsem pravokotno na izoterme; horizontalni gradient temperature in hitrost sta tedaj vzporedna. Advekcije temperature seveda ni, če ne piha veter ali če ni horizontalnega temperaturnega gradienta.

**Viri toplote v atmosferi:** vzroki individualnih sprememb temperature za dele zraka v atmosferi so: sončno sevanje (v infrardečem, vidnem in ultravijoličnem delu spektra);

dolgovalovno infrardeče sevanje zemeljske površine, predmetov in delov ozračja; kondukcija iz zemeljske površine (tal); fazne spremembe vode (izhlapevanje, zmrzovanje, taljenje, sublimacija, depozicija, vtekočinjanje); individualne spremembe temperature, ki so posledica razpenjanja in stiskanja delov zraka; pretvorba kinetične energije s trenjem v toploto; dovodi zaznavne toplote s turbulenco ali drobno konvekcijo;

**Sevanje v atmosferi:** s sevanjem se v atmosferi prenašajo velike količine energije. Po izvoru ločimo sevalne energijske tokove na tiste, ki izvirajo iz Sonca (sončno sevanje), in tiste, ki izvirajo iz atmosfere, oblakov in tal (terestično sevanje). Bistvena razlika je v tem, da je temperatura sevalca zelo različna (Sonce seva pri 6000 K, tla in deli atmosfere pa pri 210-310 K). Valovna dolžina maksimalne gostote energije sevanja se zmanjšuje z naraščajočo temperaturo. Hladna telesa sevajo torej pri dolgih valovnih dolžinah, vroča pa pri kratkih. Sončno sevanje ima maksimum v področju vidne svetlobe (valovna dolžina med 0,4 in 0,75  $\mu\text{m}$ ), terestično sevanje pa ima maksimum v infrardečem delu spektra (valovne dolžine med 0,75 in 24  $\mu\text{m}$ ).

**Sončno obsevanje:** Sonce seva pri temperaturi 6000 K skoraj kot črno telo (večinoma pri zelo kratkih valovnih dolžinah). Pojemanje energije sončnega sevanja, ki pride do tal, je torej odvisno od dolžine poti skozi atmosfero in od gostote absorbirajočega plina v posamezni plasti. Zraven direktnega sončnega obsevanja, pa prejme posamezna ploskev na površju zemlje še del difuznega (to je sipana svetloba na molekulah zraka; nebo je zaradi tega modro) in odbitega sevanja. Zaradi difuznega in odbitega sevanja je svetlo tudi v senci, tam kjer ni direktnega sevanja Sonca.

Sevanje tal in atmosfere: različna telesa v atmosferi in na površini Zemlje imajo različne monokromatske emisivnosti, absorptivnosti in reflektivnosti. Za večino neplinastih snovi na površju Zemlje- površje trdne Zemlje različnih vrst in rab, vodne površine, zasnežene in ledene površine, velja, da so v infrardečem delu spektra skoraj povsem črna telesa. Vodna para je v IR delu spektra najpomembnejši sevalec v ozračju. Sevanje vodne pare, ogljikovega dioksida in drugih triatomnih plinov v atmosferi zmanjšujejo ohlajanje površja tal. Zaradi tega je atmosfera pri tleh toplejša. Učinku triatomnih plinov na ravnotežje IR sevanja popularno rečemo »učinek tople grede«, plinom, ki povzročajo ta učinek pa »plini tople grede« (CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>).

**Energijska bilanca planeta Zemlje-** energijsko bilanco Zemlje kot planeta najprej zapišemo tako, da privzamemo, da so trdna Zemlja, oceani in atmosfera le eno samo telo. V tem primeru sta pomembna predvsem dva energijska tokova: sončno obsevanje, ki obseva polovico zemeljske oble in sevanje Zemlje, ki izhaja iz vse zemeljske površine.

### **Voda v atmosferi:**

Največ vode v atmosferi je v obliki vodne pare, poleg tega so v ozračju še oblačne oz. meglene in padavinske kapljice, oblačni ledeni kristali in trdi padavinski elementi. Voda prehaja v atmosferi iz enega stanja v drugo.

**Vodna para v zraku-** je plin z molsko maso ( $M_v = 18 \text{ kg/kmol}$ ). Zaradi spremenljive količine vodne pare v zraku govorimo o zraku kot mešanici suhega zraka in vodne pare. Najosnovnejši način izražanja količine vlage v zraku je s pomočjo parnega tlaka.

**Parni tlak-** parni tlak je omejen z nasičenim parnim tlakom, za katerega velja Clausius-Clapeyronova enačba. Parnega tlaka v ozračju ne merimo neposredno, zato količino vlage v zraku izražamo tudi z drugimi spremenljivkami. Iz plinske enačbe neposredno sledi povezava med parnim tlakom in gostoto vodne pare. Gostoto vodne pare imenujemo

tudi absolutna vlaga in nam pove, kolikšna masa vodne pare je v posameznem kubičnem metru prostora.

**Relativna vlaga**- je razmerje med dejanskim parnim tlakom in nasičenim parnim tlakom pri dejanski temperaturi. Izražamo jo v %. Razlika do 100% nam pove, koliko vode lahko še izhlapi v ozračje, da bo doseženo nasičenje.

**Temperatura rosišča**- nasičeni parni tlak je odvisen od temperature (čim nižja je temperatura, tem nižji je nasičeni parni tlak). Če torej vlažen zrak z delnim tlakom vodne pare ohlajamo, postane pri neki temperaturi zrak nasičeno vlažen, delni tlak vodne pare pa enak nasičenemu parnemu tlaku. Tej temperaturi pravimo temperatura rosišča. Če se temperatura še naprej znižuje, se nasičeni parni tlak še naprej znižuje in se iz zraka začne izločati vodna para v tekoči ali trdni obliki. Pri temperaturah, ki so daleč pod lediščem, začno nastajati tudi ledeni kristali, pri temperaturah le malo pod lediščem pa nastajajo podhlajene oblačne ali meglene kapljice. Rosa se pojavi (kondenzira) na predmetih, če se ti ohladijo na temperaturo, ki je nižja od temperature rosišča. Pri nizkih temperaturah rosišča (pod 0°C) se na predmetih pojavi slana.

### **Adiabatni procesi v atmosferi**

**Nenasičeni adiabatni procesi**- v atmosferi sicer ni izoliranih delov, vendar je koncept adiabatnega procesa uporaben tudi v ozračju, če so izpolnjeni naslednji pogoji: opazovani del zraka, v katerem se dogaja proces, je tako daleč od tal, da z njim ni v toplotnem kontaktu; proces se dogaja hitro, tako da se z okolico izmenjajo le majhne količine energije. Opravljeno delo mora biti veliko v primerjavi s toploto, ki je izmenjana z okolico; adiabatna predpostavka ne velja na robih dela zraka, pač pa za osrednji del dela zraka; primer: del suhega zraka je toplejši od okoliškega zraka. Na meji med delom zraka in okolico sicer prihaja do mešanja, osrednji del pregretega zraka pa ne sodeluje v mešanju. Toplejši del zraka se zaradi neuravnoteženega vzgona začne dvigati v atmosferi. Zaradi dviganja prihaja del zraka v področja vse nižjega pritiska. Ker je pritisk vse nižji, se dvigajoči zrak razpenja, ne da bi z okolico izmenjeval toploto. Zaradi razpenjanja delu zraka pada temperatura in pregretost dela zraka se glede na okolico zmanjšuje, zato se zmanjšuje tudi vzgon in sčasoma se del zraka ustali na tisti višini, kjer je na temperaturnem ravnovesju z okoliškim zrakom. Poleg adiabatnih procesov v ozračju poznamo tudi diabatne procese. Pri teh dogajanjih prihaja do izrazite izmenjave toplote med opazovanim delom zraka in njegovo okolico, ne da bi pri tem ta del zraka opravljal kakšno bistveno delo.

**Nasičeni adiabatni procesi**- kaj se zgodi, če je zrak tako vlažen, da v njem lahko pride do kondenzacije. Dvigajoči se zrak se adiabatno ohlaja in pri tem se zrak lahko ohladi tudi pod temperaturo rosišča. Tedaj se iz zraka začne izločati vodna para, večinoma v obliki drobnih oblačnih kapljic. Premeri teh kapljic so majhni. Hitrost padanja je določena z ravnovesjem sil teže, vzgona in upora in je tako majhna, da se zdi, da te kapljice v mirujočem zraku sploh ne padajo. Zaradi povezave med nasičenim parnim tlakom in temperaturo v Clausius-Clayronovi enačbi, se mora pri nadaljnjem dviganju in ohlajanju iz vodne pare v kapljice izločiti vse več in več vode. Število oblačnih kapljic narašča, oblak se gosti. Dvigajoči se oblačni zrak z okolico ne izmenjuje energije.

**Sila vzgona v atmosferi**- kadar specifična gradientna sila ni uravnotežena s težo, povzroči vzgonski pospešek. Če je del zraka toplejši, kaže vektor vsote sil navzgor, del zraka se zaradi tega začne pospešeno dvigati, in obratno, če je hladnejši. Takoj ob

začetku gibanja na del zraka začno delovati tudi druge sile, med njimi je najpomembnejša sila upora. Sila upora zelo hitro nevtralizira silo prostega vzgona, tako da vertikalno gibanje zraka ni več pospešeno pač pa enakomerno s stalno hitrostjo. Smer hitrosti kaže v smeri vzgonskega pospeška. Pri premikih dela zraka navzgor in navzdol po atmosferi, se delu zraka temperatura spreminja adiabatno.

**Vertikalna stabilnost atmosfere-** opredeljujemo jo kot lastnost, ki nam pove, ali atmosfera del zraka, ki se vertikalno premakne iz ravnotežne lege, vrne na njegovo izhodiščno mesto ali ne. Atmosfera, ki vrača del zraka na njegovo izhodišče, je stabilna. Če pa se del zraka zaradi lastnosti ozračja ne vrne v izhodiščno lego, pač pa se od nje spontano oddaljuje, potem pravimo, da je atmosfera labilna (nestabilna). Če pa atmosfera zraka niti ne vrača nazaj, niti ga ne sili v oddaljevanje, potem pravimo, da je atmosfera nevtralna. Glede na predznak stabilnosti in glede na nasičenost ločimo naslednje vertikalne stabilnosti v atmosferi: absolutno labilna; nenasičeno nevtralna; pogojno stabilna oz pogojno labilna; nasičeno nevtralna; absolutno stabilna; atmosfera je večinoma pogojno stabilna ali absolutno stabilna; Zaradi močnega diabatnega hlajenja (ohlajanje zraka pri tleh zaradi ohlajanja tal z IR sevanjem), se pri tleh ponoči pogosto zgodi, da so plasti zraka pri tleh bistveno hladnejše od plasti nekoliko višje v ozračju. Tedaj govorimo o temperaturni inverziji (inverzija je stabilna plast v atmosferi). Nekatere temperaturne inverzije v višinah se pojavijo tudi zaradi drugačnih vzrokov: v anticiklonih opazamo inverzijo na višini, kjer se neha sesedanje zraka (subsidenčna inverzija); na vrhovih slojastih oblakov se pojavi inverzija zaradi sevalnega neravnotežja; na vrhu troposfere je stalna temperatura inverzna plast, imenovana tropopavza.

#### **Dviganje zraka in nastanek oblakov**

**Spreminjanje temperature rosišča z višino-** ker se skupaj z zrakom dviga in razpenja tudi vodna para, se temperatura rosišča spreminja v odvisnosti od sprememb tlaka. Dokler zrak ni nasičen z vlago, ostaja specifična vlaga konstantna.

**Nastanek oblaka ob prisilnem dvigu-** če je gorska veriga dovolj široka, jo tok ne more obteči, pač pa se mora zrak ob gorski pregradi dvigniti. Ob hribih se zrak dviga sprva nenasičeno adiabatno, temperatura se spreminja po nenasičeni adiabati, temperatura rosišča pa po izogrami. Zrak se ohlaja, znižuje pa se tudi temperatura rosišča. Točka, kjer se adiabata in izograma sekata, določa višino oziroma pritisk, kjer postane zrak nasičen. To točko imenujemo kondenzacijski nivo prisilnega dviga. Na tej višini se začne oblak. Na tej višini sta temperatura zraka in temperatura rosišča enaki, nad njo pa se spreminjata skupaj po nasičeni adiabati. Oblak bo segal tako visoko, kolikor visoko seže mehansko dviganje zraka. Na ta način nastanejo slojasti oblaki ob vrhovih gora, imenovani tudi oblačne kape. Lahko se zgodi, da temperatura dvigajočega se nasičenega zraka postane večja od temperature okoliškega zraka. Tedaj se oblak dviga zaradi vzgona samega. Točko, kjer nasičena adiabata seka potek temperature, imenujemo nivo proste konvekcije. Med kondenzacijskim nivojem prisilne konvekcije in nivojem proste konvekcije nastajajo slojasti oblaki, nad to višino pa vzgonsko gibanje povzroči nastanek kopastih oblakov.

**Nastanek oblakov zaradi termične konvekcije-** čez dan se ob sončnem vremenu del zraka pri tleh diabatno ogreje. Ogreti deli zraka se zaradi vzgona začno nenasičeno adiabatno dvigati. Če je pregreto del zraka dovolj velika, da se del zraka lahko dvigne tako visoko, da se temperatura dvigajočega se zraka zniža do temperature rosišča, potem je na tej višini baza oblaka oz. kondenzacijski nivo. Če je dvigajoči se zrak na višini

kondenzacijskega nivoja toplejši od okolice, bo temperatura dvigajočega se zraka v oblaku, ki se bo spreminjala po nasičeni adiabatni, ves čas dviganja višja od temperature okoliškega zraka. Tako se bo oblak dvigal, vse dokler ne bo dosegel višine stabilne tropopavze. Če je pregreto dvigajočega se zraka na kondenzacijskem nivoju le majhna, se lahko zgodi, da bo temperatura dvigajočega se zraka že kmalu nad bazo oblaka padla pod temperaturo okoliškega zraka in oblak bo imel vrh na tisti višini. Temu načinu dviganja toplega zraka in nastanka oblakov v letalskih krogih pogosto rečejo termika.

## Oblaki

**Sestava oblakov-** v atmosferi nastajajo oblaki, če se pri dviganju zrak ohladi pod temperaturo rosišča in je doseženo nasičenje vodne pare. Tedaj se na kondenzacijskih jedrih aerosola, ki ga sestavljajo mineralni prah, kristali morske soli ..., začne kondenzirati drobne kapljice. Kondenzacijska jedra v aerosolu so lahko trdna, lahko pa so tudi tekoča ali trdna prevlečena s plastjo tekočine. Aerosola je v zraku vedno dovolj, tako da nikoli ne pride do homogene kondenzacije v čistem zraku. Pri temperaturah kondenzacije pod 0°C se na večini jeder kondenzacije začne izločati podhlajena tekoča voda (le na kondenzacijskih jedrih, s kristalno strukturo podobno strukturi ledu, pride do takojšnje depozicije ledu. Z znižanjem temperature je vse več in več jeder primernih za depozicijo, pa tudi podhlajene kapljice prično zmrzovati. Pri temperaturah pod -20°C je v oblakih le še malo tekoče vode. Izjemoma lahko oblaki nastanejo tudi iz megle, to je iz zraka, v katerem je prišlo do kondenzacije zaradi diabatnega ohlajanja. Ponavadi se iz megle formirajo nizki slojasti oblaki (stratusi), če pride do premešanja spodnje plasti megle. Oblačne kapljice in ledeni kristali so majhni, v mirujočem zraku padajo zelo počasi, na oblačne elemente delujeta dve sili: navzdol deluje sila teže, gibanju pa nasprotuje sila upora. Vzgon je majhen in ga zanemarimo.

**Oblike in rodovi oblakov-** vsak oblak je po obliki edinstven, vsak ima lahko kakšno značilno podrobnost, vendar jih lahko po obliki v ozračju razvrstimo v tri kategorije: **slojasti oblaki:** plastoviti oblaki, ki imajo horizontalne razsežnosti bistveno večje od vertikalnih. So v eni ali več plasteh atmosfere; **kopasti oblaki:** horizontalni in vertikalni razsežnosti teh oblakov sta približno enaki ali pa vertikalna razsežnost celo prevladuje. Imajo izrazito ravno bazo (spodnji rob), zgornji rob je po obliki podoben kopam, kupolam ali stolpom, razbrazdan podobno kot cvetača ali kepe sladoleda; **raztrgani oblaki:** oblaki brez izrazite oblike, pogosto razcefrani, brez izrazite baze ali vrha, najpogosteje manjših razsežnosti;

Oblaki so razdeljeni tudi po višini, na kateri so v ozračju: visoki oblaki (višina med 6 in 12 km); srednji oblaki (višina med 2 in 6 km) in nizki oblaki (višina od 0,1 do 2 km).

Sistematično oblake razdelimo v rodove in vrste: Rodovi:

- Cirusi (Ci)- visoki oblaki vlaknatega videza ali svilnatoga sijaja v obliki belih nežnih vlaken, velikih kosmov ali ozkih trakov;
- Cirokumulusi (Cc)- visoki oblaki, tanki beli kosmi, prevleke ali oblačne plasti. Ne mečejo zaznavne sence. Sestavljeni so iz zelo majhnih elementov v obliki zrn, valov itd., ki so med seboj ločeni ali bolj ali manj pravilno razporejeni. Večina elementov ima navidezno velikost manjšo od ene kotne stopinje.
- Cirostratusi (Cs)- visoki oblaki, prozorna, belkasta koprena, včasih vlaknatega ali gladkega videza, ki povsem ali delno prekriva nebo in na katerem se navadno pojavlja halo.

- Altokumulusi (Ac)- srednji oblaki, beli ali sivi ali belo-sivi kosmi, prevleke ali plasti oblakov, navadno tako gosti, da zasenčijo sonce, elementi so v obliki kosmov, diskov, blazin, leč. Med seboj so spojeni ali pa tudi ne, pogosto organizirani v sisteme. So najpogostejši oblaki. Večina enakomerno razporejenih majhnih elementov ima kotno širino med eno in petimi kotnimi stopinjami.
- Altostratusi (As)- srednji oblaki, sivkasta ali modrikasta delno prosojna koprena, včasih je koprena tudi razbrazdana. Povsem ali delno pokriva nebo. Skozi altostratus nejasno vidimo sonce kot skozi motno steklo. Pri As se halo ne pojavlja.
- Nimbostratusi (Ns)- nizki in srednji oblak, siva, pogosto temna oblačna plast, iz nje padajo neprekinjene padavine (dež ali sneg), povsem zakriva sonce. Pod Ns so pogosto še nizki raztrgani oblaki.
- Stratokumulusi (Sc)- nizki oblaki: sivi ali beli kosmi, prevleka ali plast oblakov, v kateri so skoraj vedno tudi temni deli. Sestavljeni so iz okroglih ali zaobljenih elementov, ki niso vlaknati in so med seboj ločeni ali spojeni. Večina pravilno razporejenih majhnih elementov ima kotno širino večjo od pet stopinj.
- Stratusi (St)- nizki oblak: siva oblačna plast z enotno bazo, včasih iz nje rosi ali rahlo sneži, dvignjena megla. Kadar skozenj vidimo sonce, s obrisi Sonca jasno vidni. Včasih se St pojavlja v obliki raztrganih kosmov.
- Kumulusi (Cu)- oblaki vertikalnega razvoja, ločeni navadno gosti oblaki, ki se vertikalno razvijejo v obliki kop in kupol, katerih vrhna površina je podobna cvetači, z ravno relativno temno bazo. Osvetljeni so bleščeče beli.
- Kumulonimbusi (Cb)- oblaki vertikalnega razvoja, veliki in gosti, močno vertikalno razviti, v obliki visokih stolpov, z ravno bazo in razbrazdanim ali vlaknatim vrhom, v obliki perjanice ali nakovala. To so nevihtni oblaki, pod njimi so raztrgani nizki oblaki in padavine v obliki ploh ali neviht.

## **Megla**

Megla nastane zaradi diabatnega hlajenja zraka (za razliko od oblakov, ki nastanejo ob kondenzaciji vodne pare ob adiabatnem dviganju in ohlajanju zraka). Navadno megla nastaja ob tleh zaradi ohlajanja zraka ob hladnih tleh. Megla raste od tal navzgor. Večinoma tudi ostane pri tleh, včasih pa se preobrazi v oblak stratusne oblike. Megla je sestavljena iz drobnih oblačnih kapljic ali ledenih kristalov. Ker je megla ponavadi tik pri tleh, v njej ni vertikalnih premikov zraka in tudi horizontalna gibanja so ponavadi šibka. Pojav megle definiramo tako, da je tedaj horizontalna vidnost v vsaj eni smeri manjša od 1 km. Megla je gosta, če je horizontalna vidnost manjša od 100 m. Če je vidnost med 1 in 10 km, potem govorimo o meglici, zamegljenosti. Megla se pojavi, ko pade temperatura zraka pod temperaturo rosišča. Če je zrak onesnažen s higroskopsnimi snovmi, se megla lahko pojavi že pri relativnih vlagah, ki so za do 25% odstotkov pod nasičenjem. V takem primeru govorimo o smogu.

**Nastanek in vrste megle**- skoraj vedno nastane megla zaradi diabatnega ohlajanja. Večinoma se najprej ohladi podlaga, od hladne podlage se ohladi še zrak pri tleh. Izjemna je pobočna megla, ki je pravzaprav oblak, nastal ob prisilnem dviganju zraka ob hribih. Puhteča megla nastane zaradi dovoda vlage v zrak.

Radiacijska megla- v jasnem vremenu se zaradi IR sevanja tla ponoči močno ohladijo. Ob jasnem vremenu se torej na hladnih tleh najprej začne izločati rosa, pa tudi plast zraka

nad tlemi se postopoma ohladi pod temperaturo rosišča. Voda se kondenzira na aerosolskih kondenzacijskih jedrih, nastane talna megla. Višina talne megle je ponavadi le nekaj metrov. V kotlinah in dolinah nastanejo jezera hladnega zraka meglenege zraka. Megli, ki nastane na ta način, rečemo kotlinska megla. Nastanek radiacijske megle je vedno povezan z nastankom in razvojem talne temperaturne inverzije. Z nastankom kotlinske megle in njenim mešanjem se inverzija lahko premesti od tal v nekoliko višje plasti atmosfere (govorimo o dvignjeni inverziji).

Advekcijaska megla- nastane na 2 načina:

- Obalna ali morska megla- nastane, ko vlažen in topel zrak prodre iznad toplejše podlage nad hladnejšo. Zrak se ob hladni podlagi ohladi, nastane nekaj deset metrov debela meglena plast. V Sloveniji se takšna megla pojavi jeseni in spomladi v Slovenskem primorju.
- Puhteča megla- nastane, če hladen zrak pride nad toplo vodno (močvirje, reko, jezero, morje) ali vlažno površino. Takšne površine izdatno izhlapevajo, izhlapela voda pa se takoj nad površino spet kondenzira v obliki dvigajoče se megle. Posebno pogosta je puhteča megla pozimi, če so kopna tla pokrita s snegom. Zrak je nad njim hladen, površina vode pa je tedaj bistveno toplejša.

Frontalna megla- nastane ob padavinah, ob toplih frontah, ko pada sorazmerno topel dež skozi hladen zrak. Med frontalnimi padavinami tople kapljice izhlapevajo, para pa se v hladnem zraku kondenzira v meglo. Frontalna megla nastane že pri padavinah majhne intenzitete, že pri pršenju ali rahlem dežju. Podoben je nastanek take megle tudi ob intenzivnih padavinah, ko kapljice izhlapevajo v zrak. Po nalivu se pogosto pojavi puhteča megla, saj so tla mokra.

Pobočna megla- nastane ob narivanju vlažnega zraka na obsežno pobočje. Nastane zaradi prisilnega dviga in bi jo lahko klasificirali tudi kot stratus nebulosus ali orografski oblak.

**Oblike megle:** po debelini ločimo talno meglo, meglo z vidnim nebom in navadno meglo, skozi katero ne vidimo neba ali sonca. Pri temperaturah pod 0°C je megla podhlajena. Iz podhlajene megle se lahko ob lahmem vetru izloča mehko ivje, ob močnejšem vetru pa na privetni strani predmetov nastajajo debelejšje in trše obloge trdega ivja. Pri zelo nizkih temperaturah je megla lahko sestavljena tudi iz ledenih kristalov. Takšne ledene megle so ponavadi nizke, skozi se vidi sonce, v horizontalni smeri pa je vidnost zelo zmanjšana. Zaradi ledenih kristalov v ledeni megli opazimo optične pojave (halo, sončni steber). Pri temperaturah nad 0°C je v megli včasih toliko kapljic, da se ob vetru iz megle začne na predmetih izločati voda. Iz megle včasih prši, če je pršenje pri temperaturah pod 0°C, potem pride do poledice ali žleda.

**Razkroj megle-** megla lahko izgine, izhlapi, se razkroji ali se preoblikuje. Frontalna megla ponavadi izgine s prenehanjem padavin, pobočna megla pa je stratus nebulosus. Advekcijaska in radiacijska megla pogosto vztrajata tudi potem, ko preneha vzrok njunega nastanka. Radiacijska in kotlinska megla in z njima povezana inverzija se lahko razkrojita in izgineta zaradi naslednjih mehanizmov:

- Diabatno ogrevanje zraka zaradi sončnega obsevanja- razkroj je možen le tedaj, če je sonce dovolj močno in je plast megle dovolj tanka.
- Dovod hladnejšega zraka- ob megli je pri tleh in v kotlinah še hladen zrak. Če se zaradi vremenske spremembe v višjih plasteh ozračja nad kotlino premakne še hladnejši, a dokaj suh zrak, ta izrine hladni megljeni zrak iz kotline. Megla izgine, vendar je verjetno, da bo tudi v novem hladnem zraku ponovno nastala.

- Povečanje hitrosti vetra- nad meglenim območjem se lahko okrepi veter. Pri tem ni nujno, da je veter hladnejši od zraka pri tleh ali v kotlini, zadošča že, če je hitrost vetra dovolj velika ali pa da se povečuje. V tem primeru pride do turbulentnega razkroja megle (megla izgine od zgoraj navzdol). Na ta način izginejo obsežne kotlinske megle pred prihodom tople fronte.
- Transformacija megle v stratus: če v megli pride do mešanja, potem se v megli vzpostavi nevtralni temperaturni gradient: spodnja plast zraka se ogreje, pogosto nad rosišče, megla pri tleh izgine. Zgornja plast zraka se ohladi, tam megla postane gostejša. Ker pri tleh ni več megle, je nekoliko višje sedaj stratus. Ta včasih razpade v stratokumulus (zaradi nadaljnjega mešanja).

## Padavine

V oblakih nastanejo tudi padavine. Da pride do nastanka padavin, morajo delci v oblaku zrasti do velikosti padavinskih kapljic in padavinskih snežnih kristalov.

**Mehanizmi nastanka padavin v oblakih-** za nastanek padavin sta pomembna dva procesa:

- **Proces rasti ledenih kristalov na račun podhlajenih kapljic:** v večini debelih oblakov zmernih širin (Cu, Cb, Ns) so v različnih višinah različni oblačni delci: na vrhu oblaka so ledeni oblačni kristali, v sredini podhlajene oblačne kapljice, nizko nad bazo pa nepodhlajene kapljice. Okoli oblačnih delcev je nasičeni parni tlak, ki je odvisen od temperature, pa tudi od tega, za kakšno fazo spremembe gre. Pri temperaturah pod lediščem, pri katerih je voda lahko podhlajena ali pa zmrznjena, je pri isti temperaturi nasičeni parni tlak nad podhlajeno tekočo vodo večji od nasičenega parnega tlaka nad ledom. Če se ledeni oblačni kristal pojavi v kakem področju oblaka, v katerem so tudi podhlajene oblačne kapljice, bo okolišni zrak za ledeni kristal prenasičen. Na kristalu se bo zaradi tega začela izločati vodna para, kristal se bo nekoliko ogrel zaradi sproščanja latentne toplote. Ta toplota bo odtekala v okolico, iz okolice pa bo na kristal z difuzijo pritekala vodna para. Ledeni kristal raste na račun izhlapevanja (podhlajene kapljice izhlapevajo). Z depozicijo nastanejo večinoma pravilni heksagonalni kristali, posamezne šesterooglate ploščice in razvejane snežinke (dendriti). Ledeni kristal postane zaradi depozicije tako velik, da postane njegova hitrost padanja večja od hitrosti padanja kapljic in tako pada v vse nižje plasti oblaka. V zmernih geografskih širinah v višjih delih oblaka vedno sneži, kakšne padavine pa bodo prispele do tal, je odvisno od temperaturnih in vlažnostnih razmer. Rast ledenih kristalov na račun podhlajenih kapljic je bistveni vzrok za nastanek padavin v razmeroma hladnih oblakih.
- **Pomemben tudi proces koalescence (zliivanja) kapljic:** v oblaku so zaradi kakšnega vzroka naenkrat prisotni različno veliki delci. Razlogi za njihov nastanek so različni. Nad različno velikimi kapljicami je nasičeni parni tlak nekoliko različen: nad majhnimi kapljicami je višji, nad večjimi je manjši. Razlog je v tem, da je pri majhnih kapljicah površinska napetost razmeroma pomembna, pri velikih pa ne. Če torej vse kapljice v oblaku niso enako velike (potem je nasičeni parni tlak v okolici majhnih kapljic za nekoliko večje že prenasičen), se začne na velikih kapljicah izločati vodna para in velike kapljice počasi rastejo.



Ker se na večjih kapljicah izloča vodna para, jo je v zraku manj in za majhne kapljice postane zrak nenasičen (majhne kapljice lahko malo izhlapijo, postanejo še manjše). Proces je počasen, saj so razlike v parnem tlaku majhne. Razporeditev kapljic se po velikosti spremeni, tako da se povečuje delež večjih kapljic.

V oblaku, kjer so prisotni padavinski delci različnih velikosti, lahko pride v oblaku do zlivanja kapljic. Do zlivanja pride zaradi trkov med kapljicami, ki padajo z različnimi hitrostmi. Velike kapljice (ali ledeni kristali) padajo hitreje od majhnih. Zaradi večje hitrosti padanja veliki delci dohitevajo manjše in se zaletavajo vanj. Pri tem se male kapljice večinoma pripojijo. Pri zlivanju (velikih in majhnih delcev) so pomembne tudi električne lastnosti kapljic in kristalov. Prav tako je pomembna tudi oblika toka (ponavadi je turbulenten). Velika kapljica raste in upor zraka na kapljico postaja vse večji. Oblika velike kapljice se spremeni- velike kapljice postanejo vertikalno sploščene. Z večanjem se že tako splošči, da se kmalu razleti v več manjših kapljic (ki pa so še vedno velike glede na oblačne kapljice). Vsaka od teh novih kapljic nadaljuje rast z zlivanjem. Podobno se pojavi koalescenca tudi tedaj, če večji ledeni kristal pada skozi zrak, v katerem so oblačne kapljice. V tem primeru oblačne kapljice primrzujejo na ledeni kristal. Na kristalu se nabira ivje, temperatura pa narašča proti ledišču. Prihaja do sprijemanja razvejanih snežnih kristalov v snežne kosme. Ko pride snežinka ali snežni kosem v toplejše področje oblaka, kjer so temperature nad lediščem, se padavinski delec začne na površini taliti (potrebno je dovesti toploto, ki jo dobi z ohlajanjem okoliškega zraka). Zrak se ohlaja proti ledišču, zato se višina izoterme 0°C spušča vedno nižje. Taljenje se nadaljuje, ko snežni kosem pade pod bazo oblaka. Tudi dežna kaplja, ki pade iz oblaka, v nenasičenem zraku pod oblakom izhlapeva in ga hladi. Hladni zrak je težji od okoliškega in se zaradi tega začne hitro spuščati. Pod oblaki z intenzivnimi padavinami se pogosto pojavi nevihtni piš. Včasih pa je zrak pod oblakom tako suh, da padavinski elementi izhlapijo, preden pridejo do tal. V takem primeru opazimo iz oblakov viseče virge.

**Vrste padavin-** ločimo tekoče in trdne padavine. Tekoče padavine so:

- Pršenje- so drobne kapljice; pogosto prši iz oblakov stratus (St) ali Ns. Včasih so kapljice pršenja podhlajene in zmrzujejo ob stiku s tlemi ali predmeti, tako nastane poledica ali požled.
- Dež- so debelejše kaplje (premer nad 5 mm); padajo iz oblakov rodov nimbostratus (Ns), kumulus (Cu cong) ali kumulonimbus (Cb). Včasih je dež podhlajen in ob stiku s predmeti zamrzne, nastaneta poledica ali požled. Če dežuje iz Ns so padavine ponavadi enakomerne, intenziteta pa se lahko spreminja. Včasih so med padanjem tudi časovni presledki brez dežja. Dež, ki pada iz Cb ali Cu cong, je ponavadi bolj neenakomeren, pada v obliki nalivov.

Trdne padavine so:

- Sneg- so ledeni kristali vejičaste oblike (dendriti), zlepki snežnih kristalov, zaivjeni kristali in snežinke. Oblika in velikost je zelo različna, odvisna od temperature in vlažnostne stratifikacije v oblaku in pod njim. Pada iz St, Ns, Cu cong, Cb.
- Dež s snegom- je mešanica dežja in snega ter talečega se snega.
- Zmrznjeni dež- je dež, ki je zmrznil pod bazo oblaka, ponavadi je v ledeni lupini še nekaj tekoče vode.

- Babje pšeno- so bela okrogla zaivljena zrnca, velikost od 1 do 5 mm, ponavadi pada iz konvektivnih oblakov.
- Sodra- so ledena zrnca, včasih oblita z vodo, pada iz Cb, po nastanku podobno kot babje pšeno, le da je zunanja lupina iz trdega ledu, velikost do 5 mm.
- Toča- so ledena zrna, včasih suha, včasih mokra, pada le iz Cb ob močnih nevihtah. Ledeno zrno ima ponavadi več plasti, nastalih ob nekajkratnem padanju in dviganju zrna v oblaku, v katerem so izrazita dviganja zraka. Nastaja podobno kot sodra, le da je velikost zrn nad 5 mm.

K padavinam spadajo še rosa, zmrznjena rosa, slana, mehko ivje, trdo ivje in meglena moča.

### **Nastanek sodre in toče, požleda in zaledenitve**

**Sodra in toča** nastajata v nevihtnih oblakih kumulonimbusih (Cb). Za nastanek je potrebno, da so v višjem delu oblaka ledeni kristali, v srednjih delih pa podhlajene kapljice. Ledeni kristali med padanjem rastejo (na račun podhlajenih kapljic), nastajajo vse večje snežinke. Včasih je oblak tako vodnat, da podhlajene kapljice ne morejo zmrzovati dovolj hitro in na zrnu se nabere vodena obloga. Ta zmrzne pri dviganju in nastane trd ter gostejši prozorni led. Če ledeno zrno (prevlečeno s plastjo vode) nekajkrat ponovi pot gor in dol skozi oblak, se na njem lahko nabere veliko ledu, vsaka posamezna plast se pri padcu v spodnje plasti oblaka malo natali. Število plasti v zrnu pove, kolikokrat je zrno potovalo gor in dol po oblaku. Sčasoma postane zrno tako veliko, da ga niti močni vzgorniki v kumulonimbusu ne morejo več držati v oblaku in zrno toče pade iz oblaka. Hitrosti padanja zrna toče so velike, poškodbe, ki jih povzročijo, pa so odvisne od mase zrna in od kvadrata hitrosti padanja.

**Žled** je gladka, običajno prozorna ledena prevleka na predmetih. Nastane z zmrzovanjem podhlajenega rosenja ali dežja na površini, ki ima temperaturo pod lediščem ali okoli njega. Nastane pa lahko tudi s primrzovanjem kapljic s temperaturo nad lediščem na tla ali predmete, katerih temperatura je pod lediščem. Pogostejše je, da požled nastane ob pršenju (kot ob dežju). Požled ob dežju je sicer bistveno bolj očiten, led lomi drevje, trga električno napeljavo in podobno, požled ob pršenju pa se ponavadi opazi le na gladkih površinah (na cesti, avtomobilskih strehah). Značilno za požled je, da se pojavi le v neki plasti nadmorske višine, višje ponavadi sneži, nižje pa so temperature zraka dovolj visoke, da se kapljice ogrejejo nad ledišče že v zraku.

### **Izotermna preobrazba snežne odeje- zrnjenje in srenjenje**

Zrnjenje je posledica tega, da je nad izrastki kristala večji nasičeni parni tlak kot nad vdolbinami v kristalu. Vodna para zaradi razlik v nasičenem parnem tlaku difundira iz območja delov kristala, kjer je parni tlak večji, k delom kristala z nižjim nasičenim parnim tlakom. Iz razvejanega kristala nastane kroglasto ledeno zrno. Skupna masa ledu je v kristalu pred začetkom preobrazbe in v zrnu po končani preobrazbi enaka, spremeni pa se prostornina (v razvejanem kristalu je led razporejen tako, da je med izrastki veliko zraka). Spremeni se tudi volumen celotne snežne odeje, ki se med zrnjenjem seseda.

Sočasno z zrnjenjem poteka tudi povezovanje posameznih zrn. Če se dve zrna tiščita, je med njima konkavna špranja, v katero se deponira vodna para. Zaradi te depozicije nastane med dvema zrnoma leden mostiček. Zrna se povezujejo z mostički, povezovanju zrn v snežni odeji pravimo tudi srenjenje, končni rezultat tega je oblika snega, ki jo

imenujemo sren. Zrnjenje in srenjenje potekata hitreje pri temperaturah, ki so blizu ledišča. Za potek zrnjenja je najugodnejše, če se temperatura po sneženju nekaj dni bistveno ne spreminja ali pa da se celo dviga.

### **Odjuga**

Z izrazom odjuga poimenujemo nekaj različnih procesov v snežni odeji, ki so povezani z njenim taljenjem.

- Dnevna odjuga- zaradi sončnega sevanja se površina snežne odeje čez dan nekoliko stali. Ponoči, posebno še v jasnih nočeh, se snežna odeja na površju močno ohladi in kaša ledenih zrn in vode zmrzne v ledeno plast, imenovano osrenica, pogosto zmrzne tudi voda, ki je pronicala v nižje plasti. Čez dan se ob ponovnem sončnem vremenu površina ponovno stali, z zaporednim taljenjem in zmrzovanjem vršne plasti snežne odeje postajajo vse bolj trde, ledene in povezane.
- Deževna odjuga- snežna odeja se lahko tali tudi zaradi dežja s temperaturo nad lediščem.
- Pomladna odjuga- je kombinacija dnevne odjuge brez nočnega zmrzovanja, deževne odjuge in odjuge zaradi toplega zraka. V pomladnih mesecih je sončno obsevanje dovolj močno, da čez dan ojuži debele plasti snega.

### **VREMENSKI SISTEMI**

Velikosti pojavov v atmosferi- v ozračju se sočasno dogajajo pojavi zelo različnih velikosti. V vertikalni smeri so atmosferski pojavi omejeni večinoma z višino troposfere, v horizontalni smeri pa je raznolikost velikosti in sočasnost pojavljanja velika. Ob ciklonu se pojavljajo fronte, ob frontah nevihtni sistemi, znotraj teh posamezni nevihtni oblaki ... Življenjske dobe posameznih procesov so različne in so sorazmerne z njihovo velikostjo. Večinoma razdelimo pojave v atmosferi v štiri skupine z značilnimi skalami:

- Makro pojavi- pojavi (velikost nekaj 10 000 km), kjer sodeluje vsa ali precejšen del atmosferske hemisfere (tropski vzhodniki, Hadleyeva celica, valovanje splošnega zahodnika);
- Sinoptični pojavi- zračne mase (velikost nekaj 1000 km), anticikloni in cikloni zmernih širin (tropski cikloni, fronte);
- Mezo pojavi- frontalne cone (velikost od enega do nekaj sto km), mezocikloni, nevihtni in padavinski sistemi, priobalni vetrovi; oblaki, nevihte, lokalni vetrovi;
- Mikro pojavi- drobni vrtinci, turbulenca (velikost od nekaj mm do kilometra);

### **Planetarno kroženje vetrov**

Največ energije dobijo predeli okoli ekvatorja in najmanj predeli v bližini polov. Zaradi razlik v ogrevanju se pojavijo razlike v temperaturi tal in zraka, temperaturne razlike pa so razlog za gradientne pritiska in s tem za premikanje zraka: atmosfera kot celota deluje kot toplotni stroj.

**Splošni vetrovi-** zaradi razlik v sevalni energijski bilanci (med polarnimi in ekvatorialnimi geo širinami) je zračni pritisk razporejen tako, da je okoli ekvatorja območje enakomernega nizkega pritiska, temu sledijo proti subtropskim krajem obširna območja visokega pritiska. V zmernih geografskih širinah se pojavljajo menjajoča se prevladujoča območja nizkega in občasnega visokega pritiska, v polarnih krajih pa je spet

razmeroma stalno območje visokega pritiska z zelo mrzlim zrakom. V povprečju horizontalni vetrovi pihajo tako, da sta severno in južno od ekvatorja dve območji večinoma vzhodnih vetrov, ki jih imenujemo **pasati**. Ti vetrovi imajo sicer prevladujočo vzhodno smer, vendar so usmerjeni tudi proti ekvatorju, tako da se stekajo proti ekvatorju v ekvatorialni kovergenčni coni. Tam se zrak dviga (padavine in deževna doba), nato pa se zrak v višinah razteka proti severu in jugu in se spušča navzdol v subtropskih krajih, kjer ležijo stalna območja visokega zračnega pritiska. Zrak gre pri tleh proti ekvatorju, v višinah pa stran od njega. Premikanje zraka v vertikalnem preseku nad tropskimi in subtropskimi kraji rečemo tudi **Hadleyeva celica**. V območju subtropskih anticiklonov so vetrovi večinoma šibki. Zaradi spuščanja zraka tam ves čas prevladuje jasno vreme, občasno pa tudi v ta pas zaidejo tropski cikloni (tajfuni ali hurikani), ki nastanejo nad tropskimi morji, potem pa se pomikajo stran od ekvatorja. V zmernih geografskih širinah vetrovi pihajo tako, da to ustreza geostrofskemu ravnotežju. Na desni strani zahodnih vetrov zmernih geografskih širin so območja visokega pritiska subtropskega pasu, na levi strani pa nižji pritisk zmernih širin. Splošni zahodnik ob tem valovi, kadar pa je ta zahodnik zelo stacionaren in ne valovit pa se zgodi, da teče zrak v zmernih geografskih širinah v obliki t.i. **Ferellove celice**. Tedaj in tam se zrak v vertikalnem preseku premika tako, da se nad subtropi zrak spušča, od subtropov teče zrak pri tleh proti severu, nato se ob polarni fronti dviga in se v višinah vrača nazaj proti jugu. Okoli polov sta pri tleh stacionarni območji visokega zračnega pritiska z mrzlim zrakom. Meja med mrzlim zrakom nad polarnimi kraji in toplejšim zrakom nad zmernimi geografskimi širinami se imenuje **polarna fronta**. Ta meja se premika z letnim časom, hkrati pa tudi močno valuje, se premika za nekaj tisoč kilometrov v smeri sever-jug in vzhod-zahod. V zmernih geografskih širinah je zato vreme zelo spremenljivo.

**Rosbyjevi valovi**- zaradi vrtenja Zemlje splošni vetrovi ne pihajo v smeri proti nizkemu pritisku, pač pa se nenehno vzpostavlja geostrofsko ravnotežje, vetrovi pihajo pravokotno na smer pritiskovega gradienta. Okoli Zemlje zato pihajo večinoma vzhodni in zahodni vetrovi. Splošni zahodnik pa ni enoten, zaradi motenj (gorstva, morski tokovi, razlike med kopnim in morjem) se v splošnem zahodniku pogosto pojavijo horizontalni transverzalni valovi, imenujejo se Rossbyjevi valovi. Na severni polobli imajo Rossbyjevi valovi večjo amplitudo in krajšo valovno dolžino (so disperzivni, kar pomeni, da je fazna hitrost odvisna od valovne dolžine: kratki valovi so hitri, dolgi počasnejši). Rossbyjevi valovi so bistveni za oblikovanje prizemnih baričnih tvorb (ciklonov, anticiklonov) in prek njih tudi za vrsto vremena na posameznih področjih. Kjer ima Rossbyjev val maksimum, govorimo o grebenu ploskve konstantnega pritiska. Nekoliko vzhodno od maksimuma v višinah je pri tleh mesto nastanka anticiklona. Kjer pa ima Rossbyjev val minimum, govorimo o dolini v topografiji izobarne ploskve. Pri tleh nekoliko vzhodno od minimuma vala nastane ciklon. Rossbyjevi valovi niso stalni, ponavadi je življenjska doba posamezne valovne oblike med 7 in 10 dni.

### **Pojavi v sinoptični skali**

Sinoptična skala zajema pojave, ki so veliki po nekaj tisoč kilometrov in imajo življenjsko dobo nekaj dni. Ti pojavi bistveno vplivajo na tip in razvoj vremena v celih pokrajinah.

**Zračne mase**- so gmote zraka, ki dlje časa vztrajajo nad razmeroma homogeno podlago in se navzamejo termalnih in vlažnostnih lastnosti podlage. Po izvoru delimo zračne mase

najprej na kontinentalne (celinske) in maritimne (morske). Glede na geografsko širino delimo zračne mase še na ekvatorialne, tropske, polarne in arktične. Možne so skoraj vse kombinacije, le arktična zračna masa je vedno le kontinentalna. Za nastanek enotne zračne mase mora biti na mestu njegovega nastanka vetrovno polje stacionarno in vetrovi večinoma šibki. Takšno vetrovno polje je ponavadi ob anticiklonih, ki so zaradi ravnotežja sil tudi precej razsežni.

**Anticikloni**- so območja visokega zračnega pritiska. V anticiklonih pihajo vetrovi v smeri urnega kazalca (negativna, anticiklonalna smer). Vetrovi so razmeroma šibki in anticikloni morajo biti razsežni. Zrak se spušča, zato se segreva in suši. Morebitni oblaki zato v anticiklonu izginejo, prevladuje jasno vreme. Sesedanje zraka ne seže povsem do tal (nekaj sto metrov visoko), višino spodnjega roba plasti sesedanja zraka označuje subsidenčna inverzija. Pod to inverzijo je zrak bistveno bolj vlažen, onesnažen in hladen. V anticiklonih se pogosto pojavljajo tudi talne inverzije (tla se ponoči lahko močno ohladijo in tudi zrak nad njimi). Zaradi lokalnega ogrevanja oz. ohlajanja se pojavijo izraziti lokalni vetrovi (pobočni, dolinski, obalni). Večinoma so anticikloni povezani z razmeroma toplimi zračnimi masami. Včasih pa se zgodi, da je v višinah nad anticiklonom hladen zrak in zaradi tega se tam razvije višinski ciklon. Pri tleh večer kroži v anticiklonalni smeri, v višinah pa v ciklonalni. Takšno stanje povzroči, da je kljub anticiklonu vreme slabo (dežuje). Posebej izrazito je območje slabega vremena ob robovih višinskega ciklona. Takšnemu višinskemu ciklonu nad prizemnim anticiklonom pravimo tudi višinsko jedro hladnega zraka. Če je v anticiklonu zračna masa hladna, se tla zaradi diabatnih vplivov čez dan segrejejo in s tem postane atmosfera labilna, pride lahko do nastanka ploh in neviht. Te so pogosto prve dni po nastopu anticiklona. Jutra so jasna, dopoldne pa se začne razvijati kopasta oblačnost, opoldne in popoldne so bolj ali manj pogoste plohe in nevihte, zvečer pa se spet zjasni in noč je jasna. V kasnejših dneh se zračna masa že toliko segreje, da ni več popoldanskih ploh, pač pa se okoli poldneva pojavljajo posamezni kumulusi lepega vremena. Tak razvoj vremena je predvsem pogost spomladi, ko je sonce že visoko, tedaj so dovodi energije na tla veliki, zračna masa pa je tedaj pogosto še hladna.

**Cikloni in fronte**- cikloni so večinoma krožna območja nizkega zračnega pritiska. Zaradi dinamičnih zahtev po ravnotežju sil v ciklonu veter kroži v pozitivni smeri. Cikloni so lahko tudi majhni in hitrost vetra je lahko tudi velika, odvisna je pač od krivinskega radia in gradienta pritiska. Za razliko od anticiklonov, so v ciklonih izrazita območja toplega in hladnega zraka. V ciklonih se namreč zaradi deformacije v vetrovnem polju zblížajo različne zračne mase. Mejo med zračnima masama imenujemo fronta. V ciklonih je zaradi vplivov prizemnega trenja in stekanja zraka pri tleh ter zaradi višinske divergence pred dolino Rossbyjevega vala v višinah opaziti dviganje zraka. Zaradi dviganja se zrak razpenja in ohlaja. Ohladi se pod temperaturo rosišča in iz zraka se izločijo oblačne kapljice ali ledeni kristali. Zaradi dviganja pride tudi do nastanka padavin. V ciklonu je vreme oblačno s padavinami, večinoma je tudi vetrovno. Zaradi oblakov je količina sončne energije, ki pride do tal, v ciklonih majhna. Cikloni so tako območja pretežno slabega vremena, še posebej oblačno in padavinsko vreme je ob frontah. Do nastanka ciklona zmernih geografskih širin ponavadi pride na polarni fronti. To je planetarna meja med polarnimi in tropskimi zračnimi masami. Ta meja je lahko stacionarna, ponavadi pa valuje podobno kot Rossbyjevi valovi v višinah. Če je meja med toplim zrakom na jugu in hladnim zrakom na severu sprva v zonalni smeri (smer zahod-vzhod), se temperaturne

razlike med zračnima masama zaradi sončnega sevanja večajo, temperaturni in pritiskov gradient se povečujeta. Zaradi kake motnje se pogosto začne hladni zrak s severa pomikati proti jugu. Hladni zrak je težji od toplega in se vriva pod toplega, govorimo o nastanku hladne fronte. Topli zrak se mora hladnemu umikati, umika se z dviganjem in z odtekanjem v horizontalni smeri. Zaradi dviganja nastane slojasta in kopasta oblačnost ter padavine. Podobno, a obrnjeno, je stanje na topli fronti (topli zrak se nariva na hladnega in se ob njem vzpenja). Nad frontami, posebno še nad temperaturno bolj izrazito hladno fronto, se zato pojavijo izrazito močni vetrovi. Vetrovni stržen je premaknjen nad hladni zrak za fronto. Premikajoči se hladni zrak povzroči, da se polarna fronta začne pomikati proti jugu. Hkrati zaradi vpliva ravnotežja med Coriolisovo silo in silo gradienta pritiska pride do padca pritiska na levi strani premikajočega se hladnega zraka, hladni zrak se začne gibati po delu ciklonalno ukrivljene krožnice. Na enak način se giblje tudi topli zrak, ki ga hladni zrak izriva. Topli zrak, ki se mora ob tem dvigovati, se razpenja, ohlaja, v njem se kondenzira voda in tako nastanejo padavine. Hladni zrak pred toplo fronto se le počasi umika. Tako v ciklonu v poleg hladne fronte v zahodnem delu nastane še topla fronta v vzhodnem delu. Hladna fronta se vedno giblje hitreje od tople in v središču ciklona hladna fronta kmalu dohiti toplo. Tedaj se pri tleh združita hladni zrak izza hladne fronte in hladni zrak izpred tople fronte. Topli zrak je izrinjen od tal v višje plasti atmosfere. Govorimo o nastanku **okluzije**. Dogajanje na meji med hladnima zrakoma je odvisno od njunih temperatur, lahko se hladni zrak hladne fronte vriva pod hladni zrak izpred tople fronte ali pa obratno. V področju okluzije se mora topli zrak intenzivno dvigati, oblačna sistema tople in hladne fronte se združita in ob okluzijski točki so ponavadi padavine najbolj izrazite, saj je tam dviganje najmočnejše. Padavine so seveda tudi drugod ob okluziji (vendar ne tako intenzivne).

**Tropski cikloni, orkani, hurikani in tajfuni**- vsa imena označujejo izrazit vrtinec v subtropskem pasu, ki je povezan z orkanskih vetrovi in intenzivnimi padavinami. Ime hurikan se je uveljavilo za močne tropske ciklone, ki se pojavljajo v Pacifiškem in Atlantskem oceanu ob Ameriki; ime tajfun je v uporabi v vzhodni Aziji, s ciklonom pa te vrtince poimenujejo na obalah Indijskega oceana. Na leto se na zemlji pojavi med 50 in 70 orkanov. Tropski cikloni nastajajo nad toplimi tropskimi oziroma subtropskimi morji, med  $8^{\circ}$  in  $20^{\circ}$  severno in južno od ekvatorja. Nastanejo zaradi stekanja in dviganja vročega in vlažnega zraka (ob robu ekvatorialne konvergenčne cone). Pri tem nastajajo močne nevihte. Tropski cikloni, hurikani ali tajfuni (= orkani) nimajo front, saj je v njih temperaturno polje enotno. Zaradi velikega pritiskovega gradienta so hitrosti vetra v orkanih zelo velike. Vetrovi v orkanu pihajo zaradi ravnotežja sil (gradientna in centrifugalna). Ko pride orkan nad kopno, se vpliv trenja poveča, hitrosti vetra pri tleh se postopoma zmanjšujejo, zrak se bolj steka proti središču in pritiskovne razlike se zmanjšajo, s tem veter oslabi. Hkrati pa pomeni prihod orkana nad kopno zmanjševanje intenzitete ciklona in na njegovo hitro odmiranje nad kopnim. Osrednji del orkana sestavlja množica neviht. Orkan kot celota se premika s splošnim vetrom. Če orkan stacionira, postopoma slabi, saj s padavinami hladni zrak in vodo pod seboj, premikajoči se orkan pa prihaja vedno nad novo toplo morje. Dokler so orkani nad morjem, so skoraj krožno simetrične tvorbe, najizrazitejši vetrovi so v tistem delu orkana, ki je na strani, kjer je subtropski anticiklon. V samem središču orkana ni izrazitega pritiskovega gradienta in tam so vetrovi šibki, tam ni dviganja zraka in pogosto je tam celo jasnina (oko hurikana).

## ELEKTRIČNI IN OPTIČNI POJAVI

**Električno polje v ozračju ob lepem vremenu-** v mirnem ozračju brez oblakov so tla električno prevodna in ob lepem vremenu negativno nabita. Za vso Zemljo dobimo po vsej njeni površini skupni negativni naboj tal okrog  $Q = -5.5 \cdot 10^5$  As. Vendar zrak ni popoln izolator, saj je delno ioniziran. Vzrok za to so kozmični žarki. Blizu tal je ioniziranost zraka majhna. V zraku nad tlemi je zaradi presežka pozitivnih ionov nad negativnimi prostorsko porazdeljen pozitiven naboj. Električni tok teče od tal navzgor: elektroni in negativni ioni navzgor, pozitivni ioni pa navzdol. Kondenzator tla-ionosfera bi se samo zaradi prevodnosti zraka (če ne bi bilo udarov strel) kaj hitro izpraznil. V ozračju pa se neprestano dogajajo tudi procesi, ki ves čas učinkovito skrbijo za razdeljevanje naboja in tako polnijo ta kondenzator. To se dogaja v oblakih (predvsem v nevihtnih) in sicer s procesom razdelitve naboja.

**Razdelitev naboja-** v ozračju se naboja ločita pri trkih, ki jim sledi delno spajanje in ponovno ločevanje oblačnih in padajočih kapljic, kristalčkov, zrn sodre ali toče, ki se zaradi različne velikosti in oblike različno hitro gibljejo. Poleg tega se v oblaku dviga in spušča zrak, ki nosi s seboj kapljice in kristalčke. Tisti, ki so dovolj lahki, se gibljejo praktično skupaj z zrakom, torej v vzgornikih navzgor. Tisti, ki pa so dovolj veliki in težki, padajo navzdol. Oboji se o trkih lahko nabijejo s pozitivnim oz. z negativnim nabojem. Največjo veljavo procesov, ki prispevajo k razdelitvi naboja dajejo influenčno-gravitacijski delitvi naboja. Zaradi električnega polja se v delcih naboj razdeli: spodaj se nabere pozitiven, zgoraj negativen naboj. Večji delci so v nevihtah navadno zmrznjeni. Če prileti na ledeni delec podhlajena kapljica, se ob trku ponavadi razleti in delno primrzne. Drobni ostanki, ki se razletijo, prejmejo od velikega delca ob trku pozitiven naboj. Nekaj dejstev: glavnina pozitivnega naboja v oblakih je v višjih delih oblakov, nekaj kilometrov nad glavnino negativnega naboja; glavnina negativnega naboja je v oblaku, kjer je temperatura pod  $0^{\circ}\text{C}$  in kjer so v oblaku veliki ledeni delci, glavnina pozitivnega naboja pa tam, kjer je temperatura še nižja in kjer so le drobni oblačni delci; naboj se najbolj razdeljuje ob močnih vzgornikih v oblakih.

**Udari strel-** Slovenija leži na območju, ki je med najbolj nevihtnimi v Evropi, na leto je v povprečju blizu 50 nevihtnih dni. Največ strel preskoči med deli oblakov. Idealen suh zrak v naravi začne prevajati elektriko, če električna poljska jakost preseže okoli  $3 \cdot 10^6$  V/m. Strela pa udari že pri dosti manjši napetosti, in sicer zato, ker se tu in tam pojavljajo neenakomerne porazdelitve naboja, tako da je med dvema takima točkama mnogo višja napetost kot med enako oddaljenima drugima dvema točkama. Izmerili so namreč, da je napetost pred udari strele v povprečju na razdalji 1 metra samo 300 000 V. Udar strele se nekajkrat ponovi, zrak se v ioniziranem kanalu segreje na okrog 30 000 stopinj in svetlo zažari kot blisk. Tlak močno naraste in se kot grom v obliki udarnega vala in zvoka širi navzven od osi strele. Pri udaru strele se pretoči le malo naboja. Velika energija, ki se sprosti torej ni posledica močnega toka naboja, temveč visoki napetosti pri tem. Kje udarjajo strele, ugotavljamo z lokatorji za strele, ki jim učinkovito pomagajo računalniki. Od strele se ne širi samo vidna svetloba, temveč tudi elektromagnetno valovanje najrazličnejših drugih valovnih dolžin. Zanimiva je krogelna strela, ki se pojavi včasih po udaru strele iz oblaka na sorazmerno majhni višini nad tlemi.

## **Optični pojavi**

Med njih štejemo vidnost oz. zmanjšano vidnost, ukrivljanje svetlobe skozi ozračje, pojave, kot so mavrica, halo, venec (okrog Sonca ali Lune), glorijska sence (okrog sence opazovalca), ki nastane na meglenem morju pod njim, ter svetel sij na rosi.

**Pojavi zaradi sipanja svetlobe-** zmanjšana vidnost je v ozračju posledica motnosti ozračja zaradi povečanega števila delcev v zraku. Vsaka kapljica megle sipa svetlobo na vse strani in deluje kot drobno svetilo. Zato je megla bela. Kontrast črnih predmetov na svetlem ozadju (npr. na nebu) z oddaljenostjo slabi. Ko pade pod določeno mejno vrednost, kontrast izgine in predmeta ne vidimo več. Razdalja, na kateri nam predmeti podnevi niso več vidni, je razdalja vidnosti. Sipanje svetlobe na molekulah zraka je vzrok, da ozračje vidimo kot modro nebo. Najbolj se namreč sipa svetloba najkrajših valovnih dolžin. Ob zahodu Sonca je modra svetloba razpršena in v direktni sončni svetlobi ostane predvsem rdeča svetloba. Tako se zahajajoče Sonce in od njega osvetljeni hribi ali morebitni oblaki videti rdeči- večerna zarja.

**Pojavi v zvezi z ukrivljanjem žarkov skozi ozračje-** ukrivljanje svetlobe skozi ozračje je posledica tega, da je zrak pri tleh gostejši, kot je višje v ozračju. Astronomska refrakcija je pojav, da so nebesna telesa navidezno višje, kot je njihov resnični položaj na nebu. Zemeljska refrakcija je podoben pojav, hribi so videti nekoliko višje, kot je njihov resnični položaj. To velja še posebej takrat, ko je pri tleh mrzlo. Če je plast zraka tik pri tleh močno pregreta, se žarek ukrivlja drugače, in sicer navzgor. Ker je ukrivljenost le majhna, opazimo pojav le na velikih oddaljenostih od sebe (objekti se zrcalijo, videti je, kot da so tla mokra). To imenujemo zrcaljenje. Kadar so zrcaljenja nenavadna, jim rečemo fata morgana. Taka zrcaljenja se dogajajo, ko se v ozračju po višini izmenjujejo relativno bolj in manj goste plasti, kar se zgodi ob temperaturnih inverzijah v višinah.

**Lom in odboj na kapljicah in kristalčkih- mavrica, halo in sij na rosi-** mavrico vidimo, kadar sije sonce iz za hrbta na deževne ali umetno razpršene kapljice. V oko opazovalca pride le tista svetloba, ki se je na kapljicah preusmerila nazaj. Žarek se ob vstopu v kapljico lomi k vpadni pravokotnici. Po odboju se ob izstopu iz nje še enkrat lomi, tokrat od vpadne pravokotnice. Pri mavrici občudujemo predvsem barve. Svetloba se razkloni v spekter barv zato, ker je lomni količnik za različne barve različen. To pomeni, da svetloba različnih barv prihaja v naše oko od različnih kapljic. Mavrica prvega reda ima rdečo barvo zunaj in vijolično znotraj loka, mavrica drugega reda, ki je šibkejša in jo zato redkeje vidimo, nastane okrog mavrice prvega reda, a z obratnim razporedom barv. Halo- nastaja po lomu na kristalčkih v cirusnih oblakih (vidimo ga tudi okrog Lune). To so ostro razvidni krogi, predvsem dva s polmerom  $22^\circ$  in  $46^\circ$  okrog Sonca. Gre za lom na šeststranih prizmah. Pri halo tudi ni nobenega notranjega odboja, zato nastane okrog sonca. Priviligirani so tisti žarki, ki potekajo skozi kristalček simetrično glede na simetralo lomečega kota kristala- optične prizme. Če so kristalčki predvsem pokončno orientirani, krog degenira v dve pegi na obeh straneh Sonca- t.i. sosonci. Sij na rosi- gre za odboj predvsem nazaj proti viru svetlobe, s tem pa tudi proti opazovalcu, ki je ravno v osi vpadajočih žarkov. Zato je neko območje okrog sence glave videti precej svetlo- videti je, kot da je okrog sence glave svetel sij.