

## Glava I

### OSNOVNI POJMOVI IZ METEOROLOGIJE

#### 1. — SASTAV I STRUKTURA ATMOSFERE

##### 1) SASTAV I OSOBINE ATMOSFERE

1. — Meteorologija je prirodna nauka koja proučava postanak, karakter i razvoj pojava koje se dešavaju u atmosferi. Ona, takođe, izučava i uticaj tih pojava na praktičan život čoveka.

Vojna meteorologija proučava uticaj atmosferskih uslova na borbena dejstva armije i njenu celokupnu opremu. U artiljeriji meteorološkim izviđanjem prikupljaju se podaci o meteorološkim uslovima, koji utiču na tačnost artiljerijske vatre.

2. — Atmosfera je vazdušni omotač Zemlje koji obezbeđuje postojanje organskog života na njoj i štiti ga od smrtonosnog zračenja kosmosa. Sila gravitacije održava ga oko zemlje tako da, zajedno sa njom, rotira u prostoru.

Gornja granica atmosfere postepeno se gubi u vacionskom prostoru zbog razređenosti vazduha, prelazeći u zonu gde molekuli i atomi nisu više neutralni, već nanelektrisani i gde svi procesi zavise od magnetnog polja Zemlje (magnetosfera).

Atmosfera se sastoji od mešavine gasova (azota 78%, kiseonika 21%, argona 0,94%, drugih gasova 0,06%, hemijskih jedinjenja i raznih čvrstih, tečnih i gasovitih primesa. Ovakav sastav atmosfere ostaje gotovo nepromenjen do termosfere, odnosno do oko 150 km visine.

Procenat količine vodene pare u atmosferi je promenljiv. Ona može da prelazi iz gasovitog u tečno ili čvrsto stanje i da u takvom obliku pada na zemlju gde isparava i ponovo se vraća u atmosferu ostvarujući stalno kruženje vode između zemljine površine i atmosfere. Ona se nalazi gotovo sva u granicama troposfere, od čega 50% u sloju do 1,5 km visine.

Čvrste čestice (prašina) procentualno i prostorno su nejednako raspoređene u atmosferi, što zavisi od mesta i strujanja vazdušnih masa. Njihov broj je manji nad vodenim površinama i u višim slojevima.

Uticaj čestica na zbivanja u atmosferi je velik. One odbijaju i raspršuju svetlosne zrake, smanjujući vidljivost. Osim toga, upijanjem topotnih zraka učestvuju i u zagrevanju vazdušnih masa, a ujedno služe i kao jezgro oko koga se kondenzuje vodena para u atmosferi. Poreklo im može da bude sa zemlje i iz kosmosa.

3. — Najvažnije osobine vazdušnog omotača zemlje su:

- na oblik i zapreminu vazdušne mase utiču sila gravitacije i centrifugalna sila, kao i pritisak viših slojeva atmosfere na njene niže slojeve;

- vazduh, težeći da zauzme što veću zapreminu, vrši jednak pritisak na sve površine sa kojima dolazi u dodir;

- pri sabijanju vazduh ima veću gustinu, a pri širenju manju, tj. redi je. Gušći vazduh ima veću težinu, a redi manju, tj. lakši je;

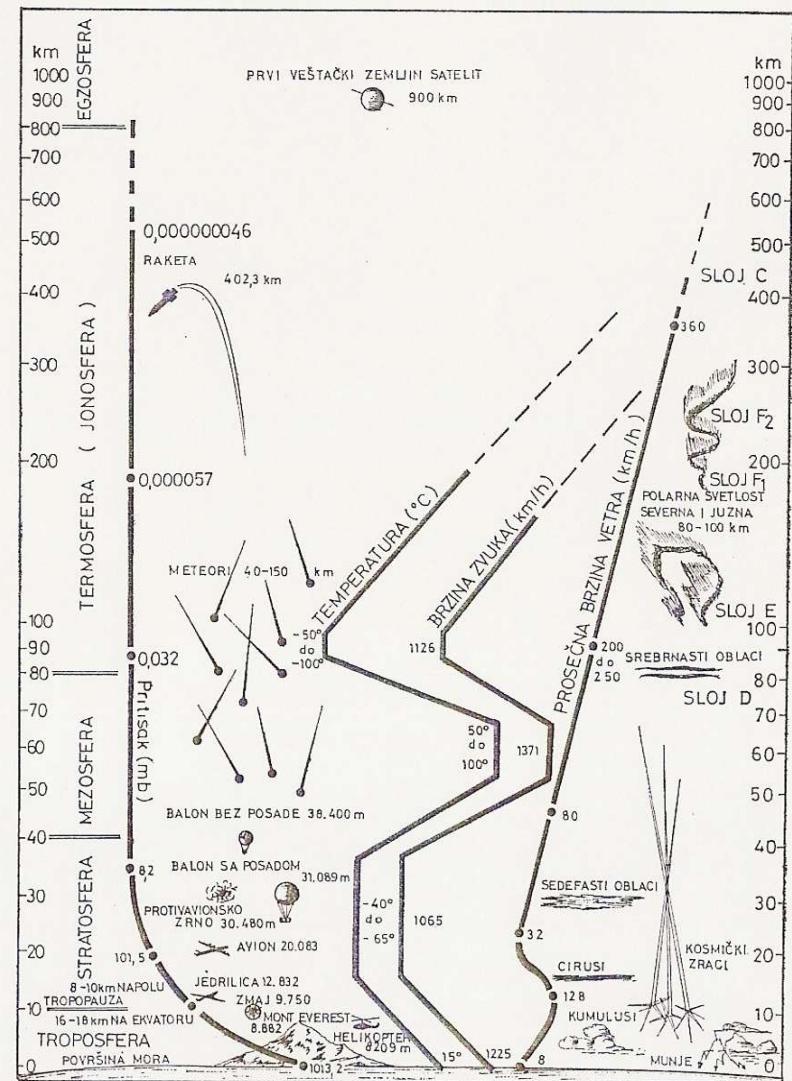
- pri sabijanju vazduh se zagreva, a pri širenju hlađi;

- zagrevanjem vazduh se širi i postaje redi, dok se rashlađivanjem gustina povećava.

## 2) STRUKTURA ATMOSFERE

4. — Atmosfera se, prema fizičkim svojstvima, procesima koji se odigravaju u njoj i raspodeli temperature po visini, deli na (sl. 1):

- troposferu,
- tropopazu,
- stratosferu,
- mezosferu,
- termosferu, i
- egzosferu.



Sl. 1 — Visina i struktura atmosfere

**Troposfera** je najniži sloj atmosfere, najbliži površini Zemlje. U njoj se odvijaju sve promene vremenskih priroda. Debljina ovoga sloja je različita i iznosi 16—18 km nad tropskim predelima, 10—12 km nad srednjim geografskim širinama i oko 8 km nad polarnim predelima. Na debljinu ovoga sloja utiče temperatura vazduha, pošto pri njegovom rashlađivanju dolazi do smanjenja, a pri zagrevanju do povećanja zapremine gasova.

Procentualni odnos gasova u troposferi je stalan u celom sloju. U njoj je sadržana i gotovo celokupna količina vodene pare u atmosferi pa, prema tome, samo u troposferi i dolazi do formiranja oblaka i padavina. U ovom sloju se nalaze i čvrste čestice (prašina) zemaljskog potekla.

Temperatura vazduha u troposferi ravnomerno opada sa povećanjem visine, tj. na svaki kilometar za 5—8°C, tako da leti, na gornjoj granici, iznosi oko —40°C, a zimi oko —60°C, pa i niže.

Vazdušni pritisak na površini zemlje, u najnižem sloju troposfere, iznosi 1.013 mb. On, takođe, opada sa povećanjem visine, tako da na gornjoj granici troposfere iznosi 1/8 vrednosti date za najniži sloj.

**Tropopauza** je prelazni sloj između troposfere i stratosfere. U njoj nastaju nagle promene u rasporedu temperature po visini, tako da je vrlo česta pojava povećanja temperature (temperaturne inverzije). U tropopauzi se nalazi zona najbržih strujanja vazdušnih masa (vetrova) koja dostiže, u ovom sloju, brzine i do 400 km na čas.

**Stratosfera** je sloj iznad troposfere. Njegova visina dostiže do 50 km iznad zemlje. U njoj su, uglavnom, kretanja vazdušnih masa horizontalna i manje brzine od brzine kretanja u tropopauzi. U ovom sloju temperatura se kreće od —50°C do —60°C i ne opada sa povećanjem visine, već ostaje ista ili ima tendenciju povećanja (temperaturne inverzije). Minimalna količina vodene pare onemogućava formiranje oblaka, tako da je stratosfera, praktično, bez oblaka.

U višim slojevima stratosfere, na visinama 24—45 km, dolazi do stvaranja troatomnog kiseonika — ozona čiji sloj štiti zemlju od opasnog ultraljubičastog zračenja sunca,

tako da do nje dopire samo jedan manji, bezopasni, deo ovoga zračenja.

**Mezosfera** je sloj iznad stratosfere. Njegova visina dostiže oko 80 km iznad zemlje. U njemu se pojavljuje izvestan pad temperature, tako da u ovom sloju temperaturne vrednosti dostižu i oko —80°C.

**Termosfera** je sloj iznad mezosfere. Njegova visina dostiže do 400 km iznad zemlje. Karakteriše se pojavom visokih temperatura koje dostižu i do 1.000°C. Ova pojava naziva se »kosmička toplota«, a prouzrokovana je ultravioletnim sunčanim zračenjem, koje dovodi do razlaganja molekula i nanelektrisanja čestica — ionizacije. Ovako visoka toplota se ne može prenositi jer je gustina gasova minimalna, te je to, u stvari, toplota pojedinačnih čestica.

**Egzosfera** je sloj iznad termosfere. To je spoljni deo atmosfere i počinje na visini od 400 km a prostire se do visine od 800 km gde, u stvari, počinje radiacioni pojas magnetosfere. To je sloj u kome nanelektrisane čestice fluktuiraju u kosmički prostor. U ovom sloju vladaju ekstremno visoke temperature koje dostižu vrednost do 2.000°C.

**Jonosfera** je sloj u kome molekuli kiseonika i drugih gasova nisu električni neutralni, već jonizovani (pozitivno ili negativno nanelektrisani). Počinje na visini od 60 km, tj. negde na polovini sloja mezosfere i obuhvata termosferu i egzosferu. Karakteristika ovoga sloja je da omogućava komuniciranje na velikim udaljenostima, reflektovanjem radiotalasa od pojedinih slojeva jonosfere.

### 3) PROCESI ZAGREVANJA I HLAĐENJA ATMOSFERE

5. — Izvor energije, potrebne za održavanje stalnih procesa u atmosferi, kao i procesa i pojava na Zemlji, jeste energija koju u svim pravcima svemira emituje sunce (sunčeva radijacija). Od ogromne količine energije koju sunce zrači u međuplanetarni prostor samo jedan, vrlo mali, deo dospeva do Zemlje.

Količina sunčeve energije koja pada na gornju granicu atmosfere zavisi od nekoliko faktora:

— stepena aktivnosti sunca (sunčeva radijacija je najveća u vreme pojave sunčevih pega i obratno);

— udaljenosti Zemlje od Sunca;

— ugla pada sunčevih zraka na površinu (kada su upravni na površinu, tada je i intenzitet zračenja najveći).

Atmosfera ne propušta svu dospelu količinu sunčeve energije u svoje niže slojeve i na površinu zemlje, već samo oko 27%. Oko 15% dospele energije apsorbuje sama atmosfera, 33% odbijaju oblaci i oko 25% se difuzno rastura.

Energija koja dospeva do zemlje najvećim delom se utroši na zagrevanje njene površine, a manji deo na razne procese (isparavanje, rastavljanje ugljen-dioksida kod brijaka itd.) i omogućavanje vidljivosti.

6. — Atmosfera se zagreva, uglavnom, zagrevanjem nižih slojeva vazduha, zbog čega nastaje tzv. **konvektivno strujanje**. Konvektivne struje su male uzlazne ili silazne struje vazduha nastale zagrevanjem vazdušne mase pri zemlji, koje se usled topote šire i postaju specifično lakše, te se time podižu uvis ustupajući mesto hladnjim i težim vazdušnim masama sa većih visina. Na ovaj način dolazi do konvektivnog mešanja nižih slojeva troposfere i njenog zagrevanja.

Na zagrevanje atmosfere veliki uticaj ima i turbulentno (vrtložno) mešanje nižih slojeva troposfere, kao i podizanje čitavih masa relativno toplijeg vazduha.

7. — Hlađenje nižih slojeva troposfere putem predavanja topote hladnjem sloju zemljine površine teče sporije nego proces zagrevanja vazduha od zemljine površine. Pošto se ovo hlađenje ostvaruje putem odvođenja topote, to se hlađi jedan vrlo tanak sloj vazduha iznad zemlje, debljine nekoliko metara. U ovakovom slučaju temperatura prizemnog vazduha je niža od temperature gornjih slojeva vazduha, pa nastaje nenormalan raspored temperature po visini tj. nastaje **temperaturna inverzija**.

U našim predelima, u topлом delu godine, temperaturna inverzija se obično javlja u prizemnom sloju vazduha od nekoliko desetina metara, uglavnom tokom noći. Međutim, tokom zime hlađenje površinskog sloja zemlje kao i sloja vazduha iznad njega produžava se i tokom dana, pa može nastati inverzionalni sloj vazduha debljine nekoliko stotina metara, pod uslovom da hlađenje traje nekoliko dana uzastopce.

#### 4) ADIJABATSKI PROCESI U ATMOSFERI

8. — Do neravnomernosti zagrevanja vazdušnih masa dolazi zbog nejednakog zagrevanja vazdušnih čestica, kada se više zagrejane vazdušne mase šire bez priliva toplotne energije sa strane. Tada je jedini izvor energije, potreban za širenje, molekularno-kinetička energija u samom vazduhu koja je sastavni deo njegove toplotne energije.

Trošenje molekularno-kinetičke energije na širenje vazdušnih masa, a bez priliva energije sa strane, umanjuje količinu njegove toplotne energije i time snižava temperaturu te mase vazduha, te nastaje hlađenje mase kod koje, ako dođe do sabijanja dejstvom neke spoljne sile, dolazi do suprotne pojave, odnosno do povećanja temperature sabijenog vazduha. Ovo povećanje temperature nastaje usled povećanja količine njegove toplotne energije zbog rada spoljne sile. .

Hlađenje vazduha pri njegovom širenju ili njegovom zagrevanje pri sabijanju, bez priliva ili gubitaka toplotne energije, naziva se **adijabatsko hlađenje (zagrevanje)**, odnosno **adijabatski proces u atmosferi**.

Veličina adijabatske promene temperature ( $\Delta t$ ) kod vazduha nezasićenog vodenom parom, koji može slobodno da se širi, zavisi od promene pritiska ( $\Delta p$ ) i može se izraziti formulom:

$$\Delta t = 0,104 \cdot \Delta p.$$

Adijabatska promena temperature zavisi i od promene nadmorske visine ( $\Delta H$ ), pa se veličina adijabatske promene temperature ( $\Delta t$ ) može izračunati i prema formuli:

$$\Delta t = 0,00986 \cdot \Delta H.$$

Ako se koeficijent zaokruži na 0,01, videće se da će za svakih 100 m uzdizanja vazdušne mase doći do njenog adijabatskog hlađenja za  $1^{\circ}\text{C}$  i obrnuto, za svakih 100 m spuštanja vazdušne mase doći će do adijabatskog zagrevanja za  $1^{\circ}\text{C}$  ili, tačnije,  $0,986^{\circ}\text{C}$ .

9. — Kod vazdušne mase koja se uzdiže, a zasićena je vodenom parom, dolazi zbog adijabatskog hlađenja pri uzdizanju do smanjenja sadržine količine vodene pare. Na ovaj način dolazi do zasićenja, kada posle izvesnog uzdi-

zanja a daljim hlađenjem vazduh postane prezasićen, višak vodene pare se **kondenzuje** ili **sublimira**. Ovim se oslobođa latentna topotna energija, pri kondenzaciji oko 600 kalorija, a pri sublimaciji oko 680 kalorija. Ovo su srednje vrednosti, pošto se nešto razlikuju pri različitim temperaturama, na primer pri  $+30^{\circ}\text{C}$  ona je 593 gr.kal.

Ova oslobođena topota delimično dopunjava utrošenu topotnu energiju pri adijabatskom širenju vazdušne mase prilikom uzdizanja. Kao rezultat toga, masa zasićenog vazduha pri adijabatskom širenju hlađi manje nego ista masa nezasićenog vazduha u istom procesu. **Vlažni adijabatski gradijent** kod zasićenog vazduha je oko  $0,6^{\circ}\text{C}$  za svakih 100 m visine.

10. — Najčešće je u atmosferi slučaj da vazduh u početku uzdizanja nije u potpunosti zasićen vodenom parom. U ovakvom slučaju njegova temperatura pri uzdizanju opada po suhoj adijabati, odnosno  $1^{\circ}\text{C}$  na svakih 100 m visine. Pri ovome relativna vlaga u vazduhu raste, da bi na određenoj visini dostigla 100%. Ovaj dostignuti nivo naziva se **nivo kondenzacije** i od njega se dalje vazduh hlađi po adijabati kondenzacije, odnosno nešto manje od  $1^{\circ}\text{C}$  za svakih 100 m visine.

Ovaj nivo kondenzacije, odnosno njegova visina iznad zemlje, u zavisnosti je od visine temperature i količine vlage penjućeg vazduha. Ukoliko je temperatura vazduha viša a relativna vlaga niža, ovaj nivo se nalazi na većoj visini i obrnuto.

11. — Spuštanje, odnosno adijabatski proces zagrevanja vazdušne mase koja je zasićena vodenom parom, dešava se različito, zavisno od toga da li vazduh sadrži proizvode kondenzacije (vodene kapljice i drugo) ili ne sadrži, prema sledećem:

— silazeća masa vazduha ne sadrži produkte kondenzacije, odnosno nisu se podigli iznad nivoa kondenzacije; takve mase se spuštaju po suhoj adijabati, odnosno zagrevaju se za  $1^{\circ}\text{C}$  na svakih 100 m;

— silazeća masa vazduha sadrži proizvode kondenzacije, ali se oni spuštaju zajedno sa njom. U ovom slučaju vazduh se adijabatski zagreva za manje od  $1^{\circ}\text{C}$  na 100 m, pošto se deo topote troši na isparavanje proizvoda konden-

zacija. No, ako se u toj masi u potpunosti završi proces dekondenzacije, tada će masa vazduha na kraju spuštanja imati istu količinu topote, istu temperaturu i količinu vlage, kao i na početku uzdizanja;

— silazeća masa vazduha sadrži manje produkata kondenzacije, pošto je deo oslobođen u vidu padavina na zemlju. U ovom slučaju silazeća masa utrošiće manju količinu topotne energije na dekondenzaciju ostataka produkata nego što ih je dobila prilikom uzdizanja kao latentnu energiju pri kondenzaciji vodene pare koja je tada bila u većoj količini. U ovom slučaju, temperatura vazdušne mase na kraju spuštanja biće viša, a količina vlage manja nego u početku uzdizanja;

— silazeća masa vazduha ne sadrži produkte kondenzacije, jer su svi produkti u vidu padavina dospeli na zemlju. Ovakva vazdušna masa silazeći se zagreva po suvoj adijabati za  $1^{\circ}\text{C}$  na svakih 100 m. Ovo je najčešće kod konvektivnog strujanja vazdušnih masa.

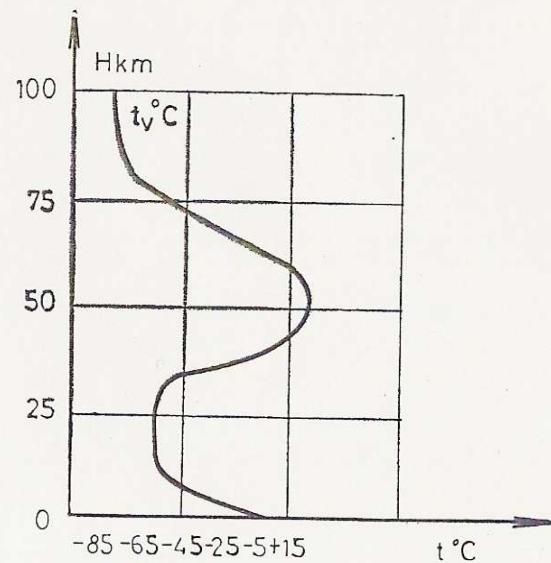
12. — Adijabatsko hlađenje i adijabatsko zagrevanje počiva na zakonima fizike. Da bi nastala uzlazna strujanja vazdušne mase, potrebno je da njena specifična težina bude manja od one okolnog vazduha, tj. potrebno je da temperatura te mase bude viša od okolne ne samo na početnom nivou nego i po celoj putanji uzdizanja. Temperatura vazdušne mase koja se diže opada po suhoj adijabati ili po adijabati kondenzacije (vlažnoj) ili na početku po suhoj a zatim po adijabati kondenzacije. Pošto se sa povećanjem visine menja temperatura okolnog vazduha (sl. 2), menjaće se i visina uzdizanja zagrejane vazdušne mase. Prema tome, visina uzdizanja vazdušne mase zavisi od adijabatske promene temperature mase koja se uzdiže, kao i od stvarne raspodele temperature okolnog vazduha po visini.

U slučajevima kada je termički gradijent manji od  $0,6^{\circ}\text{C}$ , raspored vazdušnih masa po vertikali je stabilan za nezasićen i zasićen vazduh.

Međutim, ako je vertikalni termički gradijent veći od  $1^{\circ}\text{C}$  podizanje mase vazduha je labilno, kako za zasićen tako i za nezasićen vazduh.

U slučaju kada je vertikalni termički gradijent veći od vlažnog adijabatskog gradijenta, a manji od suhog adi-

jabatskog gradijenta, uzdizanje vazdušne mase nazivamo **vlažno-labilno uzdizanje**. U ovim uslovima, za masu zasićenog vazduha uzdizanje je nestabilno, a za masu nezasićenog vazduha ono je stabilno.



Sl. 2 — Promena temperature sa visinom

## 2. — METEOROLOŠKI ELEMENTI I POJAVE

### 1) TEMPERATURA VAZDUHA

#### (1) Pojam o temperaturi vazduha i promene sa vremenom

**13. — Temperatura vazduha** je veličina koja karakteriše toplotno stanje vazduha, odnosno stepen njegove zagrejanosti. Temperaturom se prikazuje efekat koji je proizvelo dejstvo toplove na masu vazduha, jer toploplota je kvantitativna vrednost (oblik energije), a temperatura je odgovarajuća kvalitativna vrednost tog topotognog efekta.

**14. — Toplota primljena od sunčevog zračenja posredno, preko zemljine površine, zagreva vazdušnu masu i podiže njenu temperaturu. Površina zemlje ima isti udeo i u hlađenju vazdušnih masa, jer tokom noći dolazi do izračivanja toplote kroz vazduh u vacionski prostor.**

**15. — Promene temperature vazduha mogu biti periodičnog i neperiodičnog karaktera. Periodični karakter imaju promene temperature vezane za kretanje Zemlje i mogu biti dnevne i godišnje. Neperiodične (kao što su vetrar, oblačnost i sl.) menjaju karakter krive dnevne temperature.**

Tokom noći zemljina površina se hlađi izračivanjem toplote u prostor, da bi posle izlaska sunca temperatura zemlje počela da raste sve do svoga maksimuma dnevne vrednosti a zatim opet počela da opada. Krivulja normalnog dnevnog hoda temperature ima talasast izgled. Ona u toku 24 časa ima jedan maksimum i jedan minimum. Maksimum temperature vazduha nastaje 1 čas kasnije od momenta kada zemljina površina dostigne svoju maksimalnu temperaturu (oko 13 časova). Minimum dnevnog toka temperature je neposredno pred izlazak sunca, u isto vreme kada je i minimum temperature zemljine površine.

Razlika između maksimalne i minimalne temperature u toku 24 časa naziva se **dnevna amplituda temperature vazduha**.

Na dnevnu amplitudu temperature vazduha utiču geografska širina, godišnje doba, reljef zemljишta, nadmorska visina, vrsta podloge i količina oblačnosti. Ona je na ekvatoru i u pustinjskim predelima najveća, a dalje prema polovima se smanjuje, pošto su na ekvatoru i u pustinjama najveća zagrevanja vazduha tokom dana, a i hlađenja tokom noći su najveća, jer skoro uvek traju oko 12 časova.

Na umerenim geografskim širinama dnevna amplituda temperature veća je tokom proleća i jeseni, a tokom leta i zime manja.

Blizina mora znatno utiče na dnevnu temperaturu na taj način što je smanjuje. Isto tako, iznad mora dnevna amplituda temperature je manja, dok je na kopnu veća i kreće se oko 15 do 20°C, a može dostići i do 30°C u peščanim pustinjskim predelima.

U kotlinama i dolinama, kao i u ravnici, dnevna amplituda temperature vazduha je veća nego u brdovitim predelima i planinama, jer sa porastom nadmorske visine dnevna amplituda opada i obrnuto.

Na dnevnu amplitudu temperature utiču i pokrivenost zemljišta, vegetacija, snežni pokrivač, kao i vrsta podloge (puštinja, kamenita podloga i sl.). Oblačnost, takođe, ispoljava uticaj na dnevnu amplitudu temperature. Kada su dani i noći bez oblačnosti, amplituda je veća i obrnuto.

16. — Promena temperature vazduha nad vodenim površinama znatno je složenija nego iznad kopna, jer se vazduh zagreva znatnim delom preko zagrejane površine mora i okeana. Povećanje temperature morske vode je puno sporije nego zagrevanje kopna. Pri zagrevanju morske vode dolazi do isparavanja usled čega se povećava gustina, a zbog uvećane koncentracije soli nastale pri isparavanju vode, voda postaje specifično teža, pada u dubinu ustupajući mesto hladnijoj vodi iz dubine, čime nastaje konvektivno strujanje vode, a time i izjednačavanje njene temperature. Zbog ovoga dolazi do nešto sporijeg zagrevanja vazdušne mase iznad vodene površine, ali zato i do sporijeg hlađenja tokom noći u odnosu na kopno.

Vazdušna masa iznad mora je više zasićena vodenom parom kao i česticama soli, usled čega sunčeva radijacija neposredno zagreva vazdušnu masu, pored posrednog zagrevanja preko površine vodene mase. Ovo i jeste razlog da je temperatura vazduha tokom dana iznad mora nešto viša od temperature njene površine. Tokom noći, čestice soli i vodene pare se oslobađaju apsorbovane toplice radijacijom, usled čega je temperatura vazduha nešto niža od temperature mora.

17. — Godišnji tok temperature vazduha zavisi od intenziteta sunčevog zračenja uslovленog položajem Zemljine ose prema Suncu, kao i Zemljiniim kruženjem oko Sunca. Na primer, na srednjim geografskim širinama severne hemisfere, maksimum temperature dolazi meseca jula, a minimum meseca januara.

Godišnja amplituda temperature vazduha zavisi prevenstveno od geografske širine: na ekvatoru je najmanja, a prema polovima raste (obrnuto u odnosu na dnevnu amplitudu vazduha).

## (2) Raspored temperature vazduha po visini

18. — Vertikalna raspodela temperature vazduha po visini je činilac od kojeg zavise sklop atmosfere i njeni slojevitost. Ona ima osnovni uticaj i na stabilnost vazdušnih masa u atmosferi. Od njenog rasporeda i veličine zavisi i gustina vazduha u slojevima.

Vertikalna raspodela temperature vazduha nema iste vrednosti na svim geografskim širinama. Ispitivanja su pokazala da je izmerena najniža temperatura nastala na većoj visini, što se išlo bliže od polova prema ekuatoru i obrnuto. Ovo je i objašnjenje ranije dato za različitu debjinu slojeva troposfere (t. 4) koja je zavisna od vertikalne raspodele temperature.

Opadanje temperature vazduha sa visinom je najizrazitije u sloju troposfere, dok se u sloju stratosfere sasvim sporo povećava ili je stalna, zadržavajući temperature od  $-50$  do  $-60^{\circ}\text{C}$ , da bi se u sloju termosfere povećala i do  $1.000^{\circ}\text{C}$ , odnosno u visinama egzosfere i do  $2.000^{\circ}\text{C}$ . Opadanje temperature sa visinom, odnosno srednji temperaturni gradijent sloja troposfere, u našim predelima umerene geografske širine iznosi  $0.6^{\circ}\text{C}$  na svakih 100 m visine, dok u tropskim predelima on ima gotovo adijabatsku vrednost od  $1^{\circ}\text{C}$ , pa i veću od ovoga. No, i ova vrednost nije stalna veličina, njena se promena naročito opaža u nižim slojevima atmosfere i pri zemlji zavisno od doba godine. Sloj u kome je temperatura stalna po visini naziva se **izotermni sloj**.

19. — Pojedini slojevi atmosfere imaju temperaturni gradijent sa negativnim predznakom, usled čega se javlja porast temperature vazduha sa povećanjem visine.

Sloj u kome temperatura raste sa visinom naziva se **inverzionalni sloj**, a porast temperature sa povećanjem visine naziva se **inverzija temperature**.

Nastajanje inverzionalnog sloja je različito i po mestu, odnosno visini, i po uzrocima nastajanja. On može nastati pri zemlji i tada se naziva **prizemna inverzija**, ili na većoj visini koja se naziva **visinska inverzija**.

**Prizemna inverzija** temperature nastaje kao posledica većeg hlađenja površine zemlje usled odavanja toplice pri-

zemnom sloju vazduha tokom noći. Prizemna inverzija u toplo doba godine dostiže visinu od svega nekoliko metara nad zemljom, a tokom zime može dostići debljinu i od nekoliko stotina metara. Jačanju ovakvih inverzija pogoduje i reljef zemljišta. Na planinskom zemljištu ohlađeni vazduh se sliva po padinama u kotlinе, doline, uvale i slično i ovo je razlog za velike razlike u temperaturi pri inverzijama u planinskim predelima.

**Advektivna strujanja**, ili premeštanje vazdušnih masa horizontalnim pomeranjem, mogu biti uzrok nastanka visinskog inverzionog sloja. On nastaje podilaženjem hladnog sloja vazduha pod topli sloj ili pomeranjem toplog sloja vazduha iznad hladnog sloja.

Visoki inverzionalni slojevi mogu nastati i između oblačnih slojeva, a nije redak slučaj da više takvih inverzija stoji visinom jedne iznad druge i na različitim visinama.

Karakteristika inverzionalnih slojeva nije samo preokret temperature; oni se odlikuju i drugim meteorološkim osobinama, kao što su promene u pravcu i jačini vetrova i promene u vlažnosti vazduha. Neposredno ispod sloja inverzije relativna vlaga je često 100% a nad slojem znatno manje, od 20—30% itd. Inverzionalni sloj u velikoj meri zadržava ne samo konvektivna nego i turbulentna kretanja vazdušnih masa. Zbog čega ovaj sloj ima najmanje pulzivan i najmanje olujan karakter strujanja vazduha. Inverzionalni slojevi su od osnovnog značaja za sklop više i visoke atmosfere.

## 2) VLAŽNOST VAZDUHA

20. — Vazdušne mase se nalaze u stalnom kretanju prostorima atmosfere usled raznih poremećaja ravnoteže u njoj, a to se isto dešava i sa vodom, ali uz druge razloge za kruženje i u drugim oblicima.

Uvek kada vodenom parom nezasićeni vazduh dodiruje zemljišnu površinu, sa njenih vlažnih površina (snegom pokrivenog tla, sa biljnog pokrivača, sa površinama velikih voda, naročito sa površina mora i okeana) isparava voda u manjoj ili većoj meri. Te velike količine vlage bivaju nošene u atmosferu sa ovih površina. Jedan deo vodene pare ostaje u vazduhu i njegovim kretanjem

se prenosi u druge krajeve, a drugi deo, usled odgovarajućih razloga, biva kondenzovan ili sublimiran, te u obliku padavina ponovo враћen na površinu zemlje, u reke, mora i okeane, čime se uprošćeno završava ciklus kruženja vode u atmosferi.

Količina isparene vode zavisi od temperature površine sa koje se isparava, od veličine vlažnosti, vazdušnog pritiska i strujanja vazdušne mase, odnosno vetra. Voda isparava pri svim temperaturama, pa i ako je u čvrstome stanju kao led ili sneg pošto je i njihova temperatura neko toplotno stanje. U jednoj određenoj zapremini vode doći će do većeg isparavanja ukoliko je temperatura viša i obrnuto. Pri ovome treba imati u vidu da za svaku veličinu temperature postoji određena granica iznad koje vazduh ne prima veće količine vodene pare, dolazi do njegovog zasićenja, odnosno vazduh je zasićen **vodenom parom**. Takav vazduh je dostigao **maksimalni napon vodene pare (E)**. Prema Daltonovom zakonu, količina vodene pare koja ispari u jedinici vremena sa bilo koje površine ( $Q$ ) upravno je proporcionalna deficitu vlage u vazduhu ( $E-e$ ) i veličini površine sa koje voda isparava ( $S$ ), a obrnuto je proporcionalna veličini vazdušnog pritiska ( $P$ ).

Pošto se sva tela, pa i voda, pri prelasku iz tečnog u gasovito stanje šire, to na njihovo širenje utiče i vazdušni pritisak, na taj način što smanjenje vazdušnog pritiska ubrzava prelazak vode iz tečnog u gasovito stanje, odnosno isparavanje i obratno.

Strujanje vazdušnih masa, odnosno vetar, utiče na brzinu isparavanja vode na taj način što u mirnoj atmosferi relativna vlaga u sloju neposredno iznad isparavajuće površine vrlo brzo raste, čime se dalje isparavanje usporava, jer je difuzija spora (odavanje vlage u više slojeve). Pri vетру, vazduh koji je primio u sebe vodenu paru biva brzo odnesen dalje a na njegovo mesto dolaze nove mase nezasićenog vazduha, čime se i proces isparavanja ubrzava do određene veličine. Usled veta dolazi do prenošenja vlage ne samo horizontalno već se ona prenosi i u više slojeve atmosfere turbulentnim (vrtložnim) kretanjem vazdušne mase.

**21.** — Količina vodene pare koju sadrži vazduh naziva se **vlažnost vazduha**.

Sadržina vodene pare u atmosferi može se brojčano izraziti na više načina, veličinama koje obeležavaju vlažnost vazduha.

a) **Apsolutna vlažnost vazduha** je napon vodene pare koju sadrži  $1 \text{ m}^3$  vazduha. Brojčani izraz o sadržini vodene pare u vazduhu je njena težina koja je zavisna od temperature. Povećanjem i smanjivanjem temperature vazduha u istoj zapreminskoj veličini doći će do povećanja ili smanjenja težine vodene pare u njoj. Ta veličina je apsolutna vlažnost izražena u gramima na  $\text{m}^3$  vazduha.

b) **Napon vodene pare (e)** je parcijalni pritisak vodene pare u ukupnom vazdušnom pritisku. Izražava se u milibarima (mbar).

c) **Maksimalni napon vodene pare (E)** je pritisak vodene pare u jedinici zapremine vazduha, kada je vazduh pri određenoj temperaturi dostigao svoju zasićenost i ne prihvata dalje količine vodene pare. Izražava se u milibarima (mbar).

d) **Relativna vlažnost vazduha (Rv)** je odnos između postojećeg pritiska vodene pare u vazduhu i maksimalnog pritiska vodene pare, tj. maksimalne sadržine vodene pare koju bi vazduh mogao primiti pri datoј temperaturi ili, izraženo formulom  $Rv = \frac{e}{E}$ . Ako je odnos zasićenosti

izražen u procentima, tada je  $Rv \% = 100 \frac{e}{E}$ .

e) **Tačka rose (Td)** označava temperaturu pri kojoj je maksimalni napon vodene pare (E) jednak vrednosti pritiska nezasićenog vazduha vodenom parom (e), odnosno pri kojoj je postojeća vodena para u vazduhu dovoljna za njegovu zasićenost.

Ako na dostignutoj tački rose i zasićenom vazduhu vodenom parom dođe do snižavanja temperature, u vazduhu nastaje prezasićenost vazduha vodenom parom, usled čega počinje proces kondenzacije.

f) **Deficit zasićenosti (D)** je razlika između maksimalnog pritiska vodene pare (E) i stvarno postojećeg pritiska vodene pare (e) i označava koliko nedostaje vlage do potpunog zasićenja,  $D = E - e = \left(1 - \frac{e}{E}\right) E$ .

**22.** — Isparavanje, zavisno od promene temperature površine koja isparava, uz jednake ostale uslove, pokazuje odgovarajuće promene u svom **dnevnom i godišnjem kretanju**. Dnevno kretanje apsolutne vlage iznad mora prati promenu temperature odgovarajućim promenama apsolutne vlage. Ovo se opaža nad morima i okeanima tokom cele godine, a nad kopnjom samo tokom zime. Povećanje temperature ubrzava isparavanje, čime se povećava i vrednost apsolutne vlage.

Apsolutna vlaga, isto kao i temperatura, dostiže svoj maksimum nešto posle podne a minimum joj je ujutru, kada su i temperature minimalne. Tokom leta nad kopnjom dnevni hod apsolutne vlage ne prati potpuno hod temperature. Tokom dana kriva hoda apsolutne vlage u vazduhu ima dva minimuma i dva maksimuma. U vreme najniže temperature vazduha, u ranim jutarnjim časovima, takođe je i minimum apsolutne vlage, da bi oko 9 časova dostigao svoj prvi maksimum. U daljem toku apsolutna vlaga u vazduhu opada i između 15 i 16 časova dostiže svoj drugi minimum, da bi kasnije povećavala svoju vrednost u vazduhu sve do svog drugog maksimuma, koji je oko 21 do 22 časa, sa kasnjim daljim opadanjem do jutarnjih časova.

**23.** — Godišnji hod apsolutne vlage u vazduhu ima svoj ritam koji se poklapa sa temperaturom. Vrednosti apsolutne vlage su najmanje u najhladnijim mesecima godine zbog manjeg isparavanja, a tokom leta dostižu svoj maksimum usled povećanog isparavanja.

Dnevni hod relativne vlage je nešto složeniji nego kod apsolutne vlage i njegove promene su suprotne promenama temperature, pošto se lokalni uticaji ispoljavaju puno jače. Relativna vlaga pokazuje svoj maksimum rano ujutru, a svoj minimum tokom poslepodneva.

Godišnji hod relativne vlage je isto tako suprotan temperaturi, te su najniže relativne vlage tokom leta, a najviše tokom zimskog perioda.

24. — U više slojeve vazduha prenošenje vodene pare obavlja se difuzijom, turbulentnim mešanjem masa vazduha, zatim konvektivnim strujanjem vazdušnih masa, kao i uzlaznim strujanjima vazduha. Sa povećanjem visine dolazi do promene u količini apsolutne vlage u vazduhu, odnosno dolazi do opadanja njene vrednosti. Opadanje vrednosti apsolutne vlage sa povećanjem visinie iznad zemlje dešava se usled promene u temperaturi sa visinom, što uslovljava kondenzaciju ili sublimaciju (t. 42) većeg dela vodene pare tokom uzdizanja, usled čega se i smanjuje njena sadržina u vazduhu. Sa povećanjem visine iznad zemlje apsolutna vlaga vrlo brzo opada, tako da već na visini do 3 km u slobodnoj atmosferi opadne na 1/4, a na visini od 5 km sadrži svega 1/10 od količine u prizemnom sloju.

Relativna vlaga se menja sa porastom visine pod nešto drugaćijim uslovima od promena apsolutne vlage. I pored smanjenih količina vlage u višim slojevima atmosfere može doći, usled sniženja temperature, do maksimalnog napona vodene pare te prema tome i relativna vlaga može dostići vrednost od 100%. Do ovakve situacije može doći na različitim visinama iznad zemlje.

### 3) ATMOSFERSKI PRITISAK

#### (1) Pojam o atmosferskom pritisku

25. — Vazduh, pored svoje elastičnosti, ima i odgovarajuću težinu koja ostvaruje određeni pritisak pri dnu atmosfere, odnosno na površinu zemlje. Pritisak vazdušne mase na deo zemljine površine jednak je težini mirnog vazdušnog stuba koji se nalazi iznad te površine. Prema tome, **atmosferski pritisak** je težina mirnog vazdušnog stuba kojim vazduh deluje na jedinicu površine. Taj vazdušni

stub suvog vazduha, koji sačinjava smeša gasova, po zakonu fizike ima pritisak jednak zbiru pritisaka svakog pojedinog gasa te smeše. Ako u vazduhu ima vlage, tada se pritisak povećava za veličinu pritiska vodene pare u njemu. Povećanje pritiska vazduha koje nastaje od vlage u vazduhu i ostalih dodataka u atmosferi, jako je malo. Veći uticaj na promenu pritiska vazdušne mase imaju konvektivna strujanja, jer se pri zagrevanju vazdušne mase šire, povećavaju svoju zapreminu (ukoliko to dozvoljava pritisak spoljne atmosfere), postaju specifično lakše i u svom uzlaznom kretanju smanjuju i svoj pritisak na površinu zemlje. Pri hlađenju takav vazduh smanjuje svoju zapreminu, postaje specifično teži, čime i povećava svoj pritisak na površinu zemlje.

26. — Atmosferski pritisak, odnosno težinu vazdušnog stuba poprečnog preseka  $1 \text{ cm}^2$  koji deluje na jedinicu površine, odredio je Toričeli (1608—1647) svojim dokazom da težina tog stuba drži ravnotežu sa težinom živinog stuba u staklenoj cevi, a određena je visinom toga stuba žive od njene površine u posudi do vrha meniskusa (zaobljeni vrh) žive u cevi merenoj u milimetrima. Ta visina žive iznosi 76 cm ili 760 mm Hg, a naziva se **normalan vazdušni pritisak**. Posle svođenja na apsolutni sistem mera određena je apsolutna jedinica za pritisak u meteorologiji i nazvana bar. Manji delovi bara su decibar, centibar i milibar (mb).

Pošto  $1 \text{ cm}^3$  žive pri temperaturi od  $0^\circ\text{C}$  i na  $45^\circ$  geografske širine na nivou mora ima težinu od 13,5955 grama, pritisak jedne atmosfere izražen u jedinicama mere biće 1013,2 mbar (**normalan atmosferski pritisak**, odnosno 760 mm Hg izraženo u staroj meri).

#### (2) Promene u atmosferskom pritisku

27. — Atmosferski pritisak, za razliku od ostalih meteoroloških elemenata, ima jedan izrazito pravilan tok u promenama svoje vrednosti. U dnevnom toku atmosferskog pritiska na umerenim geografskim širinama i pri tihom vremenu uočavaju se dva dnevna maksimuma, oko 10 i 22 časa, i dva minimuma, oko 4 i 16 časova. Razlike

između najvišeg i najnižeg dnevnog pritiska su jako male, a stoje u izvesnoj vezi sa tokom dnevne temperature. Navedena dva maksimuma i dva minimuma tokom dana imaju nejednake vrednosti. No, pošto atmosfera nije uvek tiha, najčešći dnevni poremećaji u vrednosti atmosferskog pritiska nastaju pod uticajem delovanja pokretnih anticklona (polja povišenog atmosferskog pritiska) ili depresija (polje niskog atmosferskog pritiska).

Promenljivost atmosferskog pritiska tokom godine usko je povezana sa godišnjim tokom temperature vazduha. U ekvatorijalnom pojasu ova kolebanja su najmanje izražena, jer su i temperature stabilnije, dok se prema polovima ta kolebanja povećavaju u srazmeri sa kolebanjima temperature tokom godine.

U uslovima nejednakog zagrevanja i hlađenja površine zemlje (kopna) i površine okeana, zapaža se da tokom leta dolazi do većeg zagrejavanja kopna od okeana, vazduh nad njim postaje topliji, specifično laki, a time se i njegov pritisak smanjuje. Zimi dolazi do jačeg hlađenja kopna, vazduh postaje nad njim hladniji i gušći, specifično teži, usled čega dolazi do povećanja atmosferskog pritiska.

28. — Promena atmosferskog pritiska sa vremenom na nekom mestu, uslovljena je i kretanjem vazdušnih masa. Ta velika atmosferska kretanja, koja nastaju zbog razlike u temperaturi vazduha nad polovicama i nad ekvatorijalnim pojasom, poremećena su na granicama tropskog i umerenog pojasa okretanjem Zemlje, te je raspodela atmosferskog pritiska uslovljena i dinamičkim, a ne samo termičkim kretanjem. Iz toga proizlazi da je promena atmosferskog pritiska u nekom vremenskom periodu u uskoj vezi i sa promenom vremena u tom periodu.

29. — Raspodela atmosferskog pritiska na pojedinim mestima zemljine površine može se posmatrati pomoću linija koje vezuju mesta istog atmosferskog pritiska, svedenog na morski nivo. Te linije se nazivaju **izobare**. Ucrtanjem izobara, odnosno povezivanjem svih mesta sa istim atmosferskim pritiskom, dobijamo izobarsku sliku na karti. Izradom ovih karata u određenim vremenskim razmacima

osmatranja, omogućuje se donošenje zaključka o raspodeli atmosferskog pritiska na zemljinoj površini i vremenu u vezi sa tim.

Na ovakvim kartama uočljive su oblasti odvojene izabarom 1013 mb u kojima atmosferski pritisak od periferije ka središtu opada ispod normalnog. Takve oblasti nazivaju se **depresije ili ciklonske oblasti**.

Oblasti u kojima atmosferski pritisak od periferije ka središtu raste i gde je uvek viši od normalnoga, naziva se **oblast anticiklona**.

Ako se izobarska karta uporedi sa izotermnom kartom (karta sa linijama koje povezuju mesta sa istom temperaturom), videće se dosta velika zavisnost pritiska od temperature, pa je nad kontinentom uočljiva tokom zime niska temperatura sa visokim vazdušnim pritiskom, a tokom leta obrnuto — visoke temperature sa niskim atmosferskim pritiskom.

### (3) Raspored atmosferskog pritiska po visini

30. — Atmosferski pritisak na određenu površinu uvek je jednak težini vazdušnog stuba od te površine do gornje granice atmosfere. Sa povećanjem visine dolazi do smanjenja vazdušnog pritiska, i to iz sledećih razloga;

— sa porastom visine smanjuje se visina vazdušnog stuba koji vrši pritisak;

— sa porastom visine dolazi do opadanja gustine vazduha;

— sa porastom visine dolazi do promena u temperaturi vazdušnog stuba, kao i do promene u zasićenosti vodenom parom.

Ovo pokazuje da je opadanje atmosferskog pritiska sa porastom visine, uz podatak da je gustina vazduha upravo srazmerna sa vazdušnim pritiskom, toliko pravilno da se može iskazati i matematičkom formulom.

Za praktične potrebe, za izračunavanje opadanja atmosferskog pritiska sa visinom upotrebljava se jednačina Laplasa (kod koje je koeficijenat širenja vazduha 0,004):

$$h_0 + h_1 = 64 \cdot (250^\circ + t) \frac{h_0 - h_1}{H}$$

Ako ovu jednačinu rešavamo po H, dobiće se:

$$H = 64 \cdot (250^\circ + t) \frac{h_0 - h_1}{h_0 + h_1}$$

gde je:

$h_0$  i  $h_1$  — atmosferski pritisak na nadmorskoj visini  $H_0$  i  $H_1$ ;

$H$  — visinska razlika u metrima između  $H_0$  i  $H_1$ ;

$t$  — srednja temperatura vazdušnog sloja  $H$ .

Iz gornje formule proizlazi i formula za redukciju atmosferskog pritiska na morski nivo, koja glasi:

$$h_0 = h_1 + \frac{H}{64} \cdot \frac{h'_0 + h'_1}{(250^\circ + t)}$$

gde je:

$h_0$  — redukovani pritisak na morski nivo.

Srednja vrednost opadanja atmosferskog pritiska na različitim visinama, a pri temperaturnom gradijentu  $0,5^\circ\text{C}$  za 100 m visine i pri stalnom atmosferskom pritisku od 1015,9 mbar, prikazana je u pregledu 1.

Pregled 1

#### OPADANJE VAZDUŠNOG PRITISKA SA VISINOM

Visina u metrima	Barometarski stepen	Visina u metrima	Barometarski stepen
0	10,5	2.500	14,2
500	11,1	3.000	15,1
1.000	11,8	4.000	17,2
1.500	12,5	5.000	19,6
2.000	13,4	6.000	22,5

**Napomena:** Veličina promene visine u metrima za koju se atmosferski pritisak promeni za 1,3 mbar (1 mm Hg) naziva se barometarski stepen (stupanj).

Iz pregleda 1 je vidljivo da ako se od morske površine popne za 10,5 m uvis, vazdušni pritisak opada za 1,3 mbar. Na visini od 6.000 m treba se podići uvis za 22,5 m pa da se pritisak promeni, takođe za 1,3 mbar.

#### 4) VETAR

##### (1) Pojam o vetrusu

31. — Poremećeno stanje ravnoteže u atmosferi usled kojeg se javlja nejednaka raspodela atmosferskog pritiska, kako u horizontalnom tako i u vertikalnom pravcu, a i temperaturne razlike između susednih srazmerno bliskih vazdušnih masa, uzrok su skoro svim vazdušnim strujanjima u atmosferi.

Kada bi temperature vazduha u svakom horizontalnom sloju bile potpuno jednake, kada bi topliji i lakši vazduh uvek bio iznad hladnjeg, tada ne bi bilo nikakvog kretanja u atmosferi, jer bi se izobarske površine istih vazdušnih pritiska uvek nalazile paralelno sa zemljinom površinom. Međutim, usled nejednakog zagrevanja zemlje i atmosfere, ravnotežno stanje je najčešće poremećeno i kako vazdušne mase u atmosferi uvek teže da se postave u stanje ravnoteže, dolazi i do stvaranja vazdušnih strujanja.

Vazdušna strujanja možemo, prema tome, podeliti na **horizontalna, vertikalna i kosa**.

**Horizontalna strujanja vazduha**, odnosno približno horizontalno strujanje vazduha, naziva se **vetar**. Horizontalno strujanje vazduha kao nosioca određenih fizičkih osobina (temperatura, vlaga i dr.) nazivamo **advektivno strujanje**.

**Vertikalno strujanje vazduha** naziva se **konvektivno strujanje**. Javlja se kao posledica labilnog stanja u atmosferi u kojoj je vertikalni temperaturni gradijent veći od adijabatskog gradijenta.

**Kosa** vazdušna strujanja javljaju se kao posledica prisilnog uzdizanja i spuštanja vazdušnih masa na prepreka-

ma uslovjenim oblikom zemljišta ili na vazdušnim frontovima. Ova kretanja mogu biti **uzlazna i silazna**.

Vertikalna i kosa vazdušna strujanja mogu biti **ascedentna** ili **descedentna**, zavisno od toga da li imaju smer uzdizanja ili spuštanja.

Pored horizontalnih, ascedentnih i descedentnih vazdušnih strujanja, postoji još i **vrtložno** ili **turbulentno** strujanje. Karakteristična je za ovakav vetr stalna promena pravca i brzine, i u ovakvoj vazdušnoj struci nastaju mnogobrojni vrtlozi različite veličine koji se, krećući se brzo, raspadaju i ponovo formiraju. Smatra se da kod vazdušnih strujanja gde se čestice kreću brže od 4 m/s uvek nastaje turbulentno kretanje.

**32. — Vetar** je kretanje vazdušnih masa u približno horizontalnom smeru, koji karakterišu dve veličine potrebne za njegovo određivanje, a to su **pravac** i **brzina**.

**Pravac vetra** označava se prema strani sveta odakle vetr duva. Npr. ako duva od pravca juga, naziva se južni vetr (J), sa pravca istoka — istočni vetr (I) i sl.

**Pravougli azimut vetra** ( $\alpha_w$ ) jeste veličina u artiljeriji koja karakteriše pravac vetra, a određena je uglom između pravca severa i pravca **odakle** vetr duva, čitano u smislu kretanja kazaljke na satu.

Na primer, ako vetr duva iz pravca istoka, to je istočni vetr, a njegov azimut je 15-00 ili 16-00, zavisno od primenjene podele, ili u stepenima  $90^\circ$ .

→  
**Pravougli azimut vektora vetra** ( $\alpha_w$ ) jeste veličina koja karakteriše pravac vetra, a određena je uglom između pravca severa i pravca kuda vetr duva, čitano u smislu kretanja kazaljke na satu.

**Ugao vetra** ( $\angle W$ ) jeste ugao između pravca gađanja i pravca otkuda duva vetr, meren u suprotnom smislu kretanja kazaljke na satu.

**Brzina vetra** izražava broj metara koje jedna vazdušna čestica pređe u jedinici vremena.

Pod **jačinom vetra** podrazumeva se efekat koji vetr proizvodi na pojedine predmete i određuje se po Boforovoj skali (prilog 1) od 12 stepeni, merenoj na visini od 10 metara.

## (2) Promene vetra sa vremenom i mestom

**33. —** Različito zagrevanje zemljine površine i slojeva vazduha dovodi do promena u vazdušnom pritisku, usled čega i nastaju odgovarajuće periodične promene u kretanju vazdušnih masa. Ove promene imaju svoj dnevni i godišnji tok strujanja.

Dnevni tok strujanja vazduha u prizemnom sloju pokazuje svoju promenljivost, čiji je uzrok u dejstvu visokih i niskih vazdušnih slojeva.

Sa izlaskom sunca dolazi do postepenog jačanja vetra, koji dostiže svoj maksimum posle podne u vreme najviše temperature. Posle toga nastaje izvesno smirivanje, da bi oko 20 časova došlo do ispod srednje dnevne vrednosti. Tokom noći dolazi do stvaranja inverzionog sloja i pri zemlji se obrazuje hladan i nepokretan sloj vazduha u kojem strujanje vetra skoro prestaje, da bi sa izlaskom sunca opet došlo do pojačanog strujanja i stvaranja uzlaznog i silaznog kretanja koja pojačavaju mešanje nižih i viših slojeva vazdušnih masa.

Dnevni tok pravca vetra skreće za prividnim kretanjem sunca, tj. ujutru iznad istočnih i već zagrejanih delova zemljine površine, izobarske površine istog pritiska su na većoj visini od tih površina u zapadnim hladnjim krajevima. Pred veče je obrnuto, tada su površine istoga pritiska na većoj visini u zapadnim zagrejanim krajevima nego iznad hladnjih krajeva na istoku. To pokazuje da pre podne postoji težnja za istočnim, a tokom popodneva i večeri za zapadnim vetrovima. Na ovo kretanje utiče i zemljina rotacija koja istočni vetr iskreće postepeno na južni a ovaj postepeno na zapadni, da bi zatim dobio severni pravac strujanja.

**34. —** Godišnji tok brzine vetra ima različite vrednosti na koje znatno utiču lokalni uslovi. U godišnjim tokovima brzine vetra obično se javljaju dva maksimuma i dva minimuma vrednosti. Najstabilniji uslovi pri ovome vladaju iznad okeanskih površina, dok se za unutrašnjošću kopna teže mogu razgraničiti oblasti sa istim tokom brzine vetra.

35. — Neravnometna zagrejanost zemlje, kao osnovni uzrok pokretanja vazdušnih masa i nastanka vetrova, dovodi kako do opšte, tako i do **lokalne i regionalne cirkulacije** vazduha.

Osnovu za nastanak strujanja vazduha velikih razmara čini neravnomerno zagrevanje zemljine površine. Usled ovoga nastaje **opšta cirkulacija vazduha** od ekvatora prema polovima — ANTIPASATI, čiji se jedan deo strujanja u prizemlju (na geografskoj širini  $30^{\circ}$ ) ponovo vraća ka ekuatoru — PASATI, a drugi deo ka umerenim širinama.

Ovu opštu cirkulaciju vazduha mogu, za izvesno vreme, da poremete na izvesnom području samo vrlo jaki cikloni i anticikloni.

**Lokalne cirkulacije** vazduha su manjih razmara, vezane za ograničena područja, kao što su primorski rejoni ili planinska područja. Ovo su i vetrovi sa **dnevnom periodom kretanja**, zapravo, vetrovi koji tokom dana duvaju u jednom, a tokom noći u drugom pravcu.

U primorskem rejonu **veter s mora** i **veter s kopna** nastaju usled razlike u zagrevanju kopna i mora tokom dana, a u planinskim predelima nastaju dolinski i planinski (gorški) veter.

**Veter s mora** nastaje danju, kada se kopno zagreva jače od mora. Vodena površina je tada hladnija od kopna, kao i vazduha iznad nje, pa je zbog ovog, gradijent vazdušnog pritiska usmeren od mora prema kopnu, tako da u nižim slojevima pri zemlji nastaje strujanje vazduha od mora prema kopnu. Na visinama od 200 do 1.000 m, зависno od zagrejanosti, obrazuje se obratno strujanje od kopna prema moru. **Veter s mora** počinje da duva oko 9 časova, da bi u ranim popodnevnim časovima dostigao svoju najveću brzinu, posle čega dolazi do opadanja brzine sve do 21 čas, kada ga smenjuje **veter s kopna**.

**Veter s kopna** nastaje noću, kada se kopno jače rasplađuje od mora, pa je gradijent vazdušnog pritiska usmeren od kopna prema moru. U nižim slojevima veter je usmeren od kopna prema moru, a u višim slojevima od mora prema kopnu. Na taj način se uspostavlja cirkulacija po pravcu suprotna od dnevne.

**Dolinski i planinski veter** nastaju na planinskom zemljisu usled poremećaja temperature u horizontalnom pravcu, kao posledica različitosti reljefa. Dolinski veter (dolnik, denik) duva uz dolinu (padinu) i počinje oko 10 časova a traje do zalaska sunca. Planinski veter (gornik, noćnik) duva niz dolinu (padinu) i počinje oko 22 časa a traje do izlaska sunca.

**Lokalni vetrovi** nastaju usled mesnih uzroka i nemaju karakter periodičnih vetrova, pa nisu vezani za doba dana i godine. Zahvataju relativno mala područja u našoj zemlji. To su obično vetrovi koji duvaju na mahove, sa udarima koji dostižu velike brzine i imaju karakter silaznih strujanja sa, najčešće, istim pravcem i istom brzinom na određenim mestima, podržavajući time iste vremenske prilike. Najpoznatiji od ovih vetrova u našoj zemlji su: fen, košava, bura, jugo, maestral, burin i vardarac.

**Fen** je topao i suv veter, na mahove duva na zavetrenoj strani brda. Nastaje kada veter na svom putu nađe na prepreku (brdo ili planinski lanac) i uzdižući se adijabatski hlađi do temperature tačke rose, kada nastupa kondenzacija koja stvara oblake i padavine. Nivo kondenzacije mora biti niži od vrha brda ili planine. Prešavši vrh brda, vazdušne mase se spuštaju u dolinu zagrevajući se po suvoj adijabati, temperatura im raste, a relativna vlažnost opada. To je sada topao i suv vazduh koji zimi često dovodi do naglogtopljenja snega na silaznoj strani njegove putanje.

**Košava** je jak i slapovit (silazni) veter u severoistočnim područjima Jugoslavije, ograničen na hladniji deo godine, sa naizmenično slabim, jačim i veoma jakim udarima od 25 do 30 m/s i sa najčešćim trajanjem do 2—3 dana. Poznata su trajanja ovog vetra i od 24 dana, 1934. godine, dok je 1935. godine trajao 23 dana. To je veter opštег jugoistočnog pravca, koji se sa hladnim masama istoka probija dolinama i kotlinama menjajući često pravac. Ovaj veter duva dolinom Dunava, a najčešći je u Podunavlju, odakle se rasprostire prema severu, zapadu i jugu. Košava je u Podunavlju i najjača. Na severu košava se oseća sve do Tamiša, na zapadu do Dunava i Morave, a na

jugu do Crne Reke. Kada je jaka, oseća se po celoj Vojvodini, a Srbijom se širi do Mačve, Valjeva, Kragujevca, Kraljeva, Kruševca i Niša, pa i južnije do Crne Reke.

Bura je severoistočni hladni slapoviti (silazni) vetar koji duva duž obale Jadranskog mora od Tršćanskog do Medovskog zaliva, javljući se i u dubini kopna sa početkom od Postojne prema moru. Njegova brzina se menjala od 16 do 33 m/s, a kad je jak ima brzinu i od 38 m/s sa udarima koji mogu dostići 50—60 m/s. Pravac kretanja mu je od severa i severoistoka sa spuštanjem prema moru. Najčešće nastaje zimi i kada je iznad Jugoslavije i srednje Evrope prostran anticiklon, a nad Jadranskim morem polje depresije. Gradijent vazdušnog pritiska je tada usmeren od kopna prema moru. Vreme trajanja ovoga vetra može da bude 1—3 dana tokom leta, a zimi i po nekoliko sedmica.

Jugo je jugoistočni, topao i vlažan vetar koji duva iz Afrike. Ovaj pravobitno suvi i topli vazduh, prelaskom preko Sredozemnog mora, upija vodenu paru i tako vlažan dospeva na obalu Jadrana, koja je brdovita, te je primorava da se, dižući se uvis, abijabatski hlađi zbog čega dolazi do stvaranja oblaka i izlučivanja padavina. Srednja brzina ovoga vetra je 7—9 m/s sa trajanjem duvanja leti 2—3 dana, a zimi 5—9 dana pa i do tri nedelje.

Maestral je vetar istočne obale Jadranskog mora. Duva tokom leta, kada su dani topli i vedri, sa mora na kopno. Počinje da duva oko 10 časova, a prestaje sa zalaskom sunca. Pravac mu je različit, uglavnom od severo-severozapada do jugozapada, sa srednjom brzinom 2—4 m/s. To je vetar lepog vremena.

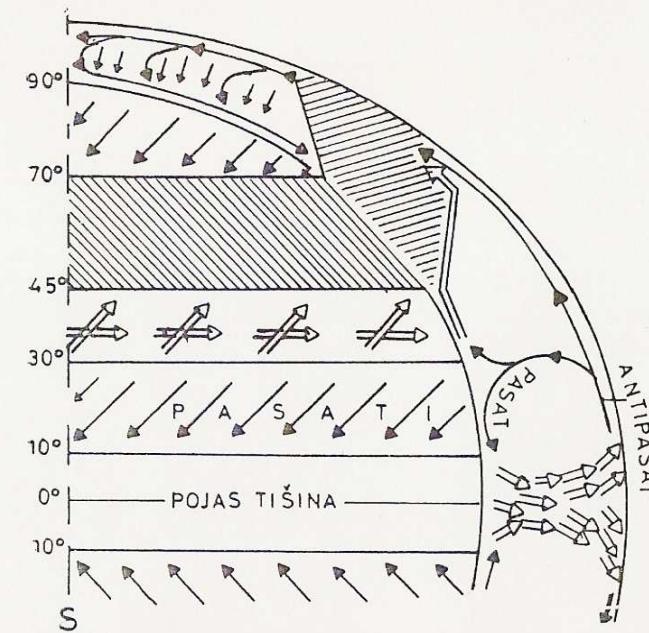
Burin je vetar suprotan maestralu, sa pravcem duvanja od kopna prema moru. Počinje da duva po zalsku sunca, a prestaje oko 9 časova. Pravac duvanja je severoistočni, sa znatno manjom brzinom od maestrala.

Vardarac je vetar koji dolazi iz pravca Šar-planine i Skopske Crne gore, duva dolinom Vardara prema Egejskom moru i javlja se obično tokom zime, održavajući lepo vreme. Srednja brzina mu je oko 6 m/s i ne prelazi 15 m/s. Traje 1—3 dana.

### (3) Raspored vetra po visini

36. — Vazdušne mase cirkulišu u različitim slojevima atmosfere, različitim brzinama i u različitim pravcima. Napred opisana strujanja vetra su osnovni delovi jedne opšte cirkulacije atmosfere, kojom se vrši stalna razmena vazdušnih masa u različitim područjima i na različitim visinama. Uprošćena šema cirkulacije vazdušnih masa u troposferi prikazana je na slici 3, a odnosi se na severnu poluloptu.

Osnovni uzrok postanka vetra je razlika u zagrejanoosti zemlje sunčevom energijom i, u vezi s tim, postojeće razlike u atmosferskom pritisku na izvesnom odstojanju. Vazduh bi morao da se odliva u pravcu pada pritiska, tj. u pravcu barometarskog gradijenta (to je razlika atmosferskog pritiska na jedinici udaljenosti — 111 km). No, vetar nema pravac direktno od predela visokog ka pre-



Sl. 3 — Cirkulacija vazduha na severnoj polulopti

delu niskog pritiska, jer na njegov pravac dejstvuju četiri sile:

- barometarski gradijent;
- devijacijska sila;
- sila trenja,
- centrifugalna sila.

Na vazdušnu česticu u pokretu, sem barometarskog gradijenta, dejstvuje i **devijacijska sila** (nastaje usled rotacije zemlje), te vazdušno kretanje na severnoj polulopti skreće udesno od pravca gradijenta.

Ukoliko izobare imaju oblik kruga u nižim predelima, tada je pravac gradijenta normalan na izobare, a pravac devijacijske sile normalan na pravac vetra.

Na pravac kretanja vetra po visini ima, pored barometarskog gradijenta i devijacijske sile, uticaj i sila trenja jer pravac njenoga dejstva je suprotan pravcu vetra. Sila trenja smanjuje dejstvo devijacijske sile: sa većim trenjem manja je devijacijska sila, a samim tim vetar manje skreće od pravca barometarskog gradijenta, odnosno sa opadanjem sile trenja devijacijska sila se povećava. Kada ne-ma sile trenja, vazduh struji normalno na pravcu barometarskog gradijenta, odnosno struji paralelno sa izobarama. Ovo je redovan slučaj u višim slojevima atmosfere gde prestaje sila trenja. Najveći uticaj sile trenja oseća se do visine od 500 m a od te visine dalje opada, tako da na visini od oko 2.000 m trenje ne ispoljava nikakav uticaj na pravac vetra, niti na njegovu brzinu.

37. — Brzina vetra, uglavnom, raste sa povećanjem visine iznad zemlje. U nižim slojevima na brzinu vazdušnih strujanja veliki uticaj ispoljava reljef zemljишta, svojim otporom. Ovaj uticaj je uočljiv iznad mora, kao i na morskoj obali. Brzina vetra na visini je uvek veća u ovim predelima nego u unutrašnjosti kontinenta na istim visinama. Uticaj trenja pri zemlji oseća se i na visini sve do 500 m. Brzina vetra sa visinom raste naglo do 500 m visine, tako je na visinama 250—500 m, po veličini, gotovo dva puta veća nego pri zemlji, da bi zatim pokazala nešto sporiji rast do visine 1.500 m. Stalni porast brzine vetra uglavnom se opaža do granica troposfere, a od nje brzina vetra počinje da opada sa visinom. U sloju troposfere su nagle promene pravca i brzine vetra usled turbulentcije.

U donjem sloju stratosfere preovlađuju vetrovi zapadnog, a u višim slojevima istočnog pravca.

U sloju mezosfere tokom leta preovlađuje istočni, a tokom zime zapadni vetrovi sa jakim vertikalnim strujanjima i brzinama 200—250 km/čas.

U sloju termosfere vetrovi imaju, uglavnom, zapadni pravac sa brzinama koje su promenljive i kreću se od nekoliko desetina do nekoliko stotina metara u sekundi.

Na osnovu ovoga, može se reći da visine maksimalnih brzina strujanja vazdušnih masa stoje u izvesnom odnosu sa slojevima inverzije, odnosno sa temperaturom tih slojeva.

#### (4) Metodi i principi merenja vetra

38. — Pravac, brzina i jačina vetra određuju se pomoću odgovarajućih instrumenata ili vizuelno. Ta merenja se vrše pri zemlji i po visini slobodne atmosfere.

39. — Pravac i brzina prizemnog vetra određuju se pomoću vetrokaza ili sa **anemorubometrom**. Za tačnije određivanje brzine prizemnoga vetra upotrebljava se **anemometar**. Registrovanje pravca i brzine vetra moguće je instrumentom **anemografom**, kod kojeg se koristi princip razlike dinamičnog i statičkog pritiska vetra da bi se odredila njegova brzina, dok se pravac vetra određuje pomoću vetrulje.

**Električni vetrokaz** (induktivni) služi za određivanje brzine i pravca prizemnog vetra, čitanjem na pokazivačima koji se nalaze na izvesnoj udaljenosti od mesta merenja. Pri ovome se koristi princip promenljivosti jačine indukovanih električnih tokova u zavisnosti od položaja spoljnog merača pravca i brzine okretanja polulopti (Robinsonov krst).

40. — Pravac i brzina vetra po visini slobodne atmosfere mere se metodom **pilot-balonskog osmatranja** i **radio-sondažnog osmatranja**.

**Pilot-balonsko osmatranje** je praćenje kretanja pilot-balona, napunjenog vodonikom, pomoću optičkog teodolita, uz merenje potrebnih veličina uglova i vremena kojim se određuje njegov položaj u prostoru.

Ono se može ostvariti: pilot-balonskim osmatranjem sa jedne tačke i bazičnim pilot-balonskim osmatranjem (sa dve tačke).

**Radio-sondažno osmatranje** je praćenje kretanja radio-sonde, nošene balonom koji je napunjen vodonikom, sa elektronskim teodolitom ili sa radarskim uređajem. Ovim metodom, pravac i brzina vetra u troposferi i delu stratosfere mere se određivanjem položaja radio-sonde u prostoru u izvesnim vremenskim razmacima.

41. — Vizuelno osmatranje prizemnog vetra vrši se izuzetno, u nedostatku instrumenata ili ukoliko to potrebe zahtevaju. Ovakvo određivanje pravca i brzine vetra zasniva se na osmatranju efekata koje vetar proizvodi na razne predmete. Ovaj princip korišćenja zavisnosti brzine vetra i efekta koji on proizvodi na razne predmete iskorišćen je i na osnovu njega je sačinjena Boforova skala za određivanje jačine vetra (prilog 1).

## 5) OBLACI I MAGLE

### (1) Pojam o oblacima i magli

42. — Stalna isparavanja vode sa vlažne zemljine površine, reka, jezera, mora i okeana dovode do toga da se u atmosferi uvek nalazi izvesna količina vodene pare ili vlage.

Vodena para je lakša od vazduha i njena težina u odnosu na vazduh je 0,623. Prema ovome, vlažni vazduh biće lakši od suvog vazduha, odnosno pritisak vlažnog vazduha biće manji od pritiska suvog vazduha.

Pri određenoj temperaturi, vazduh može da primi određenu količinu vodene pare. Višak postojeće vodene pare koja se pojavljuje mora se kondenzovati u tečne ili čvrste kapi, a ovo se događa kada pritisak vodene pare postane veći od maksimalnog pritiska vodene pare, te vazduh postaje prezasićen, usled čega nastupa proces kondenzacije ili sublimacije vodene pare. Znači, može se reći da kondenzacija ili sublimacija vodene pare nastaje hlađenjem vazduha do temperature tačke rose a na jedan od sledećih načina:

— pri adijabatskom širenju i hlađenju vazduha preko temperature tačke rose;

— pri radijacionom gubljenju topote, naročito pri noćnom hlađenju zemljine površine i vazdušne mase iznad nje;

— pri mešanju vazdušnih masa različite temperature;

— pri dodiru vazduha sa hladnim tlom ili predmetima na površini zemlje.

Za kondenzaciju vodene pare uvek je potreban izvestan stepen prezasićenosti vazduha i prisustvo u njemu velike količine higroskopnih kondenzacionih jezgara. Kao higroskopna kondenzaciona jezgra u atmosferi služe:

— molekuli higroskopnog gasa sumpor-dioksida ( $\text{SO}_2$ ), sumpor-trioksida ( $\text{SO}_3$ ), amonijaka i drugih sastojaka nastalih sagorevanjem produkata u kojima ima sumpora;

— veoma mali čvrsti higroskopni delići, nastali sagorevanjem uglja, nafte, benzina i drugog;

— veoma sitni delići morske soli uzdignute vetrom sa morske površine uvis.

Vidljive pojave kondenzacije ili sublimacije jesu: magla, oblaci, kiša, sneg, grad, rosa, mraz itd.

43. — **Magla** — nastaje u prizemnim slojevima vazduha kao posledica kondenzacije vodene pare. Sitne kapljice kondenzovane vodene pare, koje sačinjavaju maglu, imaju prečnik koji se kreće od 0,008 do 0,06 mm.

Pod maglom se podrazumeva takva zamućenost vazduha pri kojem vidljivost ne prelazi 1 km. Kada je vidljivost veća od 1 km a manja od 10 km, pojava se naziva **sumaglica**.

Izdvajanje vodene pare od mase vazduha događa se, uglavnom, zbog odgovarajućeg snižavanja njene temperature ili temperature površine zemlje. Zavisno od toga da li je kondenzacija magle stvorena u vazduhu koji miruje ili se kreće u horizontalnom pravcu, magle se mogu razvrstati u dve grupe, i to:

— magle vazdušnih masa, i

— frontalne magle.

**Magle vazdušnih masa** dele se na **radijacione** i **advektivne**, prema tome, da li su stvorene u vazduhu koji miruje ili u vazduhu koji se kreće.

## KLASIFIKACIJA OBLAKA PO VISINI

Familija	Izgled oblaka	Međunarodni naziv	Skrćenica	Visina nastanka
Visoki	Perjasto-pramenasti	CIRUS	Ci	8—9.000
	Perjasto-slojeviti	CIRO-STRATUS	Cs	8—9.000
	Perjasto-gomilasti	CIRO-CUMULUS	Cc	6—7.000
Srednji	Visoko-slojeviti	ALTO-STRATUS	As	3—5.000
	Visoko-gomilasti	ALTO-CUMULUS	Ac	3—4.000
Niski	Slojevito-gomilasti	STRATO-CUMULUS	Sc	1—2.000
	Slojeviti	STRATUS	St	100—800
	Slojevito-kišni	NIMBO-STRATUS	Ns	baza 100 vrh 3.000
Oblaci vertikalnog razvoja	Gomilasti	CUMULUS	Cu	baza 1.000 —2.000 m vrh 4—5 km
	Gomilasto-kišni (olujni)	CUMULO-NIMBUS	Cb	baza 500 vrh 5—9 km

46. — Podela oblaka prema visini je izvršena prema visini na kojoj se oblaci nalaze, i to na: visoke, srednje i niske oblake i oblake sa vertikalnim razvojem.

Visoki oblaci imaju, iznad naših geografskih širina, visinu od 6.000 do 13.000 m.

Srednji oblaci imaju približnu visinu, iznad naših geografskih širina, najnižu oko 2.000 m a najvišu oko 6.000—7.000 m.

**Frontalne magle** nastaju pri kretanju fronta, odnosno granične površine između dveju vazdušnih masa različitih fizičkih osobina. Mogu se pojaviti ispred fronta, na frontu ili iza fronta. Ovaj tip magle zauzima veće površine.

Pored navedenih, postoje još i **gradske magle** koje se pojavljuju u velikim industrijskim centrima, gde zamućenost vazduha nastaje od sitnih čestica, produkata sagorenja, koje služe kao kondenzaciona jezgra.

44. — **Oblaci** — po svojoj suštini su isto što i magle, s tim što se razlikuju po uzrocima postanka, kao i veličinom kapljica. Postanak magle je vezan za mehanička zbivanja na zemljinoj površini, a postanak oblaka je, najčešće, vezan za dinamičko hlađenje vazdušnih masa pri njihovom uzlaznom kretanju. Za stvaranje oblaka, nasuprot magli, potrebna su jaka kretanja vazdušnih masa, naročito uzlazna. Pored ovoga, za kondenzaciju vodene pare u višim slojevima, ako je vazduh čist, uvek je potreban izvestan stepen prezasićenosti vazduha. Čestice iz kojih je sastavljen oblik obrazovane su u vidu sitnih tečnih kapljica vode, ili kristala leda manjeg ili većeg prečnika.

Prema tome, **oblik** je vidljivi skup vodenih kapljica ili kristala leda, koji lebde u slobodnoj atmosferi, približenih dovoljno jedni drugima da stvaraju vidljivu grupu u prostoru koji ispunjavaju.

## (2) Podela i karakteristike oblaka

45. — Neprestani razvoj oblaka dovodi do stvaranja najrazličitijih oblika, raznovrsnih kako po formi tako i po horizontalnim i vertikalnim dimenzijama, po strukturi i boji, kao i po visini i položaju nastanka iznad zemlje. I pored mnoštva oblika, oblike je moguće svrstati u jedan ograničeni broj grupa koje se mogu videti iznad svih delova zemljine površine.

Kao osnova za klasifikaciju oblaka uzeta je podela prema visini (pregled 2) na kojoj se pretežno opažaju (familija oblaka) i prema karakterističnom obliku (rodovi, vrste, podvrste).

**Niski oblaci** imaju srednju najnižu visinu blizu zemljine površine, a najvišu oko 2.000 m.

**Oblaci sa vertikalnim razvojem** imaju donju granicu na visini oko 500 m a gornju na visinama od 6.000 m pa i više. Znači, baza im je na visinama niskih a vrh na visini visokih oblaka.

47. — **Podela oblaka zasnovana na karakterističnom obliku** zasniva se na postojanju 10 glavnih rodova sa tačnim definicijama, koje olakšavaju razvrstavanje posmatranih oblaka.

Prema ovoj podeli postoje sledeći rodovi:

— **cirus** (Ci) — usamljeni oblaci, nežnovlaknasti, obično bez senke, svilenkastoga sjaja i bele boje. Velike su providnosti i sjaja zbog sadržine ledenih kristala. Pri izlasku i zalasku sunca imaju žutu ili rumenu boju, a kada imaju dovoljnu gustinu dobijaju sivu boju. Najrazličitijeg su oblika (kao usamljeni pramenovi, konci ili vlakna, kao od perja ili kao izvučene crte po nebu, često poređani u brazde u vidu luka preko jednoga dela neba).

— **cirocumulus** (Cc) — tanak sloj ili banak sastavljen od malih belih pahuljica ili vrlo malih grudvica, slepljenih ili ne u grupama, sa oblikom sočiva ili badema. Sastavljeni su od ledenih kristala, uvek dovoljno providnih da bi se video Sunce ili Mesec.

— **cirostratus** (Ds) — tanak providan beličasti veo, vlaknastozamršene strukture, prošaran mestimičnom vetrinom, obično pokriva celo nebo. Njegov ravnomerni veo uvek pokazuje »halo« (prsten) oko sunca ili meseca. Sastavljen je uglavnom od ledenih kristala.

— **altocumulus** (Ac) — sloj ili banak sastavljen od belih pljosnatih oblutaka ili valjaka, čiji su manji delovi pravilno raspoređeni, sa izgledom koji je sličan mreži ili saču. Obodi tankih prozračnih delova imaju, često, sedefasti sjaj. Oni su, najčešće, sastavljeni od vodenih kapljica, a ponekad se mogu obrazovati i ledeni kristali.

— **altostratus** (As) — vlaknasti ili izbrazdani veo, sive ili plavičaste boje, delimično ili potpuno prekriva nebo. Vlaknaste strukture i oštре donje površine mogu da posluže za razlikovanje altostratusa od altokumulusa. Sastavljen je od vodenih kapljica i ledenih kristala, kao i snež-

nih pahuljica. Daje padavine koje, često, ne dopiru do zemlje ali se vidi zavesasti trag ispod njegove baze. Kada dopre do zemlje, padavine traju duže.

— **stratocumulus** (Sc) — sloj ili banak sastavljen od slepljenih ili razdvojenih grudvi, oblica, ploča itd. Dosta rasplinut, sive boje sa tamnim delovima, kod njega su i najmanji delovi pravilno raspoređeni. Njegova prozračnost je vrlo promenljiva. Kada pokrivaju celo nebo, imaju talasasti izgled.

To su oblaci koji ponekad daju padavine kiše, snega ili grada, ali su one uvek vrlo slabo izražene.

— **stratus** (St) — ujednačen oblačan sloj sličan magli, sa osnovom jako niskom, tako da pokriva brežuljke. Sastavljen je od sitnih vodenih kapljica, te daje sitno sipeću kišu, a ponekad sneg zrnostog oblika.

— **nimbostratus** (Ns) — nizak bezobličan sloj tamnospive boje, velike debljine sa osnovom koja najčešće dopire do površine zemlje. Padavine su, kada ih ima, dugotrajne. Sastavljen je od vodenih kapljica, snežnih pahuljica i snežnih kristala.

— **cumulus** (Cu) — razdvojeni oblaci sa vertikalnim razvićem, sedefastog, svodastog ili kupolastog oblika sa osnovom gotovo vodoravnom. Jasno je ograničen i sa gornje i sa donje strane. Pravi cumulus je oblak lepog vremena, pojavljuje se ujutru, a zatim se širi da bi krajem dana gotovo sasvim nestao. Boju menja zavisno od položaja prema suncu, od sasvim bele pa do tamne sa svetlim obodom.

— **cumulonimbus** (Cb) — velika masa oblaka sa jakim vertikalnim razvojem, oblika brda ili ogromnih tornjeva sa čestim proširenjima na vrhovima u vidu nakovnja. Mogu da se jave usamljeni ili u nizu. To je oblak lošeg vremena. Njegova tamna boja i preteći izgled pojačani su obično pojmom sevanja i grmljavom. To je oblak koji često prate jaki pljuskovi kiše sa olujama, sengom ili gradom, jer je sastavljen od vodenih kapljica, ledenih kristala, kao i krupnih kišnih kapi, krupnih zrna grada, sugradice, krupe ili snežnih pahuljica.

Pored ovih deset rodova oblaka, postoji još jedan tip oblaka koji se može pojaviti u svim rodovima obrazova-

nja oblačnosti, a najčešće sa rodovima cirokumulusa, altocumulusa i stratocumulusa. On ima profil sočivastog ili bademastog izgleda i njegova pojava na nebu je znak da je tok stvaranja oblaka završen. Oblaci počinju polako da nestaju, da bi posle toga nastupilo novo naoblačenje često praćeno padavinama. Ovaj tip oblaka naziva se lenticularis, a ima svoju važnost pri prognozama vremena.

Stabilnost oblaka zavisi od stabilnosti atmosfere u momentu njihovog nastojanja. Svi oblaci koji imaju talasasti oblik, a stvoreni su usled čiste radijacije vazduha ili usled dodira hladnih i toplih vazdušnih masa (Stratus, Stratocumulusi, Altocumulusi i Cirocumulusi), spadaju u grupu stabilnih oblaka. Kada se ovi oblaci vide u atmosferi, može se znati da će preovlađivati lepo vreme i da nema usponih strujanja.

Oblaci koji se stvaraju pri adijabatskom dizanju i hlađenju vazdušnih masa obično su gomilasti oblaci (cumulusi i cumulonirobusi) i ubrajaju se u grupu nestabilnih oblaka. Znak su lošeg vremena. Cumulusi su, ako je po visini atmosfera stabilna, nosioci lepog vremena.

### (3) Vidljivost

48. — **Vidljivost** je krajnja daljina na kojoj se uočavaju ili prestaju da se vide objekti. Vazduh je providniji što je čistiji, odnosno kada ima manju sadržinu pridodataka, kao i manji procenat relativne vlage. U koliko je vazduh providniji vidljivost biva veća i obrnuto. Ali i čist vazduh može imati različitu vidljivost, zavisno od prelamanja i odbijanja sunčevih zraka. Zbog ovoga mora se praviti razlika između mehaničke i optičke zamućenosti vazduha.

**Mehanička zamućenost** javlja se zbog veće količine pridodataka u vazduhu, kao što su čestice prašine, gara i drugih nečistoća. Ovakva zamućenost vazduha se smanjuje sa visinom, ako se isključe proizvodi kondenzacije vodene pare, tj. sićušne kapi vode, magla i sl.

**Optička zamućenost** nastaje u čistom vazduhu, a izazivana je mešanjem vazdušnih masa nejednake tempera-

ture i vlažnosti, kao i gustane. Sunčevi zraci, prolazeći kroz takve slojeve, nepravilno se odbijaju, prelamaju i rasipaju, zbog čega slabe, te dolazi do veće ili manje zamućenosti vazduha.

Vidljivost je najveća pri silaznim kretanjima vazdušne mase, jer je vazduh sve topliji, suvlji i bez prašine.

Na horizontalnu vidljivost utiče umnogome i reljef zemljišta, pa takvu vidljivost nazivamo **topografska vidljivost**.

### 6) PADAVINE

49. — **Padavinama** se nazivaju svi oblici kondenzovane ili sublimirane vodene pare, koji se na zemljinoj površini pojavljuju u tečnom ili čvrstom stanju.

U odnosu na mesto stvaranja, padavine su razvrstane u:

— grupu padavina koje se stvaraju na zemljinoj površini, i

— grupu padavina koje se stvaraju u oblacima.

50. — U grupu padavina koje se stvaraju na zemljinoj površini spadaju:

**R o s a** (Δ) — kapljice vode koje su nastale neposrednom kondenzacijom vodene pare pri vedrom vremenu, najčešće posle zalaska sunca, iz vazduha koji se u neposrednoj blizini sa zemljom rashlađuje izračivanjem. Kada je zasićenje vazduha dostignuto pri temperaturi tačke rose iznad 0, vodenata se kondenzuje u vidu rose čije kapljice pokrivaju zemljiste, travu i dr.

Rosa je leti znatno češća pojava nego u hladnjim mesecima godine.

**S l a n a** (L) — padavine ledene kristalne građe nastale sublimacijom na zemljinoj površini i predmetima na njoj. Za razliku od rose, najčešće se javlja tokom hladnih meseci kada je temperatura tačke rose ispod nule.

**I n j e** (V) — obrazuje se pri mutnom, vlažnom i maglovitom vremenu, tokom celoga dana pri vetrovitom vremenu. To su sitni hrapavi oblici slični slani, koji se hvataju po granama drveća, na istaknutim ivicama i uglovinama vertikalnih objekata, a ponekad i na horizontalnim

(telegrafsko-telefonske linije itd.). Inje pada uvek po završetku perioda jakih mrazeva, kao vesnik blažeg i toplijeg vremena.

Razlikuju se dva oblika ovih padavina: inje i tvrdo inje. Inje ( $\checkmark$ ) javlja se pri prehlađenoj magli i sumaglici na strani otkuda vetar duva, u vidu belih ledenih kristala sličnih slani. Na strani prema vetrusu inje se može nataloziti u velikim i debelim slojevima. Tvrdo inje ( $\nabla$ ) ima kompaktniju i amorfnu strukturu od inja i sačinjava ga neprovidna zrnasta masa, slična snegu i ledu, a pri sumaglici i temperaturi ispod nule.

**Poledica** ( $\sim$ ) — prilično homogena i providna prevlaka leda, koja se staložila pri prehlađenoj kiši ili izmaglici. Taloži se na horizontalnim i na vertikalnim površinama.

Nastaje na dva različita načina. Jaka poledica nastaje uvek kada su kišne kapljice prehlađene, odnosno ispod tačke mržnjenja, te se dodirom sa čvrstim telima odmah zamrznu. Posebno je jaka poledica ako je temperatura čvrstih tela ispod nule.

U drugom slučaju nastaje:

— ako se posle dugog i jakog mraza vreme promeni, te padne obična kiša koja se odmah ledi čim padne na tlo;

— ako se posle dugotrajnog i jakog mraza, usled promene vremena, pojavi izmaglica čije se sitne kapljice taložeći na smrznutu površinu odmah lede;

— ako posle jakog mraza, usled promene vremena, dođe do pojave toploga i vlažnoga vetra iznad još rashlađenog tla, te se njegova vodena para kondenzuje, a zatim mrzne na rashlađenom tlu.

U svim ovim slučajevima sloj leda je sasvim tanak i ne traje dugo.

**51. — Opis grupe padavina iz oblaka.** Ova vrsta padavina može se svrstati u tri grupe:

— **frontalne padavine** — vezane za uzlazna kretanja vazduha pri toplim frontovima iz neprekidnog oblačnog sloja (oblaci As-Ns). Oblik padavina — kišne kapi srednje veličine ili sneg šestokrakog oblika;

— **pljuskovi padavina** ( $\hat{\nabla}$ ) — padaju iz gomilastih i tamnih oblaka cumulonimbusa (Cb). Padavine su često

promenljive jačine i kratkotrajne. Oblici padavina — kiša krupnih kapi, sneg krupnih pahuljica, grad, a najčešće krupa i sugradica. Jaki pljuskovi kiše obično su praćeni olujnim nepogodama i gradom;

— **sipeća kiša ili izmaglica** ( $\circ$ ) — veoma sitne kapi, izgleda kao da lebde u vazduhu, a padaju iz gustog i neprekidnog sloja stratusa. Ovde spadaju i veoma sitan sneg i ledene iglice;

— **k i š a** ( $\bullet$ ) — najčešći oblik padavina na zemlji. Obrazuje se pri uzlaznim vazdušnim strujanjima kada nastaje nagla kondenzacija vodene pare, pri temperaturama koje nisu ispod tačke mržnjenja.

Sitne vodene kapljice lebde u oblacima i koagulacijom povećavaju svoj prečnik, te kada dostignu oko 0,12 mm padaju prema zemlji. Ove krupne kapi se brzo raspadaju, jer je ustanovljeno da kišne kapi ne mogu biti teže od 0,2 g niti veće od 0,7 mm u prečniku.

Kišne kapi počinju da sipe iz oblaka kad on ima debljinu od 700 m, a kada je deblji od 1.500 m, počće da pada kiša.

Veličina kišnih kapi, kao i jačina padanja, govore o tome da li je to izmaglica, kiša ili pljusak:

a) **izmaglica** ( $\circ$ ) — prečnik kapljica manji od 0,5 mm, izgleda kao da lebde i padaju iz stratusnog gustog i niskog oblaka;

b) **k i š a** ( $\bullet$ ) — prečnik kapljica manji od 0,5 mm. Pri mirnom vremenu padaju brzinom od 3 m/s, iz altostratusa i nimbostratusa;

c) **pljusak** ( $\hat{\nabla}$ ) — pada naglo i kratkotrajno kao jaka količina kiše iz cumulonimbusa.

**S n e g** ( $\times$ ) — čvrsta padavina, oblika šestougaonih kristala, obrazuje se sublimacijom pri temperaturi nižoj od  $0^{\circ}\text{C}$  i zasićenom vazduhu sa vodenom parom.

**L j u t i n a** ( $\leftrightarrow$ ) — mali kristali u vidu pločica ili štapića, javljaju se pri stabilnom vremenu i velikoj hladnoći. Izgleda kao da lebde u vazduhu.

**K r u p a** ( $\times$ ) — neprozirna bela zrna, slična snegu, prečnika 2—5 mm, padaju pri temperaturi oko  $0^{\circ}\text{C}$ , često

pre snega ili zajedno sa njim, a najčešće se pojavljuju pri nestabilnom proletnjem vremenu.

**Sugradica** ( $\Delta$ ) — poluprovidna zrna sleđene vode, okrugla ili ređe kupastog oblika prečnika 2—5 mm. Sastavljena je od zrna krupe kao jezgra i prevučena tankim slojem leda. Ne gnječe se i nisu trošna. Pojavljuju se najčešće od decembra do marta, iz cumulonimbusa.

**Grad** ( $\blacktriangle$ ) — ledene lopte ili grumeni, prečnika 5—50 mm pa i više, padaju odvojeno ili spojeni u veće komade. Providni ili providni i mutni slojevi slični snegu. Grad pada pri jakom nevremenu najčešće sa olujnim vetrom i jakom grmljavinom, a pri temperaturama iznad  $0^{\circ}\text{C}$ . Vreme trajanja najčešće desetak minuta, a u retkim slučajevima i duže. Najčešće se pojavljuju u najtopljem delu dana između 12—20 časova (oko 80% slučajeva).

**Ledena kiša** ( $\Delta$ ) — prozračna, tvrda ledena zrnca prečnika 1—4 mm. Nastaje kada se kapi kiše slede u vazduhu prolazeći kroz niski sloj vazduha čija je temperatura ispod  $0^{\circ}\text{C}$ .

**52. — Dnevni tok padavina** u našim krajevima odlikuje se sa dva maksimuma, od kojih jedan nastaje po podne u najtopljem delu dana za vreme maksimalnog razvoja oblaka uzlaznog strujanja, a drugi ujutru pri prosečno najnižim temperaturama. Minimum padavina je tokom noći i pre sunčeve kulminacije.

Godišnji tok padavina u našoj zemlji karakterišu dva tipa:

— primorski — česte padavine u hladnoj polovini godine sa maksimumom u kasnoj jeseni. Leta su suva, sa minimumom padavina;

— kontinentalni — najviša učestalost padavina u toploj polovini godine. Tokom zime manje padavina, sa minimumom u februaru.

U planinskim predelima, naročito gde su uzlazna strujanja veća, padavine su obilnije (severno od Kotorskog zaliva, Velebit preko Gorskog kotara, Učka i Snežnik, te Crni vrh do Triglava). Prema istoku zemlje količina padavina se smanjuje.