

*Litij* se također proizvodi elektrolitički, i to elektrolizom litij-klorida otopljenog u rastaljenom elektrolitu na temperaturi  $410^{\circ}\text{C}$  (v. *Litij*, TE 7, str. 527). Katode su čelične, a anode grafitne. Čelične čelije grijane su izvana.

I pršasti *tantal* dobiva se uglavnom elektrolizom. Elektrolit je čisti kalij-heptafluorotantalat(V)  $\text{K}_2[\text{TaF}_7]$ , a oksid se dodaje samo kao depolarizator. Čelija je željezna posuda koja djeluje istodobno kao katoda, dok je anoda grafitna. Elektroliza tantala je diskontinuirana; elektrolit se zagrije do  $900^{\circ}\text{C}$  i elektroliza se provodi dok se čelija ne napuni tantalovom prašinom. Zatim se čelija ohladi, elektrolit i tanta-lova prašina se izvade, a nereagirana sol odvoji se od metalne prašine izluživanjem jakim kiselinama. Dobivena tanta-lova prašina sadrži 99,85% tantala.

Dobivanje *berilija* (v. *Berilij*, TE 1, str. 708) elektrolizom rastaljenih klorida ili fluorida zamijenila je danas metaloter-mijska redukcija. Poznati su i elektrolitički postupci za dobivanje bora, kalcija, cerija, niobia, molibdena, torija, titana, urana i cirkonija, ali se oni ne primjenjuju jer su u upotrebi bolje metode, ili nisu dovoljno razvijeni za industrijsku primjenu.

**Elektrolitička rafinacija.** Iz vodenih elektrolita u industrijskom mjerilu elektrolitički se rafiniraju bakar, srebro, zlato, nikal, kobalt, olovo, kositar, indij, ponekad i antimон.

Danas se gotovo sav primarni sirovi *bakar* rafinira elektrolizom, jer se jedino tim načinom mogu od bakra odvojiti plemeniti metali zaostali nakon preradbe bakrenih ruda. Polazni materijal za elektrolitičku rafinaciju jest bakar rafiniran plamenom rafinacijom (v. *Bakar*, TE 1, str. 656), koji se iz plamenih rafinacijskih peći automatski ulijeva u anode. Masa je anodnih ploča  $300\cdots 350$  kg. Katode su tzv. početni listovi, tj. u posebnim elektrolitičkim čelijama izrađeni limovi izluženog bakra, debljine  $3\cdots 5$  mm i mase oko 5 kg. Elektrolit je sulfatna otopina, a konstrukcija čelija jednaka je onoj za elektrolitičko dobivanje bakra. Anode se mijenjaju svaka četiri tjedna, a katode svaka dva tjedna, tj. kada dostignu masu  $\sim 150$  kg. Potrošnja energije iznosi  $0,20\cdots 0,25$  kWh po kg bakra, a godišnji kapaciteti najvećih postrojenja (u Čileu i SAD) dostižu 400 kt bakra.

*Srebro* i *zlato* također se skoro isključivo rafiniraju elektrolitički. Ako je polazna sirovina za proizvodnju tih metala srebrna pjena pri rafinaciji olova ili anodni mulj pri elektrolitičkoj rafinaciji bakra, moraju se prvo različitim postupcima odvojiti primjese. Tako se dobiva sirova legura srebra i zlata, koja se podvrgava elektrolitičkoj rafinaciji. Prvo se rafinacijom izdvaja srebro. Elektrolit je nitratna otopina, katode su od nerđajućeg čelika, a čelije od glazirane keramike. Anode su smještene u platnene vreće u kojima se skupljaju anodni mulj. Tako se sprečava miješanje anodnog mulja s kristalima srebra, koji se mehanički drvenim strugačima skidaju s katode i padaju na dno. Dobiveni kristali srebra (99,99% Ag) pretale se u grafitnim retortama i liju u šipke. Anodni mulj skupljen u vrećama oko anode sadrži uglavnom zlato. Mulj se tali i lije u anode za elektrolitičku rafinaciju zlata. Već prema veličini postrojenja masa anoda iznosi  $2\cdots 12$  kg, a broj anoda po čeliji  $4\cdots 20$ . Katode su od čistog zlatnog lima, a kao elektrolit služi kloridna otopina. Čelije su građene od specijalnog glaziranog porculana otpornoga prema temperaturnim promjenama. Elektroliza se provodi na temperaturi  $60\cdots 75^{\circ}\text{C}$ , čelije su grijane izvana, a kapacitet jedne čelije iznosi  $25\cdots 50$  kg zlata dnevno.

Pirometalurški *nikal* rafinira se na dva načina, od kojih je jedan elektrolitički. Elektrolit sadrži natrij-sulfat i natrij-klorid, katoda je od nerđajućeg čelika, a između elektroda nalazi se dijafragma od sintetskog tekstila. To omogućuje izluživanje čistijeg metala na katodi jer se očišćeni anolit kasnije dodaje kao katolit. Čelije su po konstrukciji slične onima u elektrolizi bakra.

Iz niklova elektrolita odvaja se i *kobalt*, prerađuje pirometalurški do oksida, reducira do sirovog metala i zatim elektrolitički rafinira. Za rafinaciju kobalta upotrebljavaju se čelije s dijafragmom, katode su od nerđajućeg čelika, a sulfatno-kloridni elektrolit nešto je drugačijeg sastava od elektrolita za rafinaciju nikla.

Elektrolitička rafinacija primjenjuje se i za proizvodnju vrlo čistog olova. *Olovo* za rafinaciju ne smije sadržavati kositar, koji bi se zbog sličnosti elektrodnih potencijala izluživao zajedno s olovom na katodi. Upotrebljava se silikofluoridni elektrolit, što omogućuje da se plemeniti metali, bakar, bizmut, antimon i eventualne druge primjese ne otapaju, pa ostaju na anodi ili prelaze u anodni mulj. Čelije su slične čelijama za rafinaciju bakra, a katode su od olova. Potrošnja energije iznosi  $\sim 0,2$  kWh po kg olova. Elektrolizom se dobije neobično čist metal (više od 99,999% Pb). Najveće postrojenje za elektrolizu olova nalazi se u SAD, a u Evropi su najveća postrojenja u Italiji i SSSR.

Jedan od načina rafinacije *kositra* također je elektroliza. Kao elektrolit upotrebljava se smjesa sumporne, fenolsulfonske i krezolsulfonske kiseline. Plemenitije primjese ne otapaju se u elektrolitu. Jedino onečišćenje jest olovo, koje se taloži prisutnim sulfat-ionom. Katode su od čistog kositra, a betonske čelije prevučene su olovom.

Manje je važna elektrolitička rafinacija *indija* (v. *Indij*, TE 6, str. 472). Iz kloridnog elektrolita indij se izlučuje na katodama od čistog indija. Prema drugom elektrolitičkom postupku, u čelijama s bipolarnim živinim elektrodama indij se naizmjenično amalgamira i vraća u elektrolit, dok se konačno ne istaloži na platinskoj katodi.

*Antimon* se elektrolitički rafinira iz sulfatnih i fluoridnih elektrolita u čelijama s bakrenim katodama.

Elektrolitička rafinacija iz rastaljenih soli industrijski se primjenjuje samo za rafinaciju *aluminija* namijenjenog za specijalne svrhe (v. *Aluminijum*, TE 1, str. 230). Elektrolit je smjesa rastaljenih fluorida nešto drugačijeg sastava nego u običnoj proizvodnji aluminija, pa je i radna temperatura niža,  $\sim 750^{\circ}\text{C}$ . Kako je na toj temperaturi aluminij u tekućem stanju, anodnom aluminiju dodaje se  $\sim 30\%$  bakra da bi njegova gustoća bila veća od gustoće katodnog aluminija i elektrolita. Tako se anodni aluminij skuplja na dnu, a katodni na vrhu čelije. Rafinacijske čelije nešto su manje od čelija za proizvodnju aluminijskih, a postoje i manje razlike u konstrukciji. Anoda se nalazi na dnu, katodni blokovi uronjeni su u elektrolit odozgo, stijenke čelije zidane su magnezitnom opekom, a anodni aluminij ulijeva se u čeliju sa strane kroz poseban kanal.

LIT.: Основы металлургии, Том 1-5. Металлургиздат, Москва 1961-1968. — M. E. Wadsworth, F. T. Davis, Unit processes in hydro-metallurgy. Gordon and Breach Science Publishers, New York 1964. — C. L. Mantell, Elektrokemijsko inženjerstvo. Tehnička knjiga, Zagreb 1969. — F. Habashi, Extractive metallurgy, Vol. 1-3. Gordon and Breach Science Publishers, New York 1969. — F. D. Richardson, Physical chemistry of melts in metallurgy. Academic Press, London 1974.

A. Paulin

**METEOROLOGIJA**, grana geofizike, bavi se zemljinom atmosferom i proučavanjem procesa i pojava u Zemljinoj atmosferi. Proučavanje međudjelovanja atmosfere i oceana zajedničko je područje meteorologije i oceanografije (v. *Oceanografija*).

Najstariji počeci meteorologije nalaze se u prastarom, neprekidnom zanimanju čovjeka za zbivanja u prirodi. Fenomeni koje je čovjek opažao na nebu objašnjavani su mističkim silama, a ta su shvaćanja zadržali još i danas primitivni narodi.

Već u starom vijeku (u prvom redu u Kini, Indiji, Egiptu i Grčkoj) skupljeni su podaci o pojавama u atmosferi, prije svega o vjetrovima i oborinama. Osobito veliki utjecaj, i na kasnija razdoblja, imao je grčki filozof Aristotel ( $-384\cdots 322$ ), koji je napisao prvi udžbenik meteorologije, pa se zato smatra njenim osnivačem.

U ljetopisima i dnevnicima iz srednjeg vijeka postoje dragocjene zabilješke o vremenskim pojavama i nepogodama, no tada još nije bilo nikakvih instrumentalnih mjerjenja.

U XVII st. izumljeni su osnovni meteorološki instrumenti (v. *Meteorološki uređaji*), pomoću kojih su prikupljeni prvi podaci meteoroloških motenja, a time stvoreni i predviđeti da meteorologija postane samostalna znanstvena disciplina. Prva meteorološka mjerenja počinju instrumenata započeli su Galilejevi učenici (1654) u Firentinskoj akademiji. Već 1686. god. engleski astronom E. Halley (1656-1742) objavljuje prvu kartu vjetrova u tropskom području, što je tada bilo od osobitog značenja za plovidbu jedrenjaka. U XVIII st. razvijaju se

fizikalne znanosti, posebno termodinamika. G. D. Fahrenheit (1686—1736) i A. Celsius (1701—1744) uvode ljestvice na termometrima, a J. Black (1728—1799) doprinosi teorijskom razvoju meteorologije jasnim razlučivanjem pojma temperature i topline. Podaci meteoroloških mjerjenja, a i otkriće osnovnih zakona fizike, omogućili su stvaranje kvantitativnih teorija razdiobe nekih meteoroloških elemenata, prije svega tlaka zraka. Već je 1648. god. B. Pascal (1623—1663) ustanovio da tlak zraka opada s visinom, a 1685. god. E. Halley, polazeći od Boyle-Marriotteova zakona, postavlja formulu za proračun visine nekog mesta na osnovi mjerjenja tlaka. H. D. Saussure (1740—1799), penjući se na alpske vrhunce, ispituje promjenu meteoroloških elemenata s visinom. J. A. Charles (1746—1823) prvi je 1783. god. u slobodnom balonu ponio termometar i barometar do visine 3 467 m i tako započeo aeroška mjerjenja. Tek kad je R. Assmann (1845—1921) izumio 1887. god. aspiracijski psihrometar, moglo su se besprijeckorno mjeriti temperatura i vлага. U XIX st. počinju mjerjenja visokih slojeva atmosfere pomoći slobodnih balona s uređajima za registriranje, a 1902. god. otkrivena je tropopauza (R. Assmann i L. Teisserenc de Bort).

U istom stoljeću uvodi se u meteorologiju sinoptička metoda, tj. istodobno promatranje stanja atmosfere na velikom području. U gotovo svim kulturnim zemljama upostavlja se mreža meteoroloških stanica i organizira se meteorološka služba. H. W. Brandes (1777—1834) izrađuje prvu sinoptičku kartu Europe, no veći podstrek za uvođenje sinoptičke metode, odnosno za uvođenje meteorološke službe, pojavljuje se tek poslije 1856., kad je U. J. J. Le Verrier (1811—1877) dokazao da se upotrebo sinoptičke metode mogla predskazati velika oluja (1854) koja je oštetila francusku i britansku flotu na Crnom moru pred Krimom. Otada se proširuje mreža meteoroloških stanica, uvode se meteorološka mjerjenja na moru, postavljaju se osnove klimatologije i intenzivno se istražuju procesi u atmosferi.

Za razvoj meteorologije posebno su važni bili radovi H. Helmholtza (1821—1894), koji u meteorologiji počinje primjenjivati zakone mehanike fluida. Pojam cirkulacije potječe od W. Thomsona (Lord Kelvin, 1824—1907), a J. Bjerknes (1897—1975) postavlja teorijske osnove fizičkih procesa u atmosferi, s posebnom primjenom na visinskih karata. On je najvažniji predstavnik tzv. bergenske škole, koja je potkraj dvadesetih godina ovog stoljeća uvela u meteorološku praksu pojam zračne mase i fronte, te umnogome razvila metode prognoze vremena. Primjenom radio-sondi (v. Meteorološki uredaji), početkom tridesetih godina, započinju redovna mjerjenja slobodne atmosfere i primjena visinskih (aeroških) karata. U tom razdoblju doprinose razvoju meteorologije radovi C. G. Rossbyja (1898—1957), a i nagli razvoj zrakoplovstva.

Pošlije drugoga svjetskog rata, zahvaljujući velikom proširenju mreže prizemnih i aeroških stanica, rezultatima opsežnih teorijskih istraživanja i upotrebi elektroničkih računala, omogućena je primjena numeričkih modela za prognozu vremena. Posljednjih desetak godina meteorološki podaci sve više služe svakodnevnom životu, privredi, industriji i tehniči, što znatno otisklana neizvjesnosti koje su se ranije morale uvažavati s obzirom na utjecaj atmosfere na projektiranje i planiranje ljudskih aktivnosti. Razvijene su mnoge grane meteorologije, čemu je posebno doprinio brzi razvoj mjernih instrumenata, osobito elektronike. Široka primjena elektroničkih računala i novih metoda mjerjenja pomoći sateliti, radara, raketa i dr. omogućuje nove spoznaje i bolje razumijevanje atmosferskih procesa.

**Podjela meteorologije.** Razvojem meteorologije nastale su kroz posljednja dva stoljeća pojedine velike i samostalne grane, koje se međusobno razlikuju po predmetima proučavanja i po metodama istraživanja. U osnovi, meteorologija se može razvrstati na nekoliko disciplina.

**Fizikalna meteorologija** (opća meteorologija) bavi se općim zakonima atmosferskih pojava i procesa. U posljednjih desetak godina razvile su se odvojene discipline fizikalne meteorologije, koje se danas smatraju zasebnim granama. To su: dinamička meteorologija, fizika graničnog sloja atmosfere, fizika visoke atmosfere (aeronomija), fizika oblaka i oborina, fizika zračenja Sunca i Zemlje, meteorološka optika i atmosferski elektricitet.

**Sinoptička meteorologija** analizira atmosferske procese sinoptičkom metodom. Na osnovi analize vremena i niza fizičkih razmatranja primjenom numeričkih modela izrađuje se prognoza vremena.

**Klimatologija** (v. Klimatologija, TE 7, str. 140) na osnovi rezultata višegodišnjih promatranja stanja vremena određuje statističkim metodama prosječno stanje za dulje razdoblje, odnosno definira klimu pojedinih mjeseta i područja.

**Aerologija** se bavi u prvom redu metodama mjerjenja za proučavanja procesa u slobodnoj atmosferi (iznad prizemnog sloja) do visine  $\sim 40$  km. Mikrometeorologija proučava najniži, prizemni sloj atmosfere, biometeorologija bavi se utjecajima atmosfere na biljni i životinjski svijet, a njen dio koji se odnosi na čovjeka jest medicinska meteorologija.

Prema područjima praktične primjene rezultata meteoroloških istraživanja i zapažanja postoje sljedeće meteorološke discipline: zrakoplovna meteorologija bavi se utjecajima stanja atmosfere na zračni promet, a obuhvaća dijelom i područja sinoptičke meteorologije; pomorska meteorologija proučava utjecaj atmosfere na pomorski promet i na vremenske prilike na oceanima i morima, posebno u vezi s navigacijom; poljoprivredna meteorologija ili agrometeorologija proučava pro-

bleme zavisnosti poljoprivrednih kultura od vremenskih prilika i klime; nuklearna meteorologija bavi se problemima širenja radioaktivnih plinova u atmosferi; radarska meteorologija bavi se primjenom radara u meteorološkim istraživanjima oblaka i oborina te u prognozi vremena; radio-meteorologija proučava širenje radio-valova u atmosferi; satelitska meteorologija bavi se primjenom satelita radi mjerjenja i sakupljanja podataka za prognozu vremena, klimatologiju i fizičku meteorologiju uopće; tehnička meteorologija služi se spoznajama iz različitih grana meteorologije da bi ih praktički primijenila u građevinarstvu, urbanizmu, problemima zagađenosti zraka, turizmu, prometu, elektroprivredi itd.

## METEOROLOŠKI ELEMENTI, POJAVE I VRIJEME

Fizikalno stanje atmosfere u nekom trenutku nad nekim mjestom izražava se kvantitativno meteorološkim elementima i kvalitativno opisom pojedinih pojava, a njihova se sveukupnost nad nekom točkom, područjem ili uzduž neke rute zove vrijeme.

**Meteorološki elementi** jesu: temperatura, vлага, tlak i gustoća zraka, brzina i smjer vjetra, količina, vrsta, visina i debljina oblaka, vidljivost, insolacija, te zračenje Sunca i Zemlje.

Atmosferske pojave ili meteore može se razvrstati u četiri osnovne grupe: hidrometeore, litometeore, fotometeore i elektrometeore. One su karakterizirane intenzitetom i trajanjem.

**Hidrometeori** su proizvodi vodene pare koji u krutom ili tekućem stanju padaju na Zemlju (kiša, rosulja, snijeg, tuča, sugradica), ili lebde u atmosferi (magla, sumaglica), ili lebde vjetrom uzdignuti sa Zemljine površine (mećava, vijavica, dim mora), ili se talože na tlu (rosa, mraz, inje, poledica, snježni pokrivač).

**Litometeori** su čestice suspendirane u atmosferi, kao npr. suha mutnoća, pješčana magla, prašinska oluja, dim.

**Fotometeori** su svjetlosne pojave u atmosferi, kao npr. halo oko Sunca ili Mjeseca, vijenac oko Sunca ili Mjeseca, duga, irizacija, gloria.

**Elektrometeori** su pojave vezane uz atmosferski elektricitet, kao npr. grmljavina, sijevanje, električno pražnjenje, polarna svjetlost.

Atmosferske pojave karakterizirane su intenzitetom i trajanjem.

## Mjerne jedinice meteoroloških elemenata

**Tlak zraka** definiran je silom koja djeluje okomito na površinu. Jedinica tlaka u Međunarodnom sustavu jest paskal (oznaka Pa):  $Pa = N/m^2 = kg\cdot m^{-1}\cdot s^{-2}$ . U meteorologiji se upotrebljava izvansustavna, ali iznimno dopuštena jedinica tlaka bar (oznaka bar), najčešće njena decimalna jedinica milibar (oznaka mbar) u značenju  $bar = 10^5 Pa$ , dakle  $mbar = 10^2 Pa$ . Nisu zakonite oznake b za bar i mb za milibar (v. Metrologija, zakonska).

Tlak se na tekućinskom barometru mjeri visinom stupca žive, pa je stara jedinica tlaka bila milimetar stupca žive (oznaka mmHg) iznosa  $1 mmHg = 133,32 Pa = 1,3332 mbar$ , pa je  $1 bar = 1000 mbar = 750 mmHg$ .

**Temperatura zraka.** Jedinica termodynamičke (tzv. apsolutne) temperature  $T$  jest kelvin (K), a temperatupe  $t$  prema Celziju jest Celzijev stupanj ( $^{\circ}C$ ). Po vrijednosti  $K = ^{\circ}C$ , s time što između termodynamičke i Celzijeve temperature postoji odnos:  $T(K) = 273,15 + t(^{\circ}C)$ .

**Tlak vodene pare** parcijalni je tlak  $e$  vodene pare, izražen u milibarima. Uz zadalu temperaturu tlak vodene pare ne može premašiti neku određenu vrijednost  $E$ , koja se naziva tlakom zasićene vodene pare. Iznos  $E$  ovisi o temperaturi i raste s temperaturom, a različit je nad vodom i nad ledom (tabl. 1).

**Apsolutna vлага**,  $a$  jest masa vodene pare po obujmu vlažnog zraka i obično se izražava u gramima po kubnom metru ( $g/m^3$ ).

**Relativna vлага**  $U$  omjer je parcijalnog tlaka vodene pare  $e$  i tlaka zasićene vodene pare  $E_v$  pri istoj temperaturi nad ravnom površinom čiste vode

$$U = \frac{e}{E_v} \quad (1)$$

Obično se izražava u postocima, pa je za potpuno suhi zrak  $U = 0\%$ , a za zrak potpuno zasićen vodenom parom  $U = 100\%$ .

Tablica 1  
TLAK ZASIĆENE VODENE PARE  
U ZAVISNOSTI OD TEMPERATURE

Temperatura $t$ °C	Tlak nad vodom $E_v$ mbar	Tlak nad ledom $E_L$ mbar
-40	0,189	0,129
-30	0,51	0,40
-20	1,25	1,03
-10	2,86	2,60
0	6,11	6,11
10	12,27	
20	23,37	
30	42,43	
40	73,80	
50	123,34	

Specifična vлага s omjer je mase vodene pare i ukupne mase vlažnog zraka u istom volumenu. Između tlaka vodene pare  $e$  i specifične vlage s postoji veza:

$$s = \frac{0,622e}{p - 0,378e}, \quad (2)$$

gdje je  $p$  tlak zraka, faktor 0,622 je omjer plinskih konstanti suhog i vlažnog zraka, a faktor 0,378 jest nadopuna do jedan.

Omjer miješanja  $m$  je omjer mase vodene pare i mase suhog zraka u istom volumenu

$$m = \frac{0,622e}{p - e}. \quad (3)$$

Između specifične vlage  $s$  i omjera miješanja  $m$  vrijede relacije:

$$s = \frac{m}{1 + m}, \quad m = \frac{s}{1 - s}. \quad (4)$$

Rosište je temperatura  $\tau$  na kojoj vodena para, uz konstantni tlak zraka i konstantnu specifičnu vlagu, postaje zasićenom, dakle  $e = E$ , pa pri daljem sniženju temperature počinje kondenzacija vodene pare. Razlika između temperature zraka  $t$  i rosišta  $\tau$  zove se deficit rosišta.

Tablica 2  
BEAUFORTOVA LJESTVICA JAČINE VJETRA  
PREMA UČINCIMA NA KOPNU

Stupanj jačine	Naziv vjetra	Opseg brzine vjetra $ms^{-1}$	Glavni učinci vjetra na kopnu
0	tišina	0...0,2	dim se diže vertikalno uvis
1	lak povjetarac	0,3...1,5	smjer vjetra se zapoža po dimu
2	povjetarac	1,6...3,3	vjetar se osjeća na licu, vjetrulja se pokreće
3	slab vjetar	3,4...5,4	lišće i grančice se stalno njišu
4	umjeren vjetar	5,5...7,9	vjetar podiže prašinu i pokreće manje grane
5	umjerenojak vjetar	8,0...10,7	tanja lisnata stabla počinju se nijhati
6	jak vjetar	10,8...13,8	pokreće se velike grane, čuje se zujuće telefonskih žica
7	vrlo jak vjetar	13,9...17,1	njišu se cijela stabla, hodanje otežano
8	olujan vjetar	17,2...20,7	vjetar lomi grane na drveću
9	oluja	20,8...24,4	nastaju laka oštećenja na zgradama
10	žestoka oluja	24,5...28,4	velike štete na zgradama, čupa drveće iz zemlje
11	orkanska oluja	28,5...32,6	velika razaranja
12	orkan	32,7...36,9	katastrofalna razaranja

Brzina vjetra izražava se u metrima u sekundi (m/s), kilometrima na sat (km/h) te u izvansustavnoj, iznimno dopuštenoj jedinici čvor = 1,852 km/h = 0,514 m/s. Za procjenu jačine vjetra upotrebljava se tzv. Beaufortova ljestvica (prema engleskom admiralu F. Beaufortu, koji ju je sastavio 1808. god.; v. tabl. 2). Ljestvica ima 13 stupnjeva kojima su pridijeljeni nazivi vjetrova. Za svaki stupanj definirani su i učinci vjetra na predmete na moru ili na kopnu, pa se promatranjem pojava može procijeniti i jačina vjetra.

Budući da je brzina vjetra vektorska veličina, mora se pored brzine označiti i njegov smjer. Smjer vjetra definira se geografskom stranom Zemlje iz koje vjetar dolazi, a označuje se ili uobičajenim slovnim kraticama glavnih smjerova kompasa, ili iznosom kuta za koji smjer vjetra odstupa od sjevera, mjereno u smjeru kazaljke na satu.

#### Opći podaci o Zemljinoj atmosferi

Atmosfera je smjesa plinova. Ako se u sustav zraka ne uračuna vodena para, takva se smjesa zove suhi zrak (tabl. 3).

U sastavu atmosfere uvijek se nalaze i tri promjenljiva sastojka: vodena para, ozon i ugljik-dioksid. Značajka je tih komponenata da znatno apsorbiraju zračenje Sunca i Zemlje, i time bitno utječe na temperaturni režim atmosfere i Zemlje. U posljednjem stoljeću zamjećuje se povećanje ugljik-dioksida ( $CO_2$ ) na čitavoj Zemlji; u zadnjih 60...70 godina to povećanje iznosi 10...12%. Zbog utjecaja čovjekovih djelatnosti povećava se u globalnim razmjerima i sadržaj drugih plinskih primjesa, kao što su ugljik-monoksid  $CO$ , sumpor-dioksid  $SO_2$ , dušik-dioksid  $NO_2$  i drugi.

Tablica 3  
SASTAV SUHOG ZRAKA U BLIZINI ZEMLJINE POVRŠINE

Plin	Volumni udio %	Maseni udio %	Ukupna masa $10^{17} kg$
Dušik, $N_2$	78,09	75,51	38,65
Kisik, $O_2$	20,95	23,15	11,84
Argon, Ar	0,93	1,28	0,65
Ugljik-dioksid, $CO_2$	0,03	0,046	0,0235
Neon, Ne	0,0018	0,0125	0,00064
Helij, He	0,00052	0,000072	0,000037
Metan, $CH_4$	0,00015	0,000094	0,000043
Kripton, Kr	0,0001	0,00029	0,00015
Didušik-oksid, $N_2O$	0,00005	0,00008	0,00004
Vodik, $H_2$	0,00005	0,0000035	0,0000018
Ozon, $O_3$	0,00004	0,000007	0,0000035
Ksenon, Xe	0,000008	0,000036	0,000018
Dušik-dioksid, $NO_2$	0,000001	0,0000002	0,0000001
Jod, $I_2$	$2 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-11}$
Radon, Rn	$6 \cdot 10^{-18}$	$5 \cdot 10^{-17}$	$2 \cdot 10^{-18}$

U sastavu atmosfere nalaze se i mnogobrojne krute i tekuće primjese koje lebde u zraku. To su tzv. aerosoli, koji su umjetnog ili prirodnog porijekla. Količina se aerosola povećala u zadnjih 70 godina za 50%. U velikim gradovima sadržaj aerosola je mnogo veći nego što iznosi srednja koncentracija u čitavoj atmosferi.

Sadržaj vodene pare u atmosferi koleba se u širokim granicama: od blizu 0% masenog udjela pri vrlo niskim temperaturama do 4% pri visokim temperaturama.

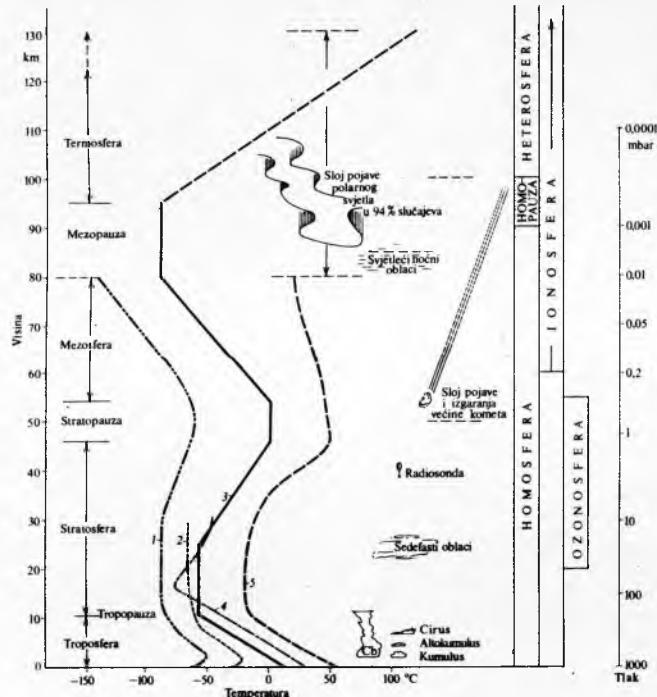
Podjela atmosfere na slojeve. Po vertikalni atmosfera se proteže do 60...70 tisuća kilometara, iako se ne može govoriti o nekoj oštrot gornjoj granici. Uzima se da ukupna masa atmosfere bez vodene pare iznosi  $5,157 \cdot 10^{18} kg$  (tabl. 3), što je otrilike jedna milijuntina Zemljine mase. Oko 99% ukupne atmosferske mase nalazi se u sloju od 30...35 km iznad tla, a 50% ukupne mase u sloju do svega 5 km visine.

Debljina je osnovne atmosferske mase zanemarljiva u usporedbi s njezinim horizontalnim dimenzijama, pa zato i osnovne tvorevine, koje definiraju vrijeme (fronte, ciklone i anticiklone) zauzimaju po horizontalni prostoranstvu od stotine i tisuće kilometara, a po vertikalni od svega nekoliko kilometara.

U vertikalnom smjeru može se podijeliti atmosfera na slojeve prema četirima kriterijima (sl. 1): sastav zraka i pojava električki nabijenih čestica, međudjelovanje atmosfere i Zemljine

površine, promjena temperature s visinom, te utjecaj atmosfere na letjelice.

Prema sastavu zraka atmosferu čine donji sloj ili homosfera, od tla do visine od 95 km, i gornji sloj ili heterosfera, iznad visine od 95 km. U homosferi se omjer osnovnih plinova (dušika, kisika i argona) i relativna molekulska masa zraka ( $\mu_0 = 28,9645$ ) ne mijenjaju. U heterosferi, usporedo s molekulama dušika i kisika, pojavljuju se i atomi kisika i dušika, a relativna se molekulska masa zraka smanjuje s visinom. Sloj između 20 i 55 km, u kojem se nalazi najveća koncentracija ozona, zove se ozonosfera. Od 50–60 km iznad tla, s povećanjem visine naglo se povećava koncentracija nabijenih čestica (iona i elektrona), pa se taj sloj atmosfere zove ionosfera.



Sl. 1. Podjela i stanje atmosfere do visine 130 km. Krivulje promjene temperature s visinom (lijevi dio slike) znacite: 1 najniže vrijednosti u polarnim predjelima zimi, 2 srednje vrijednosti u polarnim predjelima zimi, 3 standardna atmosfera, 4 srednje vrijednosti u tropskim predjelima, 5 najviše vrijednosti u tropskim predjelima

Ionomer se sastoji od nekoliko slojeva (D na visini ~ 60 km, E na visini 90–120 km, F na visini većoj od 180 km) s povišenom koncentracijom iona. Vanjski pojas atmosfere, gdje se čestice rijetko sudaruju, a većina je čestica električki nabijena, predstavlja radijacijski pojas Zemlje, debljine 9–12

Zemljinih polumjera. U tom se pojasu, zbog djelovanja magnetskog polja Zemlje, čestice veoma kolebaju uzduž magnetskih silnika i imaju velike energije.

Prema međudjelovanju atmosfere i podloge, atmosferu čini granični sloj (ili sloj trenja) i slobodna atmosfera. U graničnom sloju visine 1–1,5 km, već prema vrsti podloge, na gibanje zraka utječu Zemljina površina i turbulentno trenje, a meteorološki elementi imaju izraziti dnevni hod. U slobodnoj atmosferi mogu se u prvoj aproksimaciji zanemariti sile trenja zraka.

Prema promjeni temperature s visinom atmosferu čini nekoliko slojeva. Najdonji sloj atmosfere, koji se proteže do ~11 km visine i u kojem temperatura u prosjeku opada s visinom za  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , zove se troposfera. U troposferi, iznad graničnog sloja sve do visine 6–8 km, nalazi se donja troposfera, a iznad toga sloja do vrha troposfere je gornja troposfera.

Smanjenje temperature s visinom prestaje u troposferi na nekoj visini iznad koje temperatura umjereno opada ( $< 0,2^{\circ}\text{C}$  na 100 m), ostaje starna ili pak s visinom raste. Taj sloj iznad troposfere, na visini između ~11 i ~50 km, zove se stratosfera. Prijelazni sloj između troposfere i stratosfere zove se tropopauza, i on u našim krajevima doseže visinu između 9–11 km, već prema godišnjem dobu i vremenskom stanju. U polarnim predjelima visina tropopauze iznosi 8–10 km, a u ekvatorskom pojusu 16–18 km. Na umjerenu geografskim širinama temperatura iznad tropopauze najčešće se ne mijenja s visinom, a iznad tropskih i ekvatorijalnih predjela polagano raste.

Izotermičko stanje stratosfere zadržava se u prosjeku sve do visine 25 km, a iznad te razine temperatura raste zbog apsorpcije ultraljubičastog zračenja Sunca u sloju ozona. Srednja vrijednost vertikalnog temperaturnog gradijenta u sloju 25–46 km iznosi  $-0,28^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . U prijelaznom sloju, tzv. stratosfizi, na visini 45–54 km temperatura je blizu  $0^{\circ}\text{C}$ , s mogućim odstupanjima od  $\pm 20^{\circ}\text{C}$ .

U mezofersi (50–80 km), sloju atmosfere iznad stratosfere, temperatura zraka ponovno opada, i to prosječno za  $0,35^{\circ}\text{C}$  na 100 m. Na visini 80–95 km postoji prijelazni sloj, tzv. mezopauza, u kojem temperatura iznosi  $-85\text{--}90^{\circ}\text{C}$ . Iznad mezopauze, u termosferi (90–450 km), temperatura ponovno raste, i to uglavnom zbog toga što kisik apsorbira Sunčevu zračenje valne duljine manje od  $0,24\text{ }\mu\text{m}$  i pri tom disocira, pa nastaje atomni kisik. U termosferi temperatura raste s visinom i doseže vrijednosti i iznad 1000 K. Na visinama iznad 1000 km nalazi se egzosfera, odakle se plinovi šire u svemirsko prostranstvo.

Parametri atmosfere (temperatura, tlak, gustoća) veoma se mijenjaju u prostoru i vremenu, pa se može uglavnom govoriti samo o srednjim vrijednostima.

Osnovne karakteristike srednje vertikalne strukture atmosfere definirane su međunarodnom standardnom atmosferom CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere — CIRA) iz

Tablica 4  
STANDARDNA ATMOSFERA SA-73  
(skraćeni podaci)

Geopotencijalna visina m	Geometrijska visina m	Temperatura °C	Tlak mbar	Gustoća kg/m³	Ubrzanje sile teže m/s²	Brzina zvuka m/s
0	0	15,00	$1,0133 \cdot 10^3$	1,2250	9,8066	340,29
500	500	11,75	$9,5461 \cdot 10^2$	1,1673	9,8051	338,37
1000	1000	8,50	$8,9875 \cdot 10^2$	1,1116	9,8036	336,43
2000	2000	2,00	$7,9452 \cdot 10^2$	1,0065	9,8005	332,53
3000	3001	-4,50	$7,0109 \cdot 10^2$	$9,0912 \cdot 10^{-1}$	9,7974	328,58
4000	4003	-11,00	$6,1460 \cdot 10^2$	$8,1913 \cdot 10^{-1}$	9,7943	324,58
5000	5004	-17,50	$5,4020 \cdot 10^2$	$7,3612 \cdot 10^{-1}$	9,7912	320,53
7000	7008	-30,50	$4,1061 \cdot 10^2$	$5,8950 \cdot 10^{-1}$	9,7851	312,27
10000	10016	-50,00	$2,6436 \cdot 10^2$	$4,1271 \cdot 10^{-1}$	9,7758	299,46
11000	11019	-56,50	$2,2632 \cdot 10^2$	$3,6392 \cdot 10^{-1}$	9,7727	295,07
12000	12023	-56,50	$1,9330 \cdot 10^2$	$3,1083 \cdot 10^{-1}$	9,7697	295,07
20000	20063	-56,50	54,750	$8,8035 \cdot 10^{-2}$	9,7450	295,07
30000	30142	-46,50	11,719	$1,8012 \cdot 10^{-2}$	9,7143	301,80
40000	40253	-22,10	2,7752	$3,8510 \cdot 10^{-3}$	9,6836	317,63
50000	50396	-2,50	0,75944	$9,7752 \cdot 10^{-4}$	9,6530	329,80

1961. godine, te standardnom atmosferom SSSR SA-73 iz 1975. godine.

CIRA definira podatke o atmosferi do 800 km visine; podaci iznad 200 km osnivaju se na mjerjenjima pomoću satelita.

Sa-73 definira srednje vrijednosti osnovnih parametara atmosfere u rasponu visina 0...50 km na geografskoj širini 45°32', pri srednjoj Sunčevoj aktivnosti (tabl. 4), a postoje i preporuke za visine 50...120 km.

Standardna atmosfera SAD iz 1976. godine proširena je do 1000 km.

### Sunčeve zračenje i atmosfera

Sunce je osnovni energetski izvor za sve procese u atmosferi. Sunce zrači ogromnu energiju koja se većinom pretvara u toplinu. Tako na 10 km<sup>2</sup> Zemljine površine dopire u ljetnom vredom danu (uz slabljenje zračenja atmosferom) čak 7...9 milijuna kW.

Temperatura površine Sunca iznosi ~5800 K, a odzračnost ili radijacijska egzitancija (izražena energija po ploštini i vremenu) na površini Sunca iznosi ~63 500 W/m<sup>2</sup>. Ozračenje ili iradijacija Zemlje Sunčevim zračenjem na vrhu Zemljine atmosfere naziva se solarnom konstantom  $S_0$ . Međunarodni komitet za zračenje Svjetske meteorološke organizacije (World Meteorological Organization — WMO) prihvatio je 1957. god. kao standardnu vrijednost solarne konstante  $S_0 = 1382 \text{ W/m}^2$ . Udaljenost između Zemlje i Sunca mijenja se tokom godine, pa se zato i stvarni iznos solarne konstante mijenja u području 1340...1431 W/m<sup>2</sup>, tako da se može računati s prosječnim iznosom  $S_0 = 1396 \text{ W/m}^2$ .

Spektar Sunčeva zračenja podijeljen je u tri područja: ultraljubičasto područje valnih duljina  $\lambda = 0,2 \dots 0,4 \mu\text{m}$ , vidljivo područje  $\lambda = 0,4 \dots 0,76 \mu\text{m}$  i infracrveno područje  $\lambda = 0,8 \dots 4,0 \mu\text{m}$ .

Osnovni zakoni fizike opisuju i matematski definiraju elektromagnetsko zračenje sa svim popratnim pojavama kao što su apsorpcija, transmisija, refleksija i emisija zračenja (v. *Fotometrija*, TE 5, str. 608, v. *Termodynamika*).

Spektar zračenja kojemu je izložena atmosfera nalazi se unutar valnih duljina od ~20 nm do ~10 μm. Atmosfera ima veliku sposobnost apsorpcije, nepropusna je za kratke valne duljine  $\lambda < 0,3 \mu\text{m}$ , ali je skoro potpuno propusna za valne duljine vidljivog područja, tj. za  $0,3 \mu\text{m} < \lambda < 1,0 \mu\text{m}$ .

Toplinski zračenje Zemlje je u području valnih duljina oko  $\lambda = 10 \mu\text{m}$ . To je područje infracrvenog zračenja od kojega u atmosferi najveći dio apsorbira vodena para i ugljik-dioksid, pa samo manji dio Zemljina zračenja prolazi kroz atmosferu i odlazi u svemir.

Razdioba Sunčeva zračenja na vrhu atmosfere određena je astronomskim faktorima: kruženjem Zemlje oko Sunca, nagibom osi Zemljine rotacije prema ekliptici te dnevnom Zemljinom rotacijom. Teoriju razdiobe Sunčeva zračenja na Zemljini kuglu kad ne bi bilo atmosfere (a to vrijedi i za

vrh atmosfere) postavio je naš astronom M. Milanković. Dijagram na sl. 2 prikazuje godišnji raspored Sunčeva zračenja koje dopire do horizontalne površine na vrhu atmosfere prema geografskoj širini. Na prvi pogled čini se nelogično da je najveća dnevna insolacija na polovima. To je ipak točno, ali ne zato što je na polovima najveće ozračenje Sunčevim zračenjem, nego zbog toga što u vrijeme maksimalne insolacije na polovima traje 24 sata.

Dnevno ozračenje ovisi i o upadnom kutu Sunčevih zraka na plohu. S druge strane, i zbog različite duljine dana, dnevno se ekstraterestrično ozračenje tokom godine bitno mijenja. Ozračenje Sunčevim zračenjem u Zagrebu, nekoliko dana prije solsticija, odnosno ekvinokcija, prikazano je u tabl. 5.

Tablica 5  
DNEVNO SUNČEVO OZRAČENJE U ZAGREBU

Dan	Ozračenje MJ m <sup>2</sup> d	
	Horizontalna ploha	Vertikalna ploha
16. ožujka	25,2	58,8
16. lipnja	42,1	74,4
16. rujna	28,4	61,0
16. prosinca	11,4	43,8

Godišnje Sunčeve ozračenje smanjuje se porastom geografske širine. Osnovni faktori koji određuju idealnu raspodjelu Sunčeve energije mogu poslužiti za određivanje pojasa solarne klime. Približne granice tih pojasova na sjevernoj hemisferi jesu: ekvatorijalni pojas 10°S...10°N, tropski pojas 10°...25°, suptropski pojas 25°...35°, pojas umjerenih širina 35°...60°, subpolarni pojas 60°...75° i polarno područje 75°...90°.

**Rasprišivanje Sunčeva zračenja u atmosferi.** Molekule zraka i čestice što lebde u atmosferi dijelom propuštaju, dijelom apsorbiraju, a dijelom rasprišuju Sunčeve zračenje, i to selektivno s obzirom na valnu duljinu. Apsorbirani dio Sunčeva zračenja može se ili potpuno ili djelomično pretvoriti u drugi oblik energije, npr. u toplinsku ili fotokemijsku energiju, što predstavlja gubitak energije zračenja. Međutim, od svih plinova od kojih se sastoji atmosfera, jedino ozon apsorbira elektromagnetsko zračenje u vidljivom području spektra.

Sunčeve se zračenje raspršuje na sve strane, no najviše zrači u smjeru u kojemu je ušlo u atmosferu, ali pri tom jakost izravnog zračenja to više slabi što se zrake više približavaju površini Zemlje gdje je atmosfera gušća. Dio raspršenog zračenja u atmosferi vraća se u interplanetarni prostor, a drugi dio dopire do Zemljine površine. Na površinu Zemlje, dakle, dolazi, osim izravnog zračenja, i rasprišeno ili difuzno zračenje iz svih smjerova nebeskog svoda. Difuzno zračenje omogućuje dnevnu rasvetu i na mjestima koja nisu neposredno obasjana Sunčevim zrakama i po oblačnom vremenu.

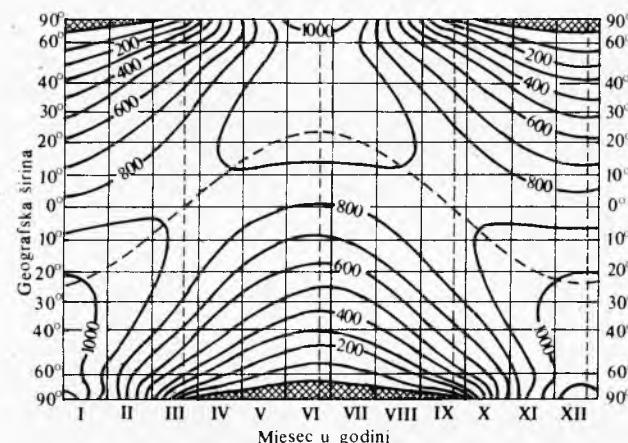
**Apsorbiranje Sunčeva zračenja u atmosferi.** Svaki plin selektivno apsorbira elektromagnetsko zračenje, i to s obzirom na valnu duljinu  $\lambda$ . Također svaki plin ima konstantan koeficijent apsorpcije, koji ovisi o valnoj duljini zračenja i o stanju plina. Energiju zračenja apsorbiraju molekule plina, pretvarajući je u neki drugi oblik energije, pa zato apsorbirana energija zračenja ovisi o gustoći plina, te o debljini sloja plina kroz koj zračenje prolazi.

Za monokromatsko zračenje odnos je intenziteta zračenja  $I_{\lambda s}$  nakon prolaza kroz sloj zraka masenog koeficijenta apsorpcije  $\alpha_{\lambda m}$ , debljine  $s$ , gustoće  $\rho(s)$ , i intenziteta upadnog zračenja  $I_{\lambda 0}$  opisan Lambert-Beer-Bougertovim zakonom (v. *Optika*)

$$I_{\lambda s} = I_{\lambda 0} \exp\left(-\alpha_{\lambda m} \int_0^s \rho ds\right). \quad (5)$$

Eksponent  $\tau_{\lambda} = \alpha_{\lambda m} \int_0^s \rho ds$  zove se optička debljina atmosfere.

Ona je ovisna o položaju Sunca, najmanja je za Sunce u zenitu, a najveća za Sunce na horizontu (sl. 3).



Sl. 2. Godišnji raspored dnevnog Sunčeva ozračenja na vrhu atmosfere prema geografskoj širini. Vrijednosti upisane u krivuljama su u jedinici

$$\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{d}} = 41,86 \frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{d}}$$

Masa zapaženog stupca zraka s osnovicom ploštine  $A$  jest

$$M = A \int_0^s \rho ds. \quad (6)$$

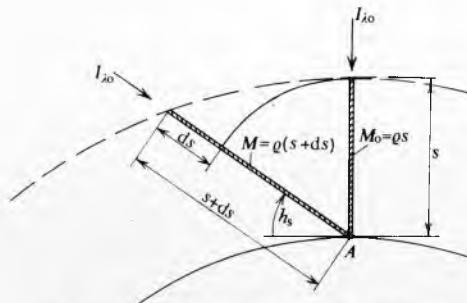
Omjer te mase za neki položaj Sunca  $M$  i za Sunce u zenitu  $M_0$  zove se optička masa atmosfere

$$m = \frac{M}{M_0}. \quad (7)$$

Ovisnost optičke mase atmosfere o kutnoj visini Sunca navedena je u tabl. 6.

Tablica 6  
OPTIČKA MASA ATMOSFERE U OVISNOSTI O POLOŽAJU SUNCA

Kutna visina Sunca	Optička masa atmosfere
90°	1,00
70°	1,06
50°	1,30
40°	1,55
30°	2,00
20°	2,90
10°	5,60
5°	10,40
0°	35,40



Sl. 3. Optička debljina i optička masa atmosfere

Za različite kutne visine Sunca  $h_s$  prikazane su u tabl. 6 pripadne vrijednosti optičke mase atmosfere. Vidi se da pri položaju Sunca na horizontu Sunčev zračenje prolazi kroz 35,4 puta veću masu stupca zraka nego kad je Sunce u zenitu. To je razlog da u jutarnjim satima, nakon izlaska Sunca, Sunčev ozračenje na površini Zemlje naglo raste, a u večernjim satima, pred zalazak Sunca naglo pada.

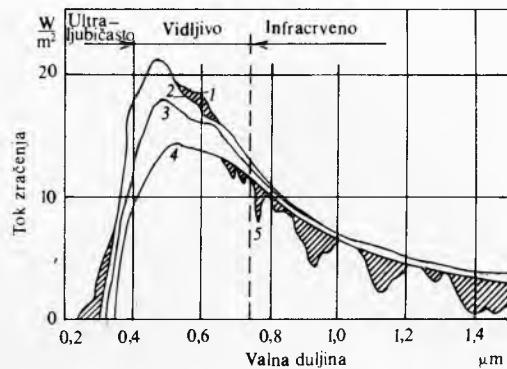
Atmosfera se neposredno ne zagrijava time što molekule zraka apsorbiraju Sunčev elektromagnetsko zračenje. Apsorbirana energija zračenja očituje se u raznim fotokemijskim, fotoelektričnim i drugim molekularnim procesima, pa tako, npr., u velikim visinama apsorpcijom ultraljubičastog zračenja nastaje ozon. U troposferi, uz vodenu paru, i ugljik-dioksid apsorbira infracrveno zračenje, a Sunčev zračenje apsorbiraju i primjese u atmosferi (prašina) i kapljice oblaka i magle.

#### Sunčev zračenje na površini Zemlje

Izravno Sunčev zračenje jest zračenje Sunca koje dolazi do površine Zemlje kao snop paralelnih zraka, i to na plohu okomitu na zrake s intenzitetom  $I$ , a na horizontalnu plohu s intenzitetom  $I'$ . Između tih dvaju intenziteta postoji odnos

$$I' = I \sin h_s. \quad (8)$$

Izravno Sunčev zračenje zavisi od solarne konstante, udaljenosti Zemlje od Sunca, fizikalnog stanja atmosfere nad mjestom motrenja (sadržaj plinova koji apsorbiraju zračenje, krutih primjesa u atmosferi, prisutnost oblaka i magle i dr.), kutne visine Sunca, a i od nadmorske visine. S porastom nadmorske visine raste izravno zračenje Sunca, jer optička debljina atmosfere postaje manja. Promjena spektra Sunčeva zračenja na putu od vrha atmosfere pa do površine Zemlje prikazana je na sl. 4.



Sl. 4. Spektralna raspodjelj Sunčeva zračenja oslabljenog raspršivanjem i apsorpcijom u atmosferi. 1 intenzitet zračenja na vrhu atmosfere, 2 smanjenje intenziteta zračenja zbog apsorpcije ozona, 3 smanjenje intenziteta zračenja zbog raspršivanja u atmosferi, 4 smanjenje intenziteta zračenja zbog raspršivanja aerosolima, 5 smanjenje intenziteta zračenja zbog apsorpcije vodenom parom, tj. intenzitet zračenja pri Zemljini tlju

Pojednostavljena slika o intenzitetu Sunčeva zračenja dobiva se promatranjem tzv. potencijalnih vrijednosti Sunčeva zračenja. To su maksimalne vrijednosti u vedrom danu. U tabl. 7 vrijednosti su potencijalnog Sunčeva zračenja na horizontalnu, odnosno vertikalnu plohu na području Zagreba, u toku dana s vedrom, čistom i suhom atmosferom, a u tabl. 8 analogne su vrijednosti za vedre dane, ali s mutnom i vlažnom atmosferom.

Difuzno ili raspršeno zračenje Sunca  $I_d$  to je veće što je veća kutna visina Sunca, veća prozirnost atmosfere i veća naoblaka. Za različite vrste naoblake, a prema ovisnosti o kutnoj visini Sunca  $h_s$ , mijenja se difuzno zračenje  $I_d$  u dosta širokom rasponu, i u usporedbi s vedrim nebom dosta je povećano. Intenzitet difuznog zračenja  $I_d$  i intenzitet izravnog zračenja povezani su izrazom:

$$I_d = b(I' - I) \sinh h_s, \quad (9)$$

gdje je  $b$  koeficijent koji za idealnu atmosferu iznosi  $1/2$ , a za realnu atmosferu  $1/3$ . Izravno i difuzno zračenje ima izrazit

Tablica 7  
POTENCIJALNO SUNČEVO DNEVNO OZRAĆENJE  
U ZAGREBU\*  
(vedro; čista i suha atmosfera)

Mjesec	Ozračenje MJ m⁻² d	
	Horizontalna ploha	Vertikalna ploha
ožujak	20,1	43,5
lipanj	35,2	57,4
rujan	23,6	46,5
prosinac	7,2	28,8

\* prema Penzaru

Tablica 8  
POTENCIJALNO SUNČEVO DNEVNO OZRAĆENJE  
U ZAGREBU\*  
(vedro; mutna i vlažna atmosfera)

Mjesec	Ozračenje MJ m⁻² d	
	Horizontalna ploha	Vertikalna ploha
ožujak	11,4	21,9
lipanj	21,3	31,3
rujan	13,7	24,0
prosinac	3,8	13,2

\* prema Penzaru

dnevni hod i maksimum doseže pri najvećoj visini Sunca, tj. u lokalno podne. Kao što se vidi iz usporedbe podataka u tabl. 9 s podacima u tabl. 7 i 8, difuzno je zračenje mnogo manje od izravnoga.

Očito je da se difuzno zračenje mnogo povećava što je više vlage u atmosferi, te da u čistoj atmosferi bez vlage iznosi svega 10% izravnog zračenja na horizontalnu plohu. Na visokim geografskim širinama, gdje je veća naoblaka i mala kutna visina Sunca,  $I_d$  može dostići vrijednost izravnog zračenja. S povećanjem nadmorske visine difuzno se zračenje smanjuje.

Ukupno zračenje  $I_g$  jest zbroj izravnog i difuznog zračenja Sunca na horizontalnu površinu tla. Vrijednosti ukupnog zračenja  $I_g$  za područje Zagreba i za izabrane mjesecu mogu se dobiti iz tabl. 7, 8 i 9, ali neposredna mjerena pokazuju da su stvarne vrijednosti  $I_g$  mnogo manje od onih koje vrijede za potpuno vedru, mutnu i vlažnu atmosferu. Srednje vrijednosti ukupnog zračenja za područje Zagreba, na temelju desetogodišnjih mjerena (1958—1967), prikazane su u tabl. 10.

Kad je naoblaka preko cijelog dana, vrijednosti ukupnog zračenja još su manje za 30...50% od vrijednosti u tabl. 10. Ovisnost ukupnog zračenja o naoblaci može se prikazati izrazom

$$I_g = I_0[1 - (a + b \cdot n)n], \quad (10)$$

gdje je  $I_0$  ukupno zračenje pri vedrom nebu,  $n$  naoblaka u desetinkama površine neba, a  $a$  i  $b$  su empirički koeficijenti.

Na Zemlji se ukupno zračenje u toku godine mijenja u dosta širokim granicama, a dostiže maksimalne vrijednosti u puštinjskim područjima sjeverne Afrike  $\sim 2560 \text{ kWh/m}^2$  godišnje. Na području Jugoslavije godišnje ukupno zračenje iznosi od  $\sim 1012 \text{ kWh/m}^2$  u području Alpa do  $\sim 1628 \text{ kWh/m}^2$  u području južnog Jadrana i u Makedoniji.

**Albedo** ili sposobnost refleksije Sunčeva zračenja od neke tvari definiran je omjerom reflektiranog zračenja i upadnog zračenja i obično se izražava u postocima. Albedo Zemljine

površine mijenja se u širokim granicama, ovisno o svojstvima podloge. Srednje su vrijednosti albeda za različite vrste podloge: površina pustinje 15...30%, zeleno polje 3...22%, oranice 4...12%, jezera i oceani 2...18%, svježi suhi snijeg 80...90%, morski led 30...40%. Albedo snijega iznosi u prosjeku 60%, a svježeg snijega čak i do 90%. Albedo vodenih površina veoma zavisi od upadnog kuta Sunčevih zraka, no, uvezvi u cjelini, manji je od albeda kontinenta. Albedo tla bitno zavisi i od vlažnosti tla, te se s porastom vlažnosti smanjuje. Općenito uvezvi, albedo ima dobro izražen dnevni i godišnji hod uvjetovan kutnom visinom Sunca. Najmanje su vrijednosti albeda u podnevnim satima i ljeti.

Različite vrste oblaka imaju vrlo različitu moć refleksije zračenja. Tanki perjasti oblaci nad kopnjom imaju albedo  $\sim 32\%$ , slojasti oblaci nad kopnjom uz naoblaku veću od 8/10 nebeskog svoda  $\sim 68\%$ , a oblaci vertikalnog razvoja čak  $\sim 86\%$ . Ukupni albedo oblaka za cijelu Zemlju u prosjeku iznosi  $\sim 24\%$ . Treba istaknuti da i atmosfera reflektira  $\sim 7\%$  zračenja, pa, uvezvi u cjelini, albedo Zemlje iznosi  $\sim 35\%$ , tj. Zemlja u cjelini reflektira  $\sim 35\%$  zračenja koje prima od Sunca. Stvarna vrijednost albeda mijenja se iz dana u dan, jer zavisi od naoblake.

**Insolacija** jest trajanje Sunčeva zračenja tokom kojega ono izravno dopire do nezaštićene Zemljine površine. Insolacija ovisi o otvorenosti horizonta, duljini vidljivog dijela dana, naoblaci i geografskoj širini. U našoj zemlji najveće godišnje vrijednosti insolacije imaju predjeli na Jadranu (više od 2700 sati), dok predjeli u unutrašnjosti imaju godišnje  $\sim 2000$  sati. Planinski predjeli su ljeti oblačniji, a zimi vedriji od nizinskih predjela, pa im je i trajanje insolacije različito. Valja napomenuti da godišnja moguća (teorijska) insolacija iznosi od 4460 sati na jugu do 4470 sati na sjeveru naše zemlje.

### Zračenje Zemlje i atmosfere

**Dugovalno zračenje Zemlje.** Najveći dio apsorbirane energije Sunčeva zračenja Zemlja pretvara u toplinu. Tako zagrijana Zemljina površina emitira natrag u atmosferu svoje elektromagnetsko zračenje, i to u infracrvenom području spektra (dugovalno zračenje). Valna duljina i intenzitet Zemljina dugovalnog zračenja ovise o temperaturi Zemljine površine. Energija koju zrači Zemlja iznosi

$$L_{0\ell} = k \sigma T_0^4, \quad (11)$$

gdje je  $L_{0\ell}$  zračenje Zemlje po jedinici ploštine (indeks 0 označuje da se radi o površini Zemlje, a strelica prema gore da je zračenje usmjerenog od tla u atmosferu),  $k$  koeficijent ovisan o vrsti tla (najčešće iznosi 0,95, npr. za suhi pijesak  $k = 0,949$ , a za gustu zelenu travu  $k = 0,986$ ), Stefan-Boltzmannova konstanta  $\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ,  $T_0$  apsolutna temperatura Zemljine površine. Izraz (11) je zapravo Stefan-Boltzmannov zakon zračenja crnog tijela (v. Fotometrija, TE 5, str. 611), ispravljen koeficijentom  $k$  za uvjete na Zemljinoj površini koja u fizikalnom smislu nije crno nego sivo tijelo.

Zemlja emitira dugovalno zračenje tokom dana i noći s maksimalnim intenzitetom u podnevnim i minimalnim u noćnim satima. Budući da je kratkovalno zračenje Sunca samo po danu, na Zemljini tlu postoji stalna razlika između Sunčeva zračenja i dugovalnog zračenja Zemlje. Po vedrom danu tlo prima više energije nego što je emitira, a po noći tlo samo predaje energiju. U ljetnim danima tlo prima više energije nego što je gubi, dok je zimi obrnuto. U godišnjem prosjeku tlo gubi više energije nego je prima kratkovalnim zračenjem Sunca, no Zemlja se ipak postepeno ne ohlađuje, jer tlo osim kratkovalnog zračenja Sunca prima i dugovalno zračenje atmosfere.

**Protuzračenje atmosfere.** Osim kratkovalnog zračenja Sunca, u atmosferu prodire i dugovalno zračenje, emitirano s površine Zemlje. Za razliku od kratkovalnog zračenja Sunca, koje atmosfera uglavnom propušta i od njega se samo vrlo malo zagrijava, dugovalno zračenje Zemlje emitirano u atmosferu apsorbiraju vodena para, ugljik-dioksid i ozon, a vrlo malo neki spojevi dušika i ugljikovodici. Ugljik-dioksid i vodena para selektivno apsorbiraju infracrveno zračenje u intervalu  $5\ldots7 \mu\text{m}$  i valove duljine od  $17 \mu\text{m}$ , a uopće ne apsorbiraju

Tablica 9  
DIFUZNO SUNČEVO DNEVNO OZRAČENJE  
U ZAGREBU\*  
(vedro)

Mjesec	Ozračenje MJ $\text{m}^2 \text{d}$	
	Čista i suha atmosfera	Nažna i mutna atmosfera
ožujak	1,8	3,8
lipanj	2,6	6,8
rujan	2,0	4,3
prosinac	1,1	1,7

\* prema Penzaru

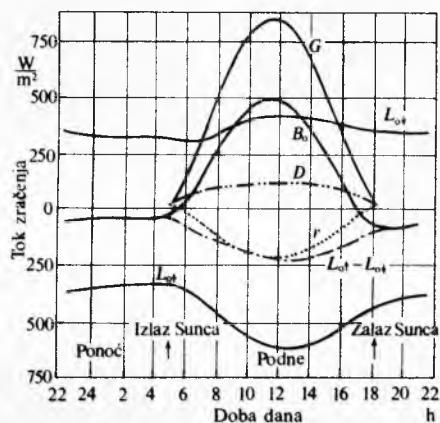
Tablica 10  
SREDNJE VRJEDNOSTI  
UKUPNOG DNEVNOG SUNČEVA OZRAČENJA U ZAGREBU\*

Mjesec	Ozračenje MJ $\text{m}^2 \text{d}$
siječanj	3,7
veljača	6,5
ožujak	9,7
travanj	14,7
svibanj	19,2
lipanj	20,6
srpanj	21,3
kolovoz	18,7
rujan	14,0
listopad	8,3
studeni	3,6
prosinac	2,6
Godišnji prosjek	11,9

\* Mjereno u razdoblju 1958—1967.

zračenje u području  $8,5\text{--}12 \mu\text{m}$  za koje je atmosfera potpuno propusna. Zato zračenja valne duljine  $\lambda = 8,5\text{--}12 \mu\text{m}$  odlaze u interplanetarni prostor i za Zemlju su izgubljena. Zbog apsorpcije dugovalnog zračenja, atmosfera se zagrijava, a prema Wienovu zakonu pomaka (v. *Fotometrija*, TE 5, str. 611), zbog svojih niskih temperatura atmosfera emitira dugovalno zračenje velikih valnih duljina od  $2\text{--}80 \mu\text{m}$ . Jedan dio tog zračenja odlazi iz atmosfere u svemir (oznaka  $L_{\infty}$ ), pa je izgubljen za sustav Zemlja-atmosfera, a drugi dio, koji je usmjeren prema površini Zemlje (oznaka  $L_0$ ), vraća energiju zračenja prema tlu i naziva se protuzračenjem atmosfere.

Protuzračenje atmosfere ima svoj dnevni hod s najnižim vrijednostima sat poslije izlaza Sunca. Protuzračenje atmosfere ovisi i o vlazi zraka i naoblaci. Povećanjem vlage i naoblake protuzračenje atmosfere se povećava. Na sl. 5 vidi se dnevni hod komponenata kratkovalnog i dugovalnog zračenja na površini Zemljina tla pri vedrom vremenu.



Sl. 5. Dnevni hod i komponente kratkovalnog i dugovalnog zračenja na Zemljinoj površini pri vedrom vremenu.  $G$  ukupno zračenje,  $B_0$  radijacijski balans,  $L_0$  protuzračenje atmosfere,  $r$  reflektirano zračenje,  $L_0^1$  dugovalno zračenje Zemljina tla,  $L_0^2 - L_0^1$  efektivno zračenje,  $D$  difuzno zračenje Sunca. Radijacijski balans iznosi  $B_0 = G(1 - A) + L_0^1 - L_0^2$ , gdje je  $A$  albedo

Razlika između dugovalnog zračenja tla i protuzračenja atmosfere naziva se efektivnim zračenjem. Temperatura je atmosfere najčešće niža od temperature Zemljine površine, pa je stoga efektivno zračenje većinom negativno, osim pri jakim inverzijama i visokoj vlazi, kad je protuzračenje atmosfere jače od dugovalnog zračenja podloge. Najveće vrijednosti efektivnog zračenja javljaju se ljeti pri vedrom nebu.

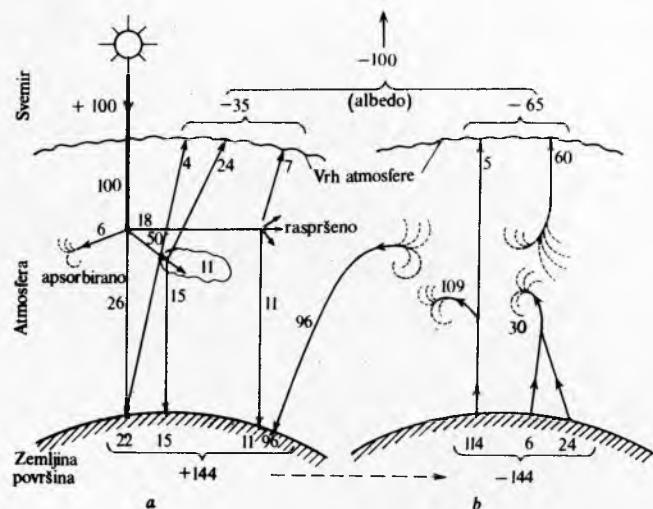
**Bilanca energije zračenja u sustavu Sunce-Zemlja.** Sunce je izvor energije koja zagrijava Zemlju i njenu atmosferu. Zemljina površina zrači toplinsku energiju, zagrijavajući atmosferu, dok atmosfera vraća protuzračenjem dio tog toplinskog zračenja Zemlje natrag na Zemljinoj površini, a dio zrači u svemir.

Već kroz tisuće godina temperatura na površini Zemlje oscilira unutar skoro konstantnih graničnih vrijednosti, što znači da se svi složeni procesi u sustavu Sunce-Zemlja nalaze u stalnoj ravnoteži. Ta se ravnoteža može pokazati bilancem zračenja unutar sustava Sunce-Zemlja-atmosfera.

Jedna od procjena raspodjele Sunčeva zračenja navedena je u tabl. 11 i ilustrirana na sl. 6. Zemljina površina prima više energije nego što je upadna energija na vrhu atmosfere ( $\sim 144\%$ ). To je zato što dio energije kruži u zatvorenom krugu Zemljina površina-atmosfera. Procjene toplinske bilance Zemlje i atmosfere navedene su u tabl. 12 i 13.

Prikazana bilanca energije zračenja zasniva se na pojednostavljenom modelu, u kojem prosečne vrijednosti zračenja mogu veoma varirati s geografskom širinom, naoblakom itd. Ipak, ta bilanca daje kvalitativno ispravnu opću sliku raspodjele zračenja unutar sustava Sunce-Zemlja-atmosfera.

Dakle, uvezvi u cijelini, u sustavu atmosfera-Zemlja postoji uravnotežena bilanca zračenja. Kad ne bi bilo prirodne ravno-



Sl. 6. Bilanca energije zračenja u sustavu Sunce-Zemlja. a) dobitak i b) gubitak energije za površinu Zemlje. Brojevi znači postotke od upadne energije Sunčeva zračenja u atmosferu

Tablica 11  
RASPOĐELA SUNČEVA ZRAČENJA

Proces	Dio upadne energije %
Apsorpcija u plinovima atmosfere	6
Raspršenje u atmosferi	18
Refleksija od oblaka	24
Apsorpcija u oblacima	11
Transmisija kroz oblake	15
Refleksija od površine Zemlje	4
Apsorpcija u površini Zemlje	22
<b>Ukupna upadna energija</b>	<b>100</b>

Tablica 12  
TOPLINSKA BILANCA ZEMLJE

Proces	Dio energije* %
Direktno zračenje Sunca	+ 22
Difuzno zračenje kroz oblake	+ 15
Difuzno zračenje iz atmosfere	+ 11
Povratno zračenje atmosfere	+ 96
<b>Ukupni dobitak</b>	<b>+ 144</b>
Dugovalno zračenje	- 114
Konvekcija	- 6
Oslobadanje latentne topline kondenzacijom	- 24
<b>Ukupni gubitak</b>	<b>- 144</b>

\* v. tabl. 11

Tablica 13  
TOPLINSKA BILANCA ATMOSFERE

Proces	Dio energije* %
Apsorpcija Sunčeva zračenja u plinovima	+ 6
Apsorpcija Sunčeva zračenja u oblacima	+ 11
Dugovalno zračenje Zemlje	+ 109
Konvekcija	+ 6
Oslobadanje latentne topline kondenzacijom	+ 24
<b>Ukupni dobitak</b>	<b>+ 156</b>
Povratno zračenje na Zemlju	- 96
Zračenje u svemir	- 60
<b>Ukupni gubitak</b>	<b>- 156</b>

\* v. tabl. 11

teže između primitka i gubitka energije zračenja, nastupili bi poremećaji i promjena klime, što bi moglo ugroziti život na Zemlji. U dalekoj prošlosti bilo je velikih promjena klime, kad su nastupila ledena, odnosno međuledena doba, ali uzroci tih promjena nisu se mogli do sada jednoznačno odrediti.

### OSNOVNI PROCESI U ATMOSFERI

Meteorološki su procesi definirani osnovnim zakonima dinamike fluida i termodinamike. Pri tom se atmosfera smatra kontinuumom, što omogućuje da se umjesto promatranja elementarnih čestica (atoma i molekula), koje se nalaze u neprestanom kaotičnom gibanju, promatraju makroskopske veličine, karakteristike stanja atmosfere, kao što su temperatura, gustoća, tlak i brzina gibanja zraka, jer se za te veličine mogu definirati jednadžbe koje opisuju njihove promjene u vremenu i prostoru. Na visinama iznad 100 km atmosfera se više ne može smatrati kontinuumom.

#### Termički procesi u atmosferi

Atmosferski zrak je smjesa suhog zraka i vodene pare. Sadržaj vodene pare i promjene koje nastaju pri prijelazu vodene pare u tekuće i kruto stanje, odnosno pri prijelazu iz tih stanja u paru, imaju osobito značenje u atmosferskim procesima. Budući da je količina vodene pare u zraku uvijek malena, to se u mnogim termodinamičkim procesima u atmosferi ne uzima vodenom para u obzir, nego se zrak smatra plinskim medijem jedne faze sve dok ne dođe do zasićenja vodenom parom (kondenzacija). Zato se odvojeno razmatra suhi zrak i vlažni zrak koji je zasićen vodenom parom.

**Procesi u suhom zraku.** Zrak se u meteorologiji smatra idealnim plinom, tj. plinom u kojemu između molekula ne djeluju nikakve kohezijske sile. Za takav plin vrijedi osnovna relacija

$$pV = mRT, \quad (12)$$

gdje je  $p$  tlak,  $V$  volumen mase  $m$ ,  $T$  temperatura,  $R$  plinska konstanta, koja za suhi zrak pri standardnim uvjetima iznosi  $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . Nadalje se pretpostavlja da su procesi kvazi-statički, tj. da je tlak unutar volumena jednak vanjskom tlaku (što se ostvaruje ako se procesi odvijaju dovoljno polagano).

Prema prvom glavnom stavku termodinamike vrijedi da je promjena unutrašnje energije  $E_u$  zbog dovoda topline  $dQ$

$$dE_u = dQ - pdV. \quad (13)$$

Već prema tome koja se veličina pri tom ne mijenja, naziva se proces izobaričkim ( $dp = 0$ ) izosteričkim ( $dV = 0$ ) ili izotermičkim ( $dT = 0$ ).

U atmosferi su, međutim, najvažniji adijabatski procesi za koje je  $dQ = 0$ , tj. nema razmjene topline između promatranog volumena zraka i okoliša. Za adijabatski proces vrijedi (v. *Termodinamika*):

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} = \left( \frac{V_0}{V} \right)^{\frac{R}{c_v}}, \quad (14)$$

odnosno

$$p \cdot V^{c_v} = \text{const.}, \quad (15)$$

gdje su  $c_p$  i  $c_v$  specifične topline zraka uz konstantni tlak, odnosno uz konstantni volumen.

Adijabatski proces se ostvaruje kad se čestica zraka zagrijana prema okolišu slobodno uzdiže u atmosferi. Njena temperatura se mijenja prema relaciji (14). Čestica zraka dolazi dizanjem u slojeve nižeg tlaka i manje gustoće, gdje se rasteže, a za savladavanje sile troši svoju unutrašnju energiju, što se očituje u smanjenju njezine temperature. Pri tom nema razmjene topline s okolišem. Promjena temperature takve čestice zraka s promjenom visine  $z$  određena je izrazom

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\gamma_a, \quad (16)$$

gdje je  $g$  ubrzanje sile teže, a  $\gamma_a = 0,98^\circ\text{C}/100\text{ m}$  suhoodijabatski temperaturni gradijent. Analogno se čestica zraka spuštanjem za 100 m zagrijava za istu temperaturu.

U meteorologiji je važan parametar potencijalna temperatura  $\Theta$ , definirana kao temperatura koju bi imala čestica zraka kad bi se adijabatski dovela na standardni tlak od 1000 mbar. Prema jednadžbi (14), za  $T_0 = \Theta$  i  $p_0 = 1000$  mbar slijedi da je potencijalna temperatura

$$\Theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (17)$$

Za suhi je zrak potencijalna temperatura jednoznačna funkcija entropije. Procesi u kojima se ne mijenja potencijalna temperatura (dakle, ne mijenja se ni entropija) nazivaju se izentropskim procesima, a površine konstantne potencijalne temperature u atmosferi nazivaju se izentropskim površinama.

Promjena potencijalne temperature s visinom  $z$  određena je izrazom

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} \approx \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a. \quad (18)$$

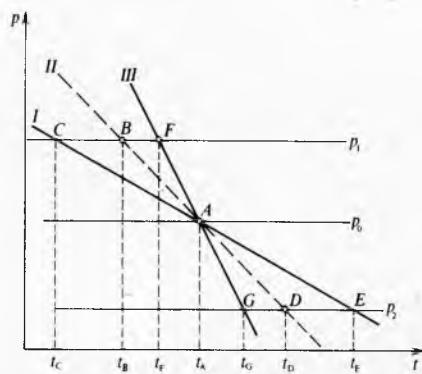
Pri suhoodijabatskim procesima ( $dQ = 0$ ) potencijalna se temperatura čestice ne mijenja s visinom.

**Stabilnost atmosfere.** Razdioba temperature okoliša  $T_e$  po visini  $z$  u različitim slojevima atmosfere prikazuje se vertikalnim temperaturnim gradijentom  $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$ . Stabilnost atmosfere na nekoj razini određuje se prema ponašanju čestice zraka. Ona se, naime, podignuta na neku razinu može kretati ubrzano ili usporeno, a može ostati na istoj visini, već prema tome da li se, zbog razlike temperature čestice zraka i njena okoliša, pojavljuje sila uzgona ili ne. Kad se čestica zraka podigne uvis ili pada, temperatura joj se mijenja prema temperaturnom gradijentu  $\gamma_a$ , dok u okolišu promjena temperature može biti posve drugačija. Moguća su tri slučaja (sl. 7):

- a)  $\gamma > \gamma_a$ , tj. temperatura u okolišu s visinom  $z$  opada više od  $0,98^\circ\text{C}/100\text{ m}$ . Ako čestica zraka na ishodnoj razini ima istu temperaturu kao i okoliš, tada će podizanjem na višu razinu temperatura čestice polaganje opadati nego temperatura okoliša, pa će njena gustoća biti manja od gustoće okoliša i čestica će dobiti ubrzanje

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}, \quad (19)$$

gdje je  $T_i$  temperatura čestice,  $T_e$  temperatura okoliša, a  $g$  ubrzanje sile teže. Na sl. 7 čestica zraka na početnoj razini gdje djeluje tlak  $p_0$  ima temperaturu  $t_A$ . S podizanjem čestice mijenja joj se temperatura adijabatski (grafički prikaz te promjene je tzv. suha adijabata, pravac II na sl. 7). Na razini s tlakom  $p_1$  temperatura je čestice  $t_B$ , a temperatura okolišnog



Sl. 7. Promjena temperature čestice zraka adijabatskim procesom pri dizanju ili spuštanju od početne razine  $p_0$  u labilnoj (I), neutralnoj (II) i stabilnoj (III) atmosferi

zraka  $t_C$ , tako da će se temperaturna razlika ( $t_B - t_C$ ) zbog ubrzanja sve više povećavati, pa će u atmosferi postojati povoljni uvjeti da nastanu uzlazne struje koje su tipične za konvekciju.

Ako se čestica premješta prema dolje, njena će temperatura na razini s tlakom  $p_2$  biti  $t_D$ , dok će u okolišnoj atmosferi vladati viša temperatura  $t_E$ . Takvu atmosferu karakterizira ubrzanje čestice zraka u smjeru njena početnog gibanja, bilo da se uzdiže bilo da pada, pa se onda govori o labilnoj atmosferi.

b) U okolišnoj je atmosferi  $\gamma = \gamma_a$ , pa je na svakoj razini na kojoj se nade čestica zraka:  $T_i = T_c$  i  $\varrho_i = \varrho_c$ , gdje je  $\varrho_i$  gustoća čestice zraka, a  $\varrho_c$  gustoća okoliša. Stoga čestica ne dobiva nikakvo ubrzanje, pa se govori o suhoindiferentnoj ili neutralnoj atmosferi, odnosno stratifikaciji.

c) U okolišnoj je atmosferi  $\gamma < \gamma_a$ , tj. temperatura opada za manje od  $0,98^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Tada čestica podignuta uvis ima nižu temperaturu od svoga okoliša ( $t_B < t_F$ ), a temperatura je čestice spuštena ispod početne razine viša od temperature okoliša ( $t_D > t_G$ ), pa se čestica usporuje i nakon prestanka djelovanja vanjskih sila vraća se u početni položaj, bez obzira da li je pomaknuta uvis ili prema dolje. To je suhostabilna stratifikacija atmosfere.

Posebno su važne pojave izotermije ( $\gamma = 0$ ) i inverzije ( $\gamma < 0$ ). Tada stabilna stratifikacija praktički onemogućuje vertikalna gibanja u atmosferi i premještanje zračnih slojeva. U dane sa stabilnom stratifikacijom nakupljaju se u najdonjim slojevima atmosfere onečišćenja nastala emisijom polutanata sa tla (štetni plinovi, krute čestice), što pri tlu može znatno povećati koncentraciju onečišćenja. Obrnuta pojava nastaje pri labilnoj stratifikaciji.

**Procesi u vlažnom zraku.** Vlažni zrak je smjesa suhog zraka i vodene pare, te za njega vrijedi jednadžba stanja:

$$pV = M R_s T(1 + 0,608s), \quad (20)$$

što se svodi na jednadžbu stanja suhog zraka (12) ako je plinska konstanta vlažnog zraka definirana izrazom

$$R = R_s(1 + 0,608s), \quad (21)$$

gdje je  $s$  specifična vlaga.

U vezi s faktorom  $(1 + 0,608s)$  definira se tzv. virtuelna temperatura:

$$T_v = T(1 + 0,608s) = T + \Delta T_v, \quad (22)$$

gdje je  $\Delta T_v$  virtuelni dodatak. Budući da je plinska konstanta za vlažni zrak veća nego za suhi, pri istoj je temperaturi i tlaku vlažni zrak rjedi od suhog. Virtuelna temperatura je ona temperatura pri kojoj je pri istom tlaku gustoća suhog zraka jednaka gustoći vlažnog zraka.

Ako je zrak vlažan i nije zasićen vodenom parom, promjene će temperature praktički biti jednakе kao i u suhom zraku, pa će se temperatura čestice zraka i tada mijenjati po suhoj adijabati.

Temperatura vlažnoga zasićenog zraka mijenja se mokroadijabatski, što se bitno razlikuje od suhoodijabatskog procesa. Nakon što se pri dizanju čestice zraka, zbog hlađenja, vodena para kondenzira (zasićenje vodenom parom), na kondenzacijskoj se razini, pri daljem dizanju čestice, oslobođa latentna toplina kondenzacije ( $\sim 2500\text{ kJ}$  pri kondenzaciji 1 kg vodene pare), pa se temperatura čestice zraka sporije smanjuje. Tada se krivulja promjene temperature čestice zraka naziva mokrom adijabatom, a gradijent  $\gamma_{ma}$  mokroadijabatskim gradijentom. Vrijednost mokroadijabatskog gradijenta zavisi od temperature i tlaka: npr. na razini s tlakom od 600 mbar za temperature  $-30\text{...}+30^{\circ}\text{C}$  iznosi  $(0,882\text{...}0,303)^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

Ako je čestica zraka zasićena vodenom parom, iznad kondenzacijske razine valja stabilnost atmosfere promatrati s obzirom na  $\gamma_{ma}$ .

Pri tom su moguća također tri slučaja:

$\gamma > \gamma_{ma}$  vlažnolabilna,

$\gamma = \gamma_{ma}$  vlažnoindiferentna i

$\gamma < \gamma_{ma}$  vlažnostabilna atmosfera.

### Statika atmosfere

Statika atmosfere bavi se zakonitostima procesa u atmosferi koja se nalazi u mirovanju prema površini Zemlje. Iako se atmosfera redovito neprekidno giba, zakoni razdiobe tlaka i gustoće po visini, koji su izvedeni uz pretpostavku da atmosfera miruje, vrijede s velikom točnošću i kad se zrak giba.

**Geopotencijal i geopotencijalna visina.** Ponašanje atmosfere u gravitacijskom polju Zemlje prikladno se opisuje gravitacijskim potencijalom ili geopotencijalom. Potencijal je definiran potencijalnom energijom po masi, pa je geopotencijal

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz, \quad (23)$$

gdje je  $g$  ubrzanje Zemljine teže, a  $z$  promjena visine. Jedinica potencijala jest džul po kilogramu ( $\text{J/kg}$ ).

Zemlja nije pravilna kugla, nehomogena je, a zbog rotacije, osim Zemljine teže, djeluje i centrifugalna sila. Zato Zemljina površina nije ekvigeopotencijalna ploha. U meteorologiji se zato podaci ne navode za realnu površinu Zemlje, ili neku visinu iznad te površine, nego za ekvigeopotencijalne plohe.

Umjesto realne geometrijske visine  $z$  često se upotrebljava tzv. geopotencijalna visina  $H$ , definirana reduciranjem geopotencijala neke plohe na visini  $z$ , na kojoj je ubrzanje  $g_z$ , na standardizirano ubrzanje Zemljine teže na morskoj površini  $g_0 = 9,80665\text{ m/s}^2$ :

$$H = \frac{\Phi}{g_0} = \int_0^z \frac{g}{g_0} dz. \quad (24)$$

U meteorologiji je običaj da se jedinici geopotencijalne visine dodaje pridjev geopotencijalni, dakle geopotencijalni metar.

Geopotencijalna je visina  $H$  uvek malo manja od stvarne visine  $z$ .

**Tlak zraka.** U atmosferi vrijedi osnovna jednadžba statike fluida u gravitacijskom polju, prema kojoj je gradijent tlaka s povećanjem visine negativan

$$\frac{dp}{dz} = -\varrho g, \quad (25)$$

gdje je  $p$  tlak, a  $\varrho$  gustoća zraka.

Tlak je zraka na nekom mjestu

$$\int_p^0 dp = \int_z^\infty \varrho(z) g(z) dz. \quad (26)$$

Barički stupanj visine jest promjena visine za koju se promijeni tlak za jedinicu, dakle za  $\Delta p = \int_0^{\Delta p} dp = 1$  i uz  $\varrho = \text{const.}$  i  $g = \text{const.}$

$$\Delta h = \int_0^{\Delta p} dz = \frac{1}{\varrho g}. \quad (27)$$

Za 1 mbar i u normalnim uvjetima ( $1000\text{ mbar}, 0^{\circ}\text{C}$ ) barički stupanj visine iznosi 8 m.

**Gustoća zraka**  $\varrho(z)$  dana je plinskom jednadžbom (12), pa tada osnovna jednadžba statike fluida poprima diferencijalni oblik

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g(z)}{R_s T_v(z)} dz. \quad (28)$$

Rješenje je te jednadžbe

$$\ln p = \ln p_0 - R_s \int_0^z \frac{g(z)}{T_v(z)} dz, \quad (29)$$

gdje je  $T_v$  virtualna temperatura, a  $p_0$  tlak na visini  $z = 0$ .

Iz te se jednadžbe izvodi prilagođena brojčana relacija za izračunavanje visine, koja se zove Laplaceova barometarska formula visine izražene u metrima

$$z = 18\,411 \lg \frac{p_0}{p} (1 + \alpha \bar{T}_v), \quad (30)$$

gdje su  $p_0$  i  $p$  tlakovi na dnu i na vrhu zapažanog sloja zraka, izraženi u milibarima,  $\bar{T}_v$  je srednja vrijednost virtualne temperature sloja zraka izražena u Celzijevim stupnjevima, a termički koeficijent istezanja idealnog plina  $\alpha = (273,15 \text{ } ^\circ\text{C})^{-1}$ .

Na jednak način se može izračunati omjer tlakova na dvjema visinama

$$p_2 = p_1 \exp \left( -\frac{g(z_2 - z_1)}{R_s \bar{T}} \right), \quad (31)$$

gdje je srednja temperatura tog sloja zraka  $\bar{T} = \frac{1}{2}(T_1 + T_2)$ . Tako se reducira tlak na razinu mora ( $p_1 = p_0$  i  $z_1 = 0$ ), što je prijevo potrebno da bi se vrijednosti tlakova na meteorološkim stanicama različitih nadmorskih visina mogle međusobno uspoređivati. Pri tom se srednja temperatura zamišljenog sloja zraka  $T_x$  procjenjuje tako da za svakih 100 m spuštanja poraste za  $0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ , tj.

$$T_x = \frac{T + \left( T + \frac{0,5z}{100} \right)}{2} \quad (32)$$

### Dinamika atmosfere

Zračna se masa Zemljine atmosfere neprestano giba s obzirom na površinu Zemlje. Dva su osnovna razloga gibanju zraka u atmosferi: rotacija Zemljine kugle i nejednoliko zagrijavanje njene površine i atmosfere.

Zbog Zemljine rotacije u višim slojevima atmosfere djeluju na čestice zraka Coriolisova sila i sila centrifugalnog ubrzanja, a u prizemnom sloju djeluju još i sile trenja između zračnog omotača i Zemljine površine, te između čestica zraka. Rezultat je djelovanja tih sila uglavnom horizontalno strujanje zraka. Zbog zakrivljenosti Zemljine površine i gibanja Zemlje s obzirom na Sunce, kao i nejednakog zagrijavanja podloge, ukupna se atmosfera nejednoliko zagrijava, što uzrokuje poremećaj gradijenta tlaka, pa nastaju strujanja zraka koja nastoje izjednačiti razlike tlaka.

Nadalje, strujanje zraka ne ovisi samo o silama koje djeluju u atmosferi, nego i o trenutnom stanju atmosfere. To stanje može biti barotropsko (tj. gustoća zraka je funkcija jedino tlaka), ili baroklinsko (tj. gustoća zraka ovisi, osim o tlaku, i o drugim termodinamskim uvjetima).

Zbog mnogobrojnosti i međusobnosti utjecaja faktora koji uzrokuju i utječu na gibanje atmosfere, mehanizam strujanja zraka u atmosferi vrlo je složen i može se samo približno opisati matematičkim izrazima.

Gibanje zraka zbog djelovanja vanjskih i unutrašnjih sila te gradijenta temperature definirano je zakonima mehanike fluida i zakonima termodinamike (v. *Mehanika fluida*, v. *Termodinamika*).

**Strujanje zraka u atmosferi.** U atmosferi Reynoldsov je broj strujanja zraka mnogo veći od kritične vrijednosti, pri kojoj laminarno strujanje prelazi u turbulentno. Pri turbulentnom strujanju zraka, osim brzine strujanja, mijenjaju se u vremenu i prostoru i ostale veličine zračnog stanja, kao što su tlak, temperatura, gustoća, vlažnost itd.

Turbulentno strujanje je nestacionarno i trodimenzijsko, tj. sva se svojstva strujanja mijenjaju u svim trima glavnim smjerovima. Kad je komponenta brzine u jednom smjeru vrlo malena i zanemarljiva u usporedbi s ostalim dvjema komponentama, strujanje je dvodimenziju. U atmosferi su sva strujanja zraka dvodimenziju ili trodimenziju, tako da je većinom horizontalna komponenta brzine strujanja najveća i da je ona glavna značajka ukupnog strujanja. To znači da se velike zračne mase najčešće gibaju manje ili više paralelno sa Zemljinom

površinom, pri čemu mogu mijenjati smjer, a samo strujanje ne mora biti pravocrtno, nego rotacijsko i vrtložno.

Ponekad, zbog naglih promjena temperature i gustoće zraka, vertikalna komponenta brzine strujanja toliko poraste da se poremeti vertikalna stabilnost atmosfere, pa strujanje postaje vertikalno.

Horizontalno gibanje zraka u blizini Zemljine površine podvrgnuto je maksimalnim silama trenja na granici između atmosfere i tla. Zbog sile trenja stvara se granični sloj u kojem je brzina zraka, s obzirom na Zemlju, na površini Zemlje jednaka nuli i raste do vrha graničnog sloja. Debljina graničnog sloja ovisi o brzini strujanja zraka i o vrsti površine tla.

Iznad graničnog sloja viskoznost je zraka zanemarljiva, pa na gibanje zračne mase uz silu gradijenta tlaka najviše utječe rotacija Zemlje. Taj se sloj naziva slobodnim slojem.

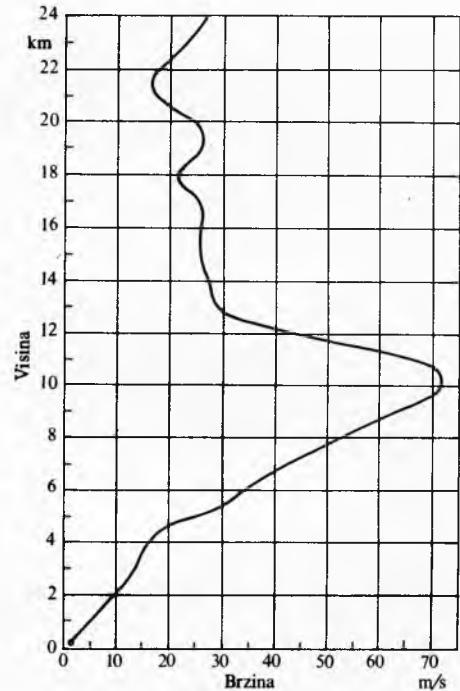
**Vjetar.** Horizontalno gibanje zraka, relativno prema Zemljinoj površini, naziva se vjetrom. Za vjetar je karakteristična velika prostorna i vremenska promjenljivost.

Brzine vjetra kreću se od tišine (kalme) do veoma velikih brzina. U slojevima pri tlu brzina vjetra, npr. brzina bure na našoj obali, može dosegati i 50 m/s, na Antarktiku pojedini udari vjetra i do 90 m/s, a 1934. godine izmjerena je u SAD na Mount Washingtonu ( $z = 1980 \text{ m}$ ) brzina vjetra od 115 m/s. Mnogo veće brzine vjetra izmjerene su u slobodnoj atmosferi. Tako je na visini 11 km iznad tla izmjerena 1959. godine iznad Rostova na Donu (SSSR) brzina vjetra od 160 m/s.

Brzina se vjetra mijenja s visinom. Pri tlu je, zbog trenja čestica zraka o podlogu, brzina vjetra smanjena. S povećanjem visine utjecaj trenja postepeno se smanjuje i brzina vjetra u prvih desetak metara visine raste najprije brzo, a zatim sve sporije.

Atmosfera se prema djelovanju podloge sastoji od više slojeva: prizemni ili Prandtlov sloj (visine 50...100 m), u kojem je brzina vjetra raste s visinom po logaritamskom ili po eksponencijalnom zakonu, a smjer se vjetra s visinom ne mijenja; prijelazni ili Ekmanov sloj (visine 500...1500 m), u kojem je brzina vjetra raste s visinom, a na sjevernoj hemisferi smjer vjetra skreće s visinom udesno; slobodna atmosfera, u kojoj se utjecaj trenja s podlogom može zanemariti, a smjer vjetra poprima smjer geostrofičkog vjetra.

U unutrašnjem sloju atmosfere s jednolikom stratifikacijom može se promjena brzine vjetra s visinom (do visine 15...20 m)



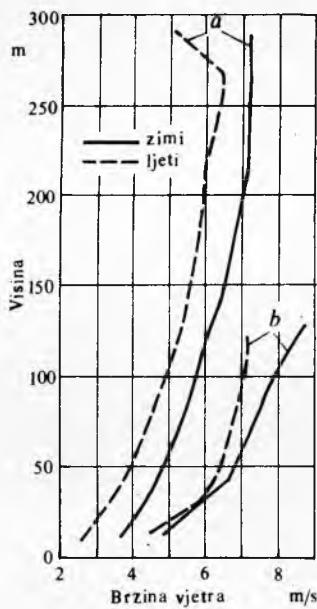
Sl. 8. Vertikalni profil brzine vjetra nad Zagrebom  
9. II 1979. u 12 sati (SGV)

dobro aproksimirati tzv. logaritamskim zakonom

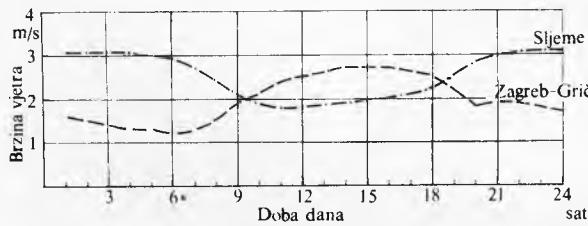
$$v_2 = v_1 \frac{\ln z_2 - \ln z_0}{\ln z_1 - \ln z_0}, \quad (33)$$

gdje su  $v_2$  i  $v_1$  brzine vjetra na visinama  $z_2$  i  $z_1$ , a  $z_0$  je parametar hraptivosti podloge, koji je jednak visini nad tlu do koje je brzina vjetra jednaka nuli. Vrijednosti  $z_0$  ovisne su o svojstvima podloge, npr. nad snježnim je pokrivačem  $z_0 = 0,1 \dots 0,5$  mm, nad travom  $z_0 = 10 \dots 50$  mm, a nad zgradama i nekoliko metara.

Primjer raspodjele brzine zapadnih vjetrova po visini troposfere prikazan je na sl. 8. U umjerjenim i višim geografskim širinama mijenjaju se tokom godine srednje brzine vjetra u čitavoj troposferi i stratosferi. Srednja brzina vjetra pri tlu je najveća zimi kad su i razlike tlaka najveće (sl. 9). Ljeti je cirkulacija atmosfere u našim širinama općenito slabija. U većim visinama veće su razlike između ljeta i zime. Tako je, npr., na 5 km visine nad Zagrebom maksimalna brzina vjetra u siječnju, a minimalna u lipnju.



Sl. 9. Vertikalna raspodjela srednje brzine vjetra u nižoj troposferi, a Obninsk (SSSR), b Rise (Danska)



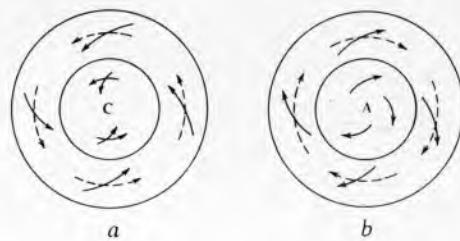
Sl. 10. Dnevni hod srednje brzine vjetra na opservatoriju Zagreb-Grič (158 m nad morem) i opservatoriju Sljeme kod Zagreba (1000 m nad morem) kroz desetgodišnje razdoblje za mjesec srpanj

Dnevni je hod brzine vjetra veoma složen. Nad nižim su područjima kontinenta najmanje srednje brzine vjetra u jutarnjim satima, a najveće u ranim poslijepodnevnim satima (sl. 10). U planinskim predjelima, gdje se brzina vjetra približava stanju u slobodnoj atmosferi, srednja brzina vjetra ima obratan dnevni hod: maksimalne vrijednosti su u noćnim, a minimalne u dnevnim satima.

**Geostrofički i gradijentni vjetar.** Pravolinjsko jednoliko gibanje zraka u slobodnom sloju atmosfere, pod djelovanjem Coriolisove sile i horizontalnog gradijenta tlaka, zove se geostrofički vjetar.

Smjer geostrofičkog vjetra poklapa se sa smjerom izobara na sinoptičkim kartama, odnosno sa smjerom izohipsa na izobaričkim visinskim kartama. Na sjevernoj hemisferi, gledano u smjeru vjetra, područje nižeg tlaka nalazi se ulijevo, a visokog tlaka udesno od smjera vjetra (tzv. Buys-Ballotov zakon). Na južnoj je hemisferi obrnuto.

Realna strujanja u atmosferi većinom su krivolinijska, pa tada na čestice zraka djeluje i centrifugalna sila. Raspored sila u cikloni (području sniženog tlaka s približno kružnim izobarama) jest takav da je sila horizontalnog gradijenta tlaka usmjerenja prema središtu ciklone, a Coriolisova sila i centrifugalna sila od središta. Zato na sjevernoj hemisferi u slobodnoj atmosferi vjetar struji oko središta ciklone u smjeru suprotnom kretanju kazaljke na satu (sl. 11 a). U anticikloni Coriolisova sila je usmjerenja prema središtu anticiklone, a gradijent tlaka i centrifugalna sila od središta, dok je strujanje vjetra u smjeru kazaljke na satu (sl. 11 b). Valja napomenuti da je na južnoj hemisferi obrnut smjer vjetra u cikloni, odnosno anticikloni.



Sl. 11. Strujanje zraka pri tlu (—) i u slobodnom sloju atmosfere (---) na sjevernoj hemisferi: a u cikloni i b u anticikloni

Krivočrno jednoliko gibanje u slobodnom sloju atmosfere, pri kojem su u ravnoteži horizontalni gradijent tlaka, Coriolisova sila i centrifugalna sila, zove se gradijentni vjetar. Taj vjetar puše također uzduž izobara na sinoptičkim kartama, odnosno izohipsa na izobaričkim visinskim kartama. Ispitivanja su pokazala da je u slobodnoj atmosferi stvarni vjetar vrlo dobro aproksimiran geostrofičkim vjetrom kad su gibanja približno pravocrtna, a gradijentnim vjetrom kad su gibanja krivočrtna. Pri tlu, zbog djelovanja sile trenja, vjetar na sjevernoj hemisferi u cikloni puše prema središtu a u anticikloni od središta.

### Oblaci i oborine

**Kondenzacijski procesi u atmosferi.** Kondenzacija u atmosferi nastaje kad zrak postane zasićen vodenom parom, pa vodena para prelazi iz plinovitoga u tekuće stanje. Tlak zasićene vodene pare  $E$  ovisi o temperaturi zraka i o tome da li je vodena para zasićena nad ledenom površinom ili nad površinom vode (v. tabl. 1). Razlika tlaka zasićene vodene pare nad vodom i nad ledom ima znatne posljedice u procesima stvaranja oblinskih elemenata. Naime, ako se u prostoru nalaze vodene kapljice i ledene čestice, u uvjetima kad već postoji zasićenje s obzirom na ledenu česticu, zrak još uvijek nije zasićen s obzirom na vodenu kapljicu. U tim uvjetima vodene kapljice mogu isparavati, a tako nastala vodena para sublimira se u ledene čestice. Dešava se, dakle, da voda preko vodene pare prelazi u ledenu fazu, i taj je proces najintenzivniji pri temperaturi od  $-12^{\circ}\text{C}$ , jer je tada razlika između  $E_L$  i  $E_V$  najveća (0,269 mbar).

Sve spomenuto o tlaku zasićene vodene pare vrijedi zapravo za ravnou površinu čiste vode. U prirodnim uvjetima atmosfere kapljice se isparaju intenzivnije nego na ravnou površini, pri inače istoj temperaturi. Tlak zasićene vodene pare je stoga nad zakrivenom vodenom površinom veći nego nad ravnou površinom vode, pa u uvjetima kad je prostor u atmosferi već zasićen vodenom parom nad ravnou površinom, za vodenu kapljicu to još nije. Drugim riječima, u atmosferi zrak mora biti prezasićen vodenom parom da bi nastupila kondenzacija na kapljici, odnosno da bi kapljica mogla rasti. Veličina prezasićenja ovisi o zakrivenosti površine, i potrebno prezasićenje je to veće što je polumjer kapljice manji. Zbog tog efekta

početak kondenzacije na posve malim česticama (npr. na kompleksima molekula reda veličine 10 nm) zahtijeva ogromna prezasićenja (više od 300%).

U realnim uvjetima u atmosferi ne postoje tako velika prezasićenja kakva su potrebna da bi se vodena para mogla izravno kondenzirati na posve malim začecima, embrijima kapljica, reda veličine 1 nm. Mnogobrojna istraživanja i pokusi pokazuju da se vodena para u prirodnim uvjetima kondenzira na tzv. oblačnim kondenzacijskim jezgrama, i to već onda kad je relativna vlaga blizu 100%.

Kondenzacijske jezgre postoje svuda u atmosferi, a nastaju bilo kondenzacijom, bilo resublimacijom plinovitih proizvoda prirodnih požara i vulkanske aktivnosti, bilo kao rezultat izgaranja uzrokovanog ljudskim aktivnostima. Kondenzacijske jezgre nastaju i mehaničkim usitnjavanjem krutih čestica koje se vjetrom unose u atmosferu (prašina i čestice soli koje se stvaraju raspršivanjem vrha morskih valova).

Aktivnost kondenzacijskih jezgara ne ovisi samo o stupnju higroskopičnosti i o veličini čestice nego i o hrapavosti njezine površine. Čestice antropogenog podrijetla (industrijski otpadni plinovi, proizvodi izgaranja) uzrokuju magle, a uz visoku onečišćenost zraka i tzv. smog.

**Prirodni uvjeti za nastanak kondenzacije.** U atmosferi se posvuđa nalaze oblačne kondenzacijske jezgre, ali da bi nastupila kondenzacija, potrebno je da se vodena para dovede nekim procesom do zasićenja. To se može ostvariti dizanjem zraka u veće visine, i to konvekcijom, strujanjem preko planinskih prepreka, prostranim dizanjem u području ciklone ili pak dizanjem na frontalnoj plohi, miješanjem topiljega s hladnjijim zrakom ili ohlađivanjem u dodiru s hladnom podlogom itd.

**Sublimacijski procesi u atmosferi.** Osim kondenzacije vodene pare, u atmosferi se redovno na temperaturama nižim od 0 °C

obačne kapljice i zamrzavaju. Za zamrzavanje je potrebno da se unutar vodene kapljice formira zametak nove faze: leda. Takav fazni prijelaz naziva se homogenim. Zametak se, međutim, može stvoriti i na nekoj stranoj čestici — jezgri, tzv. jezgri kristalizacije, ili ledenoj jezgri, pa se govori o heterogenom faznom prijelazu.

Koncentracija je ledenih jezgara u atmosferi, za razliku od kondenzacijskih jezgara, posve malena, a katkada niti ne postoje. Na temperaturi zraka 0...-32 °C postoji svega 1...1000 ledenih jezgara u kubičnom metru zraka.

Na temperaturama višim od -35...-40 °C mogu u oblacima istodobno postojati kapljice vode i ledeni kristali, pa je to stanje termodynamički nestabilno. Ledeni kristali rastu na račun vodenih kapljica koje isparuju i resublimiraju, a zbog toga što u atmosferi nema dovoljno ledenih jezgara, to ledene čestice rastu mnogo brže i postaju veće od oblačnih kapljica.

Voda se kristalizira u heksagonalnom sustavu, i u najjednostavnijem obliku tako nastaju heksagonalne pločice, iglice ili prizmice. Oblik ledenih kristala u daljem rastu zavisi od stupnja zasićenosti vodene pare u oblaku i od brzine rasta kristala. Sl. 12 prikazuje međunarodnu klasifikaciju oblika i tipova kristala koji se pojavljuju u atmosferi. Ledeni kristali i krute oborine mogu biti simetrični, nepravilnog oblika ili mnogostrukci, a veličina im iznosi od nekoliko desetaka mikrometara do nekoliko milimetara. Nakupine snježnih zvjezdica jesu snježne pahuljice.

Pojava različitih vrsta ledenih kristala zavisi u prvom redu od temperature zraka. Tako na temperaturama 0...-3 °C najčešće nastaju tanke heksagonalne pločice, na temperaturama od -3...-5 °C iglice, od -5...-8 °C prizmice sa šupljinama, od -8...-12 °C heksagonalne pločice, a od -12...-16 °C dendritički (nalik na grančice) kristali. Valja napomenuti da oblik kristala zavisi i od vertikalnih gibanja, stupnja turbulencije u oblaku i vlazi u slojevima zraka kroz prolazi kristal.

#### Oblaci

Oblak je vidljiv skup sićušnih kapljica vode ili kristalića leda, ili smjesa vodenih kapljica i ledenih kristala, koji lebde u atmosferi na nekoj visini iznad tla. U oblaku se mogu nalaziti i veće čestice leda, te čestice koje potječu od onečišćenja koje stvara industrija, od dima i prašine.

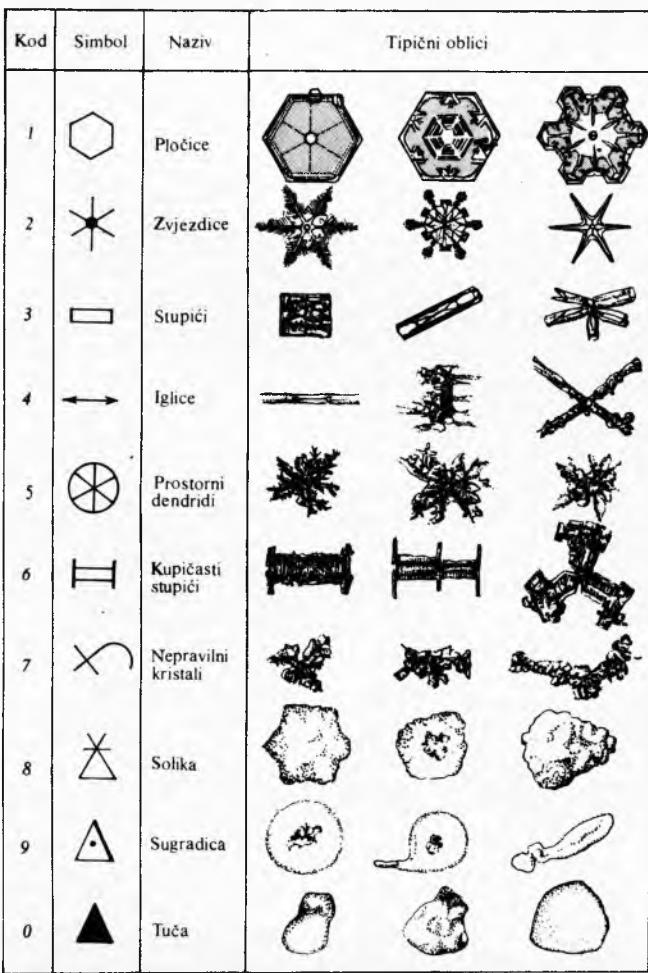
Oblaci utječu na energetsko stanje atmosfere na dva glavna načina: a) oblak sudjeluje u ciklusu vodene pare u atmosferi jer se kondenzacijom oslobađa latentna toplina i jer oborinskim procesima vraća vodu na površinu Zemlje, i b) oblak raspršuje, apsorbira i emitira Sunčevu i Zemljino zračenje, sudjelujući tako u toplinskim procesima u atmosferi.

**Morfološka klasifikacija oblaka.** Prvu klasifikaciju oblaka prema izgledu izradio je Luke Howard (1803), koji je razvrstao oblake u tri velike grupe: *cirus*, *kumulus* i *stratus*. Kombinacije tih grupa daju nove glavne vrste oblaka. Godine 1896. izrađen je prvi međunarodni atlas oblaka, pa je otada jedinstvena klasifikacija oblaka prihvaćena gotovo na čitavom svijetu.

Osnovna klasifikacija oblaka temelji se na činjenici da je, usprkos velikoj raznolikosti oblaka, moguće izdvajati ograničen broj karakterističnih oblika, koji se često mogu naći u gotovo svim dijelovima svijeta. Takva klasifikacija karakterističnih oblika sadrži podjelu na robove, vrste i podvrste, a kao dopunu daje i odlike koje detaljnije opisuju pojedine karakteristike oblaka. Druga osnovna podjela odnosi se na visinu na kojoj se pojavljuju oblaci. Opažanja su pokazala da se u troposferi

Tablica 14  
PRIBLIŽNA NADMORSKA VISINA ETAŽA OBLAKA

Etaža	Polarna područja km	Umjerena područja km	Tropska područja km
gornja	3...8	5...13	6...18
srednja	2...4	2...7	2...8
donja	0...2	0...2	0...2



Sl. 12. Međunarodna klasifikacija tipova ledenih kristala i krutih oborina

oblaci pojavljuju na visinama do 18 km nad tlom u tropskim, do 13 km u umjerenim i do 8 km u polarnim predjelima. Najdonji dio atmosfere u kojem nastaju oblaci podijeljen je po vertikali na: gornju, srednju i donju etažu. Visine pojedinih etaža zavise od geografske širine (tabl. 14).

Oblaci se prema izgledu razvrstavaju na rodove, od kojih se neki pojavljuju samo na određenim etažama. *Cirus*, *cirokumulus* i *cirostratus* pojavljuju se samo kao oblaci gornje etaže (visoki oblaci). *Altokumulus* se pojavljuje samo kao oblak srednje etaže. *Stratokumulus* i *stratus* pojavljuju se samo kao niski oblaci.

Neki se rodovi oblaka pojavljuju u nekoliko etaža. *Altostatus* je u srednjoj, a katkada prodire i u gornju etažu. *Nimbostratus* je stalno u srednjoj etaži, no obično zahvaća i donju i gornju etažu. *Kumulus* i *kumulonimbus* imaju obično podnicu u donjoj etaži, no vrhovi im mogu prodrijeti u srednju,

Tablica 15  
OPIS RODOVA OBLAKA

Naziv roda	Opis	Visina km	Oborine
<b>Porodica visokih oblaka</b>			
Cirus (Ci)	Razdvojeni oblaci u obliku bijelih ili bjeličastih niti, pramenova, vlakana, banaka ili pruga. Pramenovi su ponekad i zamršeni.	6...9	ledeni kristali
Cirokumulus (Cc)	Banak, navlaka ili tanak sloj bijelih oblaka sastavljenih od malih elemenata u obliku zrnaca i namreščanih grudica. Rubovi oblaka su vlaknasti.	6...9	
Cirostratus (Cs)	Bjeličast, poluproziran veo, gladak ili vlaknasta izgleda. Potpuno ili djelomično pokriva nebo. Često uzrokuje optičku pojavu halo.	5...9	
<b>Porodica srednjih oblaka</b>			
Altokumulus (Ac)	Banak, navlaka ili sloj bijelih ili sivih oblaka sastavljenih od elemenata u obliku oblutaka, valjaka itd.	2...6	
Altostatus (As)	Sivkasta ili bjeličasta navlaka ili sloj, vlaknastog ili ujednačenog izgleda. Potpuno ili djelomično prekriva nebo, a Sunce se kroz njega vidi kao kroz mutno staklo.	3...6	kiša, snijeg ili snježna zrnca (rijetko)
<b>Porodica niskih oblaka</b>			
Stratokumulus (Sc)	Banak ili sloj sive ili bjeličaste boje, sastavljen od elemenata u obliku pločica, oblutaka ili valjaka.	0,4...2	slabe oborine: kiša, snijeg ili snježna zrnca
Stratus (St)	Oblačni sloj obično sive boje i jednolike strukture.	0,1...0,7	rosulja, ledeće prizmice i snježna zrnca
Nimbostratus (Ns)	Sivi oblačni sloj, često taman, nejasnog izgleda zbog padanja oborine. Ispod oblaka često postoje niski rastrgnani oblaci.	0,1...1	kiša ili snijeg koji većinom doseže tlo
<b>Porodica oblaka vertikalnog razvoja</b>			
Kumulus(Cu)	Razdvojeni, uglavnom gusti oblaci, koji se razvijaju vertikalno u obliku kupola i tornjeva, s vrhovima sličnim cvjetići.	0,8...2	slaba kiša ili snijeg (rijetko)
Kumulonimbus (Cb)	Gust i visok oblak oštih konturna. Nastao razvojem kumulusa. Ima izgled velikih tornjeva kojima je gornji dio često razvučen u obliku nakovnja. Ispod oblaka često se nalaze niski iskidani oblaci.	0,4...1,5	jaki pljuskovi, tuča ili snijeg, s grmljavinom ili bez nje

pa i gornju etažu. Taj se rod oblaka naziva i oblacima vertikalnog razvoja.

U toj klasifikaciji obuhvaćeni su samo oblaci u troposferi. U stratosferi pojavljuju se katkada na visini od 22...29 km tzv. sedefasti oblaci, a u mezosferi na visini između 75 i 90 km svjetleći noćni oblaci. Sedefasti oblaci po obliku nalikuju cirusima i cirokumulusima, a odlikuju se jakom irizacijom. Pojavljuju se kad je Sunce već pod horizontom i održavaju njegovu svjetlost uz vrlo jaku irizaciju. Opažaju se vrlo rijetko i samo u nekim predjelima, osobito zimi u sjevernoj Evropi i nad Alaskom. Prema pojavi irizacije može se zaključiti da se ovi oblaci sastoje iz pothlađenih kapljica.

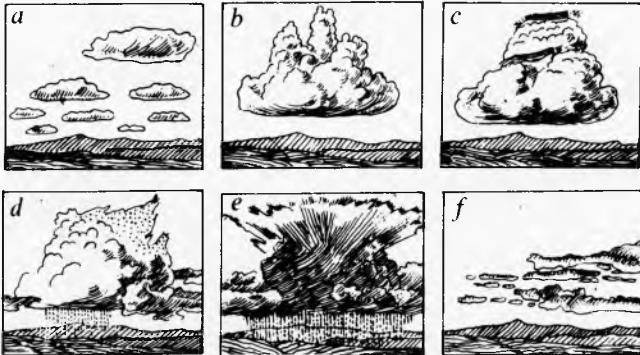
Svetleći noćni oblaci pojavljuju se također vrlo rijetko na sjevernom dijelu neba, u prvom redu između 50° i 75° sjeverne širine i na južnom dijelu neba između 40° i 60° južne širine, kad je Sunce već ispod horizonta, a oblaci su još obasjani Suncem. Zlatne su ili crvenosmeđe boje blizu horizonta, a više na nebu plavobijele ili sivoplave boje, povremeno i purpurne boje. Podrijetlo tih oblaka još nije razjašnjeno, no pretpostavlja se da su od ledenih kristala, vulkanskog pepela ili meteorske prašine.

Prema morfološkoj klasifikaciji postoje četiri osnovne porodice oblaka: *visoki oblaci* koji su ledene kristalne strukture, *srednji oblaci* kojima je struktura mješavina vodenih kapljica i ledenih kristala, *niski oblaci* strukture većinom od vodenih kapljica i *oblaci velikog vertikalnog prostiranja*, koji su također mješavina kristalne i vodene strukture. Svaka od tih porodica oblaka obuhvaća nekoliko rođova oblaka koji su opisani u tabl. 15, a prikazani na sl. 14.

Svaki od rođova oblaka dalje se razvrstava na vrste oblaka označene dopunskim imenima. Ta su dopunska imena npr. *lenticularis* (len), u obliku leće; *castellanus* (cast), u obliku tornjića; *stratiformis* (str), u obliku sloja; *opacus* (op), neproziran; *undulatus* (und), u obliku vala itd.

**Genetska klasifikacija oblaka.** S obzirom na način nastanka oblaka razlikuju se tri osnovne grupe: konvektivni, slojasti i valoviti oblaci.

**Konvektivni oblaci** (sl. 13) nastaju atmosferskom konvekcijom u uvjetima labilne atmosfere. U prvom stadiju razvita



Sl. 13. Tipovi konvektivnih oblaka (latinski nazivi). a cumulus humilis, b cumulus congestus, c cumulus pileus, d cumulonimbus calvus, e cumulonimbus incus, f stratocumulus vesperalis

konvekcije, kada je ona samo posljedica zagrijavanja Zemljine površine Sunčevim zračenjem ili kad zrak struji preko toplije podlove, nastaju uzlazne struje zraka i na razini zasićenja vodene pare (kondenzacijska razina) pojavljuju se plosnati, slabo razvijeni oblaci lijepog vremena (Cu hum), ili rastrgnani kumulusi. Kad su uzlazna strujanja dobro razvijena i brza, nastaju gusti, razvijeniji kumulusi (Cu cong ili Cu med), a ako je i atmosfera vrlo labilna, nastaju grmljavinski kumulonimbi uz pojavu pljuskova kiše ili snijega. Podnica konvektivnih oblaka je najčešće između 600 m i 1 km nad tlom, no u ljetnim mjesecima može doseći i 2 km.

**Slojasti oblaci** nastaju bilo zbog nepravilnih vertikalnih gibanja zraka, kao posljedica dinamičke turbulencije u relativno tankom sloju, bilo zbog pravilnog dizanja zraka iznad vrlo



Cirrus uncinus



Altocumulus translucidus



Cirrocumulus



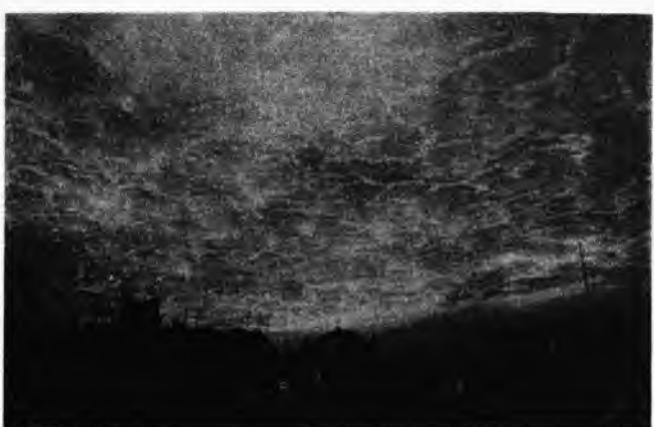
Cirrostratus nebulosus



Stratus nebulosus



Cumulus humilis i cumulus fractus



Stratocumulus translucidus

Sl. 14. Tipovi oblaka (latinski nazivi) (snimio D. Poje)

velikih površina na frontalnim plohama, odnosno na graničnim plohama zračnih masa.

*Valoviti oblaci* pojavljuju se u atmosferi kao rezultat valnih gibanja zraka (sl. 15). Valoviti oblaci imaju oblik paralelnih jednako širokih pojasova, koji pokrivaju veći ili manji dio neba. Ti oblaci mogu biti dugi desetke ili stotine kilometara,

a debljina im je nekoliko desetaka do stotinjak metara. Gravitacijski valovi nastaju u sloju zraka s inverzijom ili veoma stabilnom stratifikacijom. Drugi tip zračnih valova nastaje kad zrak struji preko nekog uzvišenja ili planinskog lanca koji se proteže gotovo okomito na smjer strujanja zraka. U grebenu takvih valova zrak se diže i hlađi, pa nastaje kondenzacija



Cumulonimbus incus



Altostratus opacus



Nimbostratus

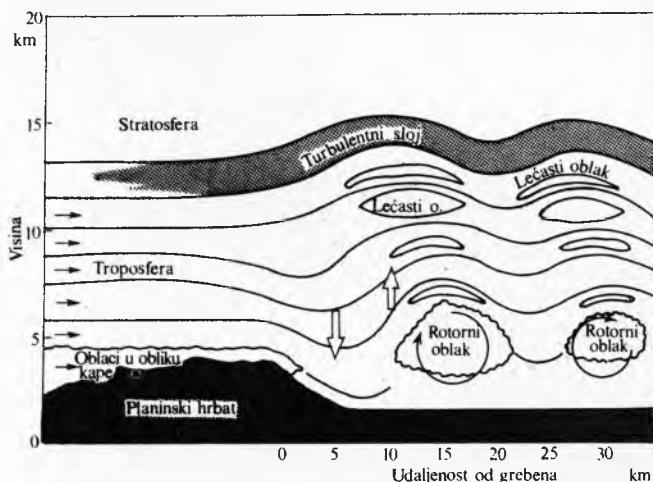


Sedefasti oblaci

i stvaraju se oblaci, dok u dolini vala zrak se spušta, zagrijava i tako se udaljuje od stanja zasićenosti vodenom parom.

#### *Magla i sumaglica*

Kao rezultat kondenzacije ili sublimacije vodene pare u blizini Zemljine površine nastaje magla i sumaglica. Pod maglom podrazumijevaju se u zraku suspendirane kapljice vode ili kristalići leda, koji smanjuju vidljivost na manje od 1 km. Ako je vidljivost između 1 i 2 km, govori se o sumaglici. Uobičajena je sljedeća podjela magle prema intenzitetu: jaka



Sl. 15. Shema orografskih valnih gibanja i valovitih oblaka. Altokumulus (Ac) i cirrus (Ci) oblaci u obliku leće (len) i kumulus (Cu) oblak rotornog strujanja



Svjetleći oblaci

magla s vidljivošću manjom od 50 m, umjerena magla s vidljivošću 50–500 m i slaba magla s vidljivošću 500–1000 m.

Sumaglicu valja razlikovati od suhe mutnoće nastale raspršivanjem svjetla na krutim česticama koje lebde u atmosferi. Taj fenomen ne zavisi od stupnja vlažnosti zraka, a pojavljuje se prije svega iznad industrijskih i gradskih područja, te u zračnim masama koje dolaze iz tropskih pustinjskih predjela.

Magla nastaje jednim od triju procesa: isparivanjem, miješanjem zračnih masa i ohlađivanjem zračnih slojeva. Magla isparivanja nastaje isparivanjem toplih vodenih masa (rijeka, jezera, mora) u relativno hladniji zrak koji struji s hladnjeg kopna prema površini vode. Miješanjem zračnih masa različitih svojstava mogu također nastati magle, no najintenzivnije su tzv. *radijacijske magle*. One nastaju turbulentnim miješanjem

kad se površina tla i priležeći sloj zraka hlađe. Osobito povoljni uvjeti za nastanak radijacijske magle jesu vedro nebo ili prisutnost samo visokih oblaka, slabi vjetrovi ili tišina, te početna visoka relativna vлага zraka uz tlo. Radijacijske magle osobito često nastaju u dolinama i udubljenjima terena. U povoljnim prilikama može se magla stvoriti u toku noći i zadržati se i u ranim prijepodnevnim satima. Sloj te magle nije osobito debeo i samo rijetko je deblji od nekoliko stotina metara. Radijacijske magle nastaju pri inače posve lijepon anticiklonalnom vremenu, prije svega u hladnije doba godine.

*Advektivne magle* nastaju uz umjerene vjetrove (brzina 2...5 m/s) kad vlažan zrak struji iznad relativno hladnije podloge. Magle tog tipa najčešće su u hladno doba godine, imaju najveće debljine (obično 300...500 m, katkada i do 1 km) i duže traju (nekoliko dana, pa i tjedana).

U polarnim krajevima, a katkada i u umjerenim geografskim širinama, pojavljuje se *ledena magla* koja sadrži ledene kristaliće. Gustoća ledene magle je općenito mnogo manja nego gustoća vodenih magla.

Budući da je osnovni uzrok stvaranja magle ohlađivanje zraka, postoji zbog dnevnog hoda temperature redovito i izraženi dnevni hod pojave magle s maksimumom u ranim jutarnjim satima i minimumom u poslijepodnevnim satima.

#### Oborine

U umjerenim geografskim širinama oblaci se pojavljuju na visinama gdje vladaju temperature i više i niže od 0°C. U najdonjem dijelu oblaka na visinama gdje je temperatura viša od 0°C postoje samo vodene kapljice (vodeni dio oblaka), na visinama gdje vladaju temperature između 0 i –15°C postoje pothladene kapljice i ledeni kristali (miješani dio oblaka), a na većim visinama i temperaturama nižim od –15°C većinom ledeni kristali različitih oblika (ledeni dio oblaka).

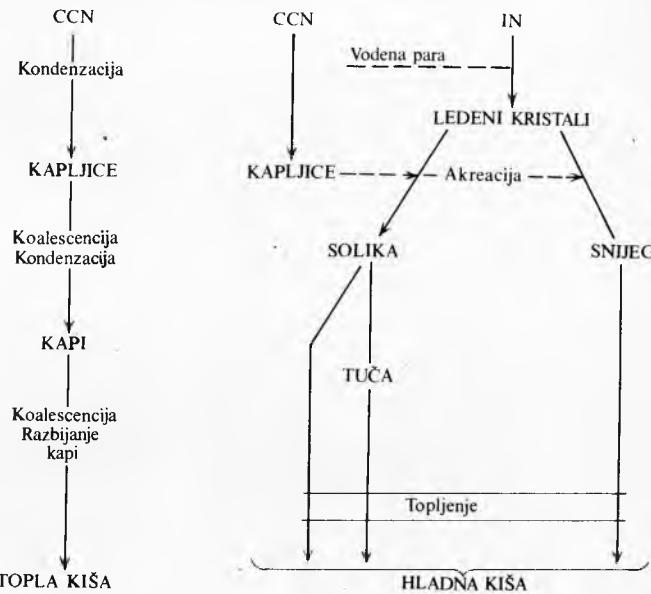
Ako postoje veće temperaturne razlike između donjeg i gornjeg dijela oblaka, na nastanak oborine djelovat će više faktora. Ako je tlak zasićene vodene pare nad ledom niži nego nad vodom, takav je oblak koloidno labilan i ledeni kristali rastu na račun kapljica. Veće kapljice padaju brže od manjih kapljica, pa se pri padu sudaraju i spajaju s manjim kapljicama, i zato rastu (proces koalescencije). Ledeni kristali u oblaku brže padaju od oblačnih kapljica, pa se kristali i oblačne kapljice sudaraju. Tlak zasićene vodene pare nad malim kapljicama veći je nego iznad krupnih, pa su takvi oblaci također koloidno labilni i veće kapljice rastu na račun malih kapljica. Vrlo male oblačne kapljice različitih električnih naboja međusobno se privlače, pa se pojavljuje proces koalescencije.

Danas su prihvaćene dvije osnovne teorije prema kojima oborine nastaju: procesima koalescencije u toplim oblacima i djelovanjem ledenih kristala u oblacima s temperaturama nižim od 0°C. Obje teorije se slažu s opažanjima i mogu objasniti nastanak kiše u različitim vremenskim prilikama.

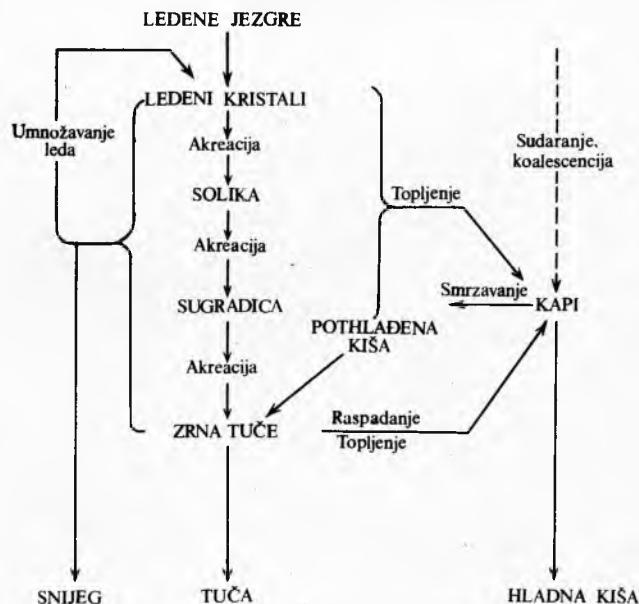
Osnovna teorija stvaranja oborine (T. Bergeron 1933, W. Findeisen 1939) polazi od toga da u oblaku postoji termodinamički labilitet, ako se u njemu nalaze istovremeno i ledeni kristali i vodene kapljice. Zbog razlike u tlaku zasićene vodene pare nad vodom i ledom isparavaju vodene kapljice, a vodena para sublimira na ledenim kristalima. Po Bergeronu bitni faktor koji dovodi do oslobođanja oborine su nekoliko kristala među mnogo većom populacijom pothlađenih kapljica u onom dijelu oblaka gdje je temperatura zraka ispod –10°C. U takvim miješanim oblacima zasićenost s obzirom na vodu predstavlja prezasićenost s obzirom na led za 10% i na temperaturi –21°C za 21%, pa se može očekivati brzi rast kristala. Ledeni kristali mogu ispasti iz oblaka i u padu se sudariti s velikim brojem oblačnih kapljica, pa nastaju kristalići injasta izgleda. Kad ove nakupine kristalića dođu u slojeve zraka s višom temperaturom, dolazi do stvaranja snježnih pahulja. Snježne pahulje na temperaturama višim od 0°C se tope, pa nastaju kišne kapi.

Zbog koalescencije oblaci koji sadrže velike kapljice nestabilniji su i iz njih lakše nastaju oborine nego iz oblaka koji sadrže istu količinu vode, ali u obliku malih kapljica.

Kapljice polumjera manjeg od 100 μm smatraju se oblačnim elementima, a veće kapljice kišnim kapima. Kišne kapi, međutim, ne rastu neograničeno. Opažanja i proračuni su pokazali da je maksimalni promjer kapljice 5 mm, a one većeg promjera razbijaju se uglavnom zbog sudaranja. Razbijanje velikih kapi dovodi do lančane reakcije u stvaranju kišnih kapi. Do lančane reakcije dolazi i kad se bilo mali djelići ledenih kristala (spliteri), bilo smrznute kapljice odvajaju od glavne mase kristala.



Sl. 16. Shema nastanka tople i hladne kiše iz oblačnih kondenzacijskih jezgara (CCN) i ledenih jezgara (IN)



U konvektivnim oblacima, gdje je sadržaj tekuće vode normalno veći nego u slojastim oblacima, ledeni kristali većinom rastu srašćivanjem s velikim oblačnim kapljicama promjera ~20 μm. Takvim procesom stvaranja inja nastaju kompaktnije, grumenaste čestice, često cunjastog oblika, tzv. solika. Čestice solike sastoje se od labavog ledenog skeleta s mnogo kapilara napunjениh zrakom. S druge strane, pri bržem padu ili padu u području oblaka više temperature, takve čestice se zgušuju i nastaje tzv. sugradica. Pri padu prema tlu ledena se čestica može otopiti i pretvoriti u kišu. Daljim rastom čestice u

konvektivnom oblaku s jakom uzlaznom strujom i velikim sadržajem tekuće vode može nastati zrno tuče. Shematski prikazi nastanka oborine prikazani su na sl. 16 i 17.

### Umjetno djelovanje na vrijeme

U prošlosti je bilo mnogo pokušaja da se djelovanjem na oblake sprječe nepovoljne vremenske pojave kao što je tuča, ili da se potakne kiša. U tu se svrhu pucalo iz mužara, zvonilo u zvona, pucalo iz topova i sl. Mogućnost da se izazove kiša i sprječi tuča predviđao je već 1936. god. W. Findeisen, no tek je 1946. god. V. Schaefer utvrdio da sićući komadići suhog leda stvaraju u oblaku milijune ledeni kristala, a B. Vonnegut, godinu dana kasnije, da dim srebro-jodida stvara iste efekte. To je otvorilo osnovu za umjetno djelovanje na oblake.

Nakon prvih uspjeha u SAD akcije zasijavanja oblaka kojima se izazivaju i povećavaju oborine provođene su i provode se u mnogim krajevima, a šezdesetih godina ovog stoljeća započele su i šire akcije umjetnog sprečavanja tuče, raspršivanja magle te djelovanja na uragane.

Ustanovljeno je da su određeni procesi u atmosferi koja je u labilnom koloidalnom stanju takvi da je potrebno dovesti izvana relativno vrlo malo dodatne energije pa da proces počne dalje samostalno stvarati potrebnu energiju za željeni konačni učinak. Tako, npr., ako se u oblak s pothlađenim kapljicama ubace tzv. agensi (relativno male mase u usporedbi s masom oblaka), nastaju reakcije i procesi koji bitno mijenjaju sustav oblaka.

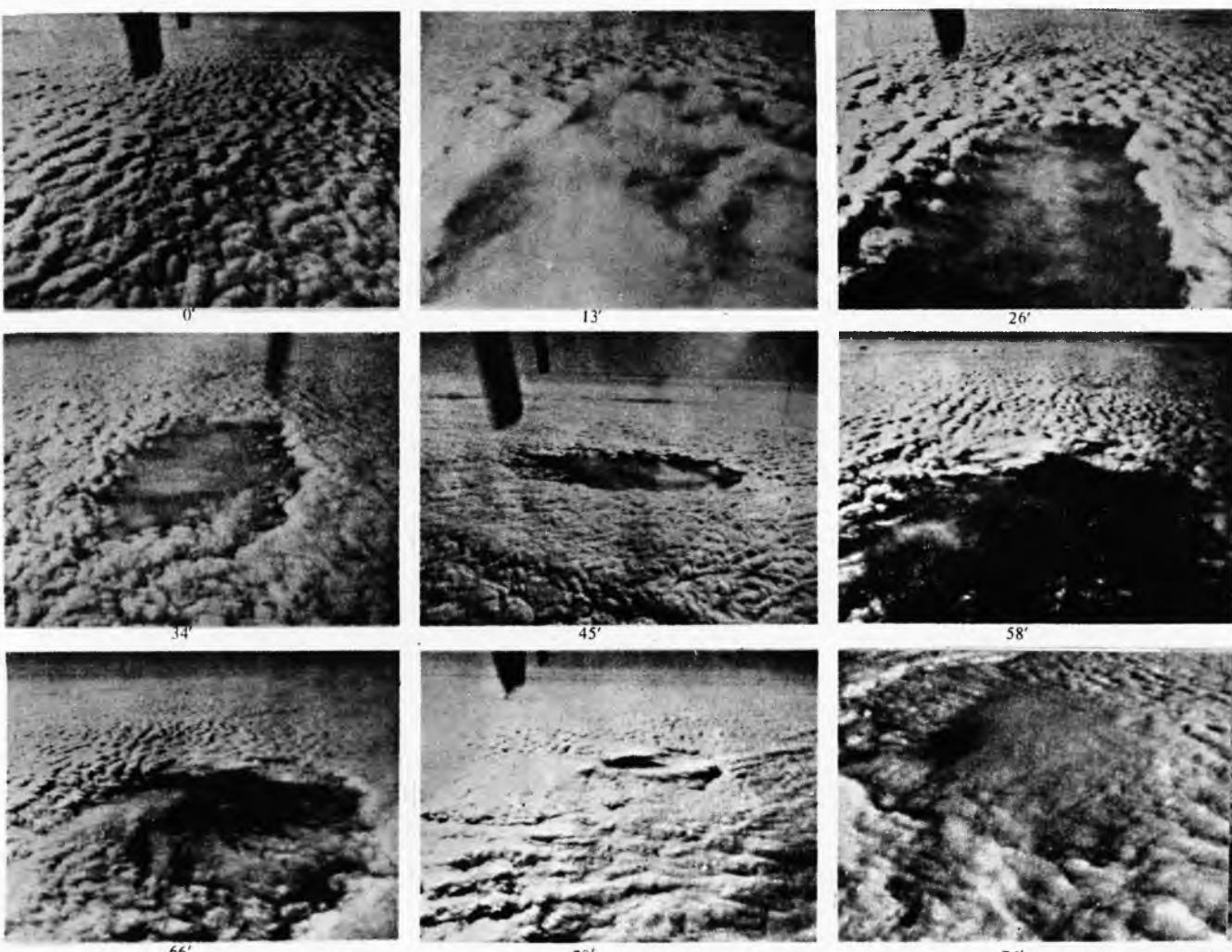
Nakon početnih uspjeha sredinom ovog stoljeća, u posljednjih dvadesetak godina provode se gotovo u čitavom

svijetu mnogobrojne akcije da bi se djelovalo na vremenske procese. Te se akcije mogu razvrstati u sljedeće velike grupe: a) djelovanje na oblake da bi se izazvale oborine ili pojačali postojeći oborinski procesi; b) djelovanje na oblake i maglu da bi ih se raspršilo, c) djelovanje na grmljavinske oblake radi sprečavanja tuče i d) djelovanje na ciklone (uragane i tajfune) u tropskim predjelima.

U tim se akcijama upotrebljavaju različite metode i sredstva, a ostvareni rezultati su različiti, nekad su pozitivni, a nekad negativni.

**Umjetna modifikacija oblaka.** Zasijavanjem oblaka raspršenom vodom ili umjetnim kondenzacijskim jezgrama mijenja se razdioba veličine kapljica u oblaku, što stvara oborine procesom koji se odvija samo u vodenom dijelu oblaka. Došađašnja istraživanja nisu potvrdila mišljenje da se promjenom razdiobe veličine kapljica u oblaku može promijeniti pojava oborina iznad velikih površina. Znatno više obećava iskoriscivanje fazne nestabilnosti pothlađenih oblaka, kojim se može izazvati ne samo stvaranje oborinskih čestica već i oslobođiti znatne količine latentne topline.

Kad su stvoreni ledeni kristali u oblaku na temperaturama između 0 i  $-40^{\circ}\text{C}$ , može nastati heterogena nukleacija i skupljanjem vodene pare na podesnim jezgrama. Utvrđeno je da aktivnost prirodnih jezgara naglo raste smanjavanjem temperature zraka. Jedan od načina da se umjetno zamrznu pothlađeni oblaci jest da se u oblak unesu čestice suhog leda ( $\text{CO}_2$ ) i tako lokalno snizi temperatura i ispod  $-40^{\circ}\text{C}$ , što uzrokuje heterogenu ili homogenu nukleaciju (sl. 18). Isparivanjem jednog grama suhog leda pri temperaturi  $-1^{\circ}\text{C}$  nastaje  $5 \cdot 10^{11}$  ledeni kristala, a na nižim temperaturama i znatno više, npr. pri temperaturi od  $-20^{\circ}\text{C}$  već  $1,2 \cdot 10^{14}$ .



Sl. 18. Rezultati zasijavanja suhim ledom altostratusa debljine  $\sim 200$  m, obavljenog pomoću aviona 6. XI 1961. u West Goose Bay, SAD

Drugi je način da se u oblak unesu anorganske čestice s kristalnom strukturu koja je slična strukturi leda. Takve su tvari srebro-jodid ( $\text{AgI}$ ), olovo-jodid ( $\text{PbI}_2$ ), bakar-sulfid ( $\text{CuS}$ ), silicij-dioksid ( $\text{SiO}_2$ ), od kojih se za sada samo prva dva upotrebljavaju u praksi. Najviše se upotrebljava srebro-jodid, koji na  $-5^\circ\text{C}$  stvara  $5 \cdot 10^9$ , a na  $-15^\circ\text{C}$  već  $10^{13}$  jezgara. Olovo-jodid je za red veličine slabiji agens, a donekle toksičan, ali je mnogo jeftiniji.

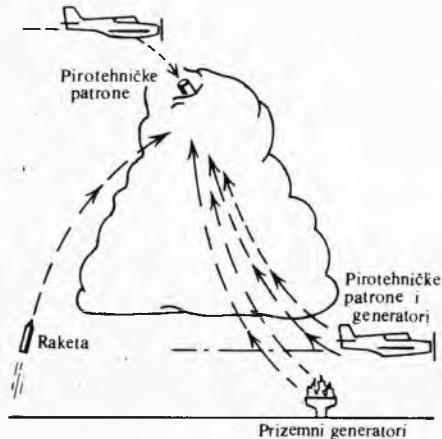
Za stimulaciju oborina u vodenim oblacima od higroskopičnih tvari najviše se upotrebljava natrij-klorid (Indija i Indonezija). Čestice soli promjera  $5 \cdot 10 \mu\text{m}$  djeluju kao ogromne kondenzacijske jezgre i ubrzavaju koalescenciju. Natrij-klorid se redovito upotrebljava na temperaturama oblaka višim od  $0^\circ\text{C}$ .

**Umjetno povećanje oborina.** Prvi eksperimenti za povećanje oborina zasnivali su se na pretpostavci da je u oblacima potreban proces stvaranja ledenih kristala da bi se inicirale oborine. Katkada, zbog nedostatka prirodnih ledenih jezgara, aktivnih na temperaturi okoliša, takav proces nije u stanju da uzrokuje oborine ili pak ne djeluje djelotvorno. Naime, ledene čestice nastale zaledivanjem trebale bi da rastu do veličine oborinskih čestica. Pod zaledivanjem podrazumijeva se takvo tretiranje oblaka kojim nastaju ledene čestice hlađenjem, unošenjem ledenih jezgara ili na neki drugi način.

Sasvim je moguće da se dodavanjem odviše mnogo ledenih kristala ukloni pothladena voda i tako smanji djelotvornost oborinskog procesa. To se naziva prezasijavanjem. Treba, osim toga, dodati da na oborine djeluje i dinamika oblaka i gibanja velikih razmjera u atmosferi.

Brojni su pokusi pokazali da se pri zaledivanju oblaka zasijavanjem oslobođa latentna toplina i da zbog toga visina oblaka raste. Povećanje visine oblaka može povećati oborine, čak i kad bi se one zbog mikrofizičkih procesa, nastalih prezasijavanjem oblaka, trebale smanjiti. Dalji učinak dinamičkog zasijavanja oblaka, koji mnogo obećava, sastoji se u spajanju i združivanju dvaju posve blizih konvektivnih oblaka, jer takav veći i snažniji oblak može dati mnogo intenzivnije oborine.

**Sredstva i metode zasijavanja oblaka.** Iako tehnologija zasijavanja oblaka još nije usavršena, ipak već postoji prilično mnogo uređaja i razrađenih metoda umjetnog djelovanja na oblake i maglu (sl. 19).



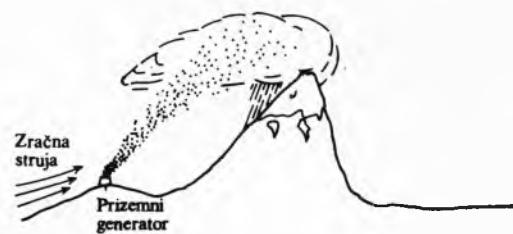
Sl. 19. Osnovne metode zasijavanja oblaka pomoću aviona i sa tla

Za djelovanje na oblake sa tla služe prizemni generatori postavljeni na padinama brda ili brežuljaka na razmaku od nekoliko kilometara (sl. 20). To su metalne peći, u kojima u plamenu butana ili propansa izgara otopina srebro-jodida u acetonu. Analognim generatorima smještenim ispod krila aviona (sl. 21) zasijavaju se konvektivni oblaci tako da avion leti ispod podnice oblaka. Ako su oblaci slojasti i ako im je vrh na temperaturama između  $-10$  i  $-20^\circ\text{C}$ , tada avion leti unutar oblaka. U vrhove konvektivnih oblaka ubacuju se iz aviona i pirotehničke patrone (sl. 22), koje u padu kroz oblak izgaraju i oslobađaju veliku količinu ledotvornih jezgara srebro-jodida.

Posebnim uređajima može se iz aviona ubacivati u oblak razmrvljeni suhi led.

U borbi protiv tuče upotrebljavaju se rakete (sl. 23), a rijetko i topovske granate. U glavi raketne smještene je pirotehnička smjesa sa srebro-jodidom ili olovo-jodidom koja se zapali tempirnim uređajem na visini 3...8 km. Izgaranjem smjese nastaje dugačka pruga dima srebro-jodida koja se raznosi po oblaku. Topovska granata eksplodira na određenoj visini u oblaku. Zasijavanjem grmljavinskih oblaka zaledjuje se upravo dio oblaka s najvećom akumulacijom vode, pa umjesto manje velikih zrna tuče, koja bi nastala prirodnim procesom, stvara se mnogo malih ledenih zrna koja dolaze na tlo u obliku sugradice ili samo kao jaki pljusak.

Magla se raspršuje zasijavanjem ledotvornim agensima iz generatora na tlu ili se turbogeneratorima u slojeve magle ubacuju velike količine zagrijanih plinova izgaranja butana ili propansa. Vrlo uspješni rezultati u raspršivanju konvektivnih oblaka postignuti su ubacivanjem nekoliko desetaka kilograma cementne prašine iz aviona (čestice veličine nekoliko desetaka mikrometara).



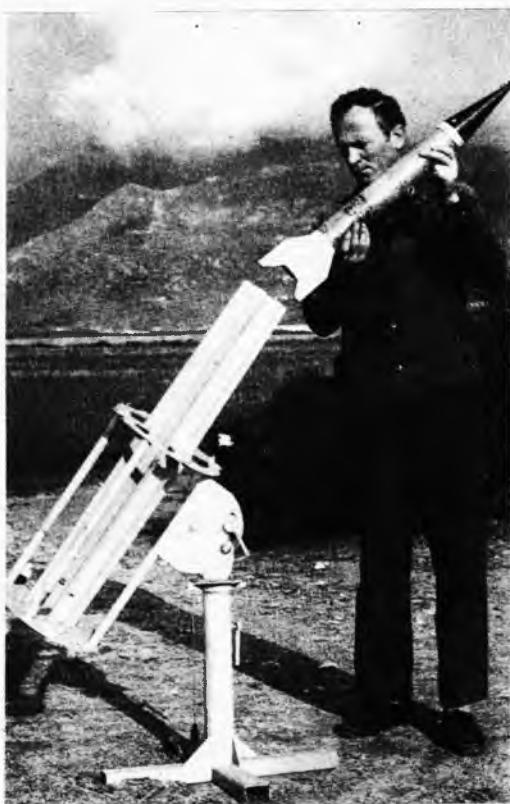
Sl. 20. Zasijavanje orografskih oblaka pomoću prizemnih generatora



Sl. 21. Generator za zasijavanje oblaka, smješten ispod krila aviona



Sl. 22. Pirotehničke patrone smještene na stražnjem rubu avionskog krila



Sl. 23. Raketa SAKO-6 za borbu protiv tuče

Zasijavanje oblaka u borbi protiv tuče provodi se u mnogim zemljama, među njima i u našoj zemlji. Smatra se da je uspješnom organizacijom obrane, uz upotrebu meteoroloških radara, moguće pravovremeno zasijati grmljavinske, odnosno tučenosne oblake i tako spriječiti tuču.

Proveden je niz pokusa djelovanja na uragane zasijavanjem oblaka srebro-jodidom da bi se smanjile maksimalne brzine vjetra. Za sada, zbog ograničenog broja eksperimenata, još nije moguće pouzdano ocijeniti rezultate tih akcija.

### Zračne mase

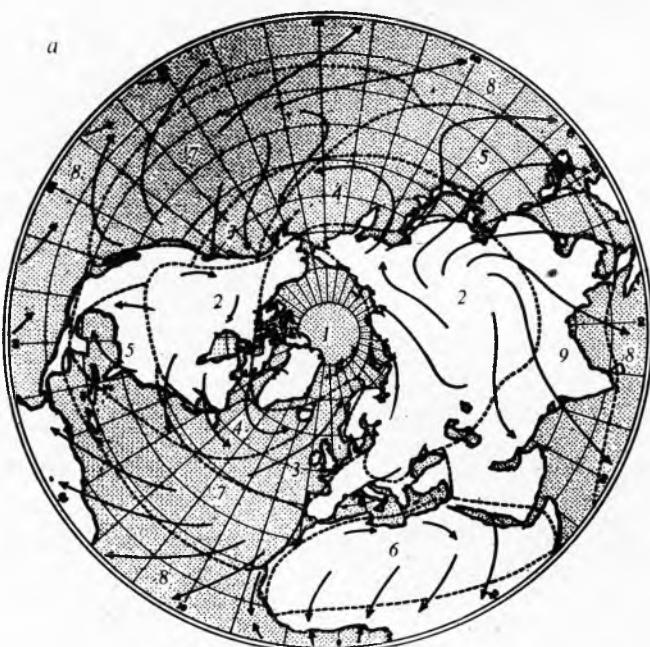
Iznad prostranih područja Zemlje atmosfera ima gotovo homogena svojstava s obzirom na temperaturu, vlagu, vidljivost itd., odnosno, unutar tih područja ta se svojstva vrlo malo i postepeno mijenjaju. Veliki volumeni zraka, gotovo homogenih svojstava, koji obuhvaćaju i do nekoliko tisuća kilometara u promjeru te nekoliko kilometara po visini, nazivaju se zračnom masom.

Zračne mase nastaju u tzv. izvořišnim područjima. To su velika područja oceana ili kontinenata, iznad kojih zračna masa u nekoj anticikloni boravi dovoljno dugo da poprimi svojstva podloge iznad koje se nalazi. U stacionarnim područjima anticiklone postoje najpovoljniji uvjeti za nastanak zračne mase.

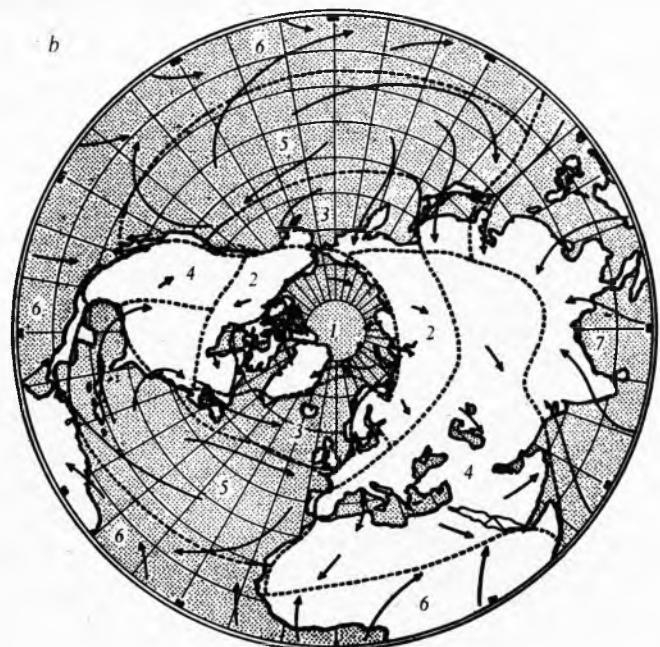
Prema izvořišnom području postoji nekoliko osnovnih tipova zračne mase (sl. 24). Arktička zračna masa (oznaka A) nastaje u području iznad  $70^{\circ}$  sjeverne geografske širine, pa je i najhladnija. U umjerenim geografskim širinama formira se polarna zračna masa (P), a u suptropskom pojusu tropска zračna masa (T), za koju su karakteristične najviše temperature zraka. U ekvatorijalnom području formira se također topla ekvatorialna zračna masa (E).

Već prema tome da li je neka zračna masa nastala nad kontinentom (c) ili morem (m), govorit će o kontinentalnoj ili maritimnoj zračnoj masi, npr. maritimna tropска zračna masa označuje se sa mT, a kontinentalna tropска zračna masa sa cT. Te se dvije zračne mase bitno razlikuju prema sadržaju vodenih pari; kontinentalna tropска zračna masa cT je toplija i suša od maritimne tropске zračne mase mT, sadrži više prašine, što smanjuje vidljivost.

Druga je klasifikacija zračnih masa prema njihovu termičkom stanju. Tako se pod topom zračnom masom podrazumijeva ona koja se na promatranom području postepeno ohlađuje, a pod hladnom zračnom masom ona koja se postepeno zagrijava. Te zračne mase mogu biti stabilne ili labilne, pa će i karakteristike vremena biti bitno različite. Topla stabilna zračna masa zapaža se redovito nad kontinentom u hladno doba godine; karakteristično je vrijeme slojasta zatvorena naoblaka (stratus), katkada popraćena rosuljom ili stvaranjem advektivnih magla. Hladna nestabilna zračna masa pojavljuje se redovito nad kontinentom u toplo doba godine, osobito pri prodorima maritimne polarne i maritimne arktičke zračne mase. Tipično vrijeme u takvim zračnim masama jesu konvektivni oblaci (većinom



Sl. 24. Izvořišna područja zračnih masa na sjevernoj hemisferi. a zimi: 1 arktička zračna masa, 2 polarna kontinentalna zračna masa, 3 polarna maritimna ili prijeležna zračna masa, 4 prijeležna zračna masa, 5 prijeležna ili tropska maritimna zračna masa, 6 tropska kontinentalna zračna masa, 7 tropska maritimna zračna masa, 8 ekvatorijalna zračna masa, 9 monsunská zračna masa; b ljeti: 1 arktička zračna masa, 2 polarna kontinentalna zračna masa, 3 polarna maritimna zračna masa, 4 tropska kontinentalna zračna masa, 5 tropska maritimna zračna masa, 6 ekvatorijalna zračna masa, 7 monsunská zračna masa



kumulonimbus), pljuskovite oborine, često i grmljavine. Dnevni hod meteoroloških elemenata je osobito velik.

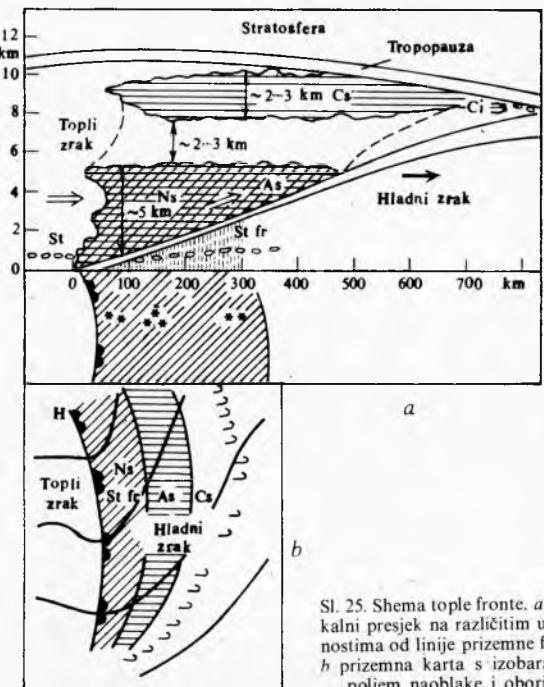
**Atmosferske fronte.** Na granici između dviju različitih zračnih masa postoje nagle promjene meteoroloških elemenata. Ta se granica sastoji od uskog područja, tzv. frontalne zone, koja se pri promatranju u prostornom kretanju na vremenskoj karti smatra i frontalnom plohom. Linija presjeka frontalne plohe s površinom Zemlje zove se fronta. Pri prolazu fronte preko nekog mesta na tlu naglo se mijenjaju uz temperaturu zraka i vjetar i ostali meteorološki elementi, kao što su vlažnost zraka, tlak, naoblaka, vidljivost itd., a mogu nastati i oborine. Budući da prolaz fronte uzrokuje naglu promjenu vremena, to su fronte jedan od glavnih faktora u analizi prizemnih sinoptičkih karata i u prognozi vremena.

Tipična frontalna zona u smjeru kretanja doseže i više tisuća kilometara, ima debljinu od ~1 km, obuhvaća širinu ne veću od 100 km, a po visini se može protezati od površine Zemlje pa do tropopauze (~11 km). Frontalna ploha je nagnuta prema tlu Zemlje pod kutom  $0,5\text{--}1,5^\circ$ .

Nagib fronte i vertikalni raspored temperature, vlage, vjetra i drugih termodinamičkih karakteristika zračnih masa osobito se zapažaju na vertikalnim presjecima atmosfere. To su grafički prikazi podataka aeroloških stanica uzduž odabrane linije (obično okomito na liniju fronte), s vertikalnim dimenzijama mnogostruko povećanim u usporedbi s horizontalnim dimenzijama. Vertikalni presjeci naročito se mnogo upotrebljavaju u zrakoplovnoj meteorologiji.

Prema geografskom području fronte se razvrstavaju na arktičke fronte (nastaju između arktičke i polarne zračne mase), polarne fronte (nastaju između polarne i tropske zračne mase) i tropske fronte (nastaju između tropske i ekvatorijalne zračne mase).

Osnovna podjela fronta odnosi se na termička svojstva i smjer napredovanja pojedinih dijelova fronte. Tople fronte su oni dijelovi fronte koji se premeštaju u stranu relativno hladnije zračne mase. Iza tople fronte premješta se toplija zračna masa koja potiskuje hladniju zračnu masu. Hladne fronte su dijelovi fronte koji se pomiču relativno prema toploj zračnoj masi. Iza hladne fronte nastupa hladna zračna masa, dok predfrontalna zračna masa odstupa. Brzine ovih tipova fronte međusobno se bitno razlikuju: hladna fronta u sklopu ciklone napreduje brže od tople i s vremenom je dostiže pa nastaje novi tip tzv. fronta okluzije, gdje pri tlu ne postoje temperaturni kontrasti, jer su u kontaktu dvije nešto različito temperirane hladne zračne mase.



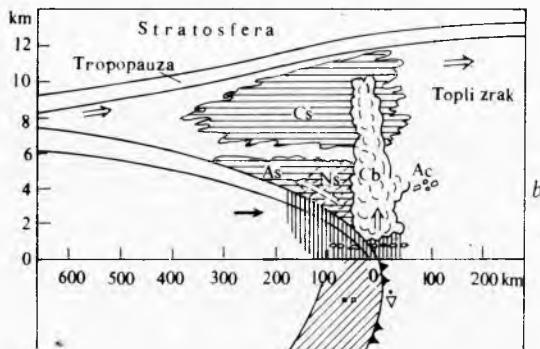
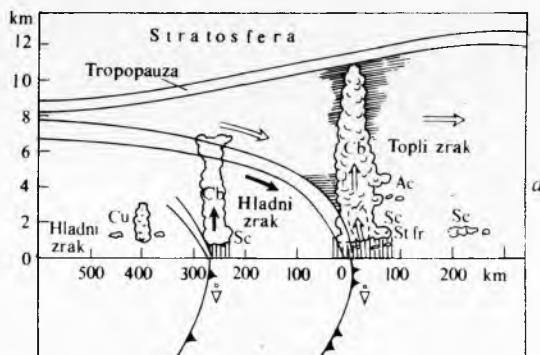
**Vrijeme na frontama.** Karakteristične vremenske pojave vezane uz toplu, odnosno hladnu frontu bitno su različite.

U *toploj fronti* toplji zrak struji iznad klina hladnjeg zraka (sl. 25). Sustav oblaka tople fronte zapaža se u prvom redu ispred linije fronte na tlu, a stvara se iznad klina hladnjeg zraka. Približavanjem tople fronte najprije se na horizontu pojavljuju cirusi, koje slijedi sloj cirostratusa. Daljim približavanjem tople fronte cirostratusi postepeno prelaze u niži i gušći sloj altostratusa koji se dalje zgušćuje, a njihova podnica se spušta pa prelaze u nimbostratus velike debljine (obično 5–6 km) iz kojeg pada oborina; širina je pojasa oborina ~300 km.

Pri prolazu tople fronte, osim naoblake, karakteristična je i promjena drugih elemenata: ispred linije fronte tlak zraka pada, a nakon prolaza tlak ostaje uglavnom nepromijenjen, vjetar mijenja smjer, temperatura poraste, oborina prestaje, te se djelomično razvedrava.

Prodori hladnih zračnih masa nastaju prolazom *hladne fronte*, koja je po vremenskim karakteristikama općenito mnogo izraženija od tople fronte. Klin hladnog zraka u napredovanju ima veći nagib od tople fronte, pa u labilnom zraku nastaju konvektivni oblaci, često s jakim pljuskovima i grmljavinom.

Prema Bergeronu razlikuje se hladna fronta prve i hladna fronta druge vrste (sl. 26).



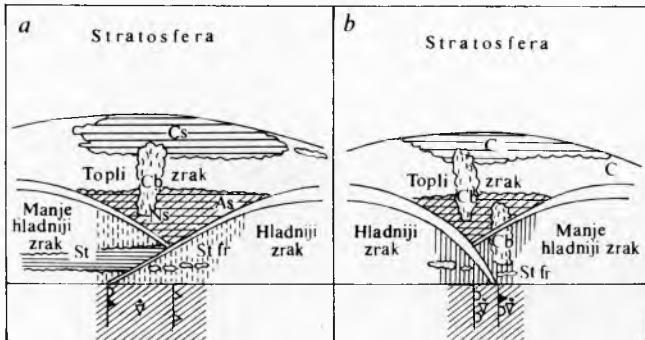
Sl. 26. Shema hladne fronte na prizemnoj karti i vertikalnom presjeku. a) hladna fronta druge vrste, b) hladna fronta prve vrste

*Hladna fronta prve vrste* nastaje najčešće u stadiju razvoja ciklone, i to blizu njena središta. Oblačni sustav nalazi se uglavnom iza linije fronte i sličan je zrcalnoj slici tople fronte. Oborinski je pojaz širok ~100 km.

U *hladnoj fronti druge vrste* osnovni je pojaz oborina ispred linije fronte pri tlu. Obično su to fronte koje se brzo gibaju u unutrašnjim dijelovima ciklone. Fronta ima snažno razvijene kumulonimbuse popraćene katkada grmljavinama i naglim kratkotrajnim pojačanim vjetrom. Pojas kumulonimbusa s pljuskovitim oborinama širok je 50–100 km, no ti oblaci obično nisu kontinuirani. Pri prolazu fronte, uz pad temperaturu, karakteristično je naglo skretanje smjera vjetra na sjeverozapadni kvadrant, izrazit porast tlaka zraka i nakon prestanka oborine bitno poboljšanje vidljivosti.

**Fronta okluzije** ujedinjuje karakteristike tople i hladne fronte, a pojavljuje se u završnoj fazi razvoja ciklone (okludiranje ciklone). Moguća su dva tipa okluzije: okluzija tipa hladne fronte i okluzija tipa tople fronte.

**Okluzija tipa tople fronte** nastaje kad hladna fronta dostigne toplu frontu pri tlu, a hladni je zrak iza hladne fronte topoji od hladnog zraka ispred tople fronte. Hladna fronta podiže od tla topli zrak tople fronte, penjući se na još hladniji zrak koji se prvo bitno nalazio ispred tople fronte (sl. 27a). Oblačni sustav mnogo sliči na oblake tople fronte, a pojas oborina je ograničen na područje između fronte okluzije pri tlu i visinske hladne fronte.



Sl. 27. Shema okluzije tipa tople fronte (a) i tipa hladne fronte (b)

**Okluzija tipa hladne fronte** nastaje kada je zrak na stražnjoj strani hladne fronte hladniji od hladnog zraka ispred tople fronte. Tada hladna fronta podiže od tla ne samo topli zrak tople fronte nego se kao klin uvlači i ispod relativno hladnog zraka koji je prvo bitno bio ispred tople fronte (sl. 27b). Oblačni sustav tog tipa fronte ima karakteristike naoblake hladne fronte, s pojasmom oborine s obje strane fronte okluzije. Fronta okluzije često je popraćena i grmljavinom, a kumulusi i kumulonimbusi pojavljuju se i iza fronte okluzije.

Nakon prolaza fronte okluzije općenito nastupa razvedravanje. Uz promjene tlaka zraka zapažaju se i promjene smjera vjetra, no promjene su temperature zraka redovito malene.

### Ciklone i anticiklone

**Ciklona** je ogromni zračni vrtlog sniženog tlaka, u kojem se čestice zraka na sjevernoj hemisferi gibaju u smjeru suprotnom kazaljci na satu, a na južnoj hemisferi u smjeru kazaljke na satu. Idući od središta ciklone prema njenoj periferiji, raste tlak zraka, pa su i izobare plohe snižene prema središtu ciklone. Izobare su u cikloni zatvorene krivulje, slične elipsi. Horizontalni promjer ciklone iznosi  $100\cdots 3000$  km, a vertikalno se ciklona prostire katkad i do visine od  $15\cdots 20$  km. U umjerenim geografskim širinama tlak se u središtu ciklone mijenja od 950 do 1030 mbar, a u prosjeku iznosi  $\sim 1000$  mbar. U tropskim predjelima tlak u središtu ciklone može pasti na 900 mbar, pa i niže.

**Anticiklona** je područje povišenog tlaka zraka s najvećom vrijednošću u središtu. I to je ogroman zračni vrtlog, no gibanje čestica zraka je suprotno od onog u cikloni; na sjevernoj Zemljinoj polutki čestice se gibaju u smjeru kazaljke na satu, a na južnoj obratno. Izobare su u anticikloni također zatvorene krivulje, često elipsoidnog oblika. Najviši tlakovi u središtu anticiklone mogu biti i veći od 1050 mbar, a najviši je tlak zabilježen 31. XII 1968. u Agati (sjeverni Sibir) i iznosio je 1083,8 mbar.

Umjesto naziva ciklona i anticiklona ponegdje se još upotrebljavaju nazivi barički minimum i barički maksimum, a za ciklonu i naziv depresija.

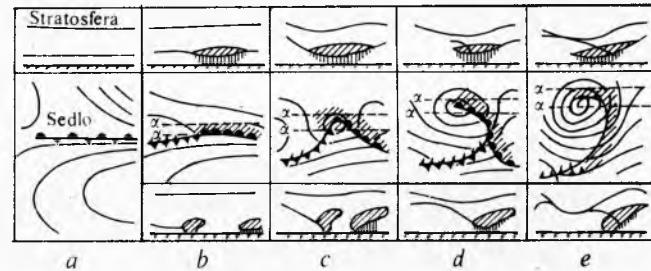
Premda geografskom području nastanka razlikuju se: izvan-tropske ciklone i anticiklone, tropске ciklone (tzv. cikloni) s nazivima uragani i tajfuni te suptropske anticiklone.

Danas je prihvaćena teorija nastanka ciklone na polarnoj fronti, koju je razvila bergenska škola (J. Bjerknes i H. Solberg

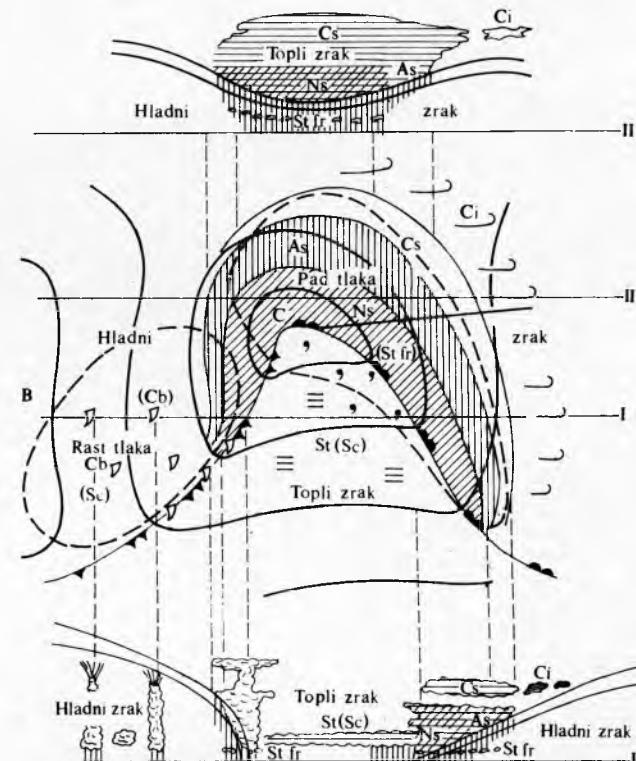
od 1921. do 1923. god.). Nastanak ciklone, prema toj teoriji, prikazan je na sl. 28. Crteži u srednjem redu prikazuju prizemnu kartu razvoja ciklone s izobarama i područjem oborina (crtkano), dok su na slikama u gornjem i donjem redu shematski prikazani vertikalni presjeci atmosfere sa sustavima oblaka, oborinama i tropopauzom (na srednjim slikama linije presjeka označene su sa  $\alpha$ ). Sl. 28a pokazuje dio tzv. deformacijskog polja u kojem su ciklone i anticiklone raspoređene u unakrsnom položaju. Takvo polje pruža naročito povoljne uvjete za nastanak fronta, a najčešće se formira nad sjevernim dijelom istočnog Atlantika. Na kvazistacionarnoj fronti, koja postoji u takvom polju, može se pojaviti poremećaj, tj. pomak na jednom dijelu fronte, kad hladni zrak prodire u manji dio fronte prema jugu, ili topli zrak prema sjeveru, ili oboj istodobno. Zbog poremećene ravnoteže pada tlak na području ispred poremećaja.

Zbog poremećaja fronte nastaje mali val (sl. 28b), u kojem u prednjem dijelu napreduje topli, a na stražnjoj strani hladni zrak, pa frontalna ploha dobiva postepeno karakter tople, odnosno hladne fronte. Poremećaj se pomiče uzduž prvobitne stacionirane fronte, i to u smjeru općeg strujanja u visini.

Dalji razvoj valnog poremećaja zavisi od dinamičkih uvjeta u atmosferi. Ako valna duljina poremećaja premašuje kritičnu vrijednost (dinamički labilno stanje), na vrhu vala smanjit će se tlak i postepeno daljim prodrubljivanjem dovesti do zatvorene ciklonalne cirkulacije (zatvorene izobare) te izraženog valnog



Sl. 28. Stadiji razvoja ciklone prema J. Bjerknesu



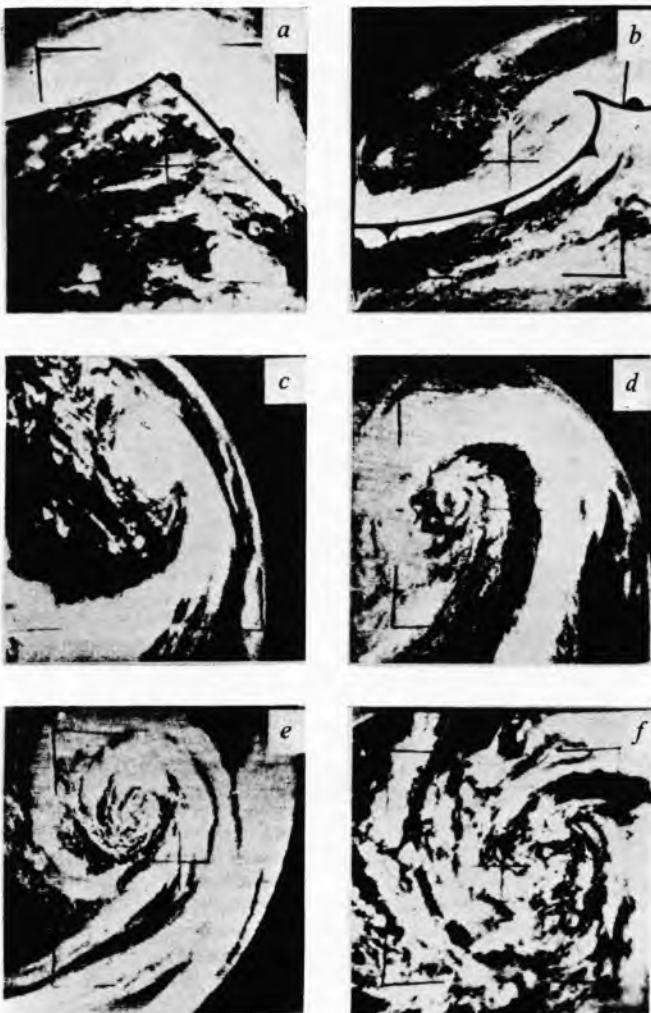
Sl. 29. Shema mlade ciklone. Srednji dio slike prikazuje polje tlaka s razdiobom naoblake i oborina, gornji dio slike je vertikalni presjek pri vrhu ciklone, a donji dio slike pri dnu ciklone

oblika poremećaja s topom i hladnom frontom, koje odjeljuju i ograničuju tzv. topli sektor ciklone. Tako razvijena ciklona naziva se mladom ciklonom, i već ima razvijeni oblačni sustav i područja oborine (sl. 28c i sl. 29). Gibanje mладе ciklone može se približno odrediti prema smjeru izobara u topom sektoru. Iza hladne fronte, na stražnjoj strani ciklone tlak zraka raste, ispred tople fronte tlak zraka pada i pri tom se ciklona dalje produbljuje. Zatvorena ciklonska cirkulacija zahvaća postepeno sve veće područje, i do 1000 km u promjeru. Vremenski razmak između faza na sl. 28 b i sl. 28c iznosi ~12 sati.

Hladna fronta mладе ciklone giba se redovito većom brzinom od tople fronte, pa se postepeno topli sektor sve više suzuje, i to tako da sustizanje fronta započinje od središta ciklone. Ciklona postepeno okludira, i nastaje fronta okluzije. Mjesto gdje se sijeku topla i hladna fronta (točka okluzije) postepeno se seli sve dalje od središta ciklone i istodobno nastaje najveći pad tlaka. U tom stadiju (sl. 28 d) područje oborine zahvaća i čitavu frontu okluzije. Vremenski razmak između mладе i djelomice okludirane ciklone iznosi ~12 sati.

Tokom daljeg razvoja ciklone okluzivni proces zahvaća sve veće dijelove frontalnog sustava, koji se sve više savija prema unazad, što se vidi na satelitskoj snimci oblačnog sustava okludirane ciklone (sl. 30). U zadnjem stadiju produbljivanja ciklona zauzima čitavu troposferu (sl. 28e). Gibanje se ciklone sve više usporuje da bi u zadnjem stadiju postala kvazistacionarna. Hladni zrak u donjoj troposferi zauzima sve dijelove ciklone, a topli zrak je podignut u visinu.

Kraj razvoja ciklone predstavlja završetak procesa okluzije. Kad se ciklona počne postepeno popunjavati (tlak raste na



Sl. 30. Satelitske snimke oblačnog pokrova razvoja ciklone. a početni val, b razvijena mlada ciklona, c-e okluzija ciklone, f ciklona u raspadanju

čitavom području), postepeno prestaje oborina, a raspada se i oblačni sustav ciklone.

Ciklone koje dolaze s Atlantika na evropsko kopno obično stižu na kontinent već okludirane. Na jednoj polarnoj fronti nad Atlantikom redovito se stvara niz uzastopnih ciklona, tzv. porodica ciklona, od kojih svaka nova nastaje sve južnije (sl. 31). Takva porodica ciklona može obuhvatiti 3–5 ciklona, koje se kreću od zapada prema istoku sve južnijim putanjama, a u razmaku od jednog do dva dana. Serija ciklona završava se kad prodor hladnog zraka na stražnjoj strani polarne fronte stigne do suptropskih širina.



Sl. 31. Shema serije ciklona iznad sjeverne hemisfere izvan tropskih područja. Crtkane linije prikazuju frontalne sustave porodica ciklona, a pune linije sa strelicama prizemne strujnice zraka

Prikazani razvoj ciklone odgovara prosječnom stanju, od kojeg pojedine ciklone mogu znatno odstupati. Valja napomenuti da se ciklona u određenim uvjetima može i regenerirati. To nastaje kad se ciklona približi veoma zagrijanom kopnu, ili se u nju uvuče vrlo hladni zrak na kontinentu. Ciklone mogu nastati na polarnoj fronti i u zapadnom Sredozemljju (denovska ciklona), prije svega zbog jakog prodora polarnog zraka u Sredozemlje. Upravo su takve ciklone najvažnije za vrijeme u našim krajevima, jer donose najveće oborine i zнатне promjene vremena.

Najvažniji procesi koji uvjetuju vrijeme u anticiklonama jesu istjecanje zraka u donjim slojevima i silazno strujanje zraka uz adijabatsko zagrijavanje u višim slojevima (donjoj troposferi). Zbog spuštanja zraka nastaju u anticiklonama na visini od nekoliko kilometara tzv. inverzije supersidencije (inverzije temperature zbog adijabatskog zagrijavanja sloja zraka koji se spušta prema tlu, tako da temperatura zraka u tom sloju raste s visinom) ispod kojih, ako je zrak vlažan, mogu nastati stratusi i stratokumulusi, osobito u hladno doba godine. Nebo je tada potpuno oblačno, što može potrajati danima, pa i tjednima. Suprotno tome, ljeti je za anticiklone karakteristično vedro ili malo oblačno vrijeme, a temperature su zraka visoke. Vedro vrijeme može postojati u anticiklonama i zimi ako se u njima nalazi kontinentalni suhi zrak. Uz slabe vjetrove, prije svega ako je tlo pokriveno snijegom, mogu pri tlu nastati jake inverzije i vrlo niske temperature.

Karakteristike vremena u anticiklonama zavise i od toga da li se promatrano mjesto nalazi blizu središta ili uz rub anticiklone. Na rubovima anticiklone pojavljuju se često vremenske prilike koje su karakteristične za sektore susjednih ciklona.

Prema sastavu i nastanku, anticiklone se mogu razvrstati na anticiklone koje putuju (nastaju između ciklona jedne porodice ciklona), hladne anticiklone (nastaju na stražnjoj strani serije ciklona), kvazistacionarne anticiklone (nastaju nakon pro-

dora hladnog zraka i mogu zauzimati veliki prostor, često i površine čitavog kontinenta, a zadržavaju se na istom mjestu dugo vremena) i suptropske anticiklone (područja visokog tlaka, koja zauzimaju veliki prostor, prostiru se do velikih visina i gotovo su nepomična).

Anticiklone, koje zauzimaju veliki prostor i čitavu troposferu, redovito postaju velika upravljačka središta za gibanje ciklona na svom rubu. Tako, npr., veoma izražena anticiklona u zapadnoj Evropi može postati blokirajuće središte, koje kroz duže vrijeme onemogućuje prodor ciklone na evropsko kopno.

## ANALIZA I PROGNOZA VREMENA

**Meteorološke informacije.** Pod meteorološkim informacijama podrazumijeva se sveukupnost podataka o stanju atmosfere ili o pojedinim meteorološkim elementima.

Meteorološke informacije moraju zadovoljiti sljedeće osnovne zahtjeve: globalnost, trodimenzionalnost, sinhronost, istovjetnost metoda opažanja i motrenja, redovitost i operativnost. Globalnost informacija znači da se u prognostička središta, već prema području koje opslužuju, slijevaju podaci ne samo od meteoroloških stanica iz vlastite zemlje već i sa čitavog kontinenta, okolišnih mora, a ponekad i sa čitave hemisfere, odnosno čitave Zemlje. Što je duže razdoblje za koje se prognozira vrijeme, veće je i područje za koje se mora raspolažati meteorološkim informacijama. Budući da se procesi u atmosferi zbivaju ne samo pri tlu već i u visini, treba raspolažati podacima o stanju atmosfere na različitim visinama, najčešće iz čitave troposfere i donje stratosfere. Da bi se atmosferski procesi mogli pratiti, uspoređivati i analizirati na širokom području, potrebno je da se meteorološka opažanja i motrenja obavljaju sinhrono, tj. istodobno na čitavoj Zemlji. Podaci o tim mjerjenjima moraju u vremenski kratkom roku doći od meteoroloških stanica do prognostičkih centara da bi bili svježi, a stanice moraju opažati i mjeriti svakodnevno u propisanim terminima.

Sustavi za dobivanje meteoroloških informacija obuhvaćaju: mrežu sinoptičkih i aeroloških stanica na kontinentu, brodske stanice, automatske stanice na plutačama (stacionarne i slobodne), meteorološke radarske stanice, meteorološki kozmički sustav i meteorološke istraživačke avione.

Na Zemlji postoje deseci tisuća meteoroloških stanica, a od njih su neke (~8000) uključene u međunarodnu razmjenu meteoroloških informacija za potrebe vremenske službe. To su tzv. sinoptičke stanice (u nas glavne meteorološke stanice), koje s kvalificiranim osobljem, standardnim uredajima i međunarodno propisanim metodama opažaju stanje atmosfere u tzv.

sinoptičkim terminima. Sinoptičke stanice na kopnu i moru motre u 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 i u 21 sat po srednjem griničkom (greenwichkom) vremenu (SGV). Glavni su termini u 00, 06, 12 i 18 sati. Aerološke stanice obavljaju mjerena u 00 i 12 sati SGV, a mjerena visinskog vjetra u 06 i 18 sati SGV.

Sinoptičke stanice dostavljaju informacije u obliku sinoptičkih telegrama, tzv. depeša, koje su šifrirane po posebnim, međunarodno prihvaćenim kodovima, tako da je moguće posvuda bez teškoča dešifrirati podatke o vremenu, bez obzira na državu odakle je depeša upućena. Kodove propisuje Svjetska meteorološka organizacija.

Na osnovi podataka iz meteoroloških depeša crtaju se sinoptičke ili vremenske karte koje prikazuju stanje atmosfere u određenom terminu. Prizemne sinoptičke karte prikazuju vrijednosti meteoroloških elemenata pri tlu, te oblake i vremenske pojave. Osnova je prizemne sinoptičke karte tzv. model stанице (sl. 32): oko kružića koji prikazuju lokaciju stаницe ucrtavaju se simbolima vrijednosti pojedinih meteoroloških elemenata prema meteorološkoj depeši.

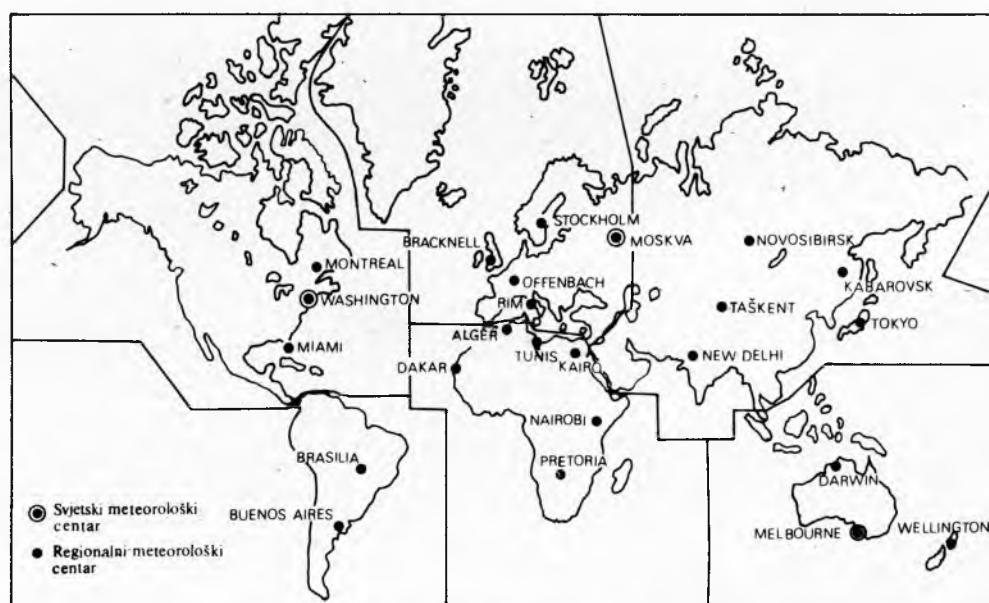
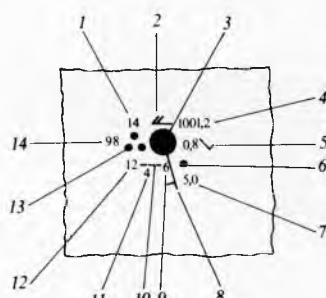
Visinske sinoptičke karte predočuju stanje atmosfere na standardnim izobarnim plohama od kojih je najniža na 850 mb (≈ 1.5 km), a najviša na 10 mb (≈ 30 km). Osnovni podaci, koji se unose u visinske karte, jesu aerološki podaci o temperaturi, roštu, geopotencijalu i vjetru, izmjereni u terminu 00 i 12 sati SGV.

Sinoptičke karte obično su u malom mjerilu i ucrtavaju se pomoću elektroničkog računala u prognostičkim centrima i potom se faksimilnim vezama prenose do korisnika.

**Svjetsko meteorološko bdjenje.** Svjetski sustav meteoroloških opažanja i mjerjenja postoji već dugo vremena, ali sve donekadno ta služba nije mogla provodobno osigurati dovoljno meteoroloških podataka za globalne analize atmosferskih procesa. Velika područja nisu bila pokrivena mjerjenjima, prije svega na oceanima, polarnim predjelima, na južnoj hemisferi i u tropima, a sustav telekomunikacija nije omogućivao brzu dostavu informacija prognostičkim centrima.

Opći znanstveno-tehnički napredak, posebno satelitska meteorologija, uvođenje automatizacije u opažanja, mjerjenja i telekomunikacije stvorili su potkraj šezdesetih godina ovog stoljeća osnovne preduvjete za uvođenje Svjetskog meteorološkog bdjenja (World Weather Watch — WWW). Osnovni je cilj WWW osigurati svim zemljama članicama Svjetske meteorološke organizacije meteorološke informacije potrebne za uspiješan rad i znanstvena istraživanja.

Svjetsko se meteorološko bdjenje sastoji od tri osnovna elementa: globalni sustav motrenja, koji obuhvaća mrežu sinoptičkih i aeroloških stanica, te ostala sredstva za obavljanje



mjerena; globalni sustav obrade podataka, koji obuhvaća meteorološke centre, uključujući službe obrade i arhiviranja podataka; globalni sustav telekomunikacija, potreban za brzu razmjenu podataka mjerena i obrađenih informacija.

Globalni sustav obrade podataka sastoji se od tri različita tipa meteoroloških centara (sl. 33): svjetskih meteoroloških centara, regionalnih meteoroloških centara, te nacionalnih meteoroloških centara.

*Svjetski meteorološki centri* nalaze se u Moskvi, Washingtonu i Melbourneu. Oni primaju i satelitske meteorološke informacije s čitave Zemlje, a zatim ih predaju drugim svjetskim, regionalnim i nacionalnim meteorološkim centrima.

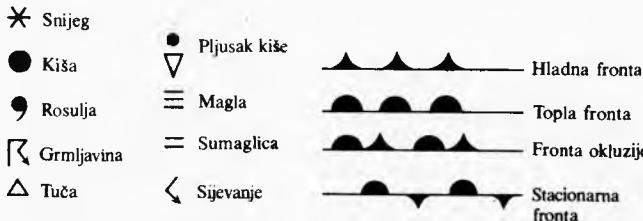
*Regionalni meteorološki centri* (u Evropi: Bracknell, Offenbach, Rim i Stockholm) imaju istu funkciju kao i svjetski meteorološki centri, ali samo u granicama područja koje poslužuju, najčešće za skupinu okolišnih država. Pripe nekoliko godina uspostavljen je u Readingu (Velika Britanija) Evropski centar za srednjoročnu prognozu vremena, s osnovnim zadatkom da izrađuje prognostičke karte za područje Evrope za 4-10 dana unaprijed.

*Nacionalni meteorološki centri* ispunjavaju iste zadatke kao i regionalni meteorološki centri, ali na području svoje države. U Jugoslaviji Nacionalni numerički centar u Saveznom hidrometeorološkom zavodu sakuplja meteorološke informacije od republičkih hidrometeoroloških zavoda, od regionalnog centra u Offenbachu i nacionalnih centara okolišnih država, emitira analizirane prizemne i visinske sinoptičke karte te prognostičke karte prizemnog i visinskog stanja atmosfere, izdaje Dnevni meteorološki bilten. U svakoj socijalističkoj republici postoje prognostički centri koji izrađuju prognoze za područje republike, a na temelju općih podloga koje dobivaju od Saveznog hidrometeorološkog zavoda u Beogradu. Svi ti centri prikupljaju, kontroliraju i dalje prosljeđuju Saveznom centru sve meteorološke informacije sinoptičke mreže stanica. Savezni nacionalni centar prosljeđuje meteorološke informacije s područja Jugoslavije regionalnim evropskim i nacionalnim centrima susjednih zemalja.

Globalni sustav meteoroloških telekomunikacija ostvaruje se preko globalne, regionalne i nacionalne mreže telekomunikacija.

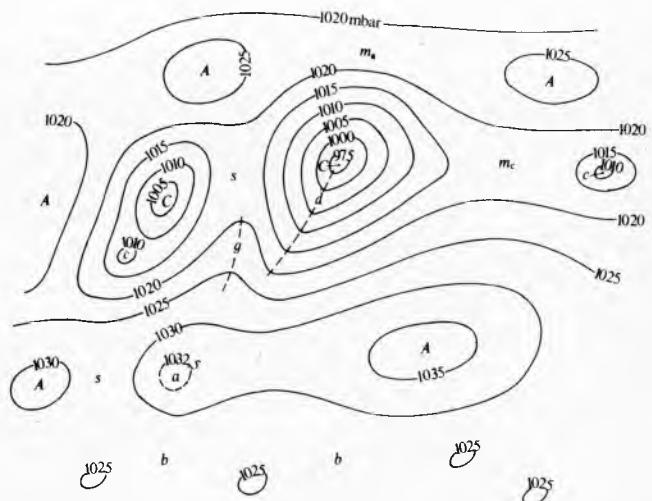
**Analiza vremenskih karata.** Analiza vremenskih karata sastoji se od nekoliko faza kojima se dobiva jedinstvena slika vremenskog stanja nad područjem prikazanim na karti. Pri analizi vremenske karte upotrebljavaju se modeli vremenskih stanja i promjena. Modeli se zasnivaju na pretpostavci prostornog i vremenskog kontinuiteta procesa u atmosferi: vremenski procesi premještaju se s jednoga na drugi dio Zemljine kugle i pri tom se u većoj ili manjoj mjeri mijenjaju.

Na sinoptičkoj karti obično se najprije označe područja određenog tipa vremena, odnosno zračnih masa. Određenom simbolikom ili bojom označuju se područja oborina (kiše, snijega ili rosulje), magle, sumaglice, grmljavine, sijevanja, pljuskova i dr. (sl. 34). Ta su područja najčešće vezana uz fronte, tj. granične plohe zračnih masa, kojima se točan položaj određuje prema nizu znakova, odnosno karakteristika vremena.



Sl. 34. Simboli glavnih vremenskih pojava i fronta pri tlu

Važan dio analize obuhvaća utvrđivanje baričkog polja: ciklona i anticiklona pomoću izobara, redovito za svakih 5 mbar razlike tlaka. Osnovni oblici baričkog polja vide se iz sl. 35. Crtanje izobara (krivulja jednakih promjena tlaka) na sinoptičkim kartama dopunjuje analizu položaja fronta i baričkih sustava općenito.



Sl. 35. Osnovni oblici baričkog polja na prizemnoj karti. A anticiklon, a sekundarna anticiklona, C ciklona, c sekundarna ciklona, s sedlo (područje između dviju unakrsno smještenih ciklona i dviju anticiklona), g greben visokog tlaka, d dolina niskog tlaka,  $m_a$  most visokog tlaka,  $m_c$  most sniženog tlaka, b bezgradijentno polje tlaka. Podaci su izraženi u milibarima

Analiza visinskih karata obuhvaća crtanje izohipsi geopotencijala (u dekametrima), izotermi, te linija jednakog deficitia rosišta. Pri analizi visinskih karata uzima se u obzir da su vremenske prilike pri tlu povezane s baričkim poljem u visini i da među njima postoji konzistentnost. Tako se dobiva trodimenijska slika stanja atmosfere nad širokim područjima.

### Prognoza vremena

Pod predviđanjem ili prognozom vremena podrazumijeva se određivanje budućeg stanja atmosfere u određenom vremenskom razdoblju, a na temelju poznatog početnog stanja te vanjskih utjecaja koji dovode do preraspodjele energije u atmosferi.

Za točnu vremensku prognozu potrebni su podaci o prošlom stanju atmosfere, razumijevanje fizikalnih zakona koji upravljaju atmosferskim pojavama i tehnička sredstva za prikupljanje, brzo dostavljanje i obradu meteoroloških i aeroloških podataka. Prognoza vremena može biti kratkoročna, srednjoročna i dugoročna. Kratkoročna prognoza daje pojedinosti razvoja vremenskih prilika iznad određenoga manjeg područja za sljedećih 24-48 sati ili za još kraće razdoblje. Srednjoročna prognoza daje opće stanje vremena na nešto širem geografskom području za 3-10 dana unaprijed. Dugoročne prognoze daju samo opće karakteristike prosječnog ili dominantnog vremena za sljedeći mjesec ili za još duže razdoblje, i to obično kao odstupanja pojedinih meteoroloških elemenata (temperatura, oborina, itd.) od normalnih sezonskih (mjesečnih) vrijednosti.

Postoje dvije osnovne metode za izradbu prognoze vremena: sinoptička metoda i numerička metoda.

**Sinoptička metoda.** Tom se metodom podaci meteoroloških mjerena, prikazani na sinoptičkim kartama, sintetiziraju u neki dinamički logičan model atmosfere, pa se ekstrapolacijom ranijeg toka atmosferskih procesa, usporedbom s razvojem sličnih vremenskih prilika u prijašnjim razdobljima, i prema vremenskim promjenama koje se očekuju na osnovi kvalitativno-fizikalnog zaključivanja, procjenjuju najvažnije karakteristike budućih vremenskih prilika. U te karakteristike spadaju: položaj i intenzitet ciklona, anticiklona, fronta, strujanja u gornjim slojevima troposfere itd. Zatim se iz tako predviđenih karakteristika vremena izvedu zaključci o meteorološkim elementima kao što su oborina, temperatura, tip naoblake, vjetar itd., primjenjujući različite modele i uzimajući u obzir djelovanje zračenja Sunca i Zemlje, prijenosa (advekcije) topline u zračnoj masi, topografskih utjecaja na zračna strujanja itd.

Danas se svakodnevno dobiva veoma mnogo meteoroloških i aeroloških podataka o stanju atmosfere, ali je sinoptička

metoda u stanju da uzme u obzir i da iskoristi samo manji dio od tog obilja informacija.

Do pedesetih godina ovog stoljeća upotrebljavale su se za prognozu vremena samo poluempičke metode. Razvojem električne obrade podataka postepeno su se počeli upotrebljavati objektivniji postupci prognoziranja vremena, ali još i danas u dosta zemalja poluempičke metode služe za kratkoročne i srednjoročne prognoze, postižući točnost od  $\sim 80\%$ . Međutim, ako se barički sustavi naglo mijenjaju, poluempičke metode obično ne daju ispravnu prognozu vremena.

**Numeričke metode.** Jedan od osnivača moderne meteorologije, Norvežanin J. Bjerknes, postavio je početkom ovog stoljeća matematičke osnove za izradbu objektivne prognoze budućeg stanja atmosfere na osnovi poznatog sadašnjeg stanja. Matematički model takve numeričke metode, zasnovane na zakonima mehanike fluida i termodinamike, razradio je već 1922. god. engleski meteorolog L. F. Richardson, ali je u to doba takav model bio praktički neupotrebljiv, jer se nije raspolagalo s dovoljno polaznih podataka o stanju atmosfere (meteoroloških stanica bilo je relativno malo, a aerološke stanice nisu ni postojale), a nisu postojali ni računski strojevi sposobni da u dovoljno kratkom roku riješe ogroman broj jednadžbi. Tek kad se nakon drugoga svjetskog rata naglo povećala i proširila mreža meteoroloških i aeroloških stanica, uz istodobni brzi razvoj tehnike meteoroloških i aeroloških mjerjenja i tehnike informacija, te kad su se u meteorološkim centrima počela upotrebljavati električna računala velikog kapaciteta i velike brzine, stvoreni su uvjeti za praktičnu primjenu numeričkih metoda prognoze vremena. Od tada prognoze vremena sve više gube svoje kvalitativne karakteristike, prelazeći u kvantitativnu fazu, u kojoj se predviđanja stanja atmosfere numerički analiziraju i proračunavaju na osnovi jednadžbi gibanja atmosfere (hidrodinamička metoda), ili statističkom obradom podataka o ponašanju vremena (statistička metoda).

**Hidrodinamička metoda** prognoze vremena određuje buduće vremenske prilike numeričkim rješavanjem jednadžbi postavljenih na osnovi mehanike fluida i termodinamike, koje definiraju gibanja i promjene stanja atmosfere. Podaci o početnom stanju atmosfere dobivaju se mjerjenjima tog stanja u čvornim točkama pravokutne mreže mjernih stanica definirane na standardnim izobarnim plohama. Ta mreža pokriva neko veliko područje, obično jedan čitav kontinent ili čitavu hemisferu. Razmak između dva susjedna čvora iznosi  $300 \dots 500$  km. Kao polazni podaci proračuna služe odredene vrijednosti meteoroloških varijabli i njihove derivacije po vremenu (brzine gibanja zraka, brzine promjene tlaka i temperature itd.) i po prostornim koordinatama (gradijenti brzine gibanja zraka, gradijenti tlaka i temperature itd.). U proračunu se uzimaju za sada u obzir djelomice i poremećajni faktori, kao što su izvori topline na tlu Zemlje (unutrašnja topla mora, velika topla jezera), utjecaji reljefa tla i nejednakе raspodjele kopna i vode itd.

Zakoni se gibanja atmosfere mogu izraziti skupom parcijalnih diferencijalnih jednadžbi koje povezuju trenutnu brzinu promjene meteoroloških varijabli s njihovom trenutnom raspodjelom u prostoru. Integracijom slijeda infinitesimalnih promjena meteoroloških varijabli u toku vremena, od kojih je svaka varijabla određena raspodjelom koju je imala u prethodnom trenutku, mogla bi se dobiti prognoza promatranog meteorološkog elementa za budući, ograničeni vremenski interval. Međutim, zbog nelinearnosti jednadžbi te kompleksnosti i raznolikosti podataka, takva je integracija u praksi nemoguća, nego se postupkom aproksimacije konačnih razlika računaju uzaštopne promjene meteoroloških varijabli u malom, konačnom vremenskom intervalu na čvorovima mreže. Dakle, složeni sustav diferencijalnih jednadžbi rješava se korak po korak, pa polazeći od početnog stanja atmosfere u trenutku  $t_0$ , proračunaju se uzastopna buduća stanja u trenucima  $t_1, t_2, t_3 \dots t_n$ . Kao rubni uvjeti uzimaju se donekle stanje atmosfere na rubovima područja za koje se određuje prognoza, procesi uzajamnog djelovanja između atmosfere u donjem sloju troposfere i Zemljinih tla, zatim utjecaji viših slojeva atmosfere.

Za takav numerički proračun treba u relativno kratkom roku obaviti mnogo matematičkih operacija, što još uvijek

prelazi mogućnosti i današnjih najsnajnijih električnih računala. Zato se diferencijalne jednadžbe stanja atmosfere nastoje pojednostaviti, zanemarući ona atmosferska gibanja koja imaju malu meteorološku važnost, kao što su akustički i gravitacijski valovi. Zbog tih pojednostavnjenja pretpostavlja se da su atmosferska gibanja velikih razmjera kvazistatična, kvazigeoastrofisna i da su horizontalno kvazinodivergentna.

Zbog nedovoljno guste globalne mreže mjernih meteoroloških stanica i u nedovoljne točnosti mjerjenja i stoga nedovoljno definiranog stanja atmosfere na rubovima područja za koje se određuju prognoza, hidrodinamičkom se metodom najuspješnije dobivaju kratkoročne prognoze do  $2 \dots 3$  dana unaprijed, i to za relativno velika područja linearnih dimenzija većih od  $2000$  km, dok za duže vremensko razdoblje i za manje geografsko područje ta metoda uvjek nije dovoljno pouzdana.

**Statističke metode** prognoze vremena zasnivaju se na statističkoj obradi podataka o ranijem ponašanju vremena. Takve prognoze mogu biti ili čisto statističke ili analogne, dajući ili očekivanu vrijednost nekoga određenoga meteorološkog elementa (npr. iznos brzine vjetra) ili vjerojatnost neke vremenske pojave (npr. magle).

**Analogni postupak** prognoze vremena polazi od prepostavke da će se u sličnim atmosferskim uvjetima vrijeme razvijati na sličan način. Prema tome, ako se za sadašnje početno stanje atmosfere mogu pronaći podaci za neko ranije analognog stanja atmosfere, tada se prema razvoju tog ranijeg stanja može odrediti stupanj vjerojatnosti da će se i sadašnje stanje razvijati približno jednakom.

**Operativni aspekti prognoze vremena.** Izradba rutinskih prognoza vremena zahtijeva složeni sustav motrenja i mjerjenja vremenskih procesa (u meteorološkim stanicama, pomoći rada, satelita i aviona), brz prijenos podataka telekomunikacijama do regionalnih nacionalnih i svjetskih meteoroloških centara, kontrolu i obradu podataka električnim računalima, te konačno izradbu numeričkih prognoza vremena koje obuhvaćaju prognostičke karte izobarnih ploha i prognoze pojedinih meteoroloških elemenata. Dalje poboljšanje točnosti prognoza zavisi od proširenja mreže stanica za mjerjenje stanja atmosfere, daljeg usavršavanja numeričkih modela te mogućnosti upotrebe snaznijih i bržih električnih računala. Sadašnji numerički modeli dobro služe za prognoze do  $3 \dots 4$  dana unaprijed, no s produženjem razdoblja prognoze točnost osjetno slabi.

Neke meteorološke službe u svijetu izdaju mjesечne prognoze vremena, koje su zasad samo orijentacijske i eksperimentalne. Pokusi koji su obavljeni u Velikoj Britaniji s hemisferskim modelom u pet razina dali su ohrabrujuće rezultate i obećavaju da će upotreba hidrodinamičkih metoda zamijeniti sadašnje empiričke i najveći dio analognih metoda dugoročne prognoze.

#### Međunarodna suradnja meteoroloških službi

Razmjena meteoroloških podataka zahtijeva međunarodnu suradnju, a načela takve suradnje u oblasti meteorologije utvrđena su na Drugoj meteorološkoj konferenciji u Leipzigu (1872) i na Prvom međunarodnom meteorološkom kongresu u Beču (1873). Kao rezultat tih sastanaka osnovana je 1878. godine u Utrechtu (Nizozemska) Međunarodna meteorološka organizacija (International Meteorological Organization — IMO). Međunarodna meteorološka organizacija pretvorena je 1947. godine u Svjetsku meteorološku organizaciju (World Meteorological Organization — WMO), koja je postala jedna od specijaliziranih agencija Ujedinjenih naroda (1951).

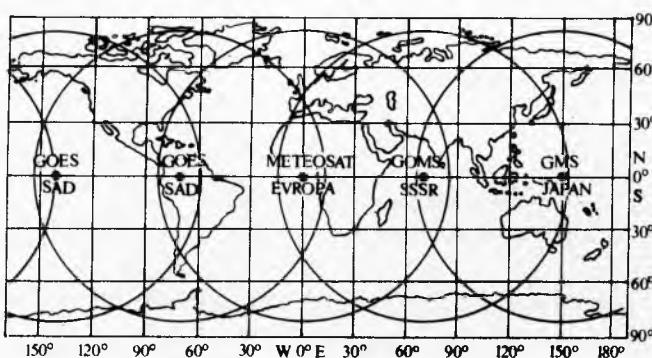
Radi brže razmjene meteoroloških informacija potrebno je skratiti vrijeme sakupljanja i prijenosa podataka, koje sada traje za hemisferu  $3 \dots 4$  sata, a za cijelu Zemlju  $7 \dots 10$  sati, uspostaviti meteorološka motrenja u slabo naseljenim područjima, te primijeniti globalni sustav informacija sa satelita i drugih tehničkih sredstava. Na poticaj WMO u tu je svrhu 1968. osnovana posebna služba, Svjetsko meteorološko bdjenje (World Weather Watch — WWW).

Usprkos многим uspjesima, po kojima je karakterističan razvoj meteorologije posljednjih desetljeća, valja istaći da su

mnogi problemi ostali neriješeni. To se prije svega odnosi na medusobno djelovanje atmosfere i oceana, na opću cirkulaciju atmosfere, onečišćenost atmosfere, nastanak i razvoj uragana, veze procesa u atmosferi s onima na Suncu, nastanak oblaka i oborina i dr. S tim je u vezi i problem dugoročne prognoze vremena (za mjesec, sezonom i duža razdoblja), te problem promjene klime uvjetovane prirodnim i antropogenim utjecajima.

Svi ti problemi obuhvaćeni su u Globalnom atmosferskom istraživačkom programu (Global Atmospheric Research Programme — GARP), koji uključuje sljedeće velike potprograme: Tropski (TROPEX), Polarni (POLEX), Kompleksni energetski (CONEX), Monsunski (MONEX) i Alpski eksperiment (ALPEX). Prvi ograničeni eksperiment, tzv. Atlanski tropski eksperiment, proveden je 1974., a obuhvatio je cijeli tropski pojas između Afrike i Amerike, i u njemu su, osim 35 brodova i 12 aviona, sudjelovale mnoge kopnene stanice i dva sustava satelita.

Za prvi globalni eksperiment, proveden 1979. god., upotrebljeni su podaci satelita (meteorološki) u polarnoj putanji i pet geostacioniranih satelita (sl. 36). Za područje Europe



Sl. 36. Područja prekrivanja pet geostacionarnih GARP-satelita

posebno je važan geostacionarni satelit METEOSAT, koji je lansiran 23. XI 1977., a nalazio se iznad Gvinejskog zaljeva na visini od 36 000 km. METEOSAT je svakih pola sata emitirao sliku velikog dijela Zemljine površine u vidljivu i infracrvenu dijelu spektra te informirao o vodenoj pari, a osim toga prikupljao i prenosio središnjoj stanicu u Darmstadt podatke s mjernih platformi. Tako je postalo moguće da se, uz obilje normalnih podataka mjerjenja atmosfere, po prvi put dobiju vrlo precizni i potpuni podaci o stanju atmosfere, što će nesumnjivo doprinijeti bržem rješavanju još neriješenih problema.

### METEOROLOŠKA OPTIKA

Meteorološka optika posebno je područje optike u kojem se proučavaju pojave što nastaju raspršivanjem, refleksijom, lomom i ogibom zraka svjetlosti u Zemljinoj atmosferi na molekulama zraka, aerosolima i hidrometeorima. To su u prvom redu lom svjetlosti u atmosferi, pojave zrcaljenja, duge, haloa, vijenca, te boja neba i vidljivost.

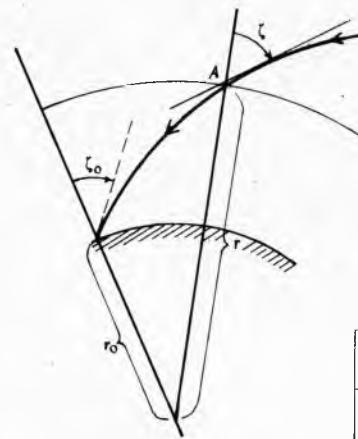
#### Lom svjetlosti u atmosferi

Zemljina atmosfera nije homogena niti izotropna, pa se svjetlost u njoj lomi na granici slojeva različitih optičkih svojstava (v. Optika). Srednja vrijednost indeksa loma atmosfere za vidljivi dio spektra jest  $n = 1,000294$ , a za različite valne duljine navedena je u tabl. 16.

Na Zemljinoj kugli uvjeti loma svjetlosti razlikuju se od onih na ravnoj plohi. Za putanje zrake svjetlosti vrijedi relacija:

$$r \sin \zeta = \text{const.}, \quad (34)$$

gdje je  $r$  udaljenost promatrane točke  $A$  u atmosferi od Zemljina središta,  $n$  indeks loma,  $\zeta$  zenitni kut. Zbog opadanja gustoće zraka s visinom, zraka svjetlosti zakrivljuje se prema dolje, pa njen put u atmosferi nije pravocrtan (sl. 37). Zato se i zvijezde vide nad horizontom prividno pod većim kutom



Sl. 37. Refrakcija zrake svjetlosti u Zemljinoj atmosferi

Tablica 16  
INDEKS LOMA SVJETLOSTI  
U SUHOM ZRAKU  
( $T = 273,15$  K,  $p = 1013$  mbar)

Valna duljina nm	Indeks loma
400	1,0002983
500	1,0002943
600	1,0002922
700	1,0002910
800	1,0002902

nego što je to u stvarnosti. Promjena indeksa loma  $n$  s visinom  $h$  dana je izrazom:

$$\frac{dn}{dh} = -a \frac{T_0 p}{p_0 T^2} \left[ \frac{g}{R} + \frac{dT}{dh} \right], \quad (35)$$

gdje je  $a$  konstanta,  $T$  temperatura,  $p$  tlak,  $g$  ubrzanje Zemljine teže,  $R$  polumjer Zemlje. Vrijednosti s indeksom 0 označuju vrijednost pri tlu. Uz gradijent temperature  $dT/dh = -3,4^\circ\text{C}/100\text{ m}$  indeks se loma s visinom ne mijenja.

**Astronomска refrakcija** je pojava da se izvor svjetlosti (Sunce, planete, zvijezde itd.), koji se nalazi izvan atmosfere, zbog loma u atmosferi vidi na drugom mjestu nego što se nalazi. Svjetlost prolazi do oka promatrača to dulji put što je izvor svjetlosti bliže horizontu. Time je i veći utjecaj refrakcije na otklon zrake svjetlosti (tabl. 17). Zbog astronomске refrakcije zenitne su udaljenosti izvora svjetlosti manje nego stvarne, a Sunce i drugi izvori svjetlosti vide se i nakon što su zašli ispod geometrijskog horizonta. Zbog toga se u srednjim geografskim

Tablica 17  
KUT ASTRONOMSKE REFRAKCIJE  
PREMA ZENITNOM KUTU  
( $T = 281,65$  K,  $p = 1000$  mbar)

Zenitni kut pri tlu $\zeta_0$	Kut astronomiske refrakcije $\gamma$
0°	0'
30°	0,6'
60°	1,7'
70°	2,6'
85°	9,8'
88°	18,2'
89°	24,4'
89,3°	27,4'
89,7°	30,9'
90°	34,9'

Tablica 18  
POLUMJER ZAKRIVLJENOSTI  
PUTANJE SVJETLOSTI PREMA  
GRADIJENTU TEMPERATURE  
U ATMOSFERI

Gradijent temperature $\frac{dT}{dh}$ K/ $100\text{ m}$	Polumjer zakrivljenosti $R'_s$ km
-3,4	$\infty$
-1,0	39 000
-0,5	37 700
0,0	27 700
6,9	9 100
11,4	6 370

širinama dan produžuje za 8..12 minuta, a u polarnim predjelima i mnogo više. Prividno se deformira i oblik Sunca i Mjeseca na horizontu. Budući da se donji kraj Sunčeva diska pod utjecajem refrakcije podje za 35°, a gornji kraj za svega 28°, to se Sunčev disk sploštava za 7° po vertikalni.

U normalnim uvjetima (1000 mbar, 0 °C) promjena indeksa loma može biti tolika da zraka svjetlosti ima potpuno horizontalnu putanju. Polumjer zakrivljenosti  $R_s$  putanje svjetlosti zavisi od gradijenta temperature u najdonjem sloju atmosfere (tabl. 18). Tablica pokazuje da se uz nadadijabatski gradijent temperature od  $-3,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  na početku horizontalna zraka širi dalje pravocrtno. Za još veći gradijent temperature zraka svjetlosti uopće neće doći u oko promatrača zbog savijanja prema gore. Uz porast temperature s visinom zraka i uvjet da je  $i = 90^{\circ}$ , zraka će se otklanjati prema Zemljinoj površini. Uz porast temperature od  $11,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  i više, zraka svjetlosti koja izade iz neke točke širić će se horizontalno i nikad neće izaći u svemir.

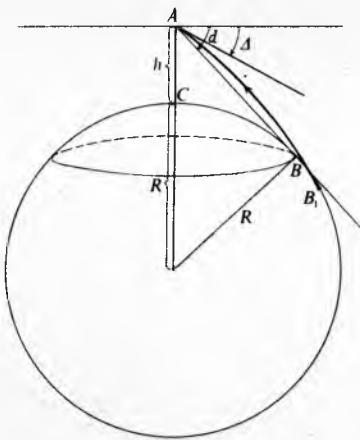
**Zemaljska ili terestrička refrakcija** pojavljuje se kad se izvor svjetlosti nalazi u Zemljinoj atmosferi. Kut loma  $\gamma$  bit će to veći što je izvor svjetlosti na većoj udaljenosti od promatrača. Tako za udaljenost 10 km kut loma iznosi  $20'$ , a za udaljenost 40 km već  $40'$ , što se mora uvažiti pri geodetskim mjerjenjima.

Zbog terestričke refrakcije nastaje važna pojava *depresija prividnog horizonta*. Ako se promatrač nalazi na visini  $h$  iznad Zemlje (sl. 38), tada će udaljenost horizonta  $D$  (dužina  $AB$ ) biti  $D = \sqrt{(R+h)^2 - R^2} \approx 3,57\sqrt{h}\text{ km}$ , gdje je  $R$  polumjer Zemlje. Zbog zemaljske refrakcije u oko promatrača ne dolaze izravne zrake, već zakrivljene, koje su paralelne sa Zemljinom površinom u točki  $B_1$ , pa se stoga horizont vidi pod kutom  $\Delta$ , koji je manji od stvarnog kuta  $d$  (opažene depresije):

$$\Delta = \sqrt{d^2 + 2(n - n_0)}, \quad (36)$$

gdje su  $n$  i  $n_0$  indeksi loma u točki  $A$  i  $B_1$ . Stvarno proširenje horizonta uz normalne uvjete tlaka i temperature jest  $D_1 = 1,08D$  (tabl. 19).

Iz relacije (36) se vidi da se stvarni horizont poklapa s geodetskim,  $D = D_1$ , samo kada je  $n = n_0$ . Ako je  $n > n_0$ , tj. kada gustoća raste s visinom, putanja zrake svjetlosti je



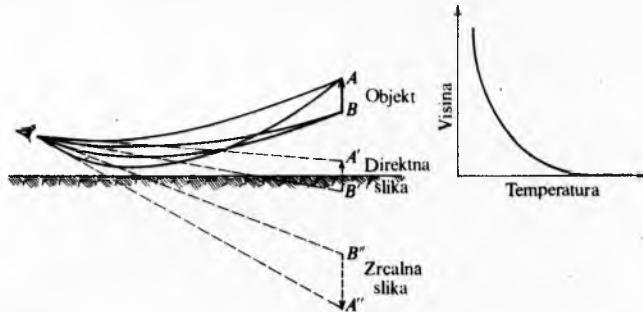
Sl. 38. Depresija prividnog horizonta: u točki  $A$  vidi se zraka svjetlosti koja dolazi iz točke  $B_1$

ispupčena prema Zemljinoj površini, pa je horizont spušten i sužen prema horizontu. Budući da je pri normalnim uvjetima  $n_0 > n$ , to je  $\Delta < d$  i  $D_1 > D$ , pa se opaža neko podizanje i proširenje horizonta, a na to proširenje smo navikli. Katkada je opadanje gustoće s visinom znatno, pa se vide predmeti na horizontu koji se inače ne vide. Uz uvjete bistre atmosfere i jakih prizemnih inverzija mogu se na moru vidjeti obale vrlo udaljenih zemalja, a u planinama veoma udaljeni vrhovi.

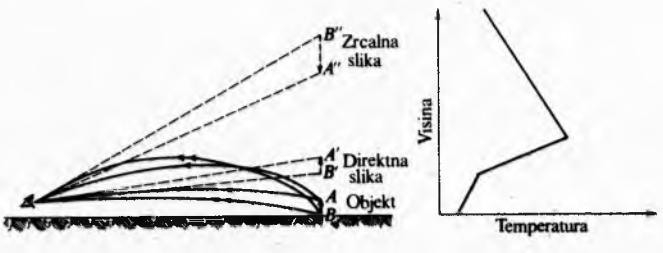
**Zrcaljenja u atmosferi ili miraži** (od franc. mirage — zrcaljenje) pojavljuju se pri abnormalnim temperaturnim prilikama u atmosferi kao posljedica neuobičajenih pojava loma. Osim predmeta na tlu koji se vide izravno opaža se i jedna ili nekoliko slika tih predmeta (obrnutih ili uspravnih). Zrake svjetlosti dolaze dakle dvama putovima u oko: izravno, kao kod običnog gledanja, i nakon odbijanja od jednog sloja u atmosferi, koji djeluje kao zrcalo. Katkada se predmet, slika koja se vidi, uopće ne nalazi u vidnom polju (skriven je ispod horizonta), a zrake svjetlosti mogu dolaziti na nekoliko načina u oko.

Zrcaljenje se u atmosferi pojavljuje samo onda kada zraka svjetlosti prelazi iz sloja veće u sloj manje gustoće zraka, a kut upada je veći od kuta totalne refleksije, tj. kada je kut  $\alpha$  veći od kuta  $\alpha'$ , koji je definiran jednadžbom  $\sin \alpha' = n_2/n_1$ , gdje su  $n_2$  i  $n_1$  indeksi loma u gušćem, odnosno rđem sloju atmosfere. Budući da se vrijednosti  $n_2$  i  $n_1$  malo razlikuju, to će se vrijednost graničnog kuta malo razlikovati od  $90^{\circ}$ . Čak pri razlici temperature od  $10^{\circ}\text{C}$  između slojeva kut  $\alpha'$  bit će veći od  $89,5^{\circ}$ , što znači da se miraži pojavljuju samo onda kad zrake svjetlosti dolaze od predmeta gotovo horizontalno, odnosno od predmeta koji se nalaze u blizini tla.

**Zrcaljenje prema dolje** nastaje kad su slojevi zraka sasvim uz površinu veoma zagrijani, pa gustoća zraka naglo raste s visinom. Takve se prilike zapažaju nad pustinjskim područjima, betonskim i asfaltnim površinama i cestama, kad sunce veoma zagrije tlo i najniže slojeve zraka uz tlo, a nema vjetra. Zrake svjetlosti su tada savinute prema dolje (sl. 39) pa oko promatrača, osim izravne slike predmeta, koja se zapaža ispod njene stvarnog položaja, zbog jednostavne totalne refleksije, obično u blizini horizonta vidi i njenu zrcalnu (obrnutu) sliku. Oko promatrača, koji se nalazi na nevelikoj visini nad tlom (iznad pregrijanog sloja), vidi obično nebo i predmete blizu horizonta kako se zrcale na površini nalik vodenoj (odraženom dijelu neba). Efekti zrcaljenja treba pripisati pojavi kad npr. na Jadranu udaljeni otoci izgledaju kao da su zajedno sa svojim slikama podignuti (sa rubovima poput leće), a to se javlja kad hladan zrak prodire i struji iznad relativno toplije vodene površine.



Sl. 39. Putanje svjetlosnih zraka kod zrcaljenja prema dolje. Dijagram s desne strane pokazuje nadadijabatski gradijent temperature zraka uz površinu Zemlje



Sl. 40. Putanje svjetlosnih zraka kod zrcaljenja prema gore. Dijagram s desne strane pokazuje inverziju temperature zraka uz površinu Zemlje

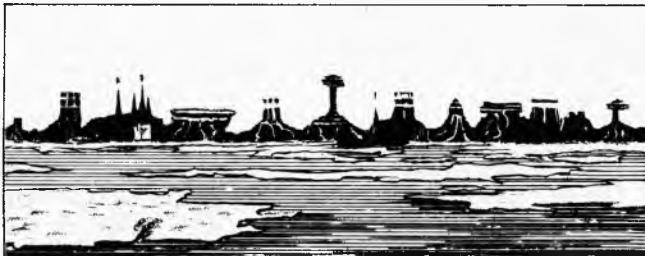
Tablica 19

#### DEPRESIJA I PROŠIRENJE HORIZONTA ZBOG REFRAKCIJE SVJETLOSTI U ATMOSFERI

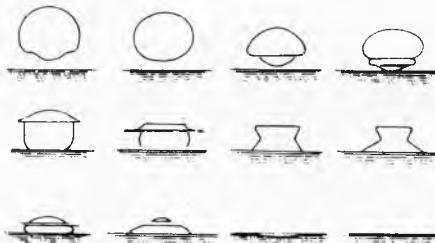
Visina motritelja nad tlom m	Geodetska depresija d	Motrena depresija $\Delta$	Geometrijska udaljenost horizonta D km	Motrena udaljenost horizonta $D_1$ km
1	2'	2'	3,5	4,0
10	6'	5'	11	12
100	21'	19'	36	38
1000	1°5'	1°	113	122

**Zrcaljenje prema gore** nastaje kod vrlo velikog porasta temperature s visinom (barem  $11,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), prije svega zimi kad se Zemljina površina i sloj zraka uz nju vrlo jako ohladi. Zrake svjetlosti koje dolaze u oko promatrača savijene su prema gore (sl. 40), pa se predmeti vide iznad stvarnog položaja. Jake inverzije mogu se pojaviti i na nekoj visini nad tlom, prije svega iznad snježnih površina u polarnim predjelima zimi, no i iznad mora, prije svega u proljeće kad je još relativno hladno, a okolišna su područja kontinenta zagrijana, pa se topli zrak s kontinenta koji struji iznad morske površine veoma ohladi u najdonjem sloju. Uz izravnu sliku (uspravnu) može se zapaziti i nekoliko obrnutih slika iznad nje. Veličina i oblik tih slika ovise o tome kojim putem dođe zraka svjetlosti u oko promatrača.

U atmosferi mogu na granici između niže ležećega hladnog i toplijeg gornjeg sloja nastati tzv. unutrašnji gravitacijski valovi, kod kojih nagle promjene gustoće mogu postojati ne samo u vertikalnom već i horizontalnom smjeru. Totalna refleksija nastaje pri tom na plohi koja svoj nagib prema horizontali neprestano mijenja. U određenim situacijama mogu, dakle, nastati gradjeni gustoće i u horizontalnom smjeru, koji se prema lokalnim strujanjima na određenom mjestu u atmosferi naglo mijenjaju. Zato putanja svjetlosti može biti vrlo komplikirana. Predmeti koji se nalaze ispod horizonta mogu se vidjeti posve promijenjena oblika i veličine, i mogu iščezavati da bi se pojavile i slike drugih predmeta. Prizori, ponekad fantastičnih, neočekivanih i fascinirajućih oblika, koji pri tom nastaju zovu se *fata morgana*, a poznati su osobito u krajevima oko Kalabrije (Sicilija).



Sl. 41. Izobličene slike uslijed zrcaljenja u atmosferi



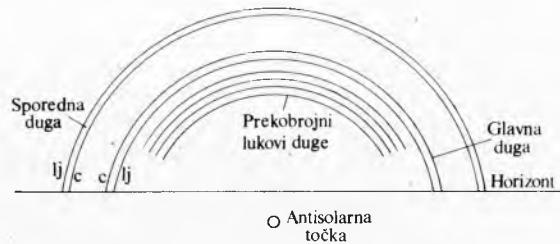
Sl. 42. Razne jake deformacije Sunca ili Mjeseca kod izlaska i zalaska, uzrokovane miražima i refrakcijama zraka svjetlosti na visinskoj inverziji

Razlike u gustoći zračnih slojeva u atmosferi mogu nastati i zbog termičke turbulencije, koja dovodi veće i manje zračne mase vrlo različitih temperatura u neprekidno, neuređeno vertikalno gibanje. Zraka svjetlosti mijenja svoju putanju od trenutka do trenutka, pa se predmeti u okolišu opažaju kako *trepere*, a pri ekstremnim uvjetima čak se i obrisi predmeta posve gube. Svjetleća nebeska tijela, pa i udaljeni zemaljski točkasti izvori, noću mijenjaju neprekidno svoje prividno mjesto na nebu, te im više ili manje istodobno jačaju i slabe intenzitet i boja svjetlosti. To je tzv. *scintilacija*.

#### Optičke pojave vezane uz prisutnost kapljica i kristalića leda u atmosferi

Prolazom zraka svjetlosti kroz oblake i slojeve kiše nastaju optičke pojave kao što su duga, halo, vijenac itd. Pojave se objašnjavaju lomom, refleksijom i difrakcijom zraka svjetlosti.

**Duga** (grč. iris) je optička pojava u obliku obojenih lukova (jednog ili više njih), koju zamjećujemo na nebu u području kiše na oblacičnoj pozadini, i to na suprotnoj strani od Sunca sa središtem u tzv. antisolarnoj točki (sl. 43). Osim glavne duge sa kutnim poljmerom  $42^{\circ}$ , često se zapaža i sporedna duga s kutnim poljmerom  $52^{\circ}$ . Kod glavne duge zapažaju se izrazite spektralne boje sa crvenom bojom na vanjskom rubu i ljubičastom na unutrašnjem rubu. Kod sporedne duge poredak boja je obrnut. Intenzitet boja i širina obojenog pojasa zavisi od veličine kišnih kapi. Katkada se mogu opaziti s unutrašnje strane glavne duge i s vanjske strane sporedne duge prekobrojni lukovi koji potječu od dodatne (sekundarne) obojene duge (znatno slabijeg intenziteta), najčešće zelenaste i ružičaste boje. Broj takvih duga može doseći i šest. Ponekad, kad su kapljice vrlo malene i u magli, zapaža se bijela duga (maglena duga). Duga se može zapažati i po mjesecima, i tada je najčešće bijele boje.



Sl. 43. Shematski prikaz glavne i sporedne duge. Poredak boja naznačen je za rubne boje (c — crveno, lj — ljubičasto). Prekobrojni lukovi od dodatnih duga mogu se najbolje zapaziti unutar gornjeg dijela glavne duge

R. Descartes je 1637. godine prvi protumačio nastanak duge refleksijom i lomom Sunčevih zraka u vodenim kapljicama. Tu je teoriju dopunio I. Newton, te u XIX stoljeću G. Airy. Nastanak duge najčešće se tumači minimalnim otklonom zraka svjetlosti, koju doživi promatrana zraka svjetlosti prolazom kroz kišnu kapljicu.

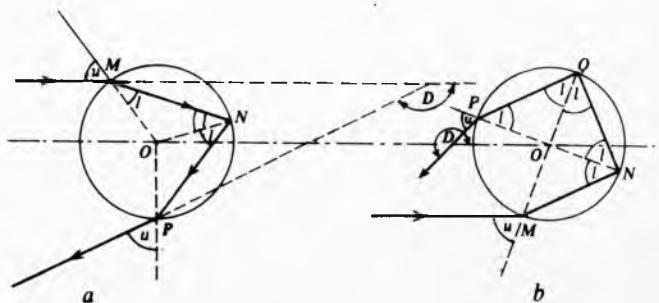
Monokromatska zraka svjetlosti koja pada na kapljicu mijenja svoj smjer zbog loma i nakon odbijanja izlazi iz kapljice (sl. 44), pa je ukupna promjena smjera zrake svjetlosti za kut  $D$ , a on za jednostruku refleksiju iznosi:

$$D = 2(u - l) + (\pi - 2l), \quad (37)$$

a pri dvostrukoj refleksiji

$$D = 2(u - l) + 2(\pi - 2l). \quad (38)$$

Uvjet za koji  $D$  postaje minimalan dade se odrediti iz tih relacija ako je  $\frac{\sin u}{\sin l} = n$ , te  $\frac{dD}{du} = 0$  (jer minimalni otklon zavisi samo od upadnog kuta  $u$ ), te se dobiva da je  $\cos u' = \sqrt{\frac{n^2 - 1}{3}}$  za jednostruku i  $\cos u' = \sqrt{\frac{n^2 - 1}{8}}$  za dvostruku refleksiju.



Sl. 44. Put zrake svjetlosti pri nastanku a glavne i b sporedne duge

Za krajnje duljine vala zrake svjetlosti mogu se odrediti kutni poljmeri luka duge oko Sunca suprotne točke i oni su prikazani u tabl. 20.

Kad paralelan snop Sunčevih zraka obasja kišnu kapljicu, tada pojedine zrake u snopu imaju različite upadne kutove na istoj kapljici. Za zrake koje zadovoljavaju uvjet minimalnog otklona intenzitet svjetla je najveći, i te zrake tvore glavnu dugu. Minimalni otklon kod jedne refleksije u kapljici je približno  $139^\circ$ , pa stoga kutni polumjer luka duge iznosi otprilike  $180^\circ - 139^\circ = 41^\circ$ . Ljubičaste zrake se otklanjuju više nego crvene, pa se stoga nalaze na unutrašnjoj strani duge.

Kod sporedne je duge zbog dvostrukе refleksije intenzitet boja slabiji, minimalni otklon iznosi  $232^\circ$ , a kutni polumjer  $52^\circ$ . Crvena boja se otklanja manje nego li ljubičasta, pa je na unutrašnjoj strani. Kod dodatnih duga svjetlosti duge je posve slaba, pa se najčešće i ne zapaža.

Prikazana teorija duge ne uvažava valnu prirodu svjetlosti pa je nesavršena. Zbog valne prirode svjetlo se širi nejednakim putovima u kapljici, pa prvo bitno ravna fronta vala (prije ulaska snopa zraka u kapljicu) nakon izlaska iz kapljice postaje zakriviljena. Elementarni valovi svjetlosti koji proizlaze iz ove fronte vala međusobno interferiraju, čime na nekim mjestima nastaju maksimalni intenziteti, i to u nešto većoj udaljenosti od Sunca nego li to daje Descartesova teorija. Interferencijski maksimumi pojedinih boja međusobno se preklapaju i daju miješane boje stvarnog luka duge, a i niz svjetlosnih prstena unutar glavnog luka duge. Složenosti pojave doprinosi i činjenica da u kišnom pojasu postoje kišne kapljice različitih veličina, pa se preklapaju interferenti prstenovi različitih klasa kapljica. Posljedica je toga da luk duge nije uvek sastavljen iz čistih, nego i iz miješanih boja.

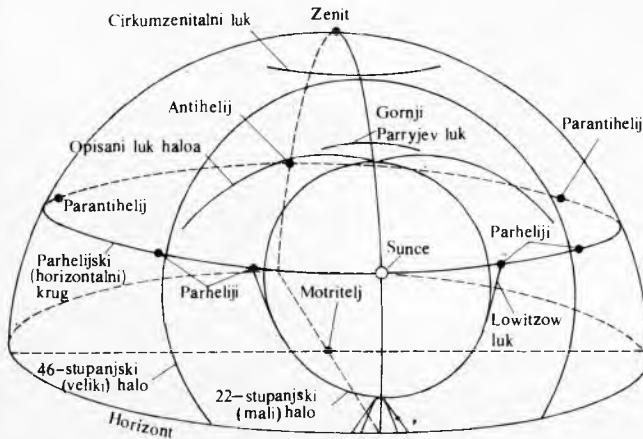
Tablica 20

## KUTNI POLUMJERI LUKOVA DUGE OPISANIH OKO ANTISOLARNE TOČKE

Luk duge	Crveni ( $\lambda = 656 \text{ nm}$ )	Ljubičasti ( $\lambda = 405 \text{ nm}$ )
Glavne	$48^\circ 18'$	$40^\circ 36'$
Sporedne	$50^\circ 40'$	$53^\circ 36'$
Prve dodatne	$138^\circ 00'$	$142^\circ 08'$

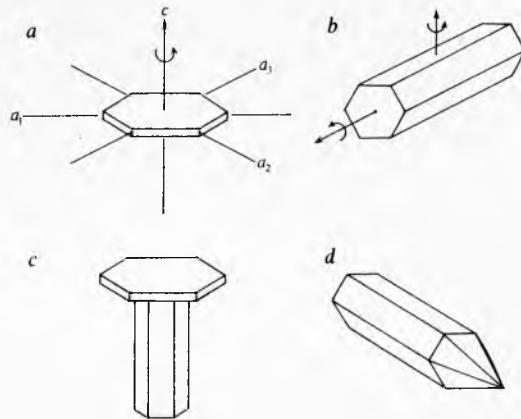
**Halo**, svjetlosne pojave u obliku prstena, lukova, svjetlosnih ploha, stupova i točaka, koje nastaju ako se između Sunca ili Mjeseca i oka promatrača nalazi tanak sloj oblaka (cirusa ili cirostratusa) koji se sastoje iz ledenih kristala. Pojava se najbolje vidi ako gustoća oblaka nije tolika da bi sakrila Sunce. Pojava haloa može nastati i onda kad se svjetlosni izvor nalazi iza oborinskih pruga iz oblaka, koje ne dosežu tlo (tzv. virgae), a i u blizini tla kad je magla od ledenih kristala.

Halo se pojavljuje u različitim oblicima prikazanim na sl. 45, a može se raspodijeliti u dvije glavne grupe: halo koji se pojavljuje u obliku kruga oko Sunca, iznutra crvenkaste boje, najčešće kutnog polumjera  $22^\circ$ , a rjeđe  $46^\circ$ , od kojih prvi ima i tzv. lažna Sunca ili parhelije, te halo koji nije obojen (bijel), u obliku horizontalnog kruga ili pak svijetlih stupova.



Sl. 45. Najobičniji haloji i rijetke pojave komponenata haloja

Prvu teoriju haloa dao je E. Mariotte (1620—1684) i vezana je za prisutnost ledenih kristala u atmosferi. Ledeni se kristali pojavljuju u veoma različitim oblicima, no halo se vidi kod određenih najjednostavnijih oblika kristala, i to kod heksagonalnih pločica, heksagonalnih stupića (prizmice), katkada s heksagonalnom pločicom s obje strane, kod međublinka kristala, npr. kratke prizmice s otprilike jednakom visinom i širinom, kod prizmice sa šiljakom i slično. (sl. 46).



Sl. 46. Ledeni kristali uz prisutnost kojih nastaje halo i njegove komponente: a heksagonalna pločica sa četiri naznačene osi, b heksagonalni stupić, c stupić s kapicom u obliku heksagonalne pločice, d stupić u obliku taneta

U atmosferi različiti ledeni kristali obično zauzimaju određenu srednju orijentaciju tako da bi im otpor zraka u padu bio maksimalan i pri tom se njisu. Ustanovljeno je da pločice padaju tako da im je os  $c$  vertikalna (sl. 46); kratke prizmice orijentirane su proizvoljno u svim smjerovima, dok duge prizmice padaju tako da im je os  $c$  horizontalna. Ledeni kristalići s bridovima većim od  $0,5 \mu\text{m}$  teže da rotiraju u padu.

U teoriji haloa valja uvažavati orijentaciju glavne osi  $c$  kristala. Kad je glavna os  $c$  orijentirana horizontalno ili vertikalno, pojavljuje se strogo orijentirani halo, a kad je ta os orijentirana u svim mogućim smjerovima, tad se halo manifestira u obliku horizontalnog kruga, kojemu se u središtu nalazi Sunce.

Otklon zrake nakon prolaza u ledenom kristalu jest

$$D = u - l + u' - l' = u + u' - \alpha. \quad (39)$$

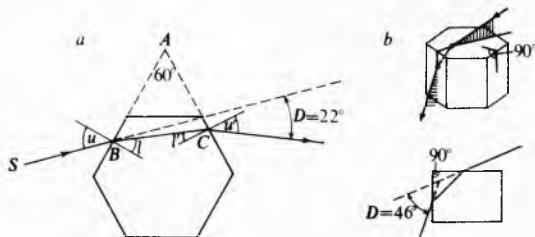
Tablica 21  
UPADNI KUT ZA MINIMALNI OTKLON ZRAKE PRI PROLAZU KROZ LEDENU PRIZMU

Boja	Pripadni indeks loma za led $n$	Pripadni upadni kut $u_{\min}$ za kut prizme $\alpha$	
		$\alpha = 60^\circ$	$\alpha = 90^\circ$
Ljubičasta	1,317	$22^\circ 22'$	$47^\circ 16'$
Žuta	1,310	$21^\circ 50'$	$45^\circ 44'$
Crvena	1,307	$21^\circ 34'$	$45^\circ 06'$

Kao i kod duge, najjači intenzitet svjetla nakon prolaza kroz kristal pojavljuje se kod zraka koje imaju minimalni otklon  $D_{\min}$  što je određen ujetom:  $\sin \frac{D_{\min} + \alpha}{2} = n \sin \frac{\alpha}{2}$ , gdje je  $\alpha$  kut ledene prizme (ovdje  $60^\circ$  ili  $90^\circ$ ), a  $n$  je indeks loma za led. Kut minimalnog otklona za različite boje spektra jest  $D_{\min}$ , a pripadni upadni kut  $u_{\min}$  prikazan je u tabl. 21.

Za razliku od duge, kod koje na istu kapljicu upadaju zrake svjetlosti pod različitim upadnim kutovima, u kristalnom oblaku potrebno je mnoštvo kristala, koji su prema upadnim zrakama izloženi pod različitim upadnim kutovima, pa samo one zrake Sunca ili Mjeseca koje upadaju pod kutom  $u_{\min}$  stvaraju svjetlu, najmanje otklonjenu zraku (druge zrake stvaraju samo blijeđu opću pozadinu na udaljenosti od Sunca, koje je

veće od  $D_{\min}$ ). Većina haloa dade se objasniti jednostavnim zakonima loma svjetlosti na prizmama s kutovima  $60^\circ$ , odnosno  $90^\circ$  (sl. 47). Dobivanje različitih komponenti haloa ovisi pod kakvim upadnim kutom zahvaćaju zrake svjetlosti pločice ili heksagonalne prizmice, odnosno kakva je orijentacija kristala.



Sl. 47. Put zrake svjetlosti u ledenoj prizmici — kristaliću. a)  $\alpha = 60^\circ$  (lom u glavnoj ravnini), b)  $\alpha = 90^\circ$  (lom u glavnoj ravnini)



Sl. 48. Halo s kutnim polumjerom od  $22^\circ$  s gornjim tangentnim lukom i sunčanim stupom Sunca na zalazu

Halo u obliku kruga oko Sunca, koji ima kutni polumjer  $22^\circ$  i kutnu širinu približno  $1,5^\circ$ , najčešći je od svih haloa (90% slučajeva). Nastaje otklonom na prizmicama s kutom  $60^\circ$  kao svjetlosni prsten, često prljavo crven ili smeđkaste boje, katkada bjelkaste boje. Idući prema vanjskom rubu prstena, zapaža se bijeli veo, kojemu intenzitet prema vani opada, a nastaje preklapanjem boja.

Halo u obliku prstena s kutnim polumjerom od  $46^\circ$ , često lijepo obojen, obično se vidi samo u dijelovima. Nastaje minimalnim otklonom na dugim i kratkim prizamicama s kutom  $90^\circ$ , koje su proizvoljno orijentirane. Intenzitet haloa je dosta slab.

Uz halo u obliku prstena s kutnim polumjerom od  $22^\circ$ , ako je oblačni pokrov cirostratusa homogen, katkada se može zapaziti tzv. parheljski krug, koji okružuje nebo paralelno s horizontom, a prolazi kroz Sunce i parhelije. Nastaje refleksijom na vertikalnim plohami pločica ili dugih prizmica, ali se rijetko pojavljuje. Na ovom se krugu na suprotnoj strani od Sunca pojavljuje protusunce (antihelij) i  $60^\circ$  od njega u stranu parantihelija kao bijele svijetle mrlje nastale unutrašnjom refleksijom na kristalićima.

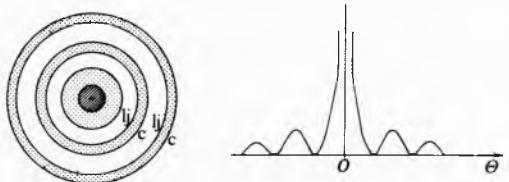
Uz taj halo nastaju dosta često i gornji i donji tangencijalni lukovi kosim prolazom zraka svjetlosti s obzirom na glavnu ravninu dugih prizmica s kutom  $60^\circ$ , te pasunca, odnosno pamjeseci (parheliji i parseleni), također kosim prolazom zraka svjetlosti kroz vertikalno orijentirane pločice. Pasunce je česta pojava uz halo i najsjajnija je od svih halo komponenata s lijepim bojama i bijelim repom prema vani. Kako se Sunce podiže na nebu, pasunca se udaljuju od Sunca, a poklapaju se sa haloom kad se Sunce približava horizontu.

Tangencijalni lukovi oko haloa u obliku prstena s kutnim polumjerom od  $46^\circ$  prilično su česti i intenzivni, sa čistim bojama nalik na dugine boje. Poput cirkumzenitnog luka, i ova pojava nastaje lomom na prizamicama s kutom  $90^\circ$ , horizontalno orijentiranim (cirkumzenitni luk na vertikalno orijentiranim pločicama). Cirkumzenitni luk ne nastaje ako je Sunce

iznad  $32,3^\circ$  nad horizontom. Vertikalni stupovi nastaju u produženju Sunca kao posljedica refleksije na pobočnim plohami dugačkih prizmica ili osnovnim plohami pločica.

**Vijenac oko Sunca ili Mjeseca.** Nalaze li se Sunce ili Mjesec iza tankih oblaka, tad se često mogu vidjeti okruženi prilično jasno obojenim krugovima koji se nazivaju vijencima ili koronama. Ta pojava nastaje ogibom zraka svjetlosti na česticama oblaka (kapljicama ili kristalićima), a češće se primjećuje oko Mjeseca nego oko Sunca zbog većeg intenziteta Sunčeve svjetlosti.

Unutrašnji je dio vijenca, tzv. aureola oko Mjeseca, žućkastobijele boje u obliku svjetlog kruga, koji je na vanjskoj strani slabo narančaste boje (sl. 49). Oko vijenca slijede obojeni prstenovi, obično dva do četiri. Dimenzije vanjskog crvenog ruba oka aureole mogu doseći i  $5^\circ$  i veoma su različiti.



Sl. 49. Vijenac oko Mjeseca. Oko Mjesecove ploče nalazi se svijetla kružna ploha aureole koja je skoro bez boje. Prsten je s unutrašnje strane obojen ljubičasto, s vanjske crveno. Na desnom dijelu slike prikazani su maksimumi i minimumi svjetlosti nastali zbog ogiba svjetlosti na kapljici vode

Prstenovi su međusobno odvojeni tamnim pojascovima. Karakteristično je da je crvena boja na vanjskoj strani svih prstenva, ljubičasta na unutrašnjoj strani, no boje nisu čisto spektralne, a intenzitet je boja u vanjskim prstenovima slabiji od unutrašnjih.

Pojava vijenca tumači se ogibom zrake svjetlosti koja prolazi kroz uske otvore ili pukotine. Otvore stvaraju vodene kapljice, a pukotine ledene iglice. Od svake kapljice šire se kuglasti valovi na sve strane, a oni ulaze i u prostor sjene, među sobom interferiraju, pa u određenim smjerovima jačaju, a u drugim smjerovima slabe. Posljedica je tog ogiba svjetlosti da oko središta otvora nastaju svjetlosni prstenovi, kojima veličina ne zavisi samo od valne duljine svjetlosti, već i od veličine kapljica, odnosno kristalića.

Iz teorije ogiba svjetlosti (v. Optika) poznata je relacija za intenzitet svjetlosti:

$$I = \pi^2 r^4 \left[ 1 - \frac{1}{2} \frac{m^2}{1} + \frac{1}{3} \frac{m^4}{(1 \cdot 2)^2} - \dots \right], \quad (40)$$

gdje je  $m = \frac{\pi r}{\lambda} \sin \Theta$ , a  $r$  polumjer kapljice. Vrijednost  $\frac{m}{\pi}$  iznosi redom za prvi, drugi, treći i četvrti vijenac: 0,000, 0,819, 1,346, 1,856. Kut otklona zrake svjetlosti  $\Theta$  ovisi o valnoj duljini svjetlosti i o polumjeru otvora: crveno svjetlo se više otklanja nego li ljubičasto, a manji otvor daje veći otklon, odnosno promjer prstenva prema relaciji  $\sin \Theta = m \frac{\lambda}{r}$ . Stoga se po vijencu može suditi i o polumjeru čestica

u oblaku: manje čestice daju veće prstenove. Iglice koje dovode do pojave vijenaca imaju uglavnom polumjer  $0,5 \dots 1,25 \mu\text{m}$ .

Uz pojavu vijenaca povremeno se u atmosferi zapažaju i niz drugih optičkih pojava koje se mogu protumačiti na isti način. To je prije svega pojava *glorije*, koja se manifestira kao niz spektralnih prstenva (do pet) sa crvenom bojom na vanjskoj strani, a zapaža se na površini oblaka ili magle na suprotnoj strani od Sunca ili Mjeseca. Središte tih prstenva nalazi se na produženju linije koja spaja Sunce i promatrača. Te se pojave zapažaju najčešće u planinama, kod dosta niskog položaja Sunca i kod leta aviona kad se oko sjene aviona, odnosno glave motritelja, zapažaju obojeni prstenovi. Ako promatrač stoji na planinskoj stijeni u takvim uvjetima, a njegova sjena pada na oblak, tada je sjena okružena vijencima (tzv. Brockenška sablast).

Kod tankih oblaka (obično cirusa ili altokumulusa) zapažaju se katkada *irizirajući* dijelovi sedefastih boja, koji se dosta brzo mijenjaju. I ta je pojava posljedica ogiba svjetlosti, bilo na kapljicama, bilo na kristalićima leda, i na većim udaljenostima od Sunca, odnosno Mjeseca (i do  $20^\circ$ , pa i više).

*Bishopov vijenac* nastaje također ogibom svjetlosti, ima veliku kutnu širinu (do  $10^\circ$ ), obojen je crvenkastosmeđe, a zapaža se na udaljenosti  $20^\circ \dots 30^\circ$  od Sunca. Opaža se osobito često poslije vulkanskih erupcija, a i kad se u atmosferi nalazi mnogo krutih čestica. Prva poznata pojava ovog vijenca zapažena je nakon erupcije vulkana Krakatao 1883. godine. Bishopov vijenac postigao je najveći intenzitet u proljeće 1884. godine i postepeno je poslije dvije i po godine isčezao.

### Boja neba

Atmosfera je sastavljena od čestica širokog spektra dimenzija: od najmanjih molekula do krutih i tekućih čestica: jezgara, prašine, oblačnih kapljica, ledenih kristalića, kišnih kapi i snježnih kristala.

Zračenje koje dolazi iz svemira raspršuje se na česticama u svim smjerovima; intenzitet i smjer raspršivanja ovise o veličini čestica. Sunčeve zrake ne dolaze nam samo izravno, već, zbog raspršivanja, i iz svih smjerova neba, pa su danju difuznom rasvjetom osvijetljena i mesta na koja ne padaju izravno Sunčeve zrake. Za čestice u zraku, kojima je veličina mnogo manja od valne duljine svjetlosti (u atmosferi su to uglavnom molekule zraka) vrijedi Rayleighov zakon raspršivanja, koji pokazuje da je intenzitet raspršenog svjetla obrnuto proporcionalan sa  $\lambda^4$ , što znači da je maksimum raspršivanja za najkraće valne duljine svjetlosti. Iz toga slijedi da je plavo svjetlo 5...6 puta više raspršeno od crvenoga, pa otuda i nastaje modra boja neba. Isto vrijedi i za udaljene predmete na horizontu koji imaju plavičastu boju. Porastom visine boja neba se mijenja: na visini od  $15 \dots 20$  km nebo ima izrazito ljubičasti ton, a na visinama iznad 300 km nebo je potpuno crno.

Izravne zrake svjetlosti koje u oko promatrača dolaze od Sunca ili nekog plošnog izvora svjetlosti pri tlu gube raspršivanjem više plave nego li crvene svjetlosti. Zrake svjetlosti prolaze kroz veću optičku masu kad se Sunce ili Mjesec nalaze nad horizontom, nego li kad se nalaze visoko na nebnu, i zbog toga Sunce i Mjesec poprimaju crvenkastu boju. Iz istih razloga često se pojavljuju smeđasta ili narančasta boja udaljenog snježnog krajolika. S druge strane, udaljeni tamni predmeti izgledaju plavi zbog toga što promatrač od njih dobiva manju količinu svjetla nego li od sloja zraka između promatrača i tih predmeta, koji uvjetuje plavkastu boju. Kaže se da je atmosfera *opalescentna*.

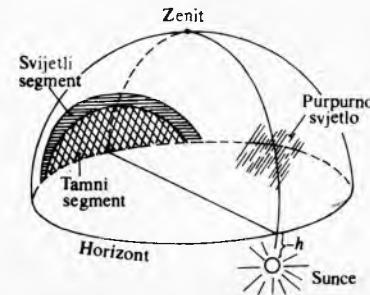
Ako se čestice u atmosferi ne razlikuju po veličini mnogo od valne duljine svjetlosti, tad se svjetlost raspršuje obrnuto proporcionalno sa  $\lambda^4$ , gdje je  $0 < k < 4$ . Ako su čestice nekoliko puta veće od valne duljine svjetlosti, tad je  $k = 0$  i raspršivanje je neovisno o valnoj duljini: spektralna razdioba raspršene svjetlosti je ista kao i upadne svjetlosti, ona je difuzna, ali nije selektivna.

Kondenzacijske jezgre i fine čestice prašine istog su reda veličine kao i valna duljina svjetlosti. Ustanovljeno je da se u prosjeku za takve čestice može uzeti da je  $k = 1,3$ , pa se i njima plava svjetlost jače raspršuje nego ostale boje spektra, iako slabije nego li u čistoj atmosferi. U atmosferi nad gradovima ima mnogo više takvih čestica nego li u čistom zraku polarnih predjela, pa nebo poprima ispranu plavu boju. To isto vrijedi i za vremenske situacije s tropskim zrakom kontinentalnog porijekla.

Vodene kapljice ili oblaci te ledeni kristali uzrokuju difuznu refleksiju neovisnu o valnoj duljini svjetlosti: oblaci i magla su zbog toga bijele (sive) boje, a isto vrijedi i za atmosferu u kojoj se nalaze vodene kapljice. Veće količine krutih čestica u zraku uvjetuju da slojevi zraka nad gradom imaju tipičnu smeđastu boju.

**Sumrak.** Spuštanjem Sunca prema horizontu prolaze zrake svjetlosti kroz sve deblji sloj atmosfere. Kad je Sunce na zalazu, zrake se svjetlosti još raspršuju u svim slojevima at-

mosfere od tla do velikih visina i osvijetljenost neba postaje postepeno sve slabija. Do spuštanja Sunca po vredrom vremenu ispod  $6^\circ \dots 8^\circ$  ispod horizonta moguće je još čitati na otvorenom prostoru, i do tog trenutka još traje tzv. *gradanski sumrak*. Zbog zakriviljenosti Zemlje najniži slojevi atmosfere leže u Zemljinoj sjeni, a svjetlost neba nastaje raspršivanjem svjetla na molekulama zraka i česticama prašine iznad granica Zemljine sjene. Na istoku se može za vrijeme tzv. gradanskog sumraka zapaziti sivoplavi tamni segment Zemljine sjene, dok se na zapadu zamjećuje karakteristična promjena obojenosti neba (sl. 50). Katkada nebo na zapadu dobije purpurnu boju, koja potječe od raspršivanja Sunčeva svjetla na česticama u visokoj atmosferi ( $\sim 20$  km). Da bi doseglo ove čestice, Sunčev svjetlo mora proći dugi put kroz atmosferu, a kako je već na početku crveno obojeno, daljim raspršivanjem oslobađa se plave boje, pa se vidi purpurno crvenilo. Sadržaj se prašine u visokim slojevima mijenja, a time i intenzitet i promjene nijansa boja. U visokim geografskim širinama zapažaju se katkada i purpurno obojeni svjetleći noćni oblaci koji se javljaju na visinama  $\sim 80$  km. Za te oblake se smatra da se sastoje od čestica meteorne prašine ili ledenih kristala.



Sl. 50. Svjetlosne pojave u atmosferi u sumraku, kad se Sunce nalazi ispod horizonta

Kad se Sunce spusti  $18^\circ$  ispod horizonta, nestaje rumenilo neba, a time prestaje i *astronomski sumrak*. Trajanje građanskog, odnosno astronomskog sumraka zavisi od geografske širine i od godišnjeg doba: u našim širinama građanski sumrak traje  $30 \dots 40$  minuta, a astronomski traje ljeti i više od dva sata.

### Vidljivost u atmosferi

Daljina vidljivosti ili vidljivost određena je stupnjem raspršivanja svjetlosti ili difuznom refleksijom u atmosferi. Vidljivost ima posebno značenje u kopnenom, zračnom i pomorskom prometu, pa se razmatra odvojeno dnevna i noćna vidljivost.

**Vidljivost danju.** Danju se promatraju udaljeni predmeti na nekoj pozadini, najčešće svjetloj pozadini neba. Vidljivost zavisi od mnogih čimilaca: od optičkog stanja atmosfere određenog, s jedne strane, oslabljenjem svjetlosnog snopa od predmeta do promatrača te, s druge strane, prisutnošću čestica na kojima se svjetlost raspršuje; od svojstava promatranog objekta (kutna dimenzija, oblik, boja i stupanj reflektivnosti svjetla od objekta i dr.); od svojstava pozadine na kojoj se promatra objekt (njegove svjetline, boje i dr.); od stupnja osvijetljenosti objekta te od fizioloških svojstava oka promatrača.

Neki objekt dovoljnih dimenzija može se promatrati samo ako se razlikuje svojom svjetlinom ili bojom od pozadine na kojoj se ističe. Ta se razlika karakterizira tzv. kontrastom  $k$  s obzirom na svjetlinu, odnosno na boju ili kombinirano. Ako se između predmeta i oka promatrača zamisli čunj, kojemu se vrh nalazi u oku promatrača, a osnovica u razini predmeta, onda raspršivanje svjetlosti na molekulama i česticama u promatranom čunju stvara neku vrstu svjetlosne koprene. Prividni se kontrast između predmeta i svjetlige pozadine u toliko više smanjuje u koliko se povećava udaljenost oka od predmeta. S dovoljno velikom udaljenosću dosegne kontrast graničnu vrijednost kad se predmet više ne može vidjeti. Prag kontrastne osjetljivosti oka  $\varepsilon$  za gubitak vidljivosti

predmeta uzima se da je 0,02, a on zavisi od kutnih dimenzija objekta. Po danu za kutne dimenzije objekta veće od  $20'$  će ostaje nepromijenjen i ne zavisi od osvjetljenosti i veličine objekta. U sumrak i noću, kad se osvjetljenost znatno smanjuje, će se povećava.

Za razliku od optičke vidljivosti, koja zavisi od brojnih već navedenih faktora, u praksi služi pojam *meteorološka vidljivost*, pod kojom se podrazumijeva maksimalna udaljenost na kojoj motritelj normalnog vida uz postojeću prozirnost atmosfere može vidjeti i raspoznati taman predmet određenih dimenzija (tzv. reper), kad se on ističe na nebu prema horizontu. Kutne dimenzije predmeta treba da budu veće od  $20'$ . Vidljivost se određuje u horizontalnom ili približno horizontalnom smjeru, pa se takva vidljivost naziva horizontalnom vidljivošću (kraće vidljivost). Na aerodromima se određuje i vertikalna i kosa vidljivost.

Meteorološka vidljivost definira se omjerom

$$S = -\frac{\ln \varepsilon}{\alpha}, \quad (41)$$

gdje je  $\varepsilon$  prag kontrastne vidljivosti, a  $\alpha$  indikator oslabljenja svjetlosti, vezan s prozirnošću atmosfere. Prema sadržaju aerosola daljina se vidljivosti mijenja u širokom opsegu. Za idealno čistu atmosferu vidljivost je  $\sim 350$  km. Indikator  $\alpha$  dobiva se nadalje iz relacije

$$e^{-\alpha l} = p^l, \quad (42)$$

gdje je  $l$  udaljenost repera od promatrača, a  $p$  koeficijent prozirnosti atmosfere sveden na jediničnu udaljenost. Za meteorološku je vidljivost prema definiciji  $\varepsilon = 0,02$ , pa je  $S_{\text{met}} = \frac{3,91}{\alpha}$ , i time  $S_{\text{met}}$  karakterizira stanje prozirnosti atmosfere.

Na meteorološkim se stanicama većinom subjektivno određuje vidljivost desetstupanjskom skalom prikazanom u tabl. 22.

Tablica 22  
SKALA SUBJEKTIVNE  
METEOROLOŠKE VIDLJIVOSTI

Stupanj	Udaljenost $d$ na kojoj se reper vidi km
0	$d < 0,05$
1	$0,05 \dots 0,2$
2	$0,2 \dots 0,5$
3	$0,5 \dots 1$
4	$1 \dots 2$
5	$2 \dots 4$
6	$4 \dots 10$
7	$10 \dots 20$
8	$20 \dots 50$
9	$d > 50$

Kod određivanja vidljivosti odabiru se reperi na standardnim udaljenostima od promatrača, što tamnije boje (po mogućnosti crne), koji se ističu prema nebu i koji u horizontalnom smjeru nemaju kutne dimenzije veće od  $5'$ , a manje od  $20'$  (zvonici, stupovi, usamljene kuće i sl.). Valja istaći da u prirodi nema apsolutno crnih tijela, pa je zbog toga meteorološka vidljivost zapravo veća od stvarne.

**Vidljivost noću.** Određivanje vidljivosti noću i u sumrak osniva se na ustanovljivanju vidljivosti umjetnih izvora svjetlosti (žarulja). U tu je svrhu, osim udaljenosti izvora svjetlosti, potrebno poznavati i jakost izvora svjetlosti. Jakost svjetlosti dobiva se množenjem snage žarulje s faktorom 1,7 kanđela po vatru.

Da bi se dobila veza između danje i noćne vidljivosti, uzima se najprije da se izvor svjetlosti nalazi na takvoj udaljenosti da ga se može smatrati točkastim. Vidljivost se tada određuje pomoću osvjetljenja  $E$  u zjenici oka promatrača. Ta veličina zavisi od jakosti zračenja izvora svjetlosti  $I$ , udaljenosti izvora svjetlosti  $l$  od motritelja i od stupnja prozirnosti  $p$ , tj.

$$E = \frac{I}{l^2} p^l = \frac{I}{l^2} e^{-\alpha l}. \quad (43)$$

Izvor svjetlosti vidjet će se sve do tada dok  $E$  bude veće od praga svjetlosne osjetljivosti oka, tj. minimalnog osvjetljenja  $E_0$ , koje još može zamijetiti oko. Ta je pak veličina zavisna od svjetline pozadine, donekle drukčja kod različitih ljudi, i mijenja se čak kod istog motritelja. Osobito ju mnogo mijenjaju uvjeti motrenja: posebno ako motritelj uđe u tamu iz osvjetljenog prostora. Vrijeme adaptacije je najmanje 10–15 min. Kao srednja vrijednost kod opažanja u prirodi uzima se vrijednost minimalnog osvjetljenja  $E_0 = 2 \cdot 10^{-7}$  lx.

Ako se  $E$  izjednači s pragom osjetljivosti  $E_0$ , dobije se ona granična udaljenost  $L$  iza koje se svjetlo više neće vidjeti, pa se vidljivost određuje iz relacije

$$E_0 = \frac{I}{L^2} e^{-\alpha L}. \quad (44)$$

Uzme li se za  $E_0$  vrijednost  $2 \cdot 10^{-7}$  lx, uz poznatu vrijednost jakosti svjetla  $I$  i nađe li se iz motrenja vrijednost  $L$ , može se odrediti  $p$ , a iz formule  $p^l = e^{-\alpha l}$  i veličina  $\alpha$ , koja određuje meteorološku vidljivost  $S_{\text{met}}$ . Tako npr. za žarulju snage 200 W, za koju je u danoj situaciji određena vidljivost noću 2 000 m, dobiva se odgovarajuća dnevna vidljivost 1300 m. Obično se za preračunavanje upotrebljavaju nomogrami.

LIT.: J. M. Perner, F. M. Exner, Meteorologische Optik. Wilhelm Brahmüller, Wien-Leipzig 1922. — П. Л. Тверской, Курс метеорологии. Гидрометеоиздат, Ленинград 1962. — E. Palmén, C. W. Newton, Atmospheric circulation systems. Academic Press, New York 1969. — D. Radinović, Analiza vremena. Zavod za izdavanje udžbenika SRS, Beograd 1969. — J. R. Holton, An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, New York 1972. — M. Čadež, Meteorologija. Beogradski izdavački grafički zavod, Beograd 1973. — G. H. Liljequist, Allgemeine Meteorologie. Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig 1974. — Л. Т. Мамеев, Курс общей метеорологии. Гидрометеоиздат, Ленинград 1976. — F. Mesinger, Dinamička meteorologija. Građevinska knjiga, Beograd 1976. — E. J. McCartney, Optics of the atmosphere. John Wiley and Sons, New York 1977. — А. С. Зверев, Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат, Ленинград 1977. — А. Х. Хрепан, Физика атмосфере, том I и II. Гидрометеоиздат, Ленинград 1978. — D. Radinović, Prognoza vremena. ISRO Privredno finansijski vodič, Beograd 1979.

D. Poje

**METEOROLOŠKI UREĐAJI** služe za opažanje, mjerjenje i registriranje atmosferskih pojava. Atmosfera je vrlo složen fluid kojemu se stanje neprestano mijenja. Jedan je od osnovnih zadataka meteorologije da utvrdi i definira stanje atmosfere mjerjenjem i opažanjem diljem Zemljine kugle, kako uz površinu tla tako i na različitim visinama u atmosferi. Osnovni je cilj tih mjerjenja što potpunije razumijevanje fizičkih uzroka promjena vremena i klime, a time i njihova prognoziranja.

Stanje atmosfere određuje se u osnovi na dva načina: motrenjem (vizuelnim promatranjem i ocjenjivanjem, npr. različitih pojava, vrsta oborine, količine i vrste naoblake i dr.) i instrumentalnim mjerjenjem različitih meteoroloških elemenata (temperature, vlage, tlaka i dr.). Mjerjenjem se dobivaju kvantitativne vrijednosti osnovnih parametara, njihovi intenziteti, te promjene u vremenu i prostoru.

Instrumentalna meteorološka mjerjenja započinju u XVII stoljeću kad je E. Torricelli (1608–1647) pronašao 1643. godine barometar za mjerjenje tlaka zraka. Iako je G. Galilei (1564–1642) izumio 1593. godine tzv. termoskop, koji je reagirao na promjene temperature zraka, tek su sredinom XVII stoljeća po prvi put u Firenci uvedeni stakleni termometri s ljestvicom. Prvi instrument za mjerjenje vlage, higrometar, vjerojatno je izumio Leonardo da Vinci (1452–1519). Kao dio osjetljiv na promjene vlage upotrebljavane su u XVII stoljeću čovječje vlasi. Mjerjenje vlage na principu isparavanja vlažnih površina (psirometar) započelo je 1655. u Toskanji.

Iako je grubo mjerjenje vjetra započelo već u staroj Grčkoj, instrumenti za mjerjenje brzine i smjera vjetra izumljeni su tek u XVII stoljeću (Francuska). Mjerjenje oborine ima također dugi povijest; grubo mjerjenje oborina započelo je u Indiji još  $\leftarrow 400$  godine, no tek se u XVII stoljeću uvede u zapadnoj Evropi regulatori za oborine. Instrumenti za mjerjenje ostalih meteoroloških elemenata izumljeni su i uvedeni u praksu meteoroloških stаницa u XIX i XX stoljeću, kad je to omogućilo brzi razvoj instrumentalne tehnike mjerjenja, radio-tehnike i elektronike.