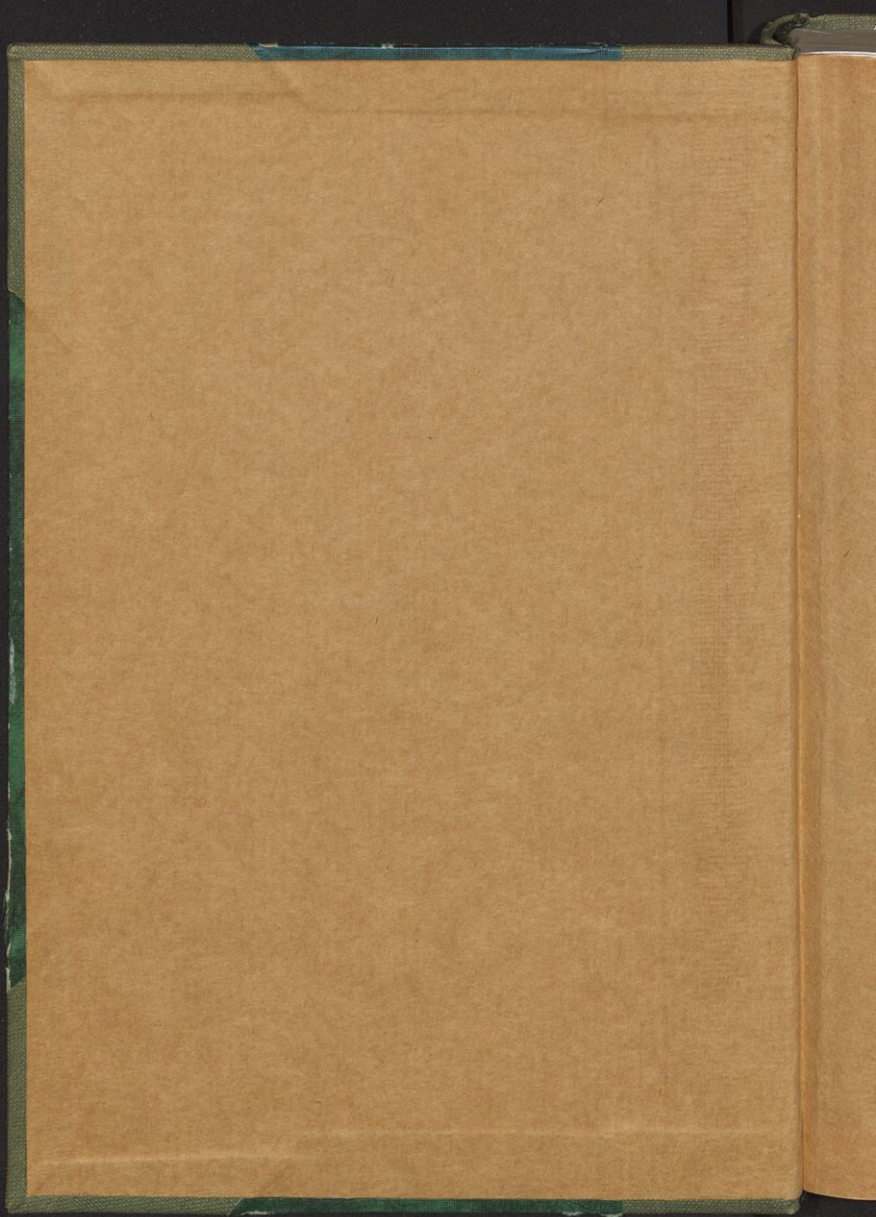


Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

255091



Isobare - piktisk

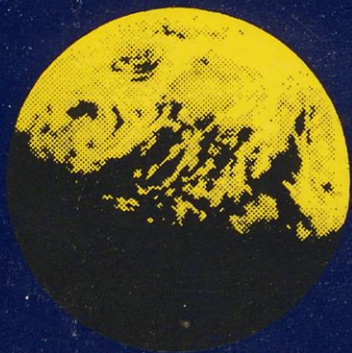
Isobare - temperatur

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

255091

podnebje

JANKO PUČNIK





REPUBLIKA SLOVENIJA

REPUBLIKA SLOVENIJA

Krajši obseg razprave je prejel nagrado sklada »Štefan Kovač« v Murski Soboti leta 1962.

JANKO PUČNIK

VREME IN PODNEBJE

POMURSKA ZALOŽBA
MURSKA SOBOTA

1974

Opremil Franc Mesarič

255091



0 709/1975

Knjigo sta subvencionirali

Kulturna skupnost SRS in TKS Murska Sobota

UVOD

Spoznavanje vremena in podnebja je pri nas še vedno zelo skopo. Sodobna družba, današnje gospodarstvo od elektrocentral, zračnega, pomorskega in suhozemnega prometa do kmetijstva, zdravstva, alpinizma, športa in turizma je v veliki meri odvisno ne samo od vremenskih dogajanj, ampak tudi od podnebja poedinih področij in krajev.

Zato sem poskušal v tem delu na čimbolj preprost način podati grobe obrise dogajanja v zračnem oceanu naše zemeljske oble. Poglavitni del preučevanj sem posvetil vremenskim procesom evropskega vremenskega prostora, Jugoslavije in Slovenije. Posebno pozornost sem posvetil Pomurju, ki glede na vreme in podnebje Slovenije ima izjemen položaj in razmere.

Želel sem vsaj delno izpopolniti vrzel v preučevanju te osnovne in tako pomembne prirodne znanosti, ki je še vedno pastorka naše pozornosti. Poudariti moram, da je kljub velikemu razmahu in poglobitvi prirodnih znanosti na naših šolah vremenoslovje še vedno zelo skromno podajano. Pretežno vse države Evrope sorazmerno obširno obravnavajo vremenoslovje in podnebje. Morda bo pa v prihodnjih obdobjih tudi pri nas ta veda dobila mesto, ki ji po pomembnosti gre.

Delo je razdeljeno na štiri poglavja. V prvem je kratek oris vznika, razvoja in sedanjega stanja vremenoslovja v svetu in pri nas. Nadalje so orisani glavni dinamični procesi, ki ustvarjajo vreme na naši zemeljski obli. Prav tako je podan način, kako je treba spremljati in napovedati vreme.

V drugem poglavju so opisana opazovanja meteoroloških elementov in pojavov ter osnovne konstrukcije meteoroloških instrumentov, na osnovi katerih je možno dokaj točno spremljati njihove vrednosti.

Tretje poglavje zajema splošne značilnosti podnebja na naši Zemlji. Po glavnih značilnostih podnebnih tipov, ki so podani po analizi osnovnih meteoroloških elementov, je možno izdelati določeno

klasifikacijo, in ta je podana v tem poglavju. Sledi kratek opis podnebja Jugoslavije in Slovenije.

Zadnje, četrto poglavje analizira specifičnost vremenskih procesov in podnebja Pomurja. Opisani so glavni vremenski elementi in pojavi, ki so se izoblikovali na področju Pomurja v dveh daljših obdobjih.

Izvajanja so oprta na dokumentarne slike, številne grafikone in tabele, ki pa ne predstavljajo dokončnih vrednosti, ampak le izsek iz določenih daljših časovnih obdobj. Te pa se močno približujejo resničnemu stanju meteoroloških elementov in pojavov, ki se oblikujejo v našem zračnem oceanu na obravnavanem področju.

Delo večji del na splošno govori o vremenu in podnebj, zato bo zanimivo za širšo slovensko javnost. Knjigo bodo lahko s pridom jemali v roke strokovni izvedenci z malone vseh področij našega gospodarstva in šolstva.

Zahvaljujem se Pomurski založbi, ki je z razumevanjem založila in izdala to delo. Prav tako se zahvaljujem recenzentu prof. dr. Andreju Hočevarju, ki je pregledal rokopis tega dela in svetoval določene popravke in spremembe, ki so delu v veliko korist.

Avtor

V Ljubljani, decembra 1972

Prvo poglavje

I. NASTANEK IN RAZVOJ VREMENOSLOVJA

Naša zemeljska obla je ovita v svojevrstno sestavljen plinast plašč, ki ga imenujemo ozračje ali atmosfera. Atmosfera daje eno najvažnejših osnov za življenje na Zemlji. Mi živimo na njenem dnu.

V tem nemirnem, izredno naglo spreminjajočem se zračnem oceanu, zlasti v troposferi, se neprestano pojavljajo vremenske spremembe, ki povzročajo enkrat ohladike drugič otoplitve, lepo sončno vreme ali pa oblačno in deževno z uničujočimi viharji, nevihtami, gromom in točo ali s sneženjem in snežnimi meteži. Vsa ta čudovita pestrost vremenskega dogajanja vpliva ne samo na naše osebno počutje, ampak je izredno važna komponenta za gospodarsko in kulturno življenje na Zemlji. Vemo, da je od njega v veliki meri odvisna razporeditev mrtve in žive prirode naše zemeljske površine, kakor tudi človeško udejstvovanje na njej.

Znanost, ki preučuje nastanek, značilnosti in razvoj meteoroloških elementov in pojavov v ozračju, se imenuje vremenoslovje ali meteorologija. V tej znanosti sta pomembna predvsem dva pojma, in sicer vreme in podnebje.

Vreme je trenutno stanje vseh meteoroloških elementov, procesov in pojavov, ki se na nekem področju ali določeni točki dogajajo. V strogem smislu označujemo vreme kot trenutno stanje vremena nad neko točko. Prav tako pa lahko govorimo o vremenu širšega področja, pokrajine ali kontinenta, v nekem časovnem obdobju, in sicer v določeni uri, dnevu, tednu, mesecu, letni dobi ali celo v nekem letu.

Podnebje ali klima pa smemo označiti kot povprečno vreme, oziroma povprečni dolgoletni potek vremena.

Torej pri podnebju analiziramo celotnost vseh posameznih elementov, pojavov in procesov, ki so nastajali v dovolj dolgi opazovalni dobi.

So kraji na Zemlji, kjer se vreme in podnebje bistveno ne razlikujeta. To so v prvi vrsti ekvatorialna področja, kakor tudi oceani v tropskih širinah, nad katerimi je enoličnost vremenskega in podnebnega dogajanja izredno enakomerna. Iz dneva v dan in iz meseca v mesec je na omenjenih področjih skozi vse leto vreme enolično in nima posebnih ekstremnih značilnosti.

Čimbolj se večja geografska širina, tembolj se razlikujeta vreme in podnebje. V tropskih že opazamo dve letni dobi, in sicer sušno in deževno obdobje.

V umerjenih geografskih širinah pa več ali manj razlikujemo že štiri letne dobe, kjer ima vreme v določenih dneh popolnoma različen značaj od dolgoletnih vrednosti določenih meteoroloških elementov, ki jih podaja podnebje tega področja. V polarnih geografskih širinah, kjer pol leta traja dan in pol leta noč, smemo ponovno govoriti o dveh letnih dobah, in sicer o hladni in manj hladni. Zato je razlika med vremenom in podnebjem na teh področjih sorazmerno majhna.

Človek se je neprenehoma trudil, kako bi čim boljše spoznal ta važna prirodna dogajanja v ozračju. Posluževal se je različnih načinov, s pomočjo katerih si je obetal dojeti njihovo osnovno bistvo.

Pračlovek je bil v svojem skalnatem domu suženj vremenskih dogajanj. Silna borba prirodnih sil, ki se je sprostila v blisku, gromu in neurju, je vzbujala v primitivcu strah pred neznanimi silami, zato jih je občudoval in jih imenoval »božje«. Zaradi tega je razumljivo, da pri vseh narodih na tej stopnji življenja srečamo vremenske sile poosebljene kot glavne bogove njihovih verstev. Pri starih Egipčanih zasledimo oboževanje sončne toplote, ker je bila izredno važna za njihovo poljedelstvo. Zato so si ustvarili glavnega boga Sonce, ki so ga imenovali RA. Podobno je bilo pri Hindujcih, Kitajcih, Grkih, Rimljanih, Slovanih idr. Tako je bil pri Slovanih glavni bog njihovega verstva Perun, vladar vseh prirodnih sil, ki so se kazale predvsem v vremenskih dogajanjih. Od njih je bilo namreč odvisno vsakdanje življenje takratnega slovanskega pastirja in primitivnega poljedelca.

Človek kot del prirode je neumorno sledil vremenskemu dogajanju in nekatere vremenske pojave je sčasoma dojel po nekaterih prirodnih predznakih. Spoznal je, da oblačno nebo zelo često prinese padavine. Opazil je celo, da oblačnost, ki narašča iz določene smeri, ne prinaša tako zagotovo padavin, kakor pa če ta prihaja iz druge smeri. Nadalje je ugotovil, da snegu in mrazu sledi čas z blagodejno toploto in bujno vegetacijo. Prva opazovanja in zapažanja v vre-

menskem dogajanju so bila predvsem posamična in so zasledovala vremenske znake oziroma predznake, na osnovi katerih so v teku daljših obdobjih nastala vremenska pravila, ki so služila za najprimitivnejšo vremensko napoved. Ta vremenska pravila in izročila so se ohranjela iz roda v rod in še danes žive med pastirji, kmeti, lovci, planinci, mornarji in ljudmi, ki imajo stalno najožji stik z naravo. Na tej stopnji je vremensko opazovanje ostalo dolga tisočletja.

Velik korak naprej je bil storjen, ko je bil človek sposoben dojeti pojme o pisanih znakih in je lahko vsebino tistega, kar je videl, prenašal na skale, drevesna debla, trpežne liste in podobno. Tako so nastala prva pisana poročila o vremenskih dogajanjih in opazovanjih. Vendar so bila ta opazovanja le naključna in omejena samo na nekatere vremenske pojave, kakor so: močan vihar, blisk, neurje, silna vročina in podobno.

Ko je v človeški družbi prišlo do razredne diferenciacije, je duhovniški stan kot del vladajočega razreda z vnemo opravljal opazovanje vremenskih pojavov. Najstarejši znani zapiski o tem so iz obdobja okrog 4000 let pred našim štetjem. Našel jih je R. Campbell Thompson, in sicer opazovanja Kaldejcev, ki so v omenjenem obdobju bila zabeležena na glinastih ploščicah v Babilonu. Zanimivo pa je, da so v teh starih zapiskih izredno dobro opisani predvsem svetlobni pojavi, oblaki, bliski in gromi, nevihte in močni viharji. Iz tega je razvidno, da so opazovanje vremenskih pojavov že močno dvignili in poizkušali podati določeno sliko vremena v nekem časovnem obdobju.

V tem času pa je bujno cvetela tudi tako imenovana astro-meteorologija, ki je bila razširjena po vsem orientu in je poleg astronomskih izrabljala tudi meteorološka opazovanja, na osnovi katerih je poizkušala prerokovati usodo ljudi, vladajočih monarhov in narodov. Heziodov spis »Dela in dnevi« in Aratosova pesnitev »Fenomena« sta pod močnim vplivom omenjene dobe.

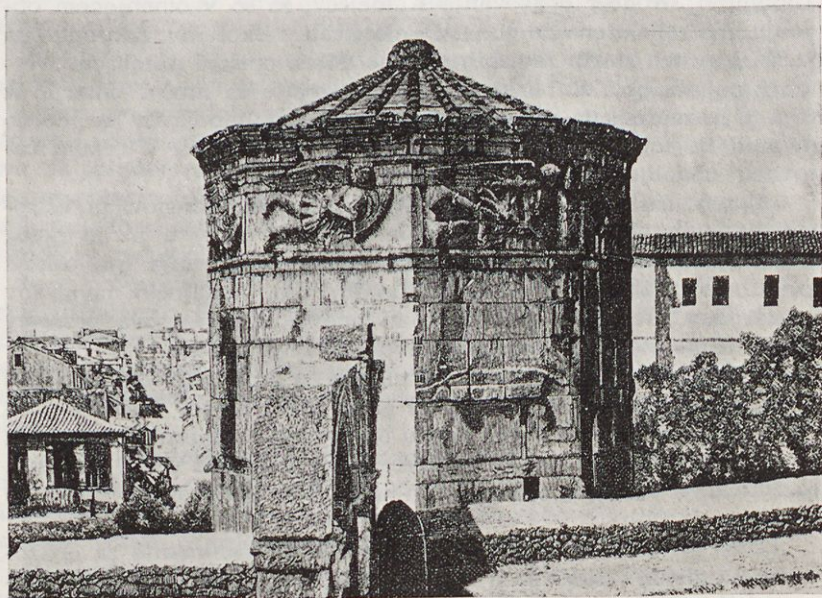
Velik prelom v razvoju meteorologije pa pomeni prvo delo o njej z naslovom *Meteorologija*. Napisal ga je grški filozof Aristotel (384 do 322 pred našim štetjem). V delu obravnava vremenska dogajanja že na dokaj visoki stopnji. To pove, da so Grki bili veliki ljubitelji raziskovanja vremena in klime. To nam (slika 1) dokazuje tudi stolp vetrov v Atenah.

Tudi pri Rimljanih je bilo močno razvito zanimanje za opazovanje vremena, vendar so ti to opravljali bolj zaradi praktične vrednosti kakor pa zaradi njene elementarne problematike. V vrsti marljivih opazovalcev vremenskih procesov in dogajanj so znana tudi

imena imenitnih Rimljanov, med katerimi zasledimo slavne pesnike, pisatelje in politike. Tako je znano, da so opravljali vremenska opazovanja sami ali pod nadzorstvom drugih Seneca, Kato, Vergil, Plinij st., Avgust in drugi. Najvišjo stopnjo praktičnega namena pisanega dela o vremenskem dogajanju je dosegel Columel s svojim »Calendarium Rusticum«. To delo dokazuje, da so v Rimu med Neronovim vladanjem redno opazovali vreme.

Zgodnji fevdalizem ni našel pravega odnosa do tega prirodnega dogajanja, ampak ga je pojmoval popolnoma v smislu vraž in misticizma. To je bilo obdobje, ko je cvetela astrometeorologija (slika 2).

Doba, ko je vremensko opazovanje že dobilo plodnejše in prirodnejše obeležje, se je pričela nekako v štirinajstem in petnajstem stoletju. V tem času so bila ta opazovanja že močno razširjena v samostanih, nekaterih gradovih in mestih. V kronikah samostanov, gradov in mest so poleg važnejših dogodkov zapisani tudi podatki o izrednih vremenskih prilikah: močnih deževjih, neurjih, bliskih in gromih.



Sl. 1 — Stolz vetrov v Atenah iz leta 100 pred n. š.

Von warer erkanthūs des
welters Also das ain yeder /ersey geleert oder
vngelert /durch allenatürliche anzagung die
anderung des wetters aygentlich vndaugschein
lich wissen vnd erkennen mag /gezogen vnd ge-
gründt auß den Regeln der hochberümbtsten
Astrologen /vnd dartzu durch die täglichen erfaz-
rung (die ain mayster in ist aller kunst) bewärt.



Sl. 2 — Astrometeorolog iz 16. stoletja

V tem času se je opazovanje vremena razširilo tudi na morje. Eden prvih opazovalcev vremena na odprtem morju je bil Krištof Columb, ki je v svojem dnevniku zapisoval opazovanja neurij in drugih važnejših vremenskih pojavov na svojih pomorskih poto-
vanjih.

Iz sedemnajstega stoletja je pa predvsem zanimiv Kepplerjev dnevnik o teh opazovanjih. Njegova osnovna pomanjkljivost pa je v tem, ker ni imel določenega sistema in točnosti, ob kateri uri so se po-
kazali določeni vremenski pojavi, kako dolgo so trajali in kakšna je bila njihova intenzivnost. Individualna ocenjevanja vremenskih procesov in elementov pa so zelo relativen pojem, zato so bila ta vremenska opazovanja sicer zanimiva, toda na njih ni bilo moč gra-
diti nekih določenih fizikalnih zakonitosti. To pomanjkljivost pa je odpravila uvedba meteorološkega instrumentarija za vremenska opa-
zovanja in merjenja.

Poudariti moramo, da so ponekod vreme opazovali z instrumenti že v zelo zgodnjih obdobjih. Tako so 4000 let pred našim štetjem merili padavine, zlasti dež, v Indiji z dežemerom, ki je imel obliko lonca. V prvem stoletju po našem štetju so znana opazovanja in merjenja dežja tudi v Palestini. Prav tako so pri več narodih vzhoda že v prvem tisočletju pred našim štetjem opazovali veter s pomočjo zastav. Dokaz za to je še danes stoječi stolp v Atenah, ki so ga uporabljali Grki za merjenje vetra, ker je bil ravno veter zelo važen element za njihov pomorski promet.

Heron iz Aleksandrije je v začetku drugega stoletja po našem štetju že skonstruiral termoskop, ki ga lahko štejemo za predhodnika današnjega termometra, s katerim merimo temperaturo zraka. Po vsej verjetnosti je slaven italijanski prirodoslovec Galilej pri svojih raziskovanjih že uporabljal termoskop, medtem ko je Akademija del Cimento v Firencah leta 1657 izdelala termometre, ki so bili napolnjeni ali z živim srebrom ali pa z alkoholom.

Toricelli, Galilejev učenec, in Viviani sta sredi sedemnajstega stoletja uvedla merjenje zračnega pritiska z živosrebrnim barometrom. Ime zanj, to je *barometer*, pa je uvedel R. Boyle šele leta 1662. Spremembe vlage v ozračju je v petnajstem stoletju med drugimi opazoval tudi Nikola Casanus, in sicer tako, da je suho ovčjo volno dajal na opazovališče in jo tehtal ter ugotavljal spremembo njene teže, ki je nastajala zaradi vlage v ozračju.

Iznajdba higrometra, ki sloni na principu raztezanja človeškega lasu, pripisujejo nekateri velikemu prijatelju prirodnih znanosti grofu Ferdinandu II. Toskanskem, a drugi Saussuru. Opazovanje vlage s psihometrom, to je na osnovi temperaturne razlike mokrega in suhega termometra, pa je uvedel šele Avgust leta 1825.

Instrument za merjenje padavin *ombrometer* je ponovno uvedel v meteorološka opazovanja veliki prijatelj Galileja Benedetto Castelli leta 1639, a sir Christopher Wren je leta 1662 skonstruiral prvi ombrograf, to je registrirani instrument za merjenje padavin.

Konec 19. stoletja so uvedli instrument za merjenje oblačnosti oziroma sončnosti, ki ga imenujemo *heliograf*, in sicer na osnovi konstrukcije Campbell-Stokesa.

Že leta 1666 je Royal Society v Londonu uvedla obvezno opazovanje vremenskih elementov z instrumenti in s tem je bilo na področju meteorološkega opazovanja zagotovljeno objektivnejše podajanje vremenskega stanja, za katero so v tej dobi že bili potrebni meteorološki instrumenti.

Opazovanja vremenskih elementov so iz dneva v dan izpopolnjevali z novimi navodili in instrumenti in tehničnimi izboljšavami

starih meteoroloških instrumentov. Predaleč bi zašli, če bi tukaj hoteli naštevati ves meteorološki instrumentarij, ki ga danes uporabljamo pri opazovanju in merjenju meteoroloških elementov in pojavov.

Težnja po natančnem opazovanju vremenskih elementov s preciznim instrumentarijem je rodila velike uspehe. Njej se je pridružila še zahteva po čim večji razširitvi meteoroloških postaj. Proti koncu osemnajstega stoletja je bila že osnovana mednarodna služba za vremenska opazovanja, ki je predvsem skrbela, da so ustanavljali meteorološke opazovalnice tam, kjer je bilo posebno potrebno, da bi bilo možno iz podatkov točneje obrazložiti dolčene vremenske in klimatske razmere.

Na podlagi omenjene mreže in instrumentalnega opazovanja vremenskih elementov je slavnemu geografu in meteorologu Humboldtju že leta 1971 uspelo narisati prve izoterme v ozračju prizemnega sloja vse naše zemeljske oble.

V Srednji Evropi so izpopolnili mrežo meteoroloških opazovalnic predvsem sredi preteklega stoletja. Največ zaslug za pravilno postavljanje te mreže ima svetovno znani meteorolog Julius Hann. V sestavu te mreže so ustanovili tudi meteorološko postajo v Ljubljani, in sicer leta 1850. Druga najstarejša meteorološka postaja na slovenskem etničnem ozemlju je v Gorici. Prva meteorološka postaja v Jugoslaviji pa je bila ustanovljena v Beogradu, in sicer je pričela delati in opravljati opazovanja leta 1848.

Medtem ko je opazovanje vremena do konca devetnajstega stoletja bilo v glavnem omejeno na nižje plasti ozračja, so meteorologi konec omenjenega stoletja dojeli, da so potrebna tudi raziskovanja višjih plasti našega ozračja. Leta 1892 so dne 17. septembra spustili v zrak prvi balon z registrirnimi instrumenti, s katerimi smo dobili prvo sliko o razporeditvi meteoroloških elementov v višino. Tako je bilo možno vremensko dogajanje reševati v tridimenzionalnem smislu.

Leta 1902 je slavní meteorolog Süring uspel z merjenjem višinskih plasti našega ozračja vse do višine 10 800 m. Tako je bila osvojena troposfera. V tej dobi se je prav tako uveljavila velika tendenca gradnje višinskih observatorijev. Obveljala je namreč močna domneva, da se vremenski procesi porajajo zelo pogosto, predvsem v višjih plasteh ozračja in zato so bila potrebna tovrstna raziskovanja.

V zvezi s tem je francoski meteorolog Teisserenc de Bort osnoval meteorološki observatorij v Trappes pri Versaillesu.

Leta 1900 pa je na najvišjem vrhu Nemčije Zugspitzu na višini 2954 m bil že zgrajen meteorološki observatorij. Kmalu nato so zgradili observatorij na Monte Rosa na višini 4560 m. V tem obdobju je bil postavljen tudi višinski observatorij v Avstriji na Sonnblicku. V Rusiji je bil meteorološki observatorij prav tako postavljen v tem času na najvišji vrh Kavkaza, na Elbrus. Tem observatorijem so nato sledili še drugi observatoriji na najpomembnejših in najbolj reprezentativnih vrhovih Evrope, Azije in Amerike. Zelo pozno, šele leta 1954 je bila ustanovljena višinska postaja na Kredarici (slika 3), ki je najvišja meteorološka postaja v Jugoslaviji.

Nagli razvoj letalstva in dvig agrikulture, turizma, elektro-gospodarstva, medicinske meteorologije itd., je zahteval čim hitrejši napredek pri opazovanju in raziskovanju meteoroloških elementov. Zaradi tega je vremenska služba postala del javnih služb, ki jih je narekoval gospodarski in kulturni napredek. Zato so raziskovanja in opazovanja meteoroloških elementov v nižjih in višjih plasteh ozračja postala vsakdanja potreba. Merjenje vetra v višini z baloni, raziskovanja našega ozračja z radiosondami vse do spodnjih plasti



Sl. 3 — Meteorološka postaja na Kredarici 2515 m

stratosfere so danes za vsako državo prav tako pomembne kakor ureditev cestnega prometa. V novejšem času pa so se raziskovanja vremenskih elementov še izpopolnila z vremenskimi radarji in raketami ter meteorološkimi sateliti.

Vzporedno z razvojem opazovanj vremenskih elementov na izbranih točkah Zemlje pa se je iz tega dragocenega gradiva polagoma luščila določena vremenska zakonitost, ki je razlagala pojave v našem ozračju. Tako je bilo ugotovljeno, da se neka vremenska stanja pojavljajo samo v določenih dobah ali pa vsaj pretežno v teh, in da se ta v krajših ali daljših periodah tudi ponavljajo. Prav tako je bilo dokazano, da se vremenska stanja z dolgotrajnim dežjem ali po dolgih sušnih obdobjih pojavljajo nad nekaterimi področji Zemlje, medtem ko jih drugod sploh ni. Ugotovljeno je bilo, da se nad drugimi predeli zopet pojavljajo dokaj drugačni vremenski tipi, ki so posledica ondotnih vremenskih procesov. Iz tega je sledil zaključek, da obstoji neka splošna značilnost vremena, ki je porazdeljena na poedina določena področja atmosfere Zemlje in glede na določena letna obdobja. Prav z dolgotrajnimi opazovanji vremenskih elementov in pojavov v našem ozračju smo se dokopali do osnove, ki služi za določeno definicijo značilnosti vremenskega dogajanja na nekem področju in v nekem časovnem obdobju.

Z analizo in vzročno medsebojno zvezo pojavljanja vremenskih procesov, ki jih lahko karakteriziramo le s fizikalno obrazložitvijo vremenskih elementov in pojavov kot izraz življenja vremena nekega področja, ker se pač ti pojavljajo z določeno pogostostjo, moremo dobiti sliko klime ali podnebja obravnavanega sveta.

Obstojajo različna mnenja o tem, kateri so najvažnejši elementi vremena in podnebja. Jasno je, da bo tisti, ki preučuje vplive vremena in podnebja na počutje in zdravje človeka, dokaj drugače analiziral in razvrstil elemente klime, kot oni, ki preučuje vremenske in podnebne vplive na kmetijstvo ali gozdarstvo, ali oni, ki preučuje vremenske in podnebne značilnosti višjih plasti ozračja, ki so nadvse pomembne za zračni promet. Iz tega je razvidno, da obstoja več vrst in zornih kotov za obdelave vremena in podnebja. Važno je predvsem to, čemu ali komu prvenstveno služi določena analiza vremenskih in podnebnih obdelav nekega področja.

Glavne elemente podnebja lahko razdelimo v tri skupine. Pri elementih prve so predvsem značilna delovanja sile teže in zaradi tega nastopajo spremembe v ozračju, ki so predvsem mehničnega izvora. V to skupino štejemo predvsem dva elementa, in sicer: zračni pritisk in veter.

Razporeditev zračnega pritiska v našem ozračju močno deluje na razporeditev drugih meteoroloških elementov, a ti prav tako sodelujejo pri razporeditvi zračnega pritiska. Kot prva posledica razporeditve zračnega pritiska je splošna in krajevna cirkulacija, ki se kaže najprej v vetru, a tudi v nekaterih elementih vremena in podnebja.

V drugo skupino teh elementov spadajo tisti, ki imajo kozmični učinek in izvor v Soncu. Toplotna energija, ki jo sprejema zemeljska površina od Sonca, a od nje naše ozračje, je gotovo glavno gonilo vremenskih procesov in pojavov. Tukaj moramo omeniti kot izredno pomemben element podnebja sevanje Sonca, in sicer glede na njegovo trajanje in intenzivnost. Nič manj važna pa ni temperatura zraka.

Tretja skupina obsega one elemente vremena in podnebja, ki so povezani z vodno paro. Cirkulacija vode, ki se dviga v zrak kot nevidni vodni hlapi in se zopet pojavlja v obliki oblakov in padavin, daje s tem enega izmed osnovnih pogojev za življenja na Zemlji. Vodna para povzroča tako predvsem tri pomembne elemente vremena in podnebja, in sicer vlago v zraku, oblačnost in padavine.

Kakor smo že omenili, so vsi naštetí glavni elementi vremena in podnebja v živi medsebojni povezavi. Vplivajo drug na drugega, se medsebojno oblikujejo in tako ustvarjajo živi organizem vremenskega dogajanja in določajo tip podnebja.

Pri oblikovanju elementov vremena in podnebja ter vremenskih procesov igra izredno važno vlogo tudi raznoličnost zemeljske površine, ki jo narekuje razporeditev kopnega in morja, prav tako pa tudi orografija določenega področja, goratega in ravninskega sveta.

Če bi bila zemeljska površina enolična, bi bila tudi klima Zemlje zelo enolična. Glavno vlogo bi pač igrali elementi kozmičnega izvora, ki jih povzročajo sončna energija, zemeljska rotacija in revolucija, a od terestičnih učinkov bi prišla v poštev le zemljepisna širina in dolžina določenega področja. Raznoličnost zemeljske površine pa povzroča že omenjene močne spremembe, ki delujejo na transformiranje elementov vremena in podnebja.

Relief pokrajine, posebno velike gorske pregraje in obširni ravninski predeli, kotline in doline vplivajo na določeno spreminjanje vremenskih elementov in s tem tudi klime. Nekaterne vremenske procese ta konfiguracija zemljišča krepi, a druge zopet slabi. Prav tako je z nadmorsko višino, ki bistveno menja vrednosti vremenskih in podnebnih elementov. Morje pa je neizčrpni rezervoar toplotne energije in vodnih hlapov. Zato to področje ustvarja svobodno cirku-

lacijo zraka in daje enega najmočnejših terestičnih učinkov v gibanju vodne pare in zraka.

Osnovna razdelitev klimatskih tipov glede na oceanski in kontinentalni tip je iz zgoraj navedenega prirodno utemeljena, ker ni fizikalnega stanja ali procesa v zraku, na katerega ne bi na določen način vplivala morje in kopno.

Ker je preučevanje vremenskih dogajanj in podnebnih značilnosti neke pokrajinske enote izredno važno v zvezi z gospodarskimi in drugimi interesi sodobne družbe, je potrebno poznavanje vremenskega dogajanja na tem področju. Jasno je, da ni možno analizirati podnebnih značilnosti nekega predela, ne da bi dobro poznali resnične vremenske procese, ki povzročajo in oblikujejo v nekem obdobju tiste podnebne značilnosti. Vreme, ki je trenutno stanje vseh meteoroloških elementov na nekem področju, daje osnovo za pravilno pojmovanje in obravnavanje podnebnih značilnosti tega področja.

Danes se meteorološka dejavnost obravnava predvsem v naslednjih vejah:

1. Teoretična meteorologija preučuje ozračje in procese v njem glede na fizikalne in kemične zakonitosti.

2. Sinoptična meteorologija preučuje vreme in se ukvarja na osnovi teh preučevanj, z napovedovanjem vremena za krajša in daljša obdobja. Metoda napovedovanja vremena sloni predvsem na sinoptičnih kartah, ki vsebujejo opazovanja glavnih meteoroloških elementov na poedinih opazovalnih točkah na zemeljski obli v prizemnem sloju, t. j. 2 m nad zemljo, in v različnih višinskih plasteh ozračja. Z istočasnimi meteorološkimi opazovanji preučuje in analizira gibanje poedinih meteoroloških elementov in procesov na določenem področju na osnovi fizikalnih zakonitosti in vremenskih modelov.

3. Aerologija preučuje gibanje in sestave zračnih gmot v višjih plasteh našega ozračja.

4. Podneboslovje ali klimatologija analizira na osnovi dolgoletnih vremenskih opazovanj poedinih meteoroloških elementov in pojavov ter dinamičnih procesov v ozračju vreme in podnebje nekega kraja ali področja.

5. Aplikativna meteorologija preučuje procese in pojave v atmosferi v neživem in živem svetu. Zato jo delimo v dve glavni veji, od katerih imenujemo tisto, ki se ukvarja z neživim svetom — tehnična meteorologija in ono, ki se ukvarja z živim svetom — biometeorologija.

V področje prve, tj. one, ki se ukvarja z neživim svetom, spadajo predvsem sledeče:

a) Pomorska meteorologija, ki raziskuje meteorološke pojave na morju in nad njim v zvezi z zaščito pomorskega prometa.

b) Letalska meteorologija analizira in prognozira vremenske procese in elemente za potrebe letalstva.

c) Prometna meteorologija obravnava vreme in meteorološke pojave predvsem v zvezi s suhozemskim prometom.

d) Mikrometeorologija zaprtih prostorov analizira mikrometeorološke elemente v stanovanjih, bolnišnicah, skladiščih itd.

V drugo skupino, katera raziskuje pojave v atmosferi v zvezi z živim svetom tj. biometeorologija, spadajo predvsem sledeče:

a) Agrometeorologija in forestična meteorologija, kateri preučujeta vremenske in podnebne razmere v zvezi s poljedelstvom in gozdarstvom. Ukvarja se z analizo mikroklimе, v kateri živi vegetacija.

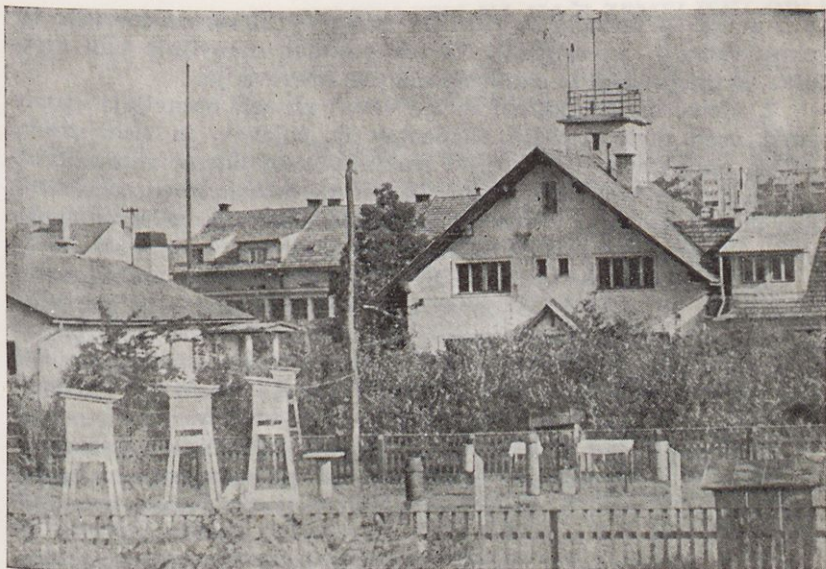
b) Animalna meteorologija raziskuje odnose med vremenom in podnebjem glede na živali.

c) Medicinska meteorologija preučuje pogoje zdravja v zvezi s podnebjem in vremenom ter počutjem človeka v poedinih krajih in področju na osnovi mezo in mikrometeoroloških raziskav.

d) Turistična meteorologija analizira osnovne prvine podnebja in vremena v zvezi z turizmom, tj. da podaja sliko ugodnih podnebnih in vremenskih prilik določenega kraja ali področja za turistično dejavnost.

Poleg omenjenih dejavnosti meteorologije so še različne podvrste in posebne meritve za specifična raziskovanja, vendar je vrsta teh tako dolga, da jih tukaj ne bomo navajali.

Svetovna javnost je že zdavnaj spoznala izredne važnosti meteoroloških opazovanj, merjenj, prognoz in raziskovanj za vsa področja sodobnega življenja. Zato je v okviru Združenih narodov bila ustanovljena svetovna meteorološka organizacija (Organisation Météorologique Mondiale). V Jugoslaviji je meteorološka služba organizirana v sklopu s hidrološko službo in zato ima ime Hidrometeorološka služba SFRJ. Povezuje jo Zvezni hidrometeorološki zavod s sedežem v Beogradu. Vsaka republika pa ima svojo hidrometeorološko službo s sedežem v svojem glavnem mestu. Republiški zavodi hidrometeorološke službe v soglasju z zveznim zavodom hidrometeorološke službe postavljajo meteorološke postaje, skrbijo za strokovni kader, preskrbujejo postaje z instrumenti in ostalim priborom, nadalje kontrolirajo in obdelujejo podatke, opazovanje, izdajajo prognozo



Sl. 4 — Meteorološki observatorij v Ljubljani

vremena in se nasploh brigajo za pravilno delovanje vse meteorološke dejavnosti v organizacijskem in strokovnem smislu.

Kar se tiče meteoroloških postaj, te delimo po različnih kriterijih, in sicer predvsem glede na opremo meteorološkega instrumentarija in pa vrste opazovanj, ki jih opravljajo na njih. Glede na to delimo meteorološke postaje na več vrst:

1. meteorološki observatoriji (slika 4); na njih opravljajo najpopolnejša meteorološka opazovanja, kar je odvisno od opreme z instrumentarijem, pa tudi vizualna opazovanja, to je opazovanje s prostim očesom. Vsak observatorij ima registrirne instrumente, ki napretrgano registrirajo vse glavne spremembe meteoroloških elementov. Na observatorijih tudi raziskujejo in opazujejo visoke plasti ozračja, to je aerološko opazovanje, nadalje opazujejo sončno sevanje, onesnaženost ozračja, zračno elektriko itd.

2. Meteorološke postaje prve vrste; te opravljajo meteorološka opazovanja vseh vrst meteoroloških elementov in beležijo meteorološke pojave. Imajo registrirne instrumente za najmanj štiri glavne meteorološke elemente (zračni pritisk — barograf, tempera-

turo zraka — termograf, vlažnost zraka — higrograf in smer ter jakost vetra — anemograf). Na teh postajah opravljajo tudi aerološka, aktinografska in agrometeorološka opazovanja.

3. Meteorološke postaje druge vrste; na teh opravljajo opazovanja vseh meteoroloških elementov in pojavov, in sicer zračni pritisk, temperaturo in vlažnost zraka, smer in hitrost vetra, oblačnost, padavine, izhlapevanje itd. Te postaje morajo imeti registrirne instrumente najmanj za tri meteorološke elemente, to je za zračni pritisk, temperaturo zraka in vlago v zraku.

Meteorološke postaje prve in druge vrste imajo profesionalne opazovalce, ki opravljajo opazovanja in dostavljajo meteorološke podatke v meteorološke centre ob določenih urah podnevi in ponoči za potrebe prognostične-sinoptične službe in zato te tudi imenujemo sinoptične meteorološke postaje. Take postaje imamo v Sloveniji v Mariboru, Murski Soboti, Kopru, Novem mestu idr.

4. Meteorološke postaje tretje stopnje opravljajo opazovanja najvažnejših meteoroloških elementov, kot so: temperatura zraka, vlažnost zraka, smer in jakost vetra, oblačnost, padavine ter najvažnejše meteorološke pojave: slana, rosa, ploha, nevihta idr. Vse te postaje imajo honorarne opazovalce, ki opravljajo ta opazovanja trikrat dnevno, in sicer ob 7., 14. in 21. uri. Splošne meteorološke podatke teh postaj enkrat mesečno dostavljajo republiškimi meteorološkim službam.

5. Meteorološke postaje četrte vrste; te imenujemo tudi padavinske postaje, ker v glavnem opravljajo merjenje padavin, a poleg tega opazujejo še najvažnejše meteorološke pojave. Tudi na teh postajah so honorirani opazovalci.

Meteorološka opazovanja, ki služijo potrebam mednarodne sinoptične službe, opravljajo ob 1., 7., 13. in 19. uri po srednjeevropskem času oziroma po času, ki je na posameznih področjih zemeljske oble uravnavan s temi urami. Ta način opazovanja na vseh meteoroloških postajah zemeljske oble imenujemo sinoptični ali istočasni.

Meteorološka opazovanja za potrebe klimatologije, agrometeorologije idr. opravljajo ob 7., 14. in 21. uri po lokalnem času. Poleg tega so razna specialna meteorološka opazovanja za potrebe drugih služb, a ta opazovanja niso vezana na neki mednarodno določeni termin.

II. OSNOVNI VREMENSKI PROCESI NA NAŠI ZEMELJSKI OBLI

1. Ozračje ali atmosfera naše zemlje

Ozračje je plinasti plašč, ki ovija našo zemeljsko kroglo. Raziskovanja so dokazala, da je ozračje zgrajeno iz več plasti, ki segajo približno do 1000 km nad morsko višino. Ločimo več glavnih plasti. Najnižjo in glavno plast imenujemo *troposfera*. Njena višina se spreminja od zemeljske površine glede na geografsko širino in letni čas. Zajema približno 18 km nadmorske višine nad ekvatorjem in okrog 8 km nad polarnimi področji. Nad njo ležečo glavno plast imenujemo *stratosfera* in sega nekako do 180 km nad morsko višino. Vmesno področje med *troposfero* in *stratosfero* imenujemo *tropopavza*. Omenjeni dve glavni plasti sta izredno važni za vremensko dogajanje v našem zračnem oceanu. Višje ležeči plasti ozračja imenujemo *ionosfera* in *eksosfera*. Tod prihaja do določenih pojavov, kakor so ionizacija, polarna svetloba, svetleči oblaki, vendar do danes še nimamo točne predstave o vseh dogajanjih v gornjih plasteh našega ozračja. Poleg omenjene razdelitve atmosfere obstoja še druga, ki deli atmosfero nad *tropopavzo* v *stratosfero* do 50 km in *mezosfero* od 50 km do 85 km. Prehodna plast med njima pa je *stratopavza*, ki ima temperature okrog 0°C . V *mezosferi* temperatura spet pada in na njeni gornji meji, v tako imenovani *mezopavzi* dosežejo temperature -90°C . Od *mezopavze* navzgor se širi *termosfera*, v kateri temperatura z višino ponovno raste in doseže vrednosti več kot 1000°C .

Troposfera, ki jo imenujemo tudi plast mešanja, je zaradi močnih konvektivnih in advektivnih procesov najbolj nemirna plast našega ozračja. Vsebuje predvsem veliko vodne pare, ki je pa skoraj ni v *stratosferi* in zato je ta skoraj brez oblakov.

V *troposferi* temperatura v glavnem z višino pada. Ta vertikalni padec temperature je posledica močnega sevanja zemeljske površine in istočasno oddajanje toplote v spodnje plasti ozračja.

V *troposferi* nadalje raziskujemo plast tik nad zemljo. Tu se meteorološki elementi, zlasti temperatura in vlaga, izredno naglo spreminjajo in v njej živijo številni organizmi.

Plast ozračja, na katero neposredno vpliva zemeljska površina, imenujemo tudi *peplosfera* ali osnovna zračna plast, ker so na njenem spodnjem delu pomembni procesi trenja. Njena gornja meja, ki jo imenujemo tudi *peplopavza*, leži nekako med 1000 in 2000 metri. V tej plasti so zelo pogosti pojavi tako imenovanih temperaturnih

obratov ali temperaturnih inverzij. Zanimivo je, da je tudi gornja plast troposfere omejena s temperaturno inverzno ploskvijo in to imenujemo tropopavza, ki je mejna zaporna ploskev troposfere proti stratosferi.

Plasti, v katerih so zelo pogosti pojavi temperaturnih inverzij, ki močno rušijo vertikalna gibanja, imenujemo tudi zaporne plasti. V njih se zbirajo odpadki dima, prašni delci, škodljivi plini, zlasti SO_2 , vodna para itd. Pri zelo nizkih legah inverzij lahko pride do tako močnega onečiščenja prizemne plasti zraka, da lahko postane nevarno za človeško zdravje.

Tropopavzi sledi neposredno stratosfera, ki smo jo prej zaradi malih temperaturnih gradientov imenovali tudi izotermna plast. V umerjenih geografskih širinah je sicer po najnovejših raziskovanjih izotermija dokazana, vendar v tropskih predelih v stratosferi temperatura raste sorazmerno močno (slika 5), a v polarnih predelih je v zimskih mesecih ugotovljen močan padec temperature.

V stratosferi je pomembna predvsem plast ozona, ki jo nekateri amenujejo tudi druga ogrevalna plast našega ozračja. Zemeljska površina zaradi absorpcije sončnega sevanja in pretvorbe le-tega v toploto neposredno nad Zemljo tvori toplotno žarišče za spodnjo plast troposfere. V stratosferi pa ultravijolna svetloba s kisikom iz atmosfere povzroča spremembo, pri kateri se svetlobna energija spreminja v toplotno in tako nastaja tvorba ozona (O_3). To področje se imenuje ozonska plast ali tudi ozonosfera.

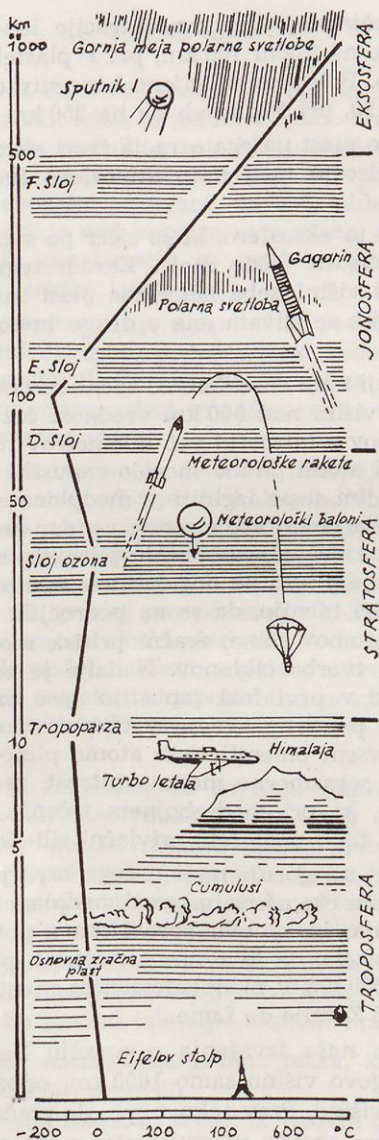
Tretjo obširno plast našega ozračja imenujemo ionosfera.

V njej so znane D , E_1 in E_2 ter F_1 in F_2 plasti.

Že ime samo pove, da je ionosfera področje, ki je izredno bogato z ioni. Ioni so deli atomov. So pozitivno ali negativno nabiti. V nekem polju kondenzatorja se ioni gibljejo k električnim polom — elektrodam, ki imajo nasprotni predznak svojega lastnega naboja. Tako pozitivni nabiti delci — ioni potujejo k negativnim elektrodam in negativni ioni k pozitivnim elektrodam. Ioni tako ustvarjajo v zraku električno napetost. V ionosferi pride do tvorbe ionov — ionizacije zaradi tega, ker atomi plinov zaradi vpliva ultravijolnih žarkov izgubljajo elektrone.

Ionosfera ni enotna plast, v kateri bi bili ioni enakomerno porazdeljeni, ampak nastajajo urne, dnevne, mesečne in letne spremembe, ki povzročajo večje koncentracije ionov v določenih plasteh, ki smo jih že omenili.

Plasti E in F imenujemo tudi po odkriteljih teh plasti, zato nazivamo E plasti tudi Heavisidovi plasti, F plasti pa Appleto-



Sl. 5 — Vertikalna zgradba atmosfere

novi plasti. Področje največje koncentracije ionov leži pozimi pri E plasteh približno na višini 100 km, pri F plasteh pa okrog 150 km nad morsko višino. Poleti se omenjene koncentracije ionov dvignejo pri E plasteh na 120, pri F plasteh pa na 350 km nadmorske višine.

Zadnjo obširno plast našega ozračja tvori *ekzosfera*. To je v resnici prehodno področje med našo atmosfero in med planetarnim prostorom.

Med ionosfero in ekzosfero, ki se sicer po svojih prirodnih značilnostih razlikujeta, ni točne meje. Zaradi tega ni možno točno navajati, na kateri višini neba neha ena plast in se začne druga. Na mejnih področjih se zlivata ena v drugo in to področje je sorazmerno obširno.

Prav na spodnji meji ekso sfere se začne močno dvigati temperatura in doseže na višini nad 500 km vrednost čez 1000° C. Tukaj se gibljejo atomi plinov s hitrostjo več kilometrov na sekundo. Zaradi teh velikih hitrosti atomi plinov morejo zapustiti zračni ocean naše zemeljske oble in jim uspe izginiti v medplanetarni prostor. Tako naše ozračje izgublja nekaj svoje mase, vendar ne povsod in stalno. Domnevamo, da največje izgube teh plinskih atomov na gornji meji ekso sfere delujejo tudi na dogajanja v stratosferi in troposferi. Nekateri meteorologi menijo, da se na področjih, kjer se izgubljajo največje količine atomov plina, zračni pritisk močno zniža in daje osnovne pogoje za tvorbo ciklonov. Nadalje je zanimiv proces, ko se atomi plinov, ki v prvi fazi zapustijo naše ozračje, zaradi težnostne sile Zemlje ponovno vrnejo v območje našega ozračja. Pri tem je treba predvsem omeniti tiste atome plinov, ki prihajajo iz vesolja. Ker imajo sorazmerno majhno hitrost, zadevajo ob zemeljske plinske atome, ki pri medsebojnem trčenju izgubijo prvotno gibalno energijo in tako podležejo privlačni sili Zemlje.

Iz teh dogajanj na gornji meji našega ozračja je razvidno, da ne obstoja točna meja ekso sfere nasproti medplanetarnemu prostoru. Novejša raziskovanja, ki so bila opravljena s poleti okrog Zemlje in na Luno, so dokazala, da je atome zemeljskih plinov moč zaznati celo do višine 200 000 km v medplanetarnem prostoru, kar pa je že polovica razdalje od Zemlje do Lune.

Če povzamemo naša izvajanja o ozračju Zemlje, vidimo, da če upoštevamo njegovo višino samo 1000 km, odpade na troposfero samo 1 % njegove višine. Prav tako vemo, da zračni pritisk z višino pada in na višini tropopavze njegova teža znaša samo eno četrtnino celotnega zračnega pritiska. Iz tega je razvidno, da je v troposferi tri četrtine celotne gmote našega zračnega oceana.

2. Zračne mase

Že dolgo je znano, da naše ozračje ni enovito, ampak je sestavljeno iz ogromnih zračnih teles, ki jih imenujemo zračne mase. Vzrok za nastajanje različnih zračnih gmot, ki se med seboj razlikujejo po fizikalnih osnovah, je predvsem v tem, ker so poedini predeli zemeljske površine neenako ogrevani, pa tudi ohlajajo se različno. Zračne mase, ki nastajajo nad kopnim in morjem, se med sabo razlikujejo po fizikalnih posebnostih in imajo zato tako imenovane kontinentalne ali pa morske lastnosti.

Zračne mase se razprostirajo na površini več milijonov km², to je na tako imenovanih izvornih področjih, od koder se nato premikajo kot deli splošne cirkulacije ozračja na druga področja zemeljske površine. Posebno v troposferi je naše ozračje zelo jasno porazdeljeno v poedine zračne mase.

Vsaka zračna masa ima svoje določeno področje, kjer se poraja, oziroma svet, kjer nastaja. Svoje fizikalne posebnosti dobiva od predela, kjer biva; to področje imenujemo izvorno področje neke zračne mase. Predvsem je pomembno, da je to področje dovolj obširno, njegove fizikalne karakteristike morajo biti čimbolj enolične, tako sprejme ves predel povsod enako količino sončne energije. Tako so glavni meteorološki elementi v določeni zračni masi sorazmerno enaki ali podobni. Tem pogojem ustrezajo na primer: obširna področja med tropskimi in polarnimi morji, pušinski predeli Afrike in Azije in arktični svet, ki je stalno pokrit s snegom ali ledom.

Iz omenjenega je razvidno, da so trije osnovni tipi izvornih področij zračnih mas, in sicer: *voda*, *kopno*, *sneg* ali *led*. Vsaka od teh ima poseben vpliv na ustvarjanje zračne mase, ki se pojavlja nad njo. Dobro je še upoštevati geografsko širino in letno dobo, ki zelo močno vpliva predvsem na glavne meteorološke elemente v zračnih gmotah, to je na polje vlage in temperature, oblačnosti itd.

Glede na območja, kjer nastajajo, zračne mase delimo v glavnem v štiri osnovne tipe. Označujemo jih z velikimi črkami področij, kjer se rojevajo. Tako imamo tele tipe zračnih mas:

A — arktična ali antarktična zračna masa, katere poreklo je v arktičnih in antarktičnih predelih.

P — polarna zračna masa, ki izvira iz visokih geografskih širin, vendar ne samo iz samih polarnih predelov.

T — tropska zračna masa, ki jo sestavlja v glavnem tropski zrak.

E — ekvatorska zračna masa iz območja ob ekvatorskih širinah.

Dokazano je, da zračne mase ne mirujejo, ampak se gibljejo v sklopu splošne cirkulacije našega ozračja. Na poti iz svojih izvornih področij delno spreminjajo svoje prvobitne fizikalne lastnosti. Tako so tudi v evropskem vremenskem prostoru že delno transformirane. Relief evropskega kontinenta vpliva na preosnovo morskih in kontinentalnih zračnih mas, ko dospejo na celino. Vendar je stopnja transformacije pri različnih zračnih masah zelo neenaka, odvisna pač od tega, po kateri poti se gibljejo ali iz katerih izvornih področij so pritekale na naš kontinent.

Glede na izvorna, področja nad katerimi so nastale, zračne mase ločimo na kontinentalne in morske. Poedine vsebujejo predvsem različne količine vlage in v njih vladajo različne stopnje temperature.

V evropskem vremenskem prostoru razlikujemo sledeče zračne mase:

Morsko arktična zračna masa	mA
Kontinentalno arktična zračna masa	kA
Morsko polarna zračna masa	mP
Kontinentalno polarna zračna masa	kP
Morsko tropska zračna masa	mT
Kontinentalno tropska zračna masa	kT

1. *Morsko-arktične zračne mase*, nastajajo na področjih med Grönlandom in Spitzbergi. Te zračne mase so v svojem izvornem področju izredno hladne. Nad morskim površjem pa pozimi niso preveč hladne, zato pa so zelo vlažne in labilne, to je: vsebujejo močne vzponske struje, ki povzročajo oblačnost in padavine v obliki sodre, babjega pšena in snega v kosmih. Po prehodu na kontinent se precej transformirajo. Najčesče prodro v Evropo v zimskih mesecih in povzročajo sorazmerno nizke temperature. So pa primeri, ko se pojavijo v Srednji Evropi tudi v zgodnji pomladi in tedaj se kot posledica teh ohladitev pojavi pozeba, ki je izredno nevarna za zgodnje rastje in agrikulturo.

2. *Kontinentalno-arktične zračne mase* imajo izvorno področje v arktičnih predelih in v najbolj severnih predelih SSSR. Se sorazmerno zelo redko pojavljajo v Srednji Evropi, a še to le pozimi. So zelo mrzle z nizko relativno vlago. V hladni polovici leta so zelo stabilne, dokler se nahajajo nad kontinentom, a nad Sredozemskim morjem in drugimi toplimi morji pod vplivom otoplitev v nižjih plasteh postajajo labilnejše. Zimska burja je najbolj pogosta posledica prodora teh zračnih mas k nam.

3. *Morsko-polarne zračne mase* izvirajo iz severnega Atlantika in Severnega morja. So hladne, vlažne, nestabilne in povzročajo ob prihodu na kontinent izdatne padavine predvsem v obliki ploh. Vidnost je velika.

4. *Kontinentalno-polarne zračne mase* izvirajo iz severnih krajev Evrope: Skandinavije, Finske in dela SSSR. Te zračne mase se zelo pogosto pojavljajo v zimskem obdobju. Niso toliko hladne kot arktično kontinentalne. V Panonski nižini in pri nas so pogost pojav pozimi in povzročajo suho, hladno zimsko vreme s temperaturnimi inverzijami.

5. *Morsko-tropske zračne mase* so vlažne in tople. Pojavljajo se v območju subtropskega anticiklona, ki leži na območju Azorov. Ob prodoru teh zračnih mas nad Zahodno Evropo nastopajo tod padavine. V Srednji Evropi pa so že deloma izsušene in dajejo le občasne padavine v obliki ploh. Vlada milo vreme.

6. *Kontinentalno-tropske zračne mase* se porajajo v osrednji in severni Sahari ali pa na področju Arabskega polotoka in Male Azije, to je v območju puščavskih predelov. Ta zrak je suh, sorazmerno topel, zelo stabilen in ustvarja toplo zimsko, a poleti vroče vreme. V Evropo priteka v glavnem iz srednjega in vzhodnega Sredozemlja. Vidnost je slaba.

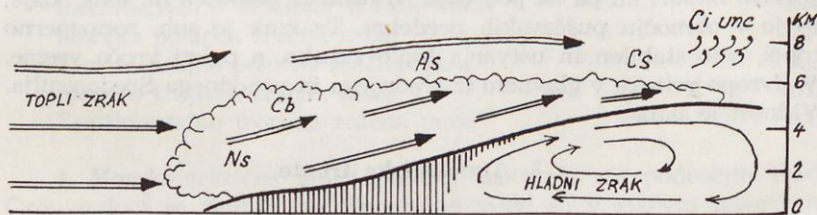
3. Atmosferske fronte

Fronta je mejno območje, kjer se stikata ali ločita dve zračni masi, ki imata različne prirodne lastnosti predvsem glede na glavne meteorološke elemente, in sicer: temperaturo, vlago, smer vetra, obliko padavin, vidnost, oblačnost itd. Mejna ploskev med dvema različnima zračnima masama tvori površino, ki jo imenujemo frontalna površina. Ta je izredno važna pri razvoju in preučevanju vremenskih procesov. Prav na tej površini nastajajo močna gibanja zraka, ki se kažejo v določenih vremenskih pojavih. Velikost frontalnega območja v horizontalni smeri je zelo spremenljiva. Dokazano je, da se frontno območje razprostira od zemeljske površine v višino najmanj 1 do 3 km, zelo pogosto pa celo preko 5 km, a frontalne motnje le redko dosežejo gornje območje troposfere, to je višine okrog 10 km. V dolžini merijo fronte okrog 300 km, v širino pri tleh pa od 20 do 80 km ter se gibljejo v obliki lokov v glavnem v nižjih plasteh ozračja.

Pri preučevanju družine baričnih depresij oziroma ciklonov se je često pokazalo, da se mejna površina v ciklonu, ki razdvaja tropski in polarni zrak, pogosto nadaljuje izven ciklona in prehaja

v drugi ciklon. To mejno površino, ki loči polarne zračne gmote od tropskih, so meteorologi poimenovali polarno fronto. Predaleč bi zašli, če bi hoteli tukaj obravnavati različna mnenja o nastanku polarne fronte. Tukaj bomo podali le tisto, ki nam omogoča, da moremo vsaj v splošnem dojeti vremenske procese na frontalnih površinah. Obravnavali bomo le tri tipe front, in sicer: toplo, hladno in okluzijo.

1. *Topla fronta.* Ta (slika 6) je na prednji strani ciklona; na njegovem jugovzhodnem sektorju pihajo jugovzhodni, južni in jugozahodni vetrovi. Zračna masa, ki leži v omenjenem področju, je točno opredeljena z mejo, ki predstavlja tako imenovano konvergenčno področje, to je področje, kjer se vetrovi stekajo. To je v resnici frontalno območje tako imenovane tople fronte. Imenujemo ga tako zato, ker ta konvergenčna ploskev predstavlja pomikanje toplih zračnih mas, ki jih predstavljajo tudi topli vetrovi, v območje hladnejših.



Sl. 6 — Vertikalni prerez tople fronte (po T. Bergeronu)

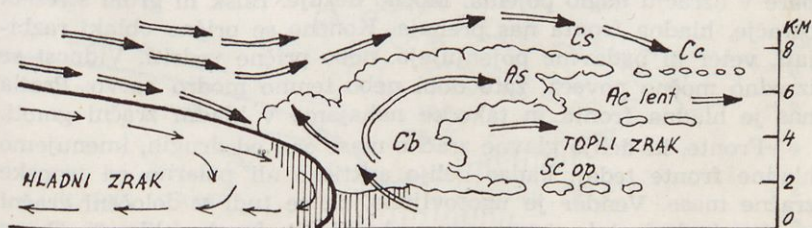
Bistvo tople fronte je v tem, da je topli, specifično lažji zrak pri dotiku s hladnim, težjim zrakom, prisiljen, da se dvigne nad hladnega, obenem pa se hladni zrak počasi umika pred toplim. Za nagib frontalne površine, ob kateri se topli zrak dviga nad hladnega, je značilen izredno majhen naklon, in sicer le 0,4 do 0,5 promila. Ob topli fronti ne zaznavamo tako velikih temperaturnih razlik zraka, kakor pri hladni fronti. Blagi naklon tople fronte daje možnost, da se na njej pojavljajo navidezno vodoravno razviti oblaki na obširnem področju, in sicer v območju od 1500 do 2500 km pred pravo frontalno površino. Ta oblačni sistem obsega predvsem sledeče oblake: ciruse, to je perjaste oblake v obliki puha ali pajčevine. To so prvi predznaki približevanja tople fronte. Nadalje opazimo cirostratuse, ki so že v območju frontalne površine. Sledijo nižje ležeči oblaki, in sicer altocumulusi, to je ovčice, in altostratusi,

ki so v glavnem sivi, enolični oblaki in se pojavljajo na višini 2500 do 5500 m. V istem območju se pojavljajo tudi oblaki tipa alto-cumulus castelanus, ki imajo obliko lahnih stolpičev in so podobni obzidju utrjenih gradov. Ti so izraziti znanilci poslabšanja vremena. Pozneje se pojavlja nimbostratus, to je temno sivi oblak, ki leži na višini pod 2500 m, in iz katerega padajo padavine v obliki enakomernega dežja v topli polovici leta ali sneženja v hladni polovici leta. Povprečno je padavinski pas pred toplo fronto širok 150 do 350 km.

Verjetno je, da površina tople fronte pogosto dobiva obliko lahnega vala, kajti njen nagib niha. To domnevo utemeljujemo s tem, ker se padavine na tej fronti pojavljajo v obliki jačanja, upadanja ali celo z vmesnimi presledki. Pripomniti pa moramo, da tudi padavine v obliki enakomernega dežja ali sneženja ne nastopajo v obliki ploh, kljub temu, da se pojavljajo često in tudi v presledkih.

Pri približevanju tople fronte opazimo, da se, značaj vremena kaže predvsem v naslednjih značilnostih glavnih meteoroloških elementov: zračni pritisk enakomerno pada, piha slab jugovzhodni, južni ali jugozahodni veter, temperatura se v začetku bistveno ne spreminja, vendar počasi raste. Oblačnost postopoma narašča, se zgošča, in končno prično padati padavine, ki se stopnjujejo do enakomernega dežja ali sneženja. Čez nekaj časa prične temperatura močneje rasti, padavine pojemajo ali se ustavijo, veter spreminja smer, zračni pritisk pa je ustavljen. Naglo se prično oblaki razbijati in padavine popolnoma prenehajo. To je znak, da nas je prešla topla fronta in smo tako že v toplem sektorju ciklona.

2. *Hladna fronta.* Ta obstoja v jugozahodnem delu ciklona in predstavlja mejno ploskev med polarnim in tropskim zrakom na severni polobli (slika 7). Nekoč so imenovali področje hladne fronte tudi območje močnih viharjev in ploh. V resnici so na tej mejni



Sl. 7 — Vertikalni prerez hladne fronte (po T. Bergeronu)

ploskvi močni vetrovi, ki pihajo na zahodni strani ciklona. To so obrnjeni vzhodni vetrovi, ki se preusmerjajo v severozahodne vetrove zaradi ciklonalnega gibanja zraka v barični depresiji in vrtenja Zemlje.

Hladna fronta nastaja v vseh primerih, ko neka hladna zračna masa prodira proti topli zračni masi. Mejna površina hladne fronte je v glavnem bolj strma kakor pa ona na topli fronti. Nagib površine hladne fronte je mnogo večji kakor pri topli. Hladen, gost in težak zrak, ki prodira v obliki topega klina, izpodriva topli zrak in ga s tem dviga. Ker pa je nagib hladne fronte večji kakor pri topli fronti, je dviganje toplega zraka zelo močno. Najmočnejše pa je to dviganje neposredno pred hladno fronto, zaradi česar nastopa tudi nagla kondenzacija vodne pare in s tem tudi močna vertikalna razvita oblačnost, ki povzroča močne, vendar povečini kratkotrajne plohe in nevihte. Glede na tovrstne vremenske procese in pojave je na hladni fronti tudi oblačni sistem svoje vrste. Kakor smo že omenili, se tik pred hladno fronto pojavlja mogočen sistem navpično razvitih oblakov, ki jih imenujemo cumulonimbuse ali nevihtne oblake. Iz teh se na sprednji strani razvijejo oblaki, ki jih imenujemo stratocumulus opacus, to je plast težkih, nizkih oblakov. V neposredni bližini hladne fronte pa se pojavljajo celo oblaki tipa stratus in altostratus. Od 20 do 150 km pred hladno fronto se porajajo lečasti oblaki, ki jih imenujemo altocumulus lenticularis. Nad njimi pa se gibljejo cirocumulusi, to so snežno bele kepice, ki jih imenujemo tudi drobne ovčice. Kadar se približuje hladna fronta, so prvi znanilci njenega bližanja prav ti oblaki, to je cirocumulusi, nato se pojavijo altocumulusi lenticularis, tem pa sledijo plasti altostratusov, ki polagoma zajamejo vse nebo. Veter se postopoma obrača proti jugu in prve močne kaplje dežja prično padati. Veter nato narašča, postaja sunkovit, se naglo obrne od jugozahoda na zahod in končno na severozahod. Zračni pritisk, ki je preje stalno padal, prične naglo rasti. Temperatura hitro pada, pa tudi količina pare v ozračju naglo pojema. Močno dežuje. Blisk in grom streseta ozračje, hladna fronta nas prehaja. Končno se prične oblaki razbijati, veter in padavine pojenjujejo, nebo prične vedriti. Vidnost se izredno močno poveča, zato dobi nebo temno modro barvo. Prešla nas je hladna fronta in tako se nahajamo v hladni zračni gmoti.

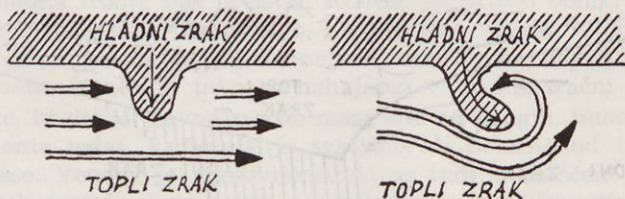
Fronte, ki delijo glavne zračne mase eno od drugih, imenujemo hladne fronte tedaj, kadar delijo arktično ali polarno od tropske zračne mase. Vendar je ugotovljeno, da se tudi v določeni zračni masi pojavljajo tako imenovane sekundarne fronte (slika 8). Te so možne le v arktičnih ali polarnih zračnih masah, nikoli pa ne

saj se je tja dvignil topel zrak, a tudi ta se postopoma ohlaja. V prizemnih plasteh v resnici ne obstoja več fronta, ampak je ta dvignjena v višje plasti ozračja, kjer se počasi razbija in končno izgine.

4. Izventropski cikloni

Mnenja o nastanku ciklonov temeljijo predvsem na domnevi, da se ti ustvarjajo na področjih, kjer se stikata dve različni zračni masi, to je na fronti. Zlasti na meji med polarno in tropsko zračno maso nastaja polarna fronta, ki obenem loči zahodne vetrove umerjenih zemljepisnih širin od vzhodnih vetrov v subpolarnih predelih. Nepričakovani prodori polarnega zraka proti jugu na polarni fronti pa nastajajo navadno tedaj, ko nastopi na polarni fronti na nekem področju motnja, iz katere sledi val in nato zračni vrtinec, ki ga imenujemo ciklon.

Mnogi so prepričani, da nastaja ciklon tedaj, ko nastopi v vetrovih neka motnja, kakor je npr. v reki, kjer se ustvarja vrtinec za mostnim stebrom. Take prepreke za vetrove povzročajo predvsem jeziki hladnega arktičnega zraka, ki vdirajo v področje zahodnih vetrov (slika 10). Zaradi tega na vzhodni strani jezika hladnega zraka nastopi področje nižjega zračnega pritiska, h kateremu prične pritekati zrak iz okolice in tako se ustvari vrtinec ali ciklon v tem območju zraka. Vrtinec se giblje skupaj z jezikom hladnega zraka, ki je na omenjeni način povzročil vrtinec in se je vključil v njegov sistem vzdolž polarne fronte ter se navadno giblje proti jugovzhodu ali vzhodu. Tako nastali ciklon je glede na termično polje neenak. Na sprednji strani te barične tvorbe, to je vrtinca ali ciklona, je topel zrak, medtem ko je na zahodni strani hladen zrak. Ta je identičen s hladnim jezikom, ki je povzročil opisano tvorbo zraka. Iz tega sledi, da so cikloni v višjih in umerjenih geografskih širinah dinamično-termičnega izvora.



Sl. 10 — Začetek vdiranja hladnega zraka v toplega



Sl. 11 — Faze življenja ciklona

Obstojata več faz življenja ciklona od nastanka do izginitve (slika 11). Podrobneje si bomo ogledali predvsem sestav ciklona v njegovi najboljši življenjski dobi, ki pa traja le nekaj dni. Ciklon na tej stopnji razvoja ima močno odprto topli sektor (slika 12), ki je napolnjen s toplim zrakom tudi pri zemeljski ali morski površini. Ta je spredaj proti vzhodu omejen s toplo fronto, na zahodu pa meji s hladno fronto. Obe fronti sta del vala polarne fronte. Področje hladnega zraka je na zemeljski površini mnogo bolj obširno kakor sektor toplega zraka.

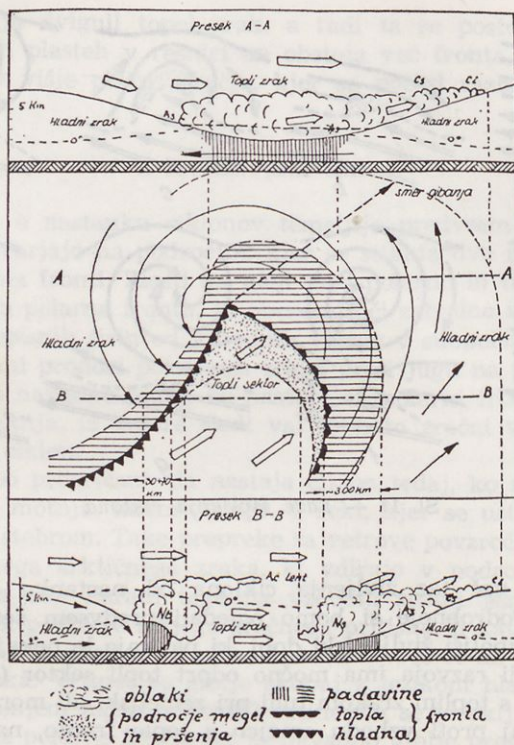
V ciklonu so izrazita v glavnem tri gibanja:

1. Gibanje zračnih gmot v horizontalni ravnini (slika 13 a) v nasprotni smeri urnega kazalca .

2. Navpično ali konvektivno gibanje zraka v sredini ciklona, kjer je najnižji zračni pritisk (slika 13 b) in povzroča kondenzacijo vodne pare in s tem oblačnost ter padavine.

3. Gibanje celotnega sistema ciklona, ki je navadno usmerjeno od zahoda proti vzhodu. Le redkokdaj nastopa tako imenovano retrogradno gibanje ciklonov, to je od vzhoda proti zahodu. Torej je vreme v ciklonu zelo pestro in to zaradi vetrovnosti, oblačnosti, padavin ter močnih baričnih in temperaturnih sprememb.

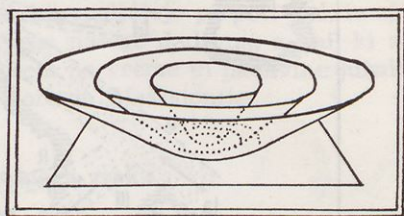
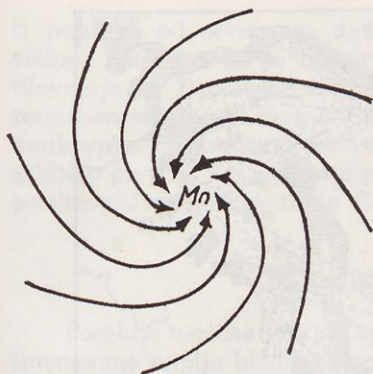
V toplem sektorju pihajo jugozahodni vetrovi z menjajočo se oblačnostjo, a v močnih ciklonih tudi s padavinami. Pred toplo



Sl. 12 — Model razvitega ciklona ter vremenski pojavi v in ob njem

fronto pa imamo južne, jugovzhodne in vzhodne struje z izdatnimi padavinami. Na hladni fronti in deloma za njo so padavine v obliki ploh. Za hladno fronto pa nastopajo močni severozahodni vetrovi.

V našem ozračju se često oživljajo cikloni in se porajajo tako imenovani drugotni cikloni. Življenje nekega ciklona namreč ni vedno končano z okludiranjem, to je tedaj, ko je ves ciklon preplavljen s hladnim zrakom. Ciklon ponovno nastane ali se zgodi tako imenovana regeneracija na nekem področju tedaj in tako, da se v ciklonalno strujanje vrine hladnejši zrak od prvotnega zraka, ki je že uničil ciklon. Tako nastane novi hladni sektor, pred katerim se iz bivšega hladnega zraka ustvari novi, tako imenovani topli



Sl. 13 a — Strujnice v področju nizkega zračnega pritiska

Sl. 13 b — Vertikalni prerez izobarnih površin v ciklonu

sektor in s tem v ciklonu spet nastane termična asimetrija, ki daje ciklonu novi impulz življenja.

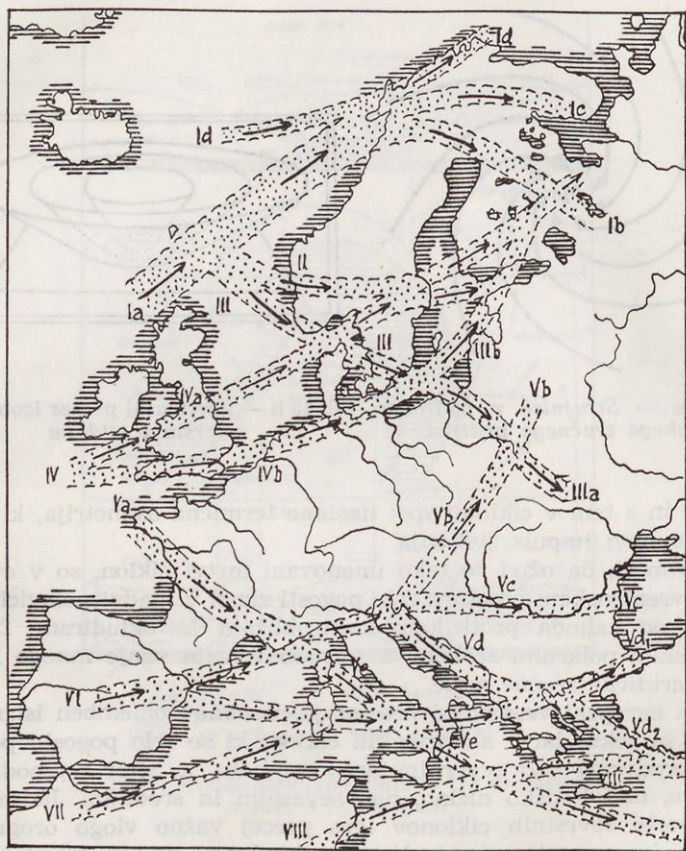
Primeri, da oživi že tako imenovani mrtvi ciklon, so v evropskem vremenskem prostoru zelo pogosti zlasti v hladni polovici leta ko se od zahoda proti kontinentu bližajo že okludirane fronte z morskim polarnim zrakom, a se nato vrivajo vanje mnogo hladnejše arktične zračne mase.

Za evropski vremenski prostor je posebno pomemben islandski ciklon in sekundarni ali drugotni ciklon, ki se zelo pogosto pojavljata predvsem nad severnim Sredozemljem, in sicer na področju Genove, nad Padsko nižino, nad severnim in srednjim Jadranom. Pri tvorbi tovrstnih ciklonov igra precej važno vlogo orografija s tako imenovanim zaustavljanjem hladnega zraka, zaradi česar nastopajo določeni dinamični efekti, ki povzročajo tvorbo omenjenih sekundarnih ciklonov.

Dognano je, da imajo cikloni v glavnem določena pota, po katerih se gibajo glede na (slika 14) splošno barično situacijo, kakor tudi na letno obdobje.

Zato je važno, da si v glavnih črtah še ogledamo pota ciklonov, ki so jih po daljših statističnih obdelavah znanih meteorologov, in sicer van Beberja, Weikmana in drugih, ugotovili v evropskem vremenskem prostoru.

Tako cikloni potujejo po poti I najčesteje jeseni in pozimi, po poti II in III v glavnem v najbolj hladnem obdobju leta, to je tedaj, ko so na kontinentu najnižje temperature. Podobno velja



Sl. 14 — Pota ciklonov (po van Beberju in Weilmanu)

tudi za pot V a, po kateri potujejo cikloni zelo pogosto od oktobra do aprila. Pot V e si izbirajo cikloni predvsem v času od decembra do maja, a pot IV v poletnih mesecih in zgodnji jeseni. Pot V b pa ubirajo zelo pogosto v topli polovici leta.

Za vreme v Srednji Evropi so posebno važne smeri ciklonov poti VI, saj ti povzročajo izdatne padavine v vsej Srednji Evropi. Cikloni, ki potujejo po poti V a, povzročajo izdatne padavine predvsem na severnem Jadranu in deloma v zahodni Slovenji. Vsa Slovenija pa dobi padavine tedaj, ko cikloni potujejo po poti V b, saj

ti potujejo od severnega Jadrana proti Dunaju in Varšavi. Tudi cikloni poti V c, ki je usmerjena od severnega Jadrana prek vse Slovenije in Panonske nižine do Črnega morja, daje omenjenim predelom izdatne padavine. Cikloni, ki se gibljejo po poti V d, imajo velik vpliv na množino padavin vsega našega Jadrana, a oni, ki se gibljejo po poti V e, vplivajo predvsem na vreme in padavine južnih predelov Jugoslavije, to je Črne gore in Makedonije.

5. Kaplje hladnega zraka

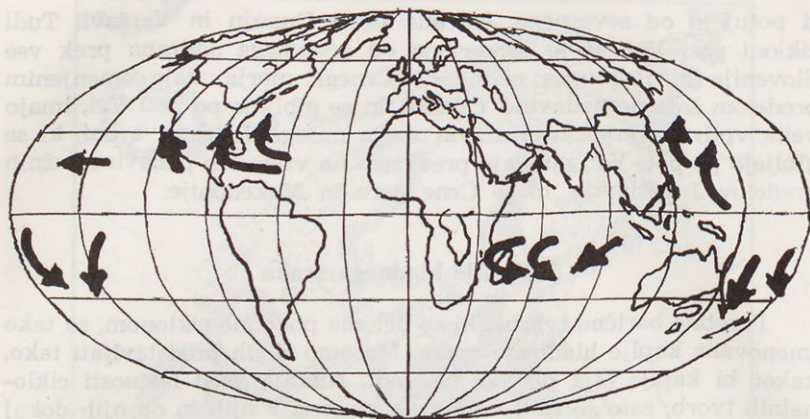
Posebne barične tvorbe, ki so deloma podobne ciklonom, so tako imenovane kaplje hladnega zraka. Moremo si jih predstavljati tako, kakor bi kaplje olja plavale na vodi. Nimajo vseh lastnosti ciklonskih tvorb, zato so tudi vremenski procesi v njih in ob njih dokaj drugačni. V kapljah hladnega zraka je sorazmerno slabo vertikalno in horizontalno gibanje, a rotacijskega gibanja, ki je značilno za ciklone, ta barična tvorba skoraj nima. Kaplje hladnega zraka je možno najti na višinah od 1000 do 5000 m kjer je tako imenovano temperaturno in barično polje. V prizemnih plasteh povzročajo kaplje hladnega zraka oblačno vreme s padavinami predvsem na svoji zadnji strani, pretežno po tipu tople fronte.

Obravnavane barične tvorbe nastajajo v ozračju tako, da se v sorazmerno ozki dolini hladnega zraka odtrgajo od glavnine hladne zračne gmote in zaživijo svoje samostojno življenje, ki pa je sorazmerno kratko, saj ne žive dolgo; če se ne regenerirajo, največ dober teden dni.

Nekateri vremenski procesi se v kapljah hladnega zraka uveljavijo posebno tedaj, ko te priplavajo iznad hladnejše nad toplejšo površino. To so primeri, ko pozimi kaplje hladnega zraka iznad zasneženega kontinenta pritečejo nad morsko površino. Takrat nastanejo v njih konvekcijska gibanja, ki lahko povzročajo izdatne padavine. Podobno se lahko zgodi v topli polovici leta, ko kaplje priplavajo iznad sorazmerno hladnejše morske površine nad toplejšo kontinentalno površino, kjer pride do podobnih prirodnih procesov, kakršne smo že opisali.

6. Tropski cikloni

Kakor je dognano, se tropski zračni cikloni pojavljajo samo na določenih predelih zemeljske površine (slika 15). Prvotno so izraz ciklon uporabljali samo za tropska področja, in sicer za območja,

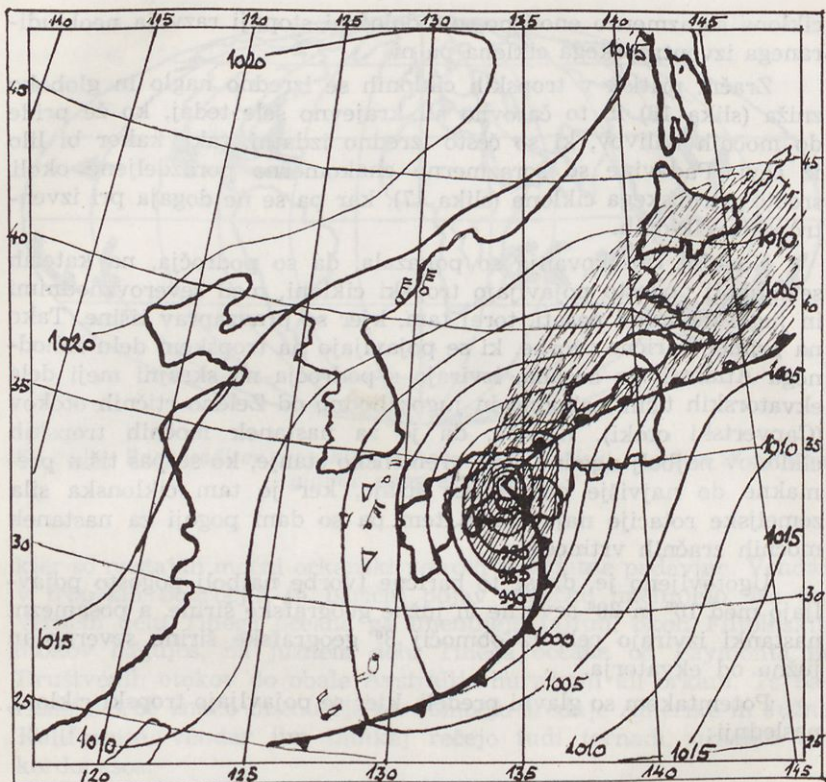


Sl. 15 — Razporeditev tropskih ciklonov na zemeljski površini in njihove glavne povprečne smeri

kjer so nastajali močni orkanski vetrovi in izdatne padavine. Vendar v tropskih področjih ta barični pojav različno imenujejo. Na severnem delu Tihega oceana ga imenujejo tajfun, okoli Filipinskih otokov bagujos, na južnem delu Tihega oceana od Paymonta in Društvenih otokov do obale Avstralije hurrikani ali orkani. Te barične tvorbe enako imenujejo na območju srednje Amerike in Južne Kalifornije, vendar jim tamkaj rečejo tudi tornadi, uragani ali kordonasos.

Če primerjamo tropske ciklone z izventropskimi, imajo določene skupne značilnosti. Prva skupna prirodnost je v tem, da imata obe barični tvorbi v središču nižji zračni pritisk, kakor na obrobju. Nadalje imata enako cirkulacijo vetra, kar pomeni ciklonalno smer, ki je na severni polobli v nasprotni smeri, na južni pa v smeri kazalca na uri.

Obstojajo pa tudi dokaj velike razlike med izventropskimi in tropskimi cikloni. Tako se tropski cikloni pojavljajo sorazmerno redko in so omejeni na dokaj določena področja ali celo kraje na zemeljski površini tropskih predelov. Nadalje so to manjše barične tvorbe kakor izventropski cikloni, vendar se v njih pojavljajo vetrovi z orkanski jakostmi, kar je bolj redko pri izventropskih ciklonih. V središču tropskih ciklonov je zelo pogosto dokaj veliko področje s popolno tišino, kar je zelo velika redkost pri izventropskih ciklonih. Zanimivo je, da je temperaturno polje v središču tropskega



Sl. 17 — Razporeditev izobar in padavin v tropskem ciklonu

Prvo področje je okrog Malih in Velikih Antilov. Velik del teh baričnih tvorb pridre iz toplega, srednjega dela Atlantskega oceana in iz vzhodnega dela Antilskega ali Karibskega morja.

Drugo področje je severni del Indijskega oceana, med Nikobar-skimi otoki in Cejlonom, nadalje v Tihem oceanu okrog Filipinskih otokov, v Mehiškem zalivu in okrog Havajskih otokov.

Tretje področje je južni Pacifik, kjer se sicer ne rojeva veliko teh ciklonov, vendar je zanimivo, da se ti pojavljajo predvsem na zahodni polovici tega oceana, na območju med Paymontskimi otoki in obalo Avstralije.

V bistvu so tropski cikloni močni zračni vrtinci, ki pa so zelo različnega obsega. Izobare v njihovem središču so pretežno okrogle oblike in so mnogo bolj pravilno porazdeljene okrog središča ciklona, kakor pa v izventropskem ciklonu .

Zanimivo je, da se od središča navzven izobare spreminjajo v vedno bolj eliptične oblike, tako da je razmerje med malo in veliko osjo največkrat okoli 1 : 1,46. Pri mladih tropskih ciklonih v bližini njihovega nastanka je premer okrog 80 km, a ko se razvijejo in pomaknejo v višje geografske širine, se razširi celo do 1000 km. Navadno so tropski cikloni, ki imajo manjši premer, glede vetrov in padavin mnogo bolj močni, kakor oni z večjimi premeri.

Hitrost gibanja tropskih ciklonov nad oceani je sorazmerno majhna in znaša približno 30 km na uro. Ko pa dospejo v bližino kopnega ali na kopno, je njihova hitrost često nad 110 km na uro.

Zračni pritisk je v središču tropskih ciklonov zelo nizek in včasih dosega celo vrednosti do 620 mm Hg, a barični gradienti so izredno veliki in znašajo od 25 do 100 mm Hg na 111 km. Zaradi teh velikih vrednosti baričnih gradientov so razumljivi tudi nastanki orkanskih vetrov (tab. 1).

Barični gradienti (mm Hg) na 111 km	2	3	5	7	10
Hitrost vetra (po Beauf. skali)	6	7	9	10	11
Srednja hitrost vetra (v km/h)	44	55	82	96	110

Tabela 1. *Povprečne vrednosti gradientov in hitrosti vetra v tropskem ciklonu.*

Najožje središče tropskega ciklona ima obliko valja, ki ga imenujemo oko tropskega ciklona. Njegova velikost je dokaj spremenljiva. Premer tega očesa v nizkih geografskih širinah je navadno okrog 8 km, a ta se proti večjim geografskim širinam razrašča in dosega celo do 50 km. V območju očesa tropskega ciklona vlada lepo vreme z raztrganimi oblaki, tišinami ali slabimi — rahlimi vetrovi. Po teh znakih vremenskega dogajanja v očesu omenjene barične tvorbe ni dežja, oblaki se razbijajo, temperatura močno poraste, a relativna vlaga se zniža, kar je zelo verjetno posledica padajočih zračnih strujanj v tej barični tvorbi. Na zunanji strani očesa tropskega ciklona se pojavljajo izredno močni vetrovi, ki so posledica velikih baričnih gradientov.

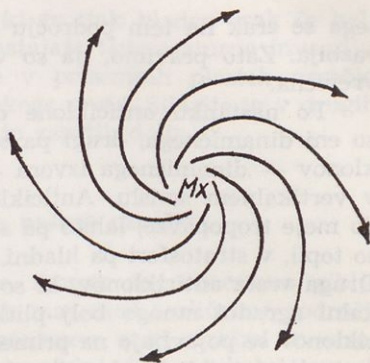
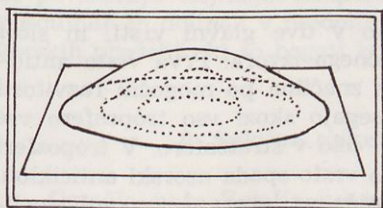
Če domnevamo, da so barični gradienti v tropskem ciklonu znatno večji od 10 mm Hg na 111 km, vidimo, da se hitrosti vetra v tropskem ciklonu gibljejo od 110 do 270 km na uro. Zato se ne moremo čuditi silnim nesrečam, ki jih povzroča ta barična tvorba na morju in na kopnem. Tako je znano, da je tajfun 2. septembra 1937 v Hongkongu potopil 20 ladij in življenje je zgubilo nad 10 000 ljudi. Ta barična tvorba sproži izredno izdatne padavine ob spremeljavi silnih viharjev, ki rušijo in pustošijo mesta in vegetacijo na področjih, kjer se pojavljajo.

Obstoja več mnenj, zakaj nastajajo tropski cikloni. Škoda je, da so v njih meritve v horizontalni in vertikalni smeri skope, zato so tudi raziskovanja otežkočena. Domnevajo, da mora biti na področju, kjer nastajajo tropski cikloni, visoka temperatura zraka in sorazmerno visoka vlaga. Nadalje mora biti čim večja odklonska sila. Vertikalni padci temperature na področju porajanja tropskih ciklonov morajo biti tako veliki, da vertikalna gibanja zraka dosežejo višino najmanj 15 000 m. Prav tako mora obstajati mehanizem, ki je sposoben dvigniti zračne gmote do vrha vrtinca. Če obstajajo vsi omenjeni pogoji, postane steber vrtinca zelo stabilen in ga ščitijo zunanji vplivi, ki ga ne morejo porušiti. Dvigajoča se zračna strujanja povzročajo oblačno vreme in plohe, pri čemer se osvobajajo latentna toplota, ki še povečuje navpična gibanja zraka. Ta gibanja pa zopet pojačajo dotekanje vlažnega zraka iz vseh smeri iznad površine, kjer se poraja, in to tako dolgo, dokler se ne ustvari stacionarno stanje. To pa je v groben doseženo tedaj, ko odklonska sila drži ravnotežje gradientski sili, ki je odvisna od baričnega gradienta.

7. Anticikloni

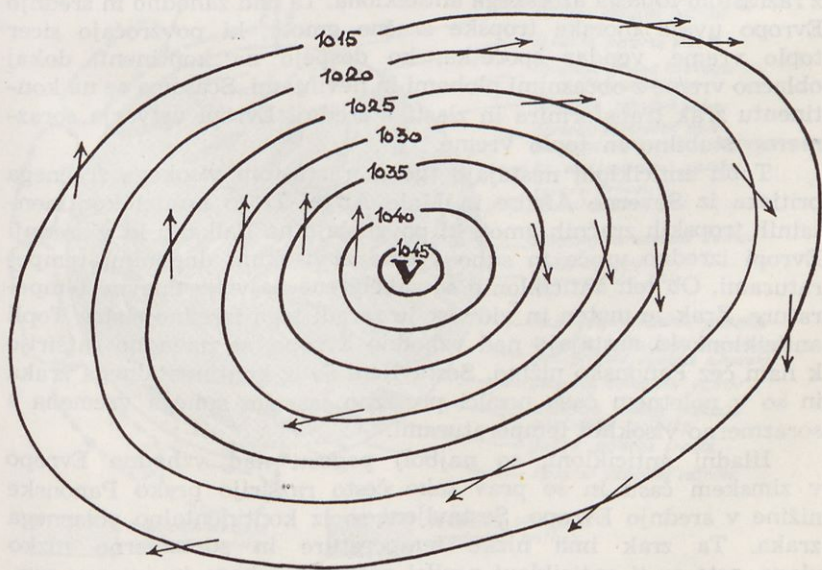
Barične tvorbe, ki imajo v nekem smislu nasprotno zgradbo kot izventropski cikloni v našem ozračju, imenujemo anticiklone ali področja visokega zračnega pritiska. Kakor so cikloni glede na polje pritiska oziroma barični relief ogromni lijaki z najnižjim zračnim pritiskom v svoji sredini in delno pravilno obliko koncentričnih izobar, tako imajo nasprotno anticikloni obliko (slika 18 a) mogočnih kop v polju pritiska ter imajo izobare z najvišjim zračnim pritiskom približno v sredini. Zračni pritisk se torej od središča polagoma znižuje proti robovom.

Gibanje zraka v anticiklonu je v smeri urnega kazalca (slika 18 b). Zaradi nakopičenega zraka v osrednjem delu anticiklona imamo v njem proces ugrezavanja (slika 19) ali sesedanja zraka. Zaradi



Sl. 18 a — Vertikalni prerez izobarnih površin v anticiklonu

Sl. 18 b — Strujnice na področju visokega zračnega pritiska



Sl. 19 — Idealen model anticiklona

tega se zrak na tem področju stiska, segreva in oblačnost se tako razbija. Zato pravimo, da so v glavnem anticikloni nosilci lepega vremena.

Po nastanku anticiklone delimo v dve glavni vrsti, in sicer so eni dinamičnega, drugi pa termičnega izvora. Prva vrsta anticiklonov — dinamičnega izvora — je značilna po mogočni razvitosti v vertikalnem smislu. Anticikloni segajo skozi vso troposfero vse do meje tropopavze, lahko pa sežejo celo v stratosfero. V troposferi so topli, v stratosferi pa hladni. V to vrsto spada azorski anticiklon. Druga vrsta anticiklonov, ki so termičnega izvora, so v svoji vertikalni zgradbi mnogo bolj plitki od že omenjenih. Te vrste anticiklonov se pojavljajo na primer v zimskem obdobju v Sibiriji in so sestavljeni iz hladne kontinentalne polarne zračne gmote, ali pa se pojavljajo poleti kot topli anticikloni nad vzhodno Evropo in Panonsko nižino.

Anticikloni se gibljejo v vseh smereh, vendar je najbolj pogosta smer od zahoda proti vzhodu. Nekateri delijo anticiklone še v tople in hladne. Prvi se pojavljajo predvsem poleti, drugi pa pozimi.

Značilnost poletnih anticiklonov je v tem, da so zgrajeni iz toplih zračnih gmot. V srednji Evropi se pojavljajo predvsem z razrastom toplega azorskega anticiklona. Ta nad zahodno in srednjo Evropo uvaja morske tropске zračne gmote, ki povzročajo sicer toplo vreme, vendar spočetka, ko dospejo na kontinent, dokaj oblačno vreme z občasnimi plohami in nevihtami. Sčasoma se na kontinentu zrak transformira in zlasti v srednji Evropi ustvarja sorazmerno stabilno in toplo vreme.

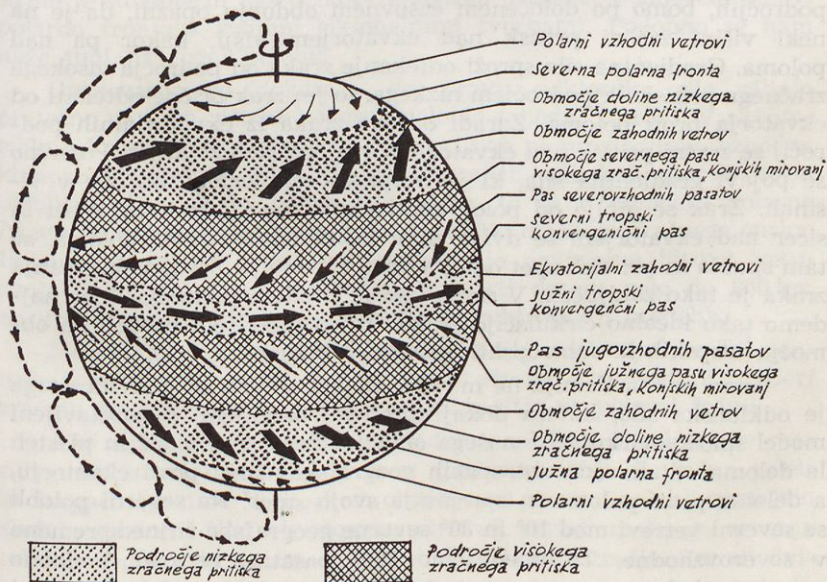
Topli anticikloni nastajajo tudi z razrastom visokega zračnega pritiska iz Severne Afrike in Male Azije. Ti so nosilci kontinentalnih tropskih zračnih gmot, ki povzročajo na Balkanu in v srednji Evropi izredno vroče in suho vreme z visokimi dnevnimi temperaturami. Ob teh anticiklonih so zabeležene najvišje dnevne temperature. Zrak je moten in vidnost je zaradi tega izredno slaba. Topli anticikloni, ki nastajajo nad vzhodno Evropo, se navadno razširijo k nam čez Panonsko nižino. Sestavljeni so iz kontinentalnega zraka in so v poletnem času nosilci pretežno jasnega suhega vremena s sorazmerno visokimi temperaturami.

Hladni anticikloni, so najbolj pogosti nad vzhodno Evropo v zimskem času in se prav tako često razširijo preko Panonske nižine v srednjo Evropo. Sestavljeni so iz kontinentalno polarne zračne gmote. Ta zrak ima nizke temperature in sorazmerno nizko vlago, zato so ti anticikloni nosilci pretežno suhega in jasnega vremena. Ko se razširijo nad srednjo Evropo, nastopijo tod ob tem

vremenskem stanju nočna sevanja, ki že itak hladen zrak še bolj ohladijo v nižjih plasteh ozračja. Nastajajo temperaturne inverzije, ki povzročajo najnižje temperature v prizemnih plasteh ozračja v kotlinah in dolinah v predelih alpskega sveta, Sibirije in v drugih gorskih predelih, ki so bogati kotlin in zaprtih dolin.

8. Splošna cirkulacija našega ozračja

Ozračje naše Zemlje ne miruje, ampak se neprestano giblje in povzroča stalno izmenjavo zračnih mas med različnimi področji zračnega oceana. Ta izmenjava je predvsem med nizkimi in visokimi geografskimi širinami v horizontalni in vertikalni smeri. Omenjeno gibanje predstavljajo splošni vetrovi (sl. 20), ki zajemajo obširne pasove zemeljske krogle, prav tako pa so vanje vključeni tudi lokalni vetrovi. Različno segrevanje zemeljske površine na njenih različnih geografskih širinah, daje osnovno gonilo za splošno cirkulacijo ozračja. Zato teče tople ekvatorski zrak proti



Sl. 20 — Splošna shema cirkulacije ozračja našega zračnega oceana

hladnim polarnim področjem in obratno hladni polarni zrak proti ekvatorju. Temperaturne razlike med poedinimi področji v prizemnih plasteh ozračja so zelo velike, saj znašajo celo do 50°C med termičnim ekvatorjem in polarnimi oziroma arktičnimi področji.

Ugotovljeno je, da je širinski pas ob ekvatorju od 35° severno do 35° južne geografske širine zelo močno ogret, tako da izkazuje velik višek toplotne energije. To je posledica močnega dotoka energije sončnega sevanja skozi vse leto na to področje. Zato predeli omenjenega pasu vsebujejo največ toplotne energije v vsem zračnem oceanu naše Zemlje.

Polarna področja imajo nasprotno močno pomanjkanje toplotne energije, ker prejemajo najmanjše množine te energije. Težnja razporeditve temperaturnega polja na zemeljski površini pa je v izravnavanju teh razlik. In to delo opravljata splošna cirkulacija ozračja in morski tokovi.

Ako bi Zemlja mirovala, a njena površina bi bila povsod ravna in bi bil enak zračni pritisk nad vso zemeljsko oblo, bi bilo možno opaziti poenostavljeni mehanizem cirkulacije našega ozračja.

Ako predpostavimo, da se prične ogrevati zrak na ekvatorialnih področjih, bomo po določenem časovnem obdobju opazili, da je na neki višini zračni pritisk nad ekvatorjem višji, kakor pa nad poloma. Gradientna sila sproži odtekanje zraka od področja visokega zračnega pritiska k področjem nizkega, to je: zrak prične odtekati od ekvatorja proti poloma. Zaradi odtoka zraka iz ekvatorialnih področij se zračni pritisk nad ekvatorjem vsaj pri tleh zmanjša. Ponovno se pojavi gradientna sila, ki je nasprotno usmerjena od one v višinah. Zrak se giblje od polov proti ekvatorju. Tako zrak kroži in sicer nad ekvatorjem se dviga in v višini odteka proti poloma, se tam spušča in pri tleh spet odteka proti ekvatorju. Krogotok gibanja zraka je tako zaključen. V naravi so le poedina področja, kjer najdemo tako idealno cirkulacijo zraka. To so predvsem predeli na območju tropskih in subtropskih geografskih širin.

Vemo pa, da Zemlja ne miruje, ampak se vrti in posledica tega je odklonska sila, katera dokaj spremeni omenjeni, poenostavljeni model splošne cirkulacije našega ozračja. Tako zrak v nižjih plasteh le deloma odteka od subtropskih geografskih širin proti ekvatorju, a deloma proti poloma in spreminja svojo smer. Na severni polobli se severni vetrovi med 10° in 30° severne geografske širine spremenijo v severovzhodne. Te imenujemo tudi pasatne vetrove. Podobno spremenijo južni vetrovi smer iz juga v jugozahod in deloma zahod in sicer med 30° in 45° severne geografske širine.

Smer vetrov s severnih polarnih področij se na severni geografski širini med 70° in 90° spremeni iz severne v severovzhodno smer. Vsi omenjeni vetrovi imajo na južni polobli zrcalno sliko kot vetrovi na severni.

Podobno vplivajo na modifikacijo splošne cirkulacije ozračja temperaturni gradienti, ki spreminjajo svoje vrednosti v območju od ekvatorja do polov. Največje vrednosti dosežajo v območju polarne fronte, ki loči tropske zračne gmote od polarnih. Na modificiranje splošne cirkulacije ozračja nadalje vplivajo še sledeči dejavniki: neenakost zemeljske površine — kopno in morje, različna orografija, vegetacija itd.

Ako si pogledamo okvirni model splošne cirkulacije ozračja, ki podaja dokaj realno razporeditev zračnega pritiska, valovanje polarne fronte in razporeditev vetrov na naši zemeljski obli, opazimo pas visokega zračnega pritiska, ki zajema subtropsko področje, kjer so zlasti sledeči barični maksimi: azorski, sudanski, srednje azijski in pacifični anticiklon. Prav tako sta oba pola pokrita z anticiklonalnima tvorbama. Med polarnim anticiklonom in pa subtropskim pasom visokega zračnega pritiska med 45° in 70° severne geografske širine je subpolarni pas nizkega zračnega pritiska, v katerem valovi polarna fronta s svojimi ciklonskimi tvorbami. Podobno se nam kaže tudi na južni polobli.

Opazovanja so dokazala, da zaradi odklonske sile pihajo pretežno na vseh višinah severne poloble zahodni vetrovi. V ekvatorialnih širinah troposfere in ob polu pri tleh pa prevladujejo vzhodne komponente vetrov. Območje najmočnejših zahodnih vetrov je na približni višini 8 do 10 km troposfere, to je v območju polarne fronte. Ti zahodni vetrovi se kažejo v obliki močnega zračnega curka. Imenujemo ga jet stream, v katerem je povprečna hitrost vetra okoli 70 km na uro, a največje vrednosti dosega celo do 800 km na uro. Drugi jet stream se pojavlja v subtropskih predelih.

Meridionalna smer vetrov je zelo majhna, obstoja pa, saj prenaša toploto v tej smeri. To se vrši predvsem z občasnimi prodori zračnih gmot v zvezi s ciklonsko aktivnostjo na polarni fronti.

Ako si v glavnih obrisih pogledamo splošno cirkulacijo v meridionalni smeri, opazimo, da se ta spreminja in je drugačna poleti in drugačna pozimi. V zimskem obdobju na severni polobli nastajajo sledeča gibanja. Nad ekvatorjem se zrak zaradi močnega sevanja tal zelo segreva in se zato dviga v višje plasti ozračja. Zaradi dviganja nastanejo močno razviti oblaki vertikalnega razvoja, v katerih se pojavlja kondenzacija vodne pare. Temu procesu sledijo izdatna

tropska deževja. Na višinah ta zrak odteka proti višjim geografskim širinam in se na 30° severne geografske širine spušča proti tlom. To spuščanje je povezano z adiabatnim segrevanjem in tako nastanejo v subtropskem pasu posamezna jedra visokega zračnega pritiska, ki so bila že omenjena. V tem pasu prevladuje pretežno jasno in suho vreme. Prav v tem pasu so nastale velike puščave v Afriki, Arabiji, Aziji in Ameriki. Proces meridionalne cirkulacije severno od subtropskih geografskih širin je dokaj zamotan, saj preide tukaj v območje valovanja polarne fronte, ciklonalne in anticiklonalne cirkulacije kakor sploh sprememb baričnega reliefa in zračnih strujanj. Tod se menjavajo južne in severne vetrovne komponente. Zrcalno sliko opisane splošne cirkulacije na severni polobli nam kaže južna polobla.

9. Slika vremena — sinoptična karta in napovedovanje vremena

Kakor smo že povedali, je vreme trenutno stanje vseh meteoroloških elementov na določenem področju. Zato vremena ne moremo meriti z določeno enoto, ampak moramo za to uporabljati merjenje številnih meteoroloških elementov in pojavov, ki so v določenem trenutku v našem ozračju. Jasno je, da so te meritve potrebne tako v troposferi kakor v stratosferi. Če se stanje teh elementov ne menja v določenem časovnem obdobju, pravimo, da imamo stabilno vreme, če pa se naglo spreminja, govorimo o nestalnem vremenu.

Tropska področja imajo v glavnem stabilno vreme, medtem ko so v zmernih geografskih širinah bolj pogosti nestalni tipi vremena.

Da bi bilo možno vremensko dogajanje pravilno proučevati in dojeti njegovo fizikalno predstavo, ga je bilo potrebno prispodobiti ali naslikati. Na osnovi slike vremena je bilo mogoče ugotoviti določene procese. Zato so meteorologi že pred več kot 100 leti vpeljali tako imenovano sinoptično karto, ki je zajela vso severno, a pozneje še južno poloblo. Nato so izdelali sinoptične karte, ki so bile pomembne za določeni vremenski prostor.

Ker je dandanes analiza vremena vsakdanja potreba sodobne družbe, vreme pa se s časom spreminja, analiziramo vremenska dogajanja večkrat na dan, saj je prognoza vremena, ki sloni na omenjeni vremenski analizi, izredno važna komponenta vsega gospodarskega in kulturnega življenja sodobnega človeka. V Sloveniji uporabljamo za analizo vremena karto, ki obsega naslednja področja: vzhodni del Severne Amerike in Kanade, ves severni Atlantik, polarne predele, vso Evropo del Zauralja, del Male Azije in severno

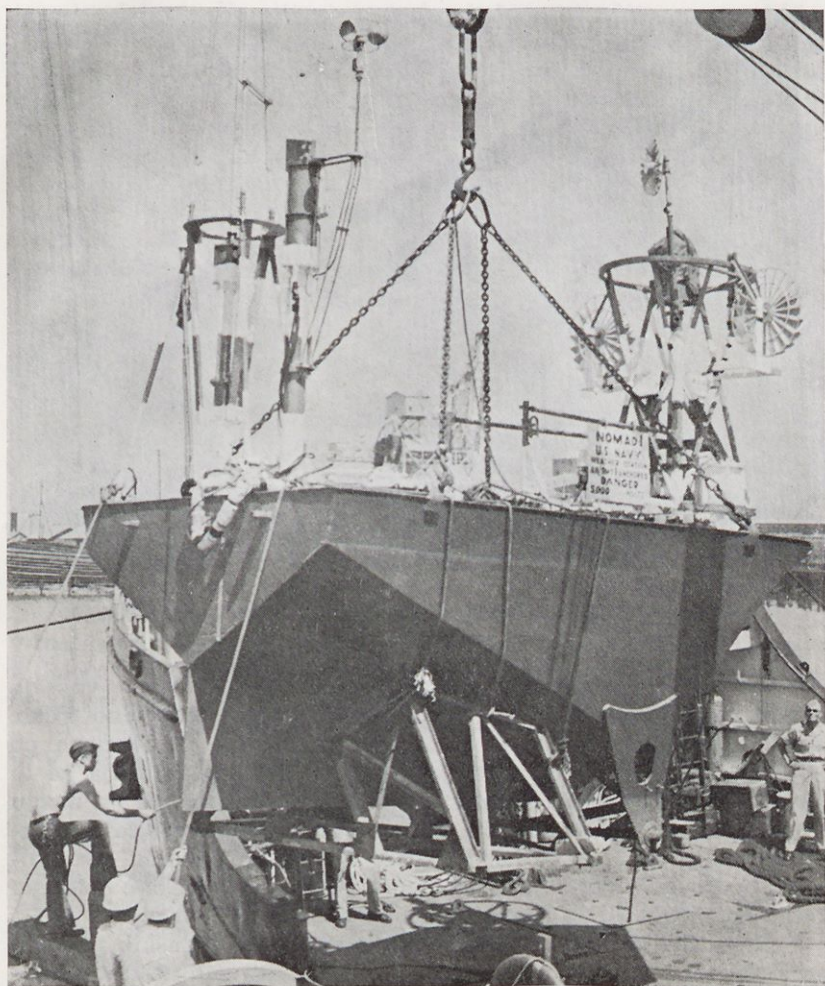


Sl. 21 a — Polarna meteorološka postaja na otoku Jan Moyenu

Afriko. V to karto se na osnovi mednarodnih simbolov vnašajo glavni meteorološki elementi in pojavi za vsako opazovalno točko, kjer je sinoptična postaja. Sinoptične postaje so razporejene po kopnem in morju, kjer opravljajo meteorološka opazovanja za to izobraženi meteorološki opazovalci. Meteorološke postaje na morju so na samotnih otokih (slika 21 a) ali na posebnih meteoroloških ladjah (slika 21 b), ki stoje na določenih mestih na oceanih. Meteorološka opazovanja opravljajo tudi linijske ladje, ko prečkajo določeno točko na morju, ki je izbrana za meteorološka opazovanja.

Kopenske postaje so postavljene predvsem v nižinskih predelih sredi ravnin in obširnih kotlin in na reprezentativnih višinskih področjih ali vrhovih. V Sloveniji imamo 12 takih sinoptičnih postaj. Najvišja postaja je na Kredarici pod Triglavom, in sicer na višini 2515 m, ostale pa so v glavnem v kotlinah in na ravninskem svetu.

Poleg teh opazovanj na višini 2 m nad zemljo opravljajo tudi radiosondažna merjenja. Pri teh merijo glavne meteorološke elemente vse do spodnje meje stratosfere. V Jugoslaviji so tovrstna opazovanja v Beogradu, Zagrebu in na otoku Krku. V novjšem času veliko prispevajo k analizi slike vremena radarske vremenske



Sl 21 b — Meteorološka ladja za opazovanje vremena na odprtih oceanih

postaje (slika 21 c₁) in (slika 21 c₂), ki prav tako nudijo dragocen pomožni material. Pozabiti pa ne smemo tudi podatkov o vremenskem dogajanju zlasti v stratosferi. Te dajejo meteorološki sateliti (slika 21 d₁) in meteorološke rakete (21 d₂).



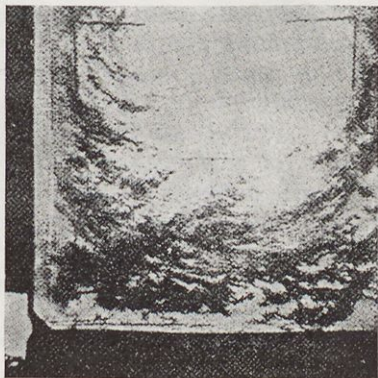
Sl. 21c/1 — Meteorološka radarska
antena



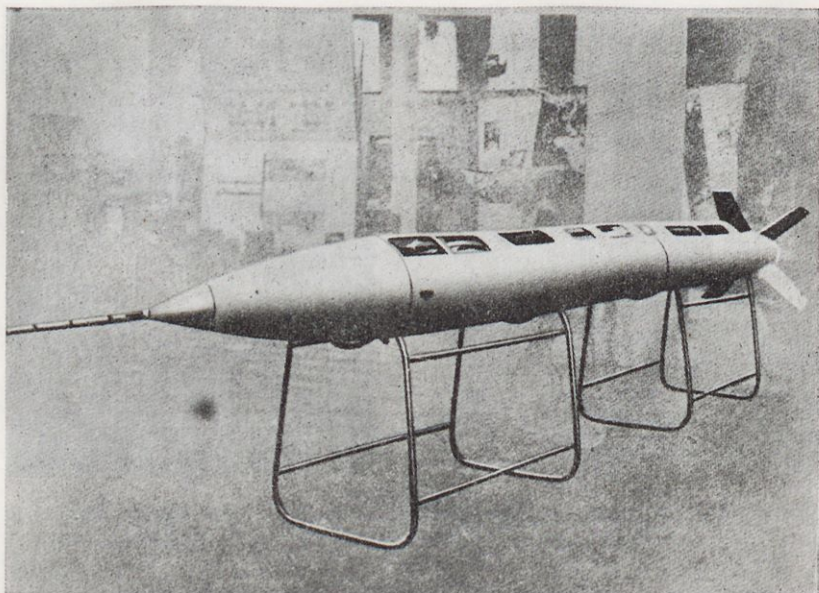
Sl. 21c/2 — Vremenska slika, ki jo
posreduje meteorološki radar



Sl. 21d/1 — Meteorološki satelit
Tiros III

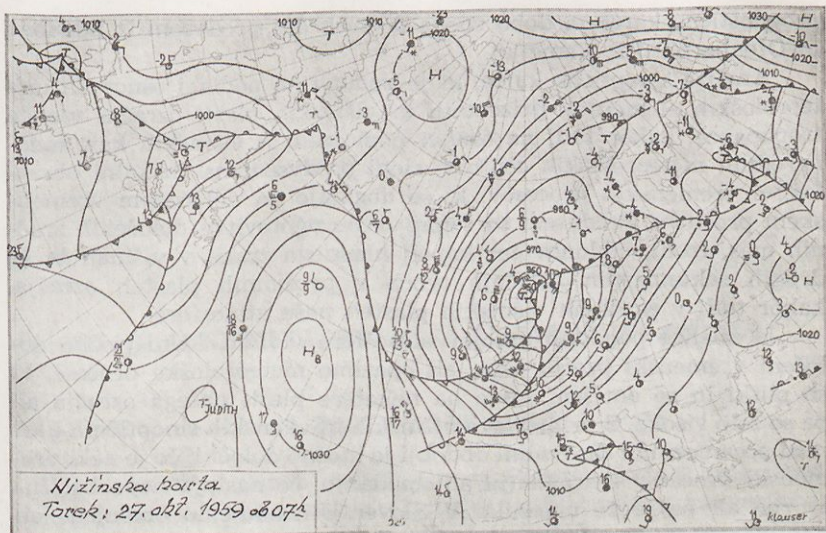


Sl. 21d/2 — Slika vremena, ki jo
posreduje meteorološki satelit

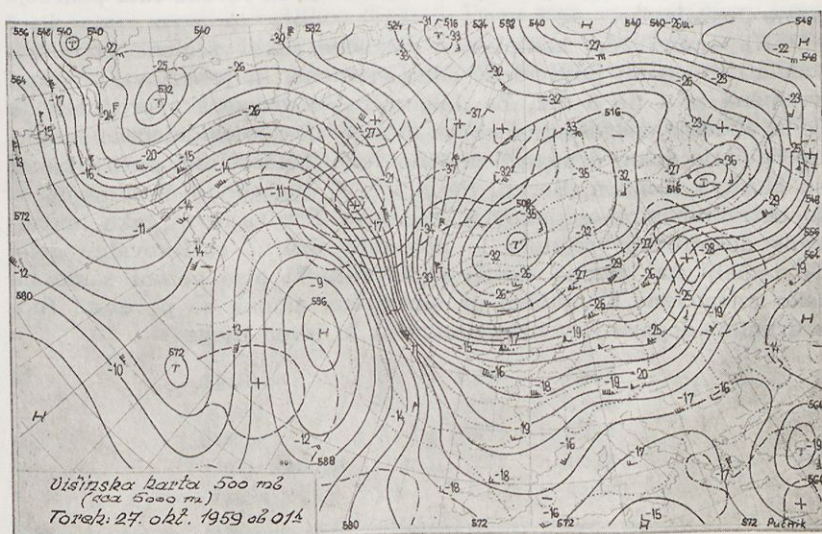


Sl. 21 d — *Meteorološka raketa*

Vsa omenjena opazovanja opravljajo na vsej zemeljski obli istočasno, in sicer v določenih časovnih terminih, po srednjeevropskem času. Rezultate meteoroloških opazovanj oddajajo radijski oddajniki in teleprinterji. Sporočajo jih v nacionalne in mednarodne meteorološke centre. Sistem je urejen izredno dobro, tako da rezultate opazovanja ob 01^h na primer na Grönlandu že čez dobro uro sprejmejo v zbirnem centru v Ljubljani. Tako so podatki z vsega obširnega že omenjenega evropskega vremenskega prostora zbrani v ljubljanskem meteorološkem centru v dobrih dveh urah in že vnešeni v sinoptično karto. Tako je možno, da meteorolog prične z analizo sinoptične karte po slabih dveh urah, potem ko so bili opravili opazovanja na tem obširnem področju evropskega vremenskega dogajanja. Pri analizi vremenskih dogajanj imamo na razpolago tudi analize drugih meteoroloških centrov. Dobimo jih preko tako imenovane teleprinterske mreže, ki posreduje analize drugih večjih meteoroloških centrov v Evropi. V Sloveniji sprejemamo predvsem analize nižinskih (slika 22 a) in višinskih (slika 22 b) sinoptičnih kart ter



Sl. 22 a



Sl. 22 b

prognostične karte za dobo enega do treh dni predvsem iz Londona in Ofenbacha (ZR Nemčija).

Analiza sinoptične karte, ki je podana na podlagi osnovnih meteoroloških elementov prizemnih in višinskih plasti ozračja vse do tropopauze, kakor tudi na osnovi pomožnih in višinskih kart mednarodnih meteoroloških centrov, sloni predvsem na fizikalni obrazložitvi vremenskih procesov, ki se dogajajo na določenem vremenskem prostoru. Predvsem so tukaj važne ugotovitve določenih zračnih mas, front, ciklonov ter kapelj hladnega zraka v višinah in še drugih sekundarnih baričnih tvorb v prizemnih plasteh ozračja, kakor tudi v različnih višinskih plasteh naše atmosfere.

Iz analize poedinih nivojev atmosfere vidimo, kako visoko določeni vremenski procesi sega, ali opazimo meteorološke procese, ki so plitki in so omejeni samo na nekatere plasti našega ozračja ali pa so zelo visoko. S primerjavo nižinskih in višinskih sinoptičnih kart med posameznimi časovnimi obdobji je možno določiti, če je neki vremenski proces v razraščanju ali upadanju, če nastaja nova barična tvorba ali pa je že ugasnila. V Sloveniji izdelujemo omenjene sinoptične karte in višinske karte evropskega vremenskega prostora trikrat dnevno in to ob: 7., 13. in 19. uri. Poleg tega pa izdelujemo še manjše vremenske karte, tako imenovane »kalcovke«, ki zajemajo samo obmejne pokrajine Jugoslavije in seveda tudi področje same Jugoslavije.

Na osnovi take kompleksne resnične slike vremena je možno izdelati in podati predvideno sliko vremena, ki je osnova prognoze vremena za 1 do 3 dni. Za dolgoročnejše vremenske prognoze, to je za obdobje enega tedna, enega meseca ali celo za določeno sezono, uporabljajo dokaj drugačno metodo večji meteorološki centri, kakor so Moskva, London, Berlin, Pariz idr. V Jugoslaviji še nimamo za to potrebnih strokovnjakov in raziskav. Predvsem za tako imenovane dolgoročne prognoze je potrebno obširno raziskovalno delo. To temelji na izredno težkih problemih, ki niso vezani samo na tako imenovano sinoptično problematiko, ampak so povezani tudi z drugimi dogajanji v našem ozračju in izven njega.

Drugo poglavje

III. GLAVNI METEOROLOŠKI ELEMENTI IN POJAVI

1. Zrak in zračni pritisk

Zrak je zmes raznih stalnih plinov. Poleg tega je v zraku tudi nekaj delcev v trdnem stanju. V svojem medsebojnem razmerju se ti spreminjajo glede na višino ozračja. Vendar v vremenoslovju navadno jemljemo ozračje kot enotno zmes različnih plinov in trdih delcev in vse to skupaj imenujemo zrak.

Glavni sestavni deli plinov v ozračju (tab. 2) so predvsem: dušik, kisik, ozon, argon in ogljikov dioksid. Poleg tega so v ozračju v sicer malih količinah še drugi plini, tako imenovani »žlahtni plini«: neon, helij, kripton, ksenon in vodik. Skupek teh sestavnih delov predstavlja ozračje v troposferi.

Relativna količina najvažnejših sestavin zraka glede na volumen in gostoto za suh zrak znaša te vrednosti:

Plin		Volumen v %	Relativna gostota v raz- merju na suh zrak
Dušik	N ₂	78,08	0,967
Kisik	O ₂	20,95	1,106
Argon	Ar	0,94	1,377
Oglj. dioksid	CO ₂	0,03	1,529
Vodik	H ₂	0,001	0,0696

Tabela 2. Relativna količina najvažnejših sestavin zraka

Kakor je videti iz tabele 2 sta glavna sestavna dela ozračja dušik in kisik, ki zavzemata 99 % celotnega volumna.

Dušik N_2 je plin in je najbolj potreben za življenje na Zemlji, ker sestavlja mnogo organskih snovi, med katerimi so predvsem važne beljakovine. Spaja se s kisikom in vodikom in tedaj nastaja predvsem amonijak in drugi plini, ki so prirodno gnojilo zemljišča, ker jih dež prinese na zemeljsko površino. Dušik v zraku je najvažnejši izvor hrane za rast rastlinskega sveta. Vendar tega dušika rastline ne morejo uporabljati direktno za svojo hrano, ker je v nevezani obliki, ampak ga lahko uporabljajo šele v oksidiranih spojinah.

Kisik O_2 je zelo važen aktivni sestavni del ozračja. Njegov meteorološki pomen je v tem, ker do neke mere slabi sončno sevanje. Za živalstvo in rastlinstvo je pomemben zato, ker je neogiben za njihovo dihanje. Za življenjske potrebe rastlinskega sveta na manjših nadmorskih višinah je bolj pomemben v tleh, kakor pa njegova množina v zraku. Ta priliv ali obnavljanje kisika imenujemo aerozacijo, ki je učinkovitejša na zemljišču, kjer trenutno ni rastlinske vegetacije.

Ogljikov dioksid CO_2 je eden od najvažnejših plinov v ozračju. V vremenoslovju ima pomembno vlogo zato, ker slabi sončno in dolgovalovno zemeljsko sevanje. Poleg tega se bilke vegetacije hranijo z njim s sodelovanjem sončega sijanja. Potrošnja ogljikovega dioksida pri hranjenju rastlin, to je pri asimilaciji, je odvisna od sončne svetlobe in temperature. Jakost in dolžina trajanja sončne svetlobe in prav tako temperature se menjajo v toku dneva in leta, zaradi tega se do neke mere menja vsebina in koncentracija ogljikovega dioksida. Čez dan, ko poteka asimilacija, je količina ogljikovega dioksida najmanjša, a nato se povečuje preko jeseni in zime. V nekaterih mestih in industrijskih predelih je sestavina CO_2 celo zelo povišana. Nad oceani in morji je količina ogljikovega dioksida enako kakor na kopnem. V višjih plasteh je zrak nad kopnim bogatejši z ogljikovim dioksidom, kakor pa nad preostalimi predeli.

Količino ostalih plinov, ki sestavljajo zrak, lahko samo približno določimo iz njihovega vpliva na vegetacijo in živalski svet. Srednja vrednost množine ozona O_3 po merjenjih v parku Monsury — Pariz znaša 1,5 mg na $100 m^3$ zraka. V teku leta se ta količina povečuje na 1,9 mg na m^3 , pozimi pa se zmanjšuje na 1,3 mg na m^3 . Med nalivi se zrak v splošnem obogati z ozonom.

Amoniak NH_3 je v ozračju blizu zemeljske površine porazdeljen najbolj enakomerno. Z merjenji v parku Monsury v Parizu so ugotovili približno 2,0 mg amoniaka na $100 m^3$.

Množina vodne pare v ozračju se zelo spreminja, v resnici jo jemljemo samo kot dodatek zraku. V nižjih plasteh vlažnega zraka je celo do 4 % celotne vsebine, a v nekoliko hladnejšem zraku pade na zelo majhen odstotek. Vodna para je zelo važna ne samo pri nastopih vremenskih sprememb, ampak tudi v veliki meri pri absorpciji sončnih žarkov, dolgovalovnega sevanja tal, in pri dolgovalovnem sevanju atmosfere same.

Končno je v zraku stalno in mnogo spreminjajočih se količin lebdečih trdnih delcev in organskih spojin. Te delce na splošno imenujemo prah: med njimi so posebno pomembni vulkanski pepel, delci soli, delci dima, praški semen rastlin in tako dalje. Množina organskih sestavin in bakterij se spreminja glede na letno obdobje in na področje mesta ali okolja, na katerem merimo.

a) Gostota zraka

Njo definiramo z maso zraka na prostorninsko enoto.

Gostota zraka S je odvisna od zračnega pritiska in temperature zraka. Ker je zrak plin, lahko uporabimo zanj plinsko enačbo:

$$p\alpha = RT.$$

p je pritisk zraka, α specifični volumen zraka, T absolutna temperatura zraka, a R plinska konstanta (v tem primeru za zrak).

Zrak ima svojo maso in tudi svojo težo. Specifična teža suhega zraka je 773-krat manjša od specifične teže vode: 1 cm^3 suhega zraka v normalnih razmerah (zračni pritisk 760 mm živinosrebrnega stebra, temperatura 0°C , na morskem nivoju in na geografski širini 45°) je težak $0,001293 \text{ g}$ ($1 : 773 = 0,001293$). Torej je 1 m^3 zraka v normalnih razmerah težak $1,2393 \text{ kg}$.

Težo zračnega stebra, ki ima presek 1 cm^2 , in višino od nivoja, kjer ga merimo, pa do najvišjih plasti atmosfere — imenujemo atmosferski ali zračni pritisk. Ta pritisk merimo z barometrom, izrazimo pa ga v mm živinosrebrnega stebra, ki drži ravnotežje zračnemu steburu enakega preseka.

Ker je specifična gostota živega srebra glede na vodo 13,596, je masa živinosrebrnega stebra z višino 760 mm Hg s presekom 1 cm^2 enaka:

$$76 \text{ cm} \cdot 13,596 \text{ kg/cm}^3 = 1033,3 \text{ g/cm}^2 = 1,033 \text{ kg/cm}^2$$

Torej je normalen zračni pritisk $1,033 \text{ kg}$ na 1 cm^2 . Pritisk $1,033 \text{ kg/cm}^2$ imenujemo *eno atmosfero*.

Da bi mogli zračni pritisk izraziti v absolutnih enotah (CGS), moramo maso Hg pomnožiti s pospeškom zemeljske teže g. Tako dobimo normalni zračni pritisk v tejle obliki:

$$P_0 = 1033,3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot 981 \text{ cm sek}^{-2} = 1013567 \text{ dyn cm}^2$$

Živosrebrni steber torej deluje z višine 1 mm na presek 1 cm^2 s pritiskom ki je enak:

$$1013567 : 760 = 1333 \text{ dyn cm}^2$$

Pritisk živosrebrnega stebra, izražen v dolžinskih enotah (mm Hg), torej lahko spremenimo v absolutne enote, kadar višino živosrebrnega stebra pomnožimo s $1,333 \text{ dyn cm}^2 \text{ mm}^{-1} \text{ Hg}$. V meteorologiji so uvedli novo enoto za merjenje zračnega pritiska; imenujemo jo bar. Tisoči del bara pa imenujemo milibar.

En bar predstavlja silo $1\,000\,000 \text{ dyn/cm}^2$, a milibar (mb) silo, ki je enaka 1000 dyn/cm^2 .

Pritisk 1 mm živosrebrnega stebra je enak pritisku 1,333 mb. Zaradi tega je pritisk 760 mm Hg enak 1013,08 mb.

Za sinoptične s'lužbe v meteorologiji zračni pritisk dajejo v milibarih. V sinoptične karte, ki so pomembne za prognozo vremena, kakor tudi v meteoroloških biltenih, ki so potrebni za aviacijo in druge panoge meteorologije, je vnešen zračni pritisk tudi v milibarih.

Črte, ki vežejo vsa mesta enakega zračnega pritiska na omejenih kartah, imenujemo izobare.

Zračni pritisk se menja z višino predvsem iz tehle razlogov:

1. Zračni steber, ki opravlja pritisk, se zmanjšuje z višino.
2. Gostota zraka pada z višino zaradi privlačnosti zemlje, ki privlačuje zračne delce zemeljske površine.

Posledica tega je ta, da pritisk pada v začetku hitreje, a nato bolj počasi. Padanje zračnega pritiska z višino je odvisno še od: temperature zračnega stebra in stopnje zasičenosti zraka z vodno paro. Vendar zračni pritisk z višino pada dokaj pravilno, bolj pravilno, kakor katerikoli drugi meteorološki element.

Vrednosti zračnega pritiska na poedinih višinah (tab. 3) kažejo naslednje vrednosti:

Višina v km	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Zračni pritisk v mm Hg	761,6	674,1	595,3	524,3	460,9	403,7	352,4	306,4	265,2	228,6

Tabela 3. Vrednosti padanja zračnega pritiska nad Lindbergom v bližini Berlina

Isto nam dokazujejo srednje vrednosti padanja zračnega pritiska, katere so bile izračunane iz več tovrstnih opazovanj in meritev. (tab. 4)

Višina v m	Padanje zračnega pritiska za 1 mm Hg na vsakih:
500	11,1 m
1000	11,8 m
2000	13,4 m
3000	15,1 m
4000	17,2 m
5000	19,6 m

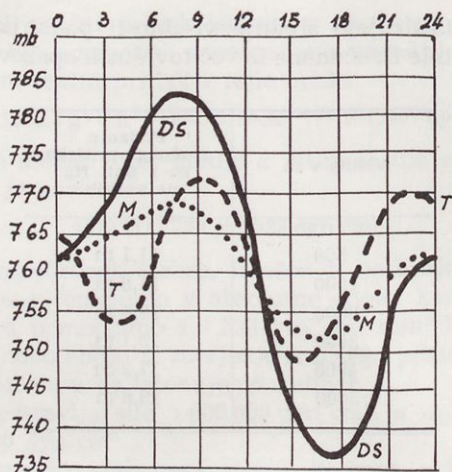
Tabela 4. Srednje vrednosti padanja zračnega pritiska z višino

Na višini približno 5500 m zračni pritisk znaša polovico vrednosti, kakršno je imel na zemeljski površini. To pomeni, da je kuhični meter zraka na višini 5500 m težak samo polovico vrednosti, ki jo ima na nadmorski višini 0 m.

b) Dnevno in letno kolebanje zračnega pritiska

Dnevni tok zračnega pritiska se razlikuje od dnevnega poteka drugih meteoroloških elementov, na primer temperature zraka, sončnega obsevanja idr. Medtem, ko imajo ti elementi samo en maksimum in en minimum v toku 24 ur, ima zračni pritisk dva maksima in dva minima v omenjenem času.

V teku dneva zračni pritisk menja svoje vrednosti približno takole: od jutra do okoli 9.—10. ure raste, nato pada do okoli 15.—16. ure, potem zopet raste do približno od 21.—22. ure in nato zopet pada od 3.—4. ure in nato ponovno prične rasti. Zračni pritisk ima torej v 24 urah dva maksima, in sicer: prvi maksimum je okoli 9. do 10. ure, drugi pa okoli 21. do 22. ure. Prav tako ima zračni pritisk dva minima: prvi je okoli 15. do 16. ure, a drugi okoli 3. do 4. ure. Tako izrazito dnevno spreminjanje zračnega pritiska nastopa vsak dan v tropskih predelih. Podobne pojave glede na dnevno kolebanje zračnega pritiska imajo tudi v umerjenih in visokih geografskih širinah, vendar samo pri mirnem vremenu, to je predvsem takrat,



Sl. 23 — Dnevni potek zračnega pritiska
v DS — Dolina smrti, I — Irkutsk,
T — Tih ocean

ko vlada anticiklonalni tip vremena. Pri gibanju frontalnih sistemov in ciklonov je ta periodičnost zabrisana.

Dnevni maksimi in minimi so večji od nočnih. V polarnih predelih, nadalje v dolinah in kotlinah umerjenih geografskih širin se često pojavlja samo en maksimum in en minimum. Tukaj predstavljamo (slika 23) dnevna kolebanja zračnega pritiska za tri mesta: na oceanu v ekvatorialnem pasu, v Dolini smrti (Sev. Amerika) in v Irkutsku (azijska Sibirija). Iz slike je razvidno, da je dnevno kolebanje večje v Dolini smrti in na ekvatorju, kakor pa v Irkutsku. Medtem ko je v Dolini smrti in na Tihem oceanu v tropskih predelih dnevna amplituda 2,5 mm, v Irkutsku znaša le 1,6 mm. Iz tega vidimo, da dnevno kolebanje zračnega pritiska polagoma pojenjuje od ekvatorja proti poloma, a na njunih polarnih področjih skoraj popolnoma izgine.

Raziskovanja so prav tako pokazala, da se dnevno kolebanje zračnega pritiska zmanjšuje z višino. Tako se z višino spremeni oblika krivulje, in sicer tako, da obstojata samo en maksimum in en minimum.

Resnični vzrok, zakaj zračni pritisk v teku dneva v tropskem področju ima izrazita dva maksima in dva minima, še do danes ni

popolnoma pojasnjen. Domnevajo pa, da je takšen tok zračnega pritiska v zvezi s temperaturo zraka.

Letni tok zračnega pritiska je v veliki meri odvisen od temperature zraka in je nasproten dnevnemu. Najmanjše letno kolebanje ima ob ekvatorskem pasu, to je v področju s najmanjšim letnim kolebanjem temperature. Čimbolj pa se oddaljujemo od ekvatorja proti polu, se povečuje letna amplituda temperature in vzporedno z njo raste letna amplituda zračnega pritiska. Ta je nad oceani mnogo manjša kakor nad kopnim. Pritisk zraka nad oceani ima tudi obrnjen potek od zračnega pritiska nad kopnim. Tako je na primer zračni pritisk v notranjosti kontinenta v umerjenem pasu pozimi največji, a poleti najmanjši, medtem ko je nad oceani obratno: največji pritisk vlada poleti, a najmanjši pozimi. V tem dogajanju je lepo videti povezavo pritiska zraka z letnim potekom temperature. V prehodnih področjih, kot je na primer zahodna Evropa, prevladuje pozimi kontinentalni, a poleti oceanski tip.

c) Razporeditev zračnega pritiska na zemeljski obli

Da bi mogli opazovati razporeditev zračnega pritiska na zemeljski površini, je treba najprej zračni pritisk reducirati na morski nivo. Takšne vrednosti zračnega pritiska vnesemo v geografske karte. Nato vsa mesta z enakim reduciranim zračnim pritiskom povežemo s črtami, ki jih imenujemo izobare. Izobare so torej linije, ki na geografski karti vežejo vsa mesta ali opazovalne točke z enakim zračnim pritiskom, karte s takimi linijami pa imenujemo izobarske karte.

Če si ogledamo razpored zračnega pritiska na zemeljski obli za dva ekstremna meseca v določenem letu, to je za januar in junij, vidimo naslednjo sliko: v januarju je nizki zračni pritisk pretežno nad vsem ekvatorskim področjem, posebno v južni Afriki in severnem delu Avstralije. Od ekvatorskega področja proti polom se zračni pritisk polagoma povečuje, tako da je v subtropskih krajih okoli 30° — 40° geografske širine pas visokega zračnega pritiska na obeh straneh ekvatorskega področja.

V januarju je na severni poluti Zemlje, kjer vlada ta čas zima, razvit zelo visok zračni pritisk v notranjosti severne Amerike in Azije. Nizek zračni pritisk pa je razvit na zelo velikih površinah nad oceani, posebno pa še nad Atlantskim oceanom, kjer se okoli Islanda zelo pogosto pojavlja islandski minimum ali tako imenovani islandski ciklon, ki je v veliki meri dirigent vremenskega dogajanja na evrop-

skem prostoru. Drugi, prav tako izredno pomemben minimum zračnega pritiska, se pojavlja nad Alejskimi otoki na severnem delu Tihega oceana. Kakor pri enem tako pri drugem minimumu zračnega pritiska izobare znašajo v centru pod 760 mm Hg. Med tema baričnima linijama je razvit in izredno razpostranjen maksimum zračnega pritiska, ki zajema ves azijski kontinent. To področje zimskega visokega zračnega pritiska imenujemo srednji azijski maksimum. V središču tega področja visoki zračni pritisk znaša celo nad 780 mm Hg.

V juliju ostaja islandski minimum nad Atlantskim oceanom. Pojavlja pa se področje z zvišanim zračnim pritiskom s središčem nad Azorskimi otoki in ga zato imenujemo azorski maksimum ali azorski anticiklon.

V juliju ima evropski vremenski prostor v glavnem nižji zračni pritisk od 760 mm Hg. Na severni polobli, kjer je tedaj poletje, so predeli visokega zračnega pritiska v glavnem nad Atlantskim oceanom in na vzhodnem delu Tihega oceana, medtem ko je v južnem delu Azije področje najnižjega zračnega pritiska.

Iz tega sledi predvsem tole:

Pas ekvatorskega področja nizkega zračnega pritiska se dobro ujema s pasom visokih temperatur tega področja. Prav tako se nad kontinenti kaže težnja, da so pozimi visoki zračni pritiski, kjer so nizke temperature, poleti pa obratno: visoka temperatura z nizkim zračnim pritiskom. Oceani imajo nasprotno tendenco glede na zračni pritisk predvsem v višjih geografskih širinah. Na njih so poleti sorazmerno nizke temperature, a visok zračni pritisk, medtem ko so pozimi sorazmerno visoke temperature z nizkim zračnim pritiskom. Pozimi se nad morji razvijajo svojevrstne depresije zračnega pritiska, po vsej verjetnosti zaradi veliko nakopičene toplote iz poletne polovice leta, kot je to na primer v milejši obliki tudi na našem Jadranu.

V glavnem lahko rečemo, da je splošna razporeditev zračnega pritiska v poedinih mesecih predvsem pogojena s razporeditvijo toplote na zemeljski površini. Pasovi visokega zračnega pritiska na subtropskih severnih in južnih širinah se razvijajo nad oceani v januarju, kakor tudi v juliju, za kar ne moremo kriviti samo temperature zraka. Prav tako lahko vidimo, da se zračni pritisk zmanjšuje proti polom na obeh poloblah, a na polih je ponovno porast. Torej zmanjševanje poteka v isti smeri, kakor se zmanjšuje temperatura zraka z izjemo predelov na samih polih.

Vse to dokazuje, da je zračni pritisk v umerjenih geografskih širinah glede na svojo porazdelitev odvisen še od drugih vplivov. Te

povzročajo velika zračna gibanja, ki nastajajo zaradi razlike v temperaturnem polju med ekvatorjem in poloma. Ta gibanja so pod vplivom zemeljske rotacije in zato je razporeditev zračnega pritiska na zemeljski površini odvisna tudi od dinamičnih, a ne samo od termičnih vplivov.

d) Merjenje zračnega pritiska

Za merjenje zračnega pritiska obstoja predvsem tale instrumentarij: živosrebrni barometer, kovinasti barometer ali aneroid in barograf.

1. Živosrebrni barometer je sestavljen (slika 24) iz dveh osnovnih delov: steklene barometrske cevi (a), dolge okrog 90 cm in s premerom 7—8 mm, in kovinaste posode (b). Z živim srebrom napolnjena steklena cev je na gornji strani zaprta, a spodnji del je odprt in potopljen v pločevinasto posobo b. Živo srebro v cevi se tedaj spusti do določene višine (do okrog 760 mm), tako da steber živega srebra SS_1 v cevi drži ravnotežje zunanjemu zračnemu pritisku. Del steklene cevi nad stebrom živega srebra je brezračni prostor (a) in ga imenujemo tudi Toricellijeva praznina.



Sl. 24 — Konstrukcija živosrebrnega barometra

Navpično razliko SS₁ od gornje površine živosrebrnega stebra v cevi do površine v kovinasti posodi imenujemo višino Hg v barometru ali barometrski pritisk. Zrak namreč pritiska na živo srebro v posodi b skozi odprtino m. Ko je pritisk zraka skozi odprtino m večji, se bo živosrebrni steber v posodi b spustil, a pričel se bo dvigati živosrebrni steber in obratno. Barometer polnimo z živim srebrom iz tehle razlogov:

1. velika specifična teža živega srebra omogoča, da za barometer ne uporabljamo predolge steklene cevi;

2. pritisk živosrebrne pare je pri normalni temperaturi neznaten in ga lahko zanemarimo celo do -40°C , ker je manjši od 0,1 mm Hg;

3. živo srebro lahko zelo dobro čistimo;

4. živo srebro se ne lepi na stekleno cev v notranjosti, tako da sta kepa ali tako imenovani meniskus živega srebra (konveksni rob živosrebrnega stebra pri S) in njegovo središče pri horizontalnem viziranju izredno dobro vidna. Da bi živosrebrni barometer dajal točne podatke, mora ustrezati predvsem temle razmeram:

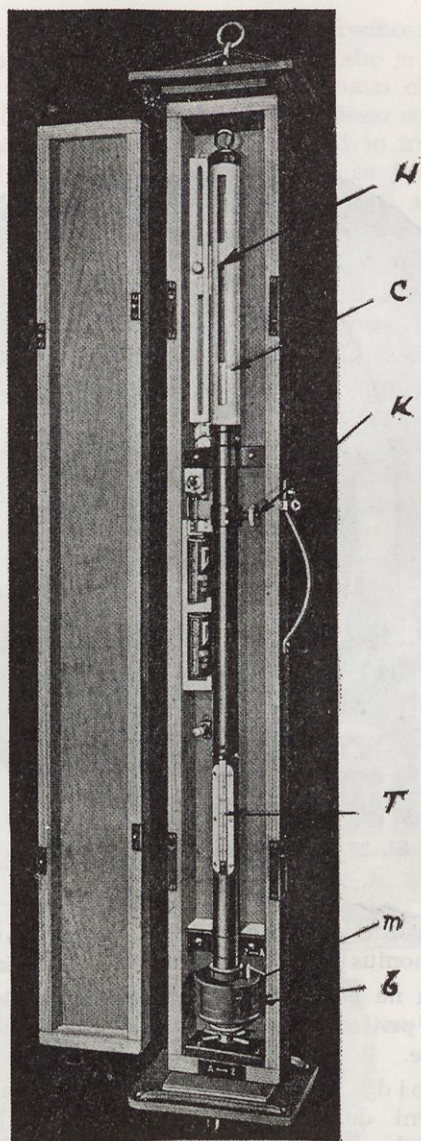
- a) notranjost steklene cevi in tudi živo srebro morata biti kemijsko čisti;

- b) prostor v stekleni cevi nad živosrebrnim stebrom (Tericellijeva praznina) mora biti popolnoma brez zraka;

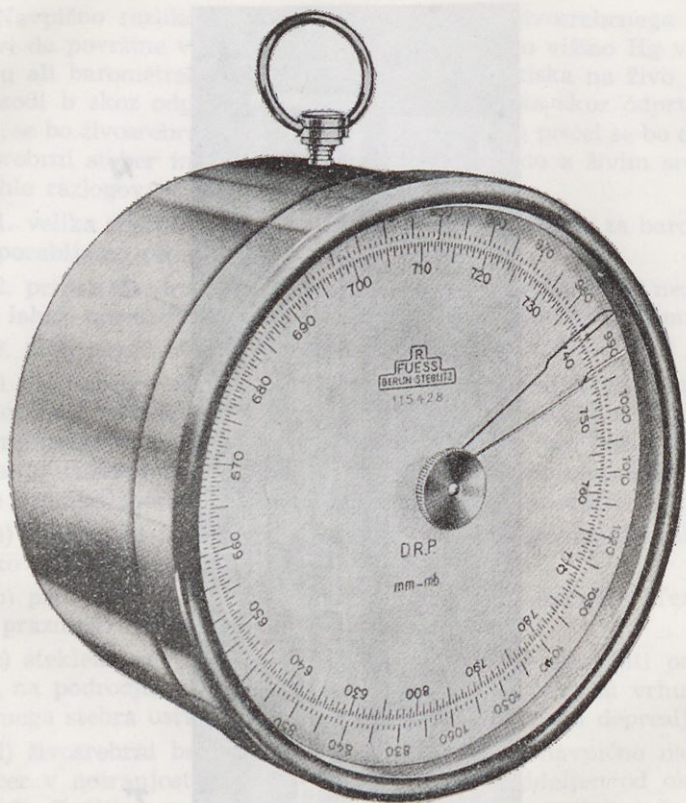
- c) steklena cev za živosrebrni barometer ne sme biti preozka zlasti na področju odčitavanja, ker bi se v ozki cevi na vrhu živosrebrnega stebra ustvarjala tako imenovana kapilarna depresija;

- d) živosrebrni barometer mora viseti prosto navpično na zidu, in sicer v notranjosti sobe na severni strani, oddaljen od okna in od peči. Zaščiten mora biti pred neposrednimi sončnimi žarki in pred neposrednim segrevanjem od peči. Če je v sobi, kjer je nameščen barometer, treba kuriti, tedaj živosrebrni barometer moramo zaščititi s posebno leseno omarico. Najbolje pa je, da je barometer nameščen v kletnih prostorih, kjer ni možno, da bi vplivali na živo srebro ali na ves instrument sončni žarki, in kjer je temperatura enakomerna.

Živosrebrni barometer obesimo na posebno kljuko, ki je zabita v zid tako, da je tedaj, ko barometer obesimo, skala z razporeditvijo za odčitavanje barometra na višini srednje velikega človeka. Dobro je, če na steno za barometrsko skalo nalepimo bel list kartona, kajti tako lažje viziramo (slika 25) pri odčitavanju instrumenta. Na njem je pritrjen živosrebrni (T) termometer, s katerim odredimo temperaturo zraka prostora, v katerem se nahaja barometer. Skala c na



Sl. 25 — Živosrebrni barometer



Sl. 26 — Kovinski barometer — aneroid

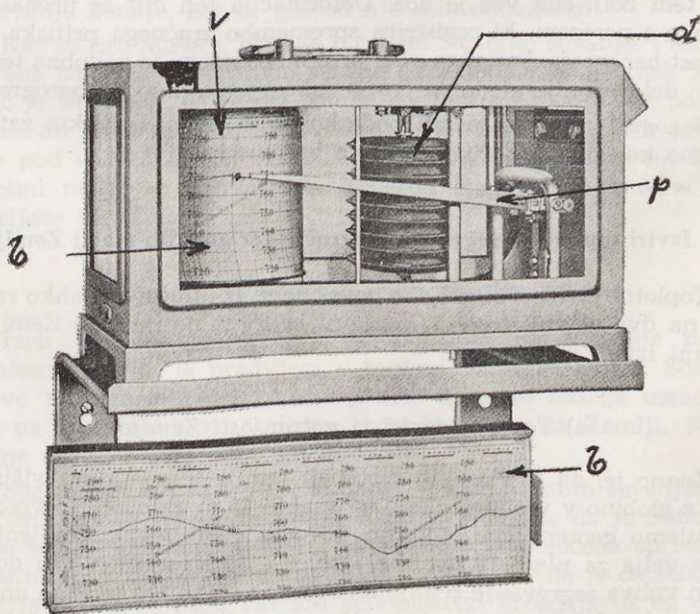
barometru je razdeljena na cele mm, a za odčitavanje desetih delov od mm služi nonius N, ki ga premikamo z vijakom k.

Zapirač m na posodi barometra odvijemo dva do trikrat, tako da zrak more priti do živega srebra. Tega vijaka ne smemo nikoli vzeti iz posode.

2. Aneroid. Aneroid je kovinski barometer (slika 26), ki ima kot glavni del eno ali več elastičnih kovinskih posodic. Te imajo posebno tanke ploščice, ki so nagubane na spodnji in zgornji strani. Te kovinske posodice so popolnoma zaprte in iz njihove notranjosti je zrak ali popolnoma odstranjen ali pa tako

močno razredčen, da je njegov pritisk pod vrednostjo teže zraka (manjši od 0,01 mm Hg). V notranjosti teh posodic je vzmet v vlogi elastičnega peresa, ki razteza škatlice. Pločevinasti obodi imajo na spodnji in zgornji strani valovito obliko, zaradi česar so bolj elastični. Pri spremembi zračnega pritiska ta škatlica, ki jo imenujemo tudi doza, spremeni obliko, se deformira, in sicer, če je zračni pritisk večji, se doze sploščijo, če pa je zračni pritisk manjši, se pod vplivom notranje vzmeti poravnajo. Te majhne vibracije doz se s posebnim mehanizmom prenesejo na kazalec, ki kaže zračni pritisk.

Deformacije doze so majhne in znašajo za spremembo zračnega pritiska do 1000 mm Hg samo 0,5 do 1 mm. Za najmanjšo potrebo točnosti zračnega pritiska od 0,1 mm Hg deformacija znaša 0,0005 mm. Da bi mogli tako majhno deformacijo doze uporabiti, se ta s prenosnim mehanizmom poveča. Na kovinski barometer — aneroid temperatura tudi vpliva in zato kovinske doze niso popolnoma brezračne, ampak je v njih nekoliko razredčenega zraka. Ta je v kovinskih dozah iz več razlogov. Kovinske doze reagirajo



Sl. 27 — Barograf z barogramom

tudi na spremembo temperature. Ko temperatura raste, se njihova elastičnost zmanjšuje, zaradi česar se doza pod pritiskom zraka bolj splošči in bo tako kazalec pokazal večji pritisk, kakor pa pri nizki temperaturi. Razredčeni zrak v dozi pri povečanju temperature deluje nasprotno, njegov pritisk se povečuje, pritiska od znotraj na stene doze in tako kompenzira izgubo elastičnosti same doze.

Pri zmanjševanju temperature se zmanjšuje tudi pritisk zraka v dozah, a vzporedno s tem se pojavlja efekt v elastičnosti doze.

Aneroid ne spada v skupino absolutnih instrumentov za merjenje zračnega pritiska, ampak ga moramo kontrolirati z absolutnim instrumentom za merjenje zračnega pritiska, to je živosrebrnim barometrom.

3. Barograf je izdelan po principu aneroida (slika 27) in ga uporabljamo za registriranje spremembe zračnega pritiska. Njegov glavni del je serija zračnih doz — kakor pri aneroidu, ki so nameščene vertikalno. Zaradi večjega števila doz se krepi občutljivost samega instrumenta. Kot vemo, je deformacija vsake doze sorazmerno majhna, vendar se skupna deformacija vseh doz krepi, in sicer tem bolj, čim več je doz. Deformacija teh doz se prenaša na ročico p s peresom, ki registrira spremembo zračnega pritiska. Notranjost barografa, katerega vodi urni mehanizem, je podobna termografu; delovanje je glede na čas in jakost prikazano na barogramih.

Barograf ne daje točnih podatkov o zračnem pritisku, zato ga moramo korigirati po živosrebrnem barometru.

2. Izviri toplote in segrevanje ozračja ter gornjih plasti Zemlje

Toplotne izvire z zemeljske površine in iz atmosfere lahko razdelimo na dve glavni skupini: toplotni izviri iz notranjosti Zemlje in toplotni izviri iz vsemirja.

a) Toplotni izviri iz notranjosti Zemlje

Znano je, da je v večjih globinah zemlje temperatura višja, da raste z globino v vrednosti 1°C na vsakih 35 m globine. To vrednost imenujemo geotermično stopinjo oziroma geotermični gradient. Ta pa ne velja za plast 10 do 25 m globine, in sicer zato, ker do teh globin vpliva segrevanje zemlje od sonca, in tako tod nastaja dnevno in letno kolebanje temperature. Prav zaradi tega geotermični gradient ni konstanten, pač pa je odvisen od prevodnosti toplote po-

edinih slojev in vrst zemlje na gornji plasti zemeljske skorje. Odvisen je tudi od različnih dnevnih terminov in od letnih časov. Največja globina vrtanja v zemeljsko notranjost je približno 3500 m. Na osnovi teh vrtin so tudi znani podatki o spremembi temperature v globino zemeljske skorje. Domnevamo, da v večjih globinah temperatura prav tako raste, kar nam potrjujejo vulkanski izbruhi in temperatura lave. Tako je pri teh izbruhih lave bila izmerjena temperatura od 1000 do 1200° C. Domnevamo, da je geotermični gradient proti notranjosti zemlje verjetno nekoliko manjši do določene globine Zemlje.

Veliko toplotno energijo v notranjosti zemlje razlagamo po Laplacejevi hipotezi, ki trdi, da je Zemlja bila nekoč ognjena masa, sedanje stanje pa da je nastopilo zaradi ohlajevanja v mnogo milijardah let.

Količina toplote, ki jo Zemlja stalno sprejema iz svoje notranjosti, na 1 cm² zemeljske površine v 1 minuti znaša približno 0,0001 kalorij. Kljub temu, da imajo poedine zvezde visoko temperaturo na svoji površini, saj povprečna vrednost znaša od 20 000° C do 30 000° C, vendar nimajo skoraj nobenega bistvenega vpliva na segrevanje Zemlje, ker so pač od nje zelo oddaljene.

Kar se tiče Meseca, obstoja na njem toplotno sevanje. Predvsem je treba omeniti reflektirano sončno sevanje. Znani geofizik Milanković je izračunal, da se pri polni Luni temperatura njene površine poveča do 100,5° C, a ko je prvi krajec, temperatura njene površine pade pod -53,8° C. Ta velika sprememba temperature na Lunini površini ne more vplivati na toplotno stanje našega ozračja ali zemeljske površine.

b) Sonce kot izvir toplote

Izvir toplotne energije, ki je potrebna za fizikalne procese v našem ozračju, je predvsem v toplotni energiji Sonca. Sonce je gotovo najpomembnejši izvir toplotne energije našega ozračja in zato ga moramo imeti tudi za izvir življenja na Zemlji. Nosilec sončne energije je sončno sevanje.

Sonce spada med zvezde stalnice z nepretrganim sevanjem. Na površini ima temperaturo okrog 6000° C. Menimo, da je Sonce plinasto telo. Navidezno gibanje Sonca daje še določene spremembe glede na gibanje Zemlje okrog Sonca. Znano je, da je os zemeljske rotacije nagnjena proti ravnini zemeljskega kroženja okrog Sonca, to je proti ravnini ekliptike, pod kotom, ki znaša 23° 27'. Nad se-

vernim povratnikom je Sonce v zenitu 22. junija, a nad južnim povratnikom 22. decembra. Nad ekvatorjem je Sonce v zenitu v obdobju enega leta dvakrat, in sicer 21. marca in 23. septembra. Takrat sta na naših geografskih širinah dan in noč enako dolga, zato imenujemo 21. marca pomladansko enakonočje in 23. septembra jesensko enakonočje.

Nagnjenost zemeljske — rotacijske osi k ravnini ekliptike je vzrok neenakega trajanja dneva in noči v poedinih letnih obdobjih. Eliptična oblika poti Zemlje okoli Sonca je vzrok tudi neenake množine toplote, ki jo ta sprejema od Sonca v poedinih letnih časih in na različnih geografskih širinah.

Najdaljše in najkrajše dolžine dneva na poedinih geografskih širinah nam kažejo (tabela 5) naslednji podatki:

Geografska širina	Najdaljši dan	Najkrajši dan
0° (ekvator)	12 ur 00 minut	12 ur 00 minut
45°	15 ur 26 minut	8 ur 34 minut
60°	18 ur 30 minut	5 ur 30 minut
66° 33'	24 ur 00 minut	0 ur 00 minut

Tabela 5. Dolžina dneva po geografskih širinah

Kakor je razvidno iz tega pregleda, na geografski širini 66° 33' N Sonce sploh ne zahaja, kar se dogaja 22. junija v času poletnega solsticija severne poloble, a obratno 22. decembra južne poloble. V času zimskega solsticija Sonce sploh ne zahaja južneje od geografske širine 66° 33' S južne poloble.

c) Sončno sevanje

Sevanje je prenos energije brez prisotnosti materije v obliki elektromagnetnih valov s svetlobno hitrostjo $3 \cdot 10^5$ km sek⁻¹.

Množino sončne energije, ki pade v eni minuti na 1 cm² površine na gornjo mejo atmosfere ali na površino Zemlje, če ne bi bilo zračnega oceana, pod pogojem, da sončni žarki padajo pravokotno in je Sonce na povprečni razdalji od Zemlje, imenujemo solarna konstanta. Z merjenji je bilo dokazano, da solarna konstanta znaša v povprečju 1,94 kalorij cm⁻² min⁻¹.

d) Vpliv ozračja na sončno sevanje

Množina sončne energije, ki pade na gornjo mejo atmosfere, ne dospe v vsej svoji množini na zemeljsko površino. Sončni žarki namreč potujejo skoz ozračje in pri tem zgubijo določeno količino svoje energije zaradi fizikalnih lastnosti zraka.

e) Propustnost zraka za sevanje

Ta fizikalna lastnost je odvisna od sestave zraka in dodatkov v njem, zaradi katerih nastaja v zraku tako imenovana motnost. V glavnem ozračje s'abi sončno sevanje, prav tako slabi tudi sevanje iz zemeljske površine. To se kaže na različne načine, in sicer: celotno sevanje se zaradi razpršitve v vseh smereh zmanjšuje (difuzna refleksija) in žarki določenih valovnih dolžin so absorbirani pri prehodu skozi zrak (selektivna absorbcija).

Zaradi tega sončno sevanje, ki pade na gornjo površino atmosfere, ne dospe do zemeljske površine v celotni vrednosti, ampak je znatno manjše. Odnos med količino energije, ki dospe na zemeljsko površino (i), in količino energije, ki je padla na gornjo površino atmosfere (J), imenujemo koeficient propustnosti ali transmissijski koeficient.

Če ta koeficient označimo s (q), tedaj je ta:

$$q = \frac{i}{J}$$

Velikost koeficienta prepustnosti (q) je prikazana (tab. 6) skozi vse leto na dveh višinah.

Sluck	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
30 m	0,798	0,797	0,792	0,781	0,778	0,770	0,759	0,770	0,782	0,792	0,800	0,806
Davos	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1561 m	0,872	0,859	0,849	0,848	0,819	0,815	0,812	0,830	0,836	0,847	0,852	0,851

Tabela 6. Letni potek koeficienta prepustnosti zraka za postaji Sluck in Davos

Observatorij Sluck leži v bližini Leningrada na višini 30 m nad morjem, a Davos je observatorij v Švici na višini 1561 m nad morjem.

Iz tabele je razvidno, da je najmanjši koeficient prepustnosti v juliju; njegovi najnižji iznosi pa sploh padajo v letne mesece, kar lahko razumemo, da je zrak v tem letnem času najbolj moten. Največje vrednosti koeficienta prepustnosti so v zimskih mesecih, in sicer v Slucku v decembru, a v Davosu v januarju, to je tedaj, ko je površina Zemlje pokrita s snegom in je motnost zraka najmanjša. Nadalje je iz tabele razvidno, da so vrednosti koeficienta q od vrednosti za Davos višje kakor v Slucku, kar je naravno zaradi večje nadmorske višine observatorija v Davosu, kjer je zrak čistejši od zraka v nižje ležečem Slucku.

Koeficient q ima torej vrednost 0 in 1. Če je q enak 0, tedaj noben del sončne energije ni dosegel zemeljske površine, a ko je q enak 1, je sončna energija prešla skozi ozračje v celotni vrednosti.

Srednji transmissijski koeficient (q), ko je Sonce v zenitu, pri jasnem vremenu in pri popolnoma suhem zraku znaša 0,70 do 0,75. Čim debelejši je sloj ozračja in čim večja je motnost zraka, tem manjši je transmissijski koeficient. Za vso zemeljsko obsijano poloblo je transmissijski koeficient 0,57. To pomeni, da od celotnega sončnega sevanja, ki pade na gornjo mejo atmosfere, dospe na zemeljsko površino 57 % v obliki direktnega in difuznega sevanja.

f) Difuzna refleksija

Ko sončni žarki padajo na ravno in gladko površino, se odbijajo po pravilu odboja, to je vpadni koti med smerjo žarkov in pravokotnico so enaki odbojnim kotom. Ko sončni žarki padajo na neravno površino, se prav tako odbijajo po pravilu odbijanja, to je vpadni ogli poedinih žarkov so prav tako enaki odbojnim kotom. Odbojne žarke označujemo kot difuzno reflektirane, a sam pojav imenujemo difuzno refleksijo ali razpršenje sončnih žarkov.

Sončni žarki se zaradi difuzne refleksije pri prehodu skozi zrak odbijajo na zračnih molekulah, na vodnih in prašnih delcih, ki so v ozračju. Pri tem pa sončna energija ne preide v drugo obliko energije, temveč se samo preusmeri s prvotne poti na vse strani. Zaradi take refleksije sončni žarki pri prehodu skozi zrak oslabe in to toliko bolj, kolikor daljšo pot imajo skozi ozračje. Raziskovanja so dokazala, da žarki različnih valovnih dolžin prav tako različno slabe. Najbolj se reflektirajo in slabijo žarki krajših valovnih dolžin

v ultravioletnem delu sončnega spektra, a najmanj žarki dolgih valovnih dolžin v rdečem in infrardečem delu sončnega spektra. Vio-
lični žarki so po pravilu lorda Rayleigha šestnajstkrat močnejše
difuzno reflektirani, kakor pa žarki rdečega spektra.

Difuzno reflektirani sončni žarki dajejo ozračju dnevno svetlobo
na Zemlji, kadar ta ni direktno osvetljena s sončnimi žarki, to je
pri jutranjem svitanju, večernem zahodu Sonca itd.

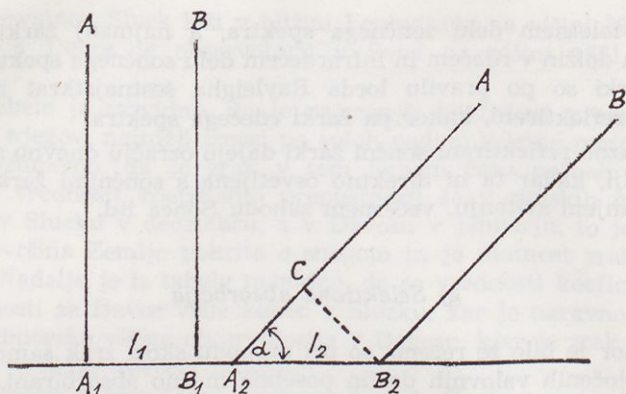
g) Selektivna absorbcija

Kakor je bilo že rečeno, so pri prehodu skozi zrak samo sončni
žarki določenih valovnih dolžin posebno močno absorbirani. Dolgo-
valovni sončni žarki na kraju rdečega dela sončnega spektra in
infrardeči žarki so zaradi absorbcije ali delno oslabljeni ali se celo
popolnoma porazgube. Ker se absorbcija pojavlja samo pri poedinih
žarkih določenih valovnih dolžin, se ta imenuje selektivna absorb-
cija. Dolgovalovne žarke absorbirajo predvsem ozon, ogljikov
dioksid, a najbolj vodna para. Od celotne sončne energije, ki preide
skozi zrak, je po izračunavanjih Abotha in Fenlera absorbiranje
na gornji površini ozračja 0 %, do višine 1800 m 8,95 %, a na morski
površini 12,05 %. Na podlagi neselektivnosti je še absorbirano v zraku
9 % sončne energije, tako da skupaj znaša na morskem nivoju 21 %.
Ta množina energije ni izgubljena, ampak se samo spremeni v neko
drugo (toplotno, kemično itd.) energijo. Ker je odstotek neposredno
absorbirane zračne energije (15 %) sorazmerno majhen, se ozračje
zaradi tega sorazmerno malo segreje.

h) Vpliv višine Sonca na obsevanje tal

Ko sončni žarki padejo na neko določeno površino pod večjim
kotom, to je čimbolj pravokotno, tedaj to površino segrejejo močnejše
kakor tedaj, ko padajo poševno. Množina sprejete sončne toplotne
energije je odvisna od višine Sonca, to je od nagjenosti žarkov do
ravnine horizonta.

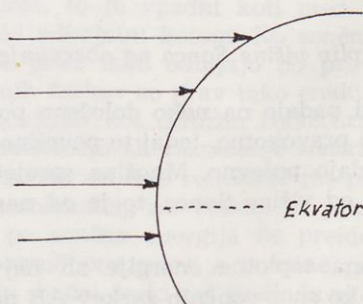
Največja količina toplotne energije ali največja intenzivnost
obsevanja bo tedaj, ko snop sončnih žarkov AB pade pravokotno na
površino in je tako površina $A_1 B_1$ najmočnejše obsijana. To bo tedaj
na nekem mestu zemeljske površine, ko Sonce kulminira nad tem
področjem (slika 28).



Sl. 28 — Vpliv vpadnega kota sončnih žarkov na sprejemanje množine sončne energije na ravno površino

Če sončni žarki padajo poševno pod določenim kotom, bo isti sončni snop AB obsijal površino A_2B_2 , ki je večja od površine A_1B_1 . Iz tega je razvidno, da se porazdeli ista količina sončne energije na večjo površino, zato pa je na enoti površine A_2B_2 energije manj.

Jakost segrevanja se glede na geografsko širino ali vzporednike menja. Čim večje geografske širine so, tem manjše je sončno obsevanje. Isti snop sončnih žarkov ogreva na manjši geografski širini manjšo površino, a na večji geografski širini večjo površino. Povr-



Sl. 29 — Vpliv geografske širine na sončne žarke pri sprejemanju množine sončne energije

šine na manjših geografskih širinah so tako mnogo bolj intenzivno ogrete (slika 29), kakor pa površine na večjih geografskih širinah. Sončni žarki padajo pravokotno na ozki pas ob ekvatorju, medtem ko snop sončnih žarkov z istim presekom obseva na pasu okrog 55,5° severne geografske širine dokaj večjo površino.

Ker sončni žarki padajo poševno na zemeljsko površino, imajo daljšo pot skozi ozračje in zaradi tega jih refleksija in absorpcija bolj slabita. Zato moramo upoštevati tudi to dejstvo, ko govorimo o vplivu višine Sonca na jakost sevanja.

i) Atmosfersko sevanje

Sončno sevanje pri prehodu skozi ozračje zaradi difuzne refleksije in selektivne absorpcije zgublja del svoje energije. Vendar je del sončnega sevanja, ki se izgubi v atmosferi, izgubljen samo navidezno, ker se v njej pozneje pojavi v obliki svetlobe in toplotnega sevanja, ki dospe do zemeljske površine.

Do zemeljske površine torej dospe poleg direktnega sončnega sevanja, ki ga pošilja ozračje na Zemljo, še sevanje, ki ga imenujemo dolgovalovno atmosfersko sevanje. Kljub temu, da je to sevanje sorazmerno majhno, je vendarle pomemben izvir toplote za Zemljo in ima vpliv na temperaturo zemeljske površine.

Toplotno sevanje je glede na nizko temperaturo zraka sestavljeno iz infrardečih dolgovalovnih žarkov, zato to smemo imenovati tudi toplotno sevanje ozračja.

Difuzno sevanje ozračja poteka samo podnevi, to je od vzhoda do zahoda Sonca ali od začetka svitanja do konca večerne zarje. Toplotno sevanje ozračja pa je podnevi in ponoči.

Če imajo molekule zraka in drugi delci v zraku, na katerih poteka difuzna refleksija, manjši premer, kakor je valovna dolžina difuzno reflektiranih žarkov, poteka refleksija obratno proporcionalno četrti potenci valovne dolžine po zakonu Rayleigha.

Zaradi tega difuzno sevanje obsega relativno večjo količino sevanja malih valovnih dolžin, kakor pa direktno sončno sevanje. Čim daljšo pot naredijo sončni žarki skozi ozračje, tembolj so oslabljeni žarki malih valovnih dolžin. Če je Sonce blizu horizonta, tedaj je pot, ki jo naredijo sončni žarki skozi ozračje, dolga in zato se kratkovalovni sončni žarki skoraj popolnoma porazgube. Zaradi tega stvarna sončna svetloba predvsem okrog Sonca blizu horizonta dobiva oranžasto ali celo rdečkasto barvo. Difuzna svetloba pa ima več kratkovalovnih žarkov in se na ta način tolmači modro nebo.

j) *Intenzivnost difuznega sončnega sevanja*

Difuzno sončno sevanje atmosfere izražamo s količino toplote v kalorijah, ki jo sprejme 1 cm^2 horizontalne površine v 1 minuti. Včasih intenzivnost difuznega sevanja izražamo v odstotkih globalnega obsevanja.

Intenzivnost difuznega sevanja je odvisna od višine Sonca nad horizontom, od oblačnosti in od nadmorske višine. V jutranjih urah, ko ima Sonce nizek položaj, intenzivnost difuznega sevanja mora biti večja od intenzivnosti direktnega sončnega sevanja.

Ko se Sonce dviga nad horizont, se istočasno zmanjšuje dolžina poti sončnih žarkov skozi ozračje in s tem se zmanjšuje tudi stopnja razprševanja sončnih žarkov. Zaradi tega intenzivnost direktnega sončnega sevanja raste s povečanjem sončne višine. Iz tega sledi, da je intenzivnost difuznega sevanja tem manjša, kolikor se večja direktno sončno sevanje. Na primer srednja letna vrednost difuznega sevanja v Washingtonu znaša 65 % od direktnega sončnega sevanja pri višini $11,30^\circ$ Sonca nad horizontom. Ko se Sonce dvigne do višine 65° , znaša difuzno sevanje samo 19 %.

Če pogledamo, koliko je intenzivnost difuznega sončnega sevanja odvisna od oblačnosti, opazimo, da se intenzivnost pri povečani oblačnosti krepi. Najmanjša intenzivnost difuznega sevanja je pri popolnoma jasnem vremenu. Slojasti in slojasto kopasti oblaki krepijo intenzivnost difuznega sevanja, in sicer 3—4-krat.

Intenzivnost difuznega sončnega sevanja je od nadmorske višine odvisna tako, da s povečano nadmorsko višino v glavnem pada.

k) *Refleksija sončnih žarkov na oblakih, snežni odeji, zemeljski površini in na rastlinski površini*

Ko analiziramo direktno in difuzno sončno sevanje, moramo predvsem poudariti, da zemeljska površina ne absorbira celotnega sevanja, ki pada nanjo. Določeni del žarkov se od zemeljske površine, snežne odeje, od rastlinskega sveta in tudi od oblakov, ko sončni žarki potujejo skozi ozračje, reflektira nazaj v ozračje. Razmerje med količino reflektiranih sončnih žarkov z zemeljske površine in množine celotnega sončnega sevanja imenujemo albedo. Če množino sončne energije, ki direktno pada na zemeljsko površino, označimo s (Q), a množino sončne energije, ki se odbija z zemeljske površine s (q), je albedo (A) enak enačbi:

$$A = \frac{q}{Q} 100$$

Albedo torej izražamo v odstotkih in je v bistvu vrednost, ki izkazuje, koliko odstotkov od celotne sončne energije, ki je padla na zemeljsko površino, se z nje reflektira nazaj v ozračje. Merjenja so pokazala, da na oblakih znaša albedo okoli 80 %, albedo peska je okoli 35 %, zelene trave 26 %, suhe izgorele trave 19 % itd. Posebno velik albedo je na snežni odeji. Na svežem zapadlem snegu znaša albedo 80 %. Sneg, ki že dalj časa leži, pa ima albedo 30—50 %. Albedo snežne odeje je torej močno odvisen od vrste snega.

1) *Sevanje Zemlje in sevanje ozračja*

Doslej smo videli, da na zemeljsko površino prihaja direktno in difuzno sončno sevanje in dolgovalovno atmosfersko sevanje. Del tega sevanja se odbija od zemeljske površine nazaj v ozračje, drugi del pa zemlja absorbira, zaradi česar se zemlja tudi segreva. Tako segreta zemlja oddaja sevanje s svoje površine nazaj v ozračje in medplanetarni prostor. To sevanje imenujemo terestično sevanje. Zaradi lažjega razumevanja ga lahko imenujemo zemeljsko sevanje.

m) *Intenzivnost sevanja*

Intenzivnost sevanja s površine različnih teles je odvisna od fizikalnokemičnih lastnosti teh teles in od njihove temperature. Po Štefan-Bolzmannovem zakonu je množina toplote (Q), ki jo oddaja 1 cm^2 črne površine v 1 minuti, proporcionalna četrti stopnji absolutne temperature (T) telesa, ki seva. To je možno izraziti v enačbi:

$$Q = \sigma T^4 \text{ ali } Q = \sigma (273 + t)^4$$

V tej enačbi σ predstavlja določen stalni koeficient, ki je enak $8,2 \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ st}^{-4}$, $\times 10^{-11}$. Ta koeficient izraža množino toplote, ki je oddana iz črne površine 1 cm^2 v 1 minuti pri absolutni temperaturi $T = 1,0^\circ$.

Ker jemljemo Zemljo kot črno telo, bi tudi za njo veljal Štefan-Bolzmannov zakon. Zemlja odda s površine 1 cm^2 v 1 minuti $0,57 \text{ cal}$ toplote. Z merjenji je bilo dokazano, da Zemlja oddaja neto le $0,15 \text{ calorij cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Iz tega je razvidno, da obstoja še neki toplotni izvir izven zemeljske površine, ki obseva Zemljo v vrednosti $0,42 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ in tako deloma kompenzira izgubljeno zemeljsko toploto. To je dolgovalovno sevanje atmosfere z razliko med seva-

njem tal in sevanjem atmosfere. Velikost toplote 0,15 cal, ki jo resnično oddaja 1 cm² zemeljske površine v 1 minuti, imenujemo efektivno sevanje zemeljske površine.

n) Trajanje obsevanja Sonca

Koliko ur in minut je Sonce obsevalo neko točko v toku določenega dne, je možno določiti z instrumenti za merjenje trajanja sončnega obsevanja. Z njimi določamo tudi, koliko ur čez dan so oblaki zastirali Sonce. Trajanje sončnega obsevanja lahko podamo na dva načina:

1. s številom ur, koliko je Sonce dejansko sijalo in pa
2. razmerje med resničnim in možnim sončnim obsevanjem na določeni točki.

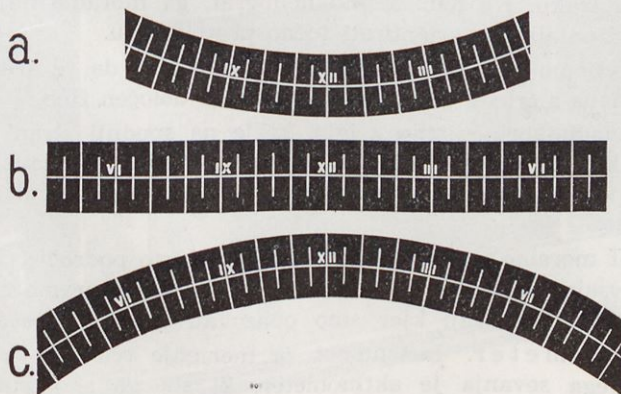
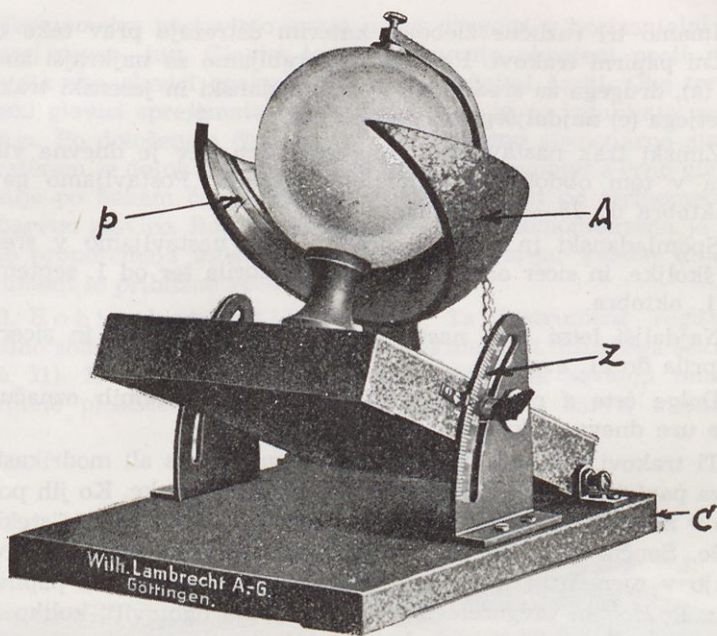
Relativno sončno obsevanje prikazujemo v odstotkih (%).

V Evropi kolebajo letne vsote trajanja sončnega obsevanja od 1150 ur ali 26 % do 2900 ur ali 66 %. Poslednja vrednost je bila izmerjena v Španiji. V Dalmaciji traja letno sončno obsevanje od 2250 ur do 2500 ur; to je okoli 50 do 57 %. V vseh ostalih naših pokrajinah traja sončno obsevanje od 1750 do 2000 ur kar znaša 40 do 50 %.

o) Merjenje obsevanja in sevanja

Za merjenje trajanja obsevanja in intenzivnosti sevanja Sonca ter naše zemeljske površine, uporabljamo instrumente, kot so: heliograf, aktinometer, aktinograf, pirheliometer, solarigraf itd.

1. Heliograf. Trajanje obsevanja nam beleži heliograf (slika 30). Ta instrument nam daje vrednosti, koliko ur in minut je Sonce obsevalo v teku dneva omenjeni instrument. Pri nas v glavnem uporabljamo heliograf tipa Campbell-Stokes. Sestavljen je iz steklene krogle, ki je nameščena na podstavku C in usmerjena proti jugu. Steklена krogla služi kot zbiralna leča, ki na heliogramu izžge sled. Na gornji strani krogle je pričvrščen vijak, s katerim jo je možno usmerjati. Steklена krogla je na severni strani obdana s kovinasto školjko (A), ki je pritrjena na podstavek. Na notranji strani školjke so vrezani žlebovi, v katere dajemo trakove (a, b, c) iz posebne vrste papirja, ki so glede na letne čase različne dolžine in oblike.



Sl. 30 — Heliograf s trakovi za posamezne letne čase

Imamo tri različne žlebove, katerim ustrezajo prav tako trije različni papirni trakovi. Prvi žleb uporabljamo za najkrajši zimski trak (a), drugega za srednji, to je spomladanski in jesenski trak (b) in tretjega (c) najdaljšega za poletne dni.

Zimski trak nastavljamo na gornji žleb, ker je dnevna višina Sonca v tem obdobju v najnižjem položaju. Postavljamo ga od 12. oktobra do 28.—29. februarja.

Spomladanski in jesenski srednji trak nastavljamo v srednji žleb školjke, in sicer od 1. marca do 11. aprila ter od 1. septembra do 11. oktobra.

Najdaljši letni trak nastavljamo v najdaljši žleb, in sicer od 12. aprila do 31. avgusta.

Dolge črte z rimskimi številkami na heliogramih označujejo polne ure dneva, a krajše črte polovične ure.

Ti trakovi so napravljeni iz posebnega črnega ali modrikastega trdega papirja, ki pa je zelo občutljiv za sončne žarke. Ko jih postavimo v žlebove, se na nje usmerjajo sončni žarki iz žarišča steklene krogle. Sončni žarki se namreč pri prehodu skozi stekleno kroglo zbirajo v njenem žarišču in to povzroča izgorevanje na papirnem traku. Po dolžini pregoretega traku je možno ugotoviti, koliko časa je Sonce sijalo v določenem dnevu na instrument.

Zato uporabljamo posebno metodo analize sledov, ki so izžgani na papirnem traku. Ko nameščamo heliograf, ga moramo najprej postaviti horizontalno in orientirati točno proti severu.

Ko vstavljamo trak v žlebove, moramo paziti, da je sredina traku poravnana s črto v notranjosti školjke za določen žleb.

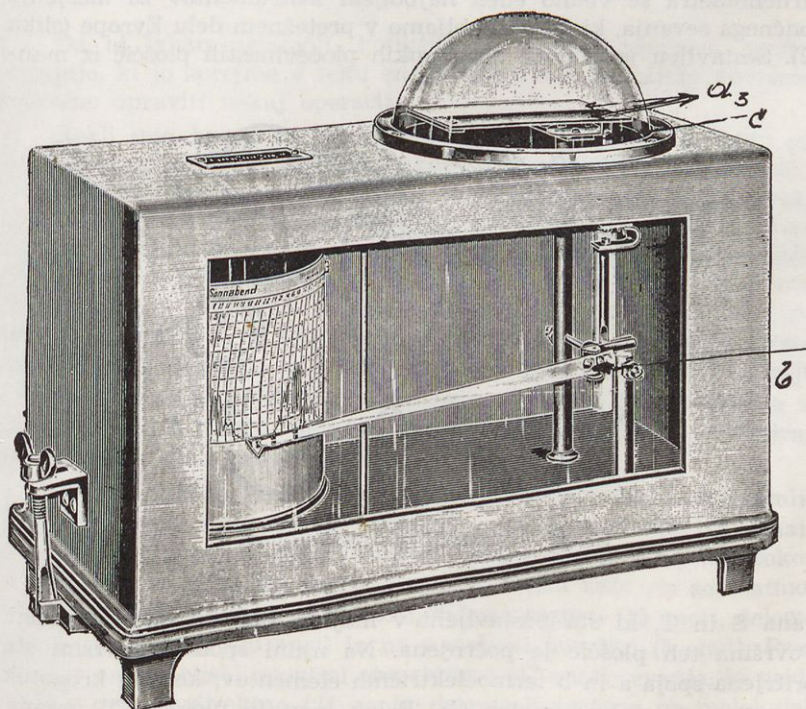
Trak navadno pripenjamo z iglo, ki je na spodnji strani kovinske školjke. Za postavljanje heliografa obstoja določena skala (z), ki jo uporabljamo za postavljanje školjke (A) glede na geografsko širino.

Heliograf moramo postavljati na čimbolj odprto področje. Trak menjavamo vsak dan po zahodu sonca. Na sneti trak moramo napisati točen datum in kraj, kjer smo opazovali sončno obsevanje.

2. **Aktinometer.** Instrument za merjenje relativne vrednosti globalnega sevanja je aktinometer, ki sta ga skonstruirala Helmann in Herschel. Sestavljen je iz dveh popolnoma enakih termometrov. Steklена glavica enega termometra je počrnjena s sajami, a druga je brezbarvna. Termometra sta v steklenem ovoju, v katerem je razredčen zrak, to je nekak nepopolni vakuum.

Termometra postavimo enega poleg drugega v horizontalni legi v smeri sever—jug. Glavici termometrov sta obrnjeni proti jugu. Tako sta obe glavici enako obsevani s sončnimi žarki. Obe termometerski glavici sprejemata toploto od Sonca in jo izgubljata zaradi sevanja. Po določenem času se ustvari določeno stacionarno stanje, pri katerem je dotok toplote enak odtoku. Termometer s črno glavico izkazuje po nekem času insolacije večjo vrednost od termometra z brezbarvno glavico. Razlika temperature med termometroma je približno proporcionalna intenzivnosti sončnega sevanja. Vendar daje ta instrument le približne vrednosti.

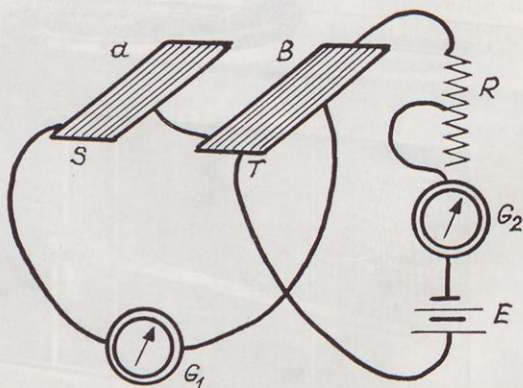
3. Robishev aktinograf. Ta instrument registrira globalno sončno sevanje, to je vsota direktnega in difuznega sevanja (slika 31). Kot osnovo za sprejemanje sončnega sevanja ima tri bimetalne ploščice (a), od katerih sta dve bele barve, a ena je



Sl. 31 — Robishev aktinograf

počrnjena. Postavljene so horizontalno in sicer tako, da je črna ploščica v sredini. Pokrite so s stekleno kupolo. Ploščice so medsebojno tako povezane, da je instrument neodvisen od temperature zraka, ki ga obdaja. Bimetalne ploščice se segrevajo zaradi vpliva sončnih žarkov, ki od zgoraj padajo nanje. Zaradi večje absorpcije črne ploščice, kot jo imata beli ploščici, se črna ploščica močneje segreva in bolj razteza. To se preko prenosnega mehanizma prenaša na določeno ročico (b), ki vrednosti sevanja registrira s peresom, ki je pritrjeno na ročici in piše na papirnati trak. Ta je pritrjen na valju, v katerem je urni mehanizem, kakor pri vseh ostalih registrirnih instrumentih (termograf, barograf itd.). Pod bimetalnimi ploščicami je kovinska okrogla ploščica popleskana belo (c), ki ščiti prenosni mehanizem od direktnih sončnih žarkov oziroma sevanja. Instrument ne daje absolutnih vrednosti.

4. Pirheliometer K. Angströma. Menimo, da je ta tip pirheliometra še vedno eden najboljših instrumentov za merjenje sončnega sevanja, ki ga uporabljamo v pretežnem delu Evrope (slika 32). Sestavljen je iz dveh zelo tankih pločevinastih ploščic iz man-



Sl. 32 — Angströmov pirheliometer

gana S in T, ki sta postavljeni v majhni razdalji ena ob drugi. Površina teh ploščic je počrnjena. Na njuni spodnji površini sta pritrjena spoja a in b termoelektričnih elementov, katerih krogotok je vezan na galvanometer G_1 . Poleg tega je ploščica T vezana v drugo električno polje, ki dobiva električno energijo iz akumu-

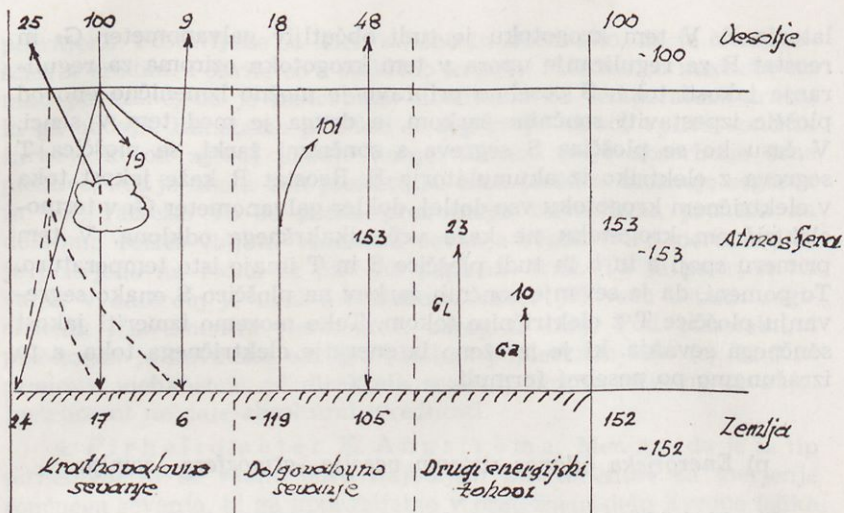
latorja E. V tem krogotoku je tudi občutljiv galvanometer G_2 in reostat R za reguliranje upora v tem krogotoku oziroma za reguliranje jakosti toka. S posebno pripravo je možno izmenično eno od ploščic izpostaviti sončnim žarkom, a druga je med tem v senci. V času ko se ploščica S segreva s sončnimi žarki, se ploščica T segreva z elektriko iz akumulátorja E. Reostat R kaže jakost toka v električnem krogotoku vse dotlej, dokler galvanometer G_1 v termoelektričnem krogotoku ne kaže več nikakršnega odklona. V tem primeru spoji a in b in tudi ploščice S in T imajo isto temperaturo. To pomeni, da je sevanje sončnih žarkov na ploščico S enako segrevanju ploščice T z električnim tokom. Tako moremo izmeriti jakost sončnega sevanja, ki je izraženo iz energije električnega toka, a to izračunamo po posebni formuli.

p) *Energijska bilanca sistema vesolje—atmosfera—zemlja*

Da bi lahko ugotovili, kolikšna je srednja vrednost sončne energije, ki jo sprejme v teku enega dne 1 cm^2 zemeljske površine, moramo opraviti nekaj operacij.

Rekli smo že, da na gornji meji atmosfere površina 1 cm^2 pri pravokotnem padanju sončnih žarkov sprejme v povprečni oddaljenosti Sonce—Zemlja v eni minuti množino energije, ki je enaka $1,94 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ in to množino energije imenujemo solarna konstanta. V teku enega dne, to je 1440 minutah, sprejme okrog $800 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, natančneje $798,40 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Če sedaj vzamemo, da ta množina sončne energije, ki jo zaokrožimo na $800 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, ne pade na zemeljsko površino, ampak na gornjo mejo ozračja, tedaj bo le del te prispel na zemeljsko površino, kajti določeni del se bo reflektiral na oblakih. Določeni del te energije se bo spremenil v difuzno sevanje neba in določeni del bo absorbiran pri prehodu skozi atmosfero.

Ako postavimo, da ima sončno sevanje v poprečju za vso zemljo na gornji meji atmosfere v relativnih enotah vrednost 100, imajo posamezni energijski tokovi sledeče vrednosti: analiza teh tokov o razporeditvi (slika 33) energije sevanja sonca kaže, da se v atmosferi ta deloma absorbira (19 enot), deloma razprši (15 enot), deloma odbije na oblakih (20 enot) in na zemeljski površini (5 enot). Prav tako je na zemeljski površini absorbirano (47 enot) sevanja, ki pride do nje deloma direktno (24 enot), deloma razpršeno na molekulah zraka (6 enot) in na oblačnih delcih (17 enot).



Sl. 33 — Energijska bilanca sistema vesolje—atmosfera—zemlja

Del kratkovalovnega sončnega sevanja, ki zapusti gornjo mejo atmosfere, sestavljajo: del, ki se odbije na oblakih in na zemeljski površini (25 enot) in del razpršenega sevanja neba (9 enot). Vsota obojega nam predstavlja albedo sistema Zemlja—atmosfera.

Albedo zemeljske površine znaša povprečno okoli 10 %, albedo sistema Zemlja—atmosfera pa 34 %, zato mora biti albedo oblakov znatno višji od te vrednosti.

Dolgovalovno sevanje ima naslednje vrednosti posameznih energijskih tokov: zemeljska površina oddaja 119 enot, od katerih jih gre skozi atmosfero v vesolje 18 enot, a atmosfera absorbira 101 enoto. Atmosfera oddaja 153 enot, od katerih jih gre 105 na zemeljsko površino, ki to energijo absorbira, ostalih 48 enot pa gre v vesolje.

Tok zaznavne toplote z zemeljske površine v atmosfero znaša 10 enot, tok latentne toplote pa 23 enot.

Temperatura Zemlje, atmosfere in vesolja je v srednji vrednosti dejansko nespremenjena, kar pomeni, da je vsota vse energije enaka nič (0). Kolikor toplotne energije sprejmejo omenjena področja, prav toliko jo tudi oddajo. Zato se v poprečju nobeno področje niti ne segreva niti ne ohlaja.

3. Temperatura ozračja in gornjih plasti zemlje

a) *Pojem temperature in toplote*

S temperaturo nekega telesa se odraža njegovo toplotno stanje, a kadar govorimo o spremembi temperature, v resnici mislimo na spremembo toplotnega stanja tega telesa.

Pojem toplote je vedno vezan na neko maso telesa. Od tod izhaja zakon, ki pravi: Količina toplote, ki je potrebna za segrevanje določenega telesa za določeno temperaturno razliko je sorazmerna masi oziroma gmoti telesa. Prav tako velja, da je količina toplote, ki je potrebna za enako spremembo temperature enake mase različnih teles odvisna od prirode telesa. To pomeni, da se neka telesa segrevajo hitreje, druga počasneje. Če na primer 1 cm^3 zraka, sladke vode, suhega peska imajo isto toplotno stanje, temperaturo 15°C , vsebujejo različne količine energije. Če vsaka od količine teh mas sprejme količine toplote 10 calorij, tedaj se bo temperatura zraka povečala za 59°C , sladke vode za 10°C , suhega peska pa za 31°C .

Množina toplote, ki jo je potrebno dovesti, da se 1 gram vode segreje za 1°C , imenujemo kalorija in to je enota za merjenje toplote. Večja enota je kilogram-calorija, to je množina toplote, ki je potrebna, da se segreje 1 kg vode za 1°C ($1\text{ kg cal} = 1000\text{ g cal}$). Potemtakem množino toplote merimo s kalorijami in je ta vrednost kvantitativnega pomena, a temperaturo merimo s stopinjami in te imajo kvalitativno vrednost. Tako sta toplota in temperatura dva različna pojma .

b) *Segrevanje in hlajenje zemeljske površine*

Veliko količino sončne energije zemeljska površina absorbira in se tako segreva. Tako se sončna energija spremeni v toplotno energijo, ki ne segreva samo zemeljske površine, ampak tudi globlje sloje Zemlje, pa tudi zračne plasti nad zemeljsko površino. Tako v teku dneva, posebno poleti, toplota od sončnih žarkov pretežno s pomočjo zemeljske površine segreva zrak. Zaradi tega smemo zemeljsko površino imeti kot resnični in neposredni izvir toplote za zrak, ki obkroža Zemljo. Vendar zemeljska površina ni samo izvir toplote, ampak na enak način tudi izvir ohladičev, ker ponoči, a

včasih tudi podnevi in v zimski dobi zaradi sevanja izgublja toploto v ozračje oziroma v svetovni prostor.

Površinsko plast Zemlje, na katero neprestano padajo sončni žarki ali sončna energija, imenujemo aktivno absorpcijsko plast. Ta plast je lahko površina kopnega brez vegetacije, površina rastlinskega sveta (trava, drevje itd.) in površina vode. Aktivna plast Zemlje se najbolj segreje v času, ko prevladuje sončno obsevanje, najbolj pa se ohlaja, ko prevladuje njeno sevanje. Zaradi tega na površini Zemlje nastanejo največje razlike v spremembah temperature v teku dneva in leta (dnevno in letno kolebanje temperature). Na večjih višinah v ozračju je kolebanje temperature manjše; zmanjšuje se z večanjem višine. Tako na primer na višini 1 km v prosti atmosferi temperatura dnevno koleba za $1,0^{\circ}$ do $1,5^{\circ}$ C.

Vendar zemeljska površina ne absorbira vse sončne energije, ki dospe nanjo, ker jo en del odbije. Absorbirani del se uporabi deloma za segrevanje zemeljske površine, deloma za sevanje zemeljske površine, deloma za konvektivno segrevanje zraka in deloma za izparevanje.

Ostanek toplotne energije segreva zemeljsko površino in njenih globljih plasti. Segrevanje zemeljske površine in prevod toplote v njene globlje plasti ima posebne fizikalne značilnosti. Med temi je potrebno poudariti dve posebnosti: specifično toploto mase teh plasti, prevodnost toplote in njihova lastna temperatura. Ker so te lastnosti različne za določene vrste zemeljske zgradbe, so tudi prenosi toplote v te plasti različni.

c) Segrevanje in ohlajevanje kopnega

Direktne in difuzne sončne žarke v največji količini absorbira zemeljska površina, kjer se spreminjajo v toplotno energijo. Koliko sončne energije lahko absorbirajo in do katere stopnje se segrejejo kopne površine zemlje, je odvisno od določenih fizikalnih lastnosti kopnega. Prva od teh lastnosti je ta, da ima kopna površina deloma sorazmerno črno in razgibano površino. Zaradi tega kopno zelo malo reflektira sončne žarke, ki padajo nanj. Ker kopno absorbira energijo in je ne prepušča v globlje zemeljske plasti, se površinska plast kopnega sorazmerno počasi segreva.

Druga fizikalna lastnost kopnega je v tem, da pri njegovih sestavnih delih ni nikakršnih sprememb v njihovem agregatnem stanju in se zato toplotna energija ne porablja v obliki latentne

toplote, razen v zimskih mesecih, ko so tla na večjih geografskih širinah zamrznjena do večje ali manjše globine.

Tretja fizikalna lastnost kopnega je, da so drobcí zemlje vezani na določeno področje in se zaradi neenakega segrevanja ne morejo premikati in mešati z drobcí bližnjega področja.

In končno še ena, vendar zelo važna lastnost je v majhni specifični toploti sestavnih delov kopenske površine, ki sorazmerno hitro vpliva na segrevanje in ohlajevanje kopenske površine. To je posebno značilno za peščena tla.

Po vsem tem vidimo, da največji del sončnega obsevanja absorbira površina kopnega in ga spremeni v toplotno energijo. Ta toplota se širi v spodnje plasti zemlje. Vendar je temperaturna prevodnost sestavnih delov kopenske površine zelo mala. Zaradi tega se globlje plasti zemeljske površine sorazmerno z globino vedno manj ogrevajo.

Te fizikalne lastnosti kopnega vplivajo na temperaturne spremembe tako podnevi kakor ponoči, pa tudi v hladni in topli polovici leta.

d) Dnevne spremembe temperature kopnega

Segrevanje in ohlajevanje kopenske površine pri istočasnem sprejemanju in oddajanju toplotne energije je odvisno od fizikalnih lastnosti kopnega (od njegove sestavine, gostote, barve, absorpcijske in radiacijske sposobnosti, toplotne prevodnosti in specifične toplote), od vrste vegetacije, če obstoja, in še od množine fizikalnih, kemičnih in fizioloških procesov. Na toplotno stanje kopenske površine vpliva tudi toplotno stanje ozračja, ker se med površino kopnega in prizemno plastjo zraka izmenjava toplota na osnovi toplotne prevodnosti, konvekcije, sevanja in tako dalje.

Končno so zunanji faktorji, kot so dež, sneg, veter in drugi prav tako zelo velikega pomena za temperaturo površinske plasti zemlje.

Iz omenjenih razlogov je možno govoriti o dnevnem in letnem kolebanju temperature kopenske površine, vendar so za to potrebna merjenja ali opazovanja. Če sedaj najprej analiziramo dnevne spremembe oziroma dnevni potek temperature na kopenski površini, opazimo naslednje značilnosti:

Na dnevni potek temperature površinske plasti zemlje vplivata predvsem dva glavna dejavnika: sončno sevanje in zemeljsko sevanje. Sončno sevanje traja od vzhoda do zahoda sonca, a sevanje tal neprestano ves dan, to je 24 ur. Glede na to se priliv toplote na zemeljsko površino začena z vzhodom sonca, vendar kadar je višina sonca majhna, je majhno tudi sončno obsevanje, to je zlasti

v zimskih mesecih. Kolikor se povečuje višina sonca, se povečuje tudi obsevanje in zaradi tega se jasno povečuje tudi temperatura površinske plasti zemlje. Z naraščanjem sončnega obsevanja se sevanje zemeljske površine povečuje. To traja vse do sončne kulminacije, ko je sončno obsevanje največje. Naravno je, da zaradi tega temperatura zraka raste. Od poldneva dalje se prične sončno obsevanje postopno zmanjševati. Vendar je sončno obsevanje še vedno večje od sevanja tal. Končno nastopi trenutek, ko je sončno sevanje enako sevanju tal. Ta trenutek se ne ujema s trenutkom najvišjega položaja sonca, ampak kasni. Po opazovanju nastopi maksimalna temperatura kopnega med 13. in 14. uro.

V teku nadaljnjega gibanja se Sonce vse bolj spušča k horizontu, sončno sevanje se zmanjšuje, a čedalje bolj prevladuje sevanje tal. Temperatura površine kopnega sorazmerno naglo pada in to traja do zahoda sonca. Ponoči vpliva na temperaturo kopenske površine predvsem njeno sevanje in zaradi tega se temperatura te plasti postopno zmanjšuje vse do vzhoda sonca, ko je njena temperatura najnižja. Ker sonce skozi vse leto vzhaja ob različnem času, so tudi minimalne temperature na zemeljski površini temu primerno različne.

Segrevanje globljih plasti Zemlje je približno takole. Glavni del sončnih žarkov tla absorbirajo in spreminjajo v toploto. Del te toplote se uporabi za segrevanje površinske plasti, a ostali del se prevaja v globljo plast Zemlje, kjer se določeni del zopet uporabi za segrevanje, a ostanek se prevaja v še globljo plast. Proces se tako nadaljuje. Glede na to je vsaka globlja plast vedno manj ogreta v primerjavi s površino Zemlje.

Vpliv dnevnega nihanja temperature se malokje občuti več kot do 1 m globine. Globina je odvisna od dnevnega kolebanja temperature na površini Zemlje. Zaradi tega se dnevne spremembe temperature pozimi pojavljajo do manjše globine kakor poleti.

e) Amplituda temperature na kopenski površini

Razliko med najvišjo in najnižjo temperaturo zemeljske površine v 24 urah imenujemo dnevno amplitudo.

Dnevna amplituda temperature omenjene plasti zemeljske površine je odvisna predvsem od: geografske širine, letne dobe, fizikalnih lastnosti tal, barve zemeljske površine in oblačnosti. Poleti je dnevna amplituda tal večja kakor pozimi. Kar se tiče fizikalnih posebnosti Zemlje, smemo trditi tole: kolikor je toplotna prevodnost

neke vrste tal večja, toliko se toplota hitreje prevaja v globlje plasti in zaradi tega je amplituda temperature tal manjša in obratno. Tako na primer granit, ki ima dokaj veliko prevodnost toplote, ima manjšo amplitudo temperature, kakor na primer peščena površina, ki ima znatno manjšo prevodnost toplote in katere dnevna amplituda je mnogo večja. Dnevna amplituda temperature je odvisna tudi od barve zemlje, in sicer tako, da je amplituda toliko večja, kolikor je zemeljska površina temnejša in obratno.

Končno moramo poudariti, da je dnevna amplituda odvisna od oblačnosti, in sicer tako, da je med čimvečjo oblačnostjo dnevna temperaturna amplituda površine tal tem manjša.

f) Letne spremembe temperature kopenske površine

V topli polovici leta gornja plast tal z okrog 60 cm globine, v kateri se dnevno spreminja temperatura, ne daje vse absorbirane sončne energije naslednji plasti, ampak je določen del vsak dan zadrži kot nekakšno zalogo te energije v Zemlji. Vsak naslednji dan je vse več te akumulacijske toplotne energije. Tako se torej temperatura v tej plasti stalno veča in kopiči se toplotna energija, ki prodira v globlje plasti Zemlje. Površina Zemlje se zaradi tega vse bolj segreva in maksimalno temperaturo doseže v umerjenih geografskih širinah nekako konec julija. To je posledica letnega solsticija, ki pa kasni nekoliko tednov. Višina Sonca nad obzorjem prične padati od letnega solsticija in s tem se zmanjšuje tudi sončno obsevanje, ki pa je še vedno večje od sevanja tal. Konec julija se sončno sevanje izenači s sevanjem tal. Temperature zemeljske površine dosežejo najvišjo vrednost. Od tega obdobja se kulminacija višine Sonca vedno bolj znižuje in s tem se zmanjšuje tudi temperatura tal. Najnižja kulminacija višine Sonca je 22. decembra, to je zimski solsticij, toda tedaj še ni dosežen minimum temperature zemeljske površine. Ta nastopa šele v januarju in to okoli treh tednov po zimskem solsticiju. Potemtakem se pojavljajo podobne spremembe temperature v letnem obdobju, kakor v dnevnem, le s to razliko, da je trajanje teh period daljše. Razlika med srednjo temperaturo zemeljske površine v najtoplejšem mesecu in srednjo temperaturo v najhladnejšem mesecu imenujemo letna temperaturna amplituda zemeljske površine.

Na velikost letne temperaturne amplitude zemeljske površine ima velik vpliv sestava in barva zemeljske površine. Preko leta je lahko zemeljska površina gola ali pa pokrita z vegetacijo, pozimi pa je lahko prav tako gola ali pokrita s snegom.

Najvišja temperatura v toku enega leta je izmerjena na zemeljski površini, ki je gola, kajti sončni žarki padajo neovirano direktno na samo zemeljsko površino. Če je zemeljska površina pokrita z vegetacijo, rastlinska odeja vpija določeni del sončne energije. Del sončne energije se porabi za določene procese v samih rastlinah, ostanek pa absorbira zemeljska površina. Po meritvah je povprečna temperatura gole površine tal v toku enega leta večja približno za 4°C kakor temperatura površine tal, ki so prekrita z vegetacijo. Pozimi ima snežna odeja nasproten vpliv. Sneg ima slabo toplotno prevodnost. Temperatura gornje plasti tal, ki so pokrita s snežno odejo, je v srednji vrednosti za 4 do 6°C večja od temperature golih tal, to je površine, ki ni pokrita s snežno odejo. Razlika temperature med gornjo plastjo golih tal in plastjo tal, pokritih z vegetacijo ali s snežno odejo, je zopet odvisna od gostote te vegetacije, pozimi pa od višine in gostote snežne odeje.

Temperaturna amplituda v tleh je zelo odvisna od gostote vegetacije in debeline snežne odeje. Z večanjem gostote snega se zmanjšuje njegova zaščitna lastnost, ker se toplotna prevodnost snega večja z večanjem njegove gostote.

g) Segrevanje in ohlajevanje vode

Vodne mase imajo dokaj drugačne fizikalne lastnosti kot kopenske površine. Vodna površina reflektira sončne žarke drugače kakor zemeljska površina. Po podatkih opazovanj pri višini Sonca 20° do 30° vodna površina reflektira okoli 10 % sončnega sevanja, ki pada nanjo. Pri manjši višini Sonca, okrog 5° , voda reflektira približno 45 % sončne energije. Ta reflektirani del sončnega sevanja ne vpliva na segrevanje vodnih gmot.

Voda sorazmerno dobro prepušča sončne žarke do večjih globin, a jih pri tem delno absorbira in s tem slabi. Zaradi tega v večje globine dospejo oslabljeni, dokler naposled popolnoma ne oslabe in se izgube. Zaradi absorbcije sončnih žarkov se voda segreva, vendar se del te toplotne energije v vodi uporabi za izparevanje z vodne površine, zaradi česar se spet zmanjša segrevanje vodne površine.

Največje razlike med vodo in kopno površino so v tem, ker vodni delci niso vezani na določeno mesto in ker voda ima največjo specifično toploto. Zaradi tega se v določenem časovnem obdobju najmanj segreva in prav tako najmanj ohlaja.

Voda se zaradi omenjenih posebnosti čez dan in tudi skozi leto sorazmerno počasi in slabo segreva in sorazmerno počasi ohlaja. Zato so temperaturna kolebanja na vodnih površinah sorazmerno majhna, neprimerno manjša, kakor kopnega na istih geografskih širinah. Kolebanje temperature v vodi je neprimerno globlje, pa naj bo to v teku dneva ali leta, in sicer zato, ker sončni žarki prodirajo globlje v vodo, kakor v kopno površino.

h) Dnevne spremembe temperature vode

Vodna površina absorbira določeni del sončne energije, ki se pri tem spremeni v toplotno energijo in segreje delce vode na površini. Tako segreta površinska voda svojo toploto predaja globljim hladnejšim plastem vode. To se dogaja sorazmerno počasi. Globlje plasti vode se segrevajo v glavnem z neposrednim prodiranjem sončnih žarkov v te globine. Plast vode neposredno pod površino absorbira del teh žarkov in jih spremeni v toploto, s čimer se ji poveča temperatura. V večje globine prodre ostanek teh sončnih žarkov, vendar voda tudi od teh manjši del absorbira, s čimer se poveča temperatura vode v globljih plasteh. Vpliv prodiranja sončnih žarkov v vodo v časovnem obdobju dneva je občutiti do globine 20 m. Torej neprimerno globlje, kakor pa na kopnem. Temperatura vodnih mas se zaradi tega polagoma znižuje z globino.

Ohlajevanje vode poteka še bolj počasi kakor pa segrevanje. Voda se na površini prične hladiti, čim Sonce zaide. Vendar se pri ohlajevanju specifična teža vode povečuje in ohlajena površinska plast se spušča v globino, dokler ne doseže tisto plast vode, ki ima isto gostoto in isto temperaturo. Namesto te plasti, ki se je spustila v globino, dospe na površino nekoliko toplejša plast vode. Ko se tudi ta dovolj ohladi, se zaradi povečane specifične teže spusti do določene globine in na njeno mesto se dvigne neposredno globlja plast vode z nekoliko višjo temperaturo. Ta proces se ponavlja vse do sončnega vzhoda.

Nočni čas je torej pomemben za tako imenovane konvektivne procese v vodi. Ti omogočajo, da v globine priteka hladnejša voda s površine in s tem se površinska plast vode le umerjeno ohladi. Dnevno kolebanje temperature vodne površine ni veliko. Na jezerih je okoli 2°C , na morjih ali oceanih pa je še manjše, približno $0,5^{\circ}\text{C}$.

Najnižja temperatura vodne površine je zjutraj nekoliko pred sončnim vzhodom, ko so konvektivne struje v vodi najizrazitejše,

a maksimum je med 15. in 16. uro. Dnevno kolebanje temperature vode se zmanjšuje polagoma glede na globino, vendar v jezerih že neha v globini okrog 10 do 12 m, v morjih pa je ta meja na 25 metrih globine.

i) Letne spremembe temperature vode

Kar se tiče letnih sprememb temperature vode, so te predvsem odvisne od konvektivnih strujanj vode do sorazmerno velikih globin. Ohlajeni delci vode s površine se v hladni polovici dneva in leta spuščajo v globine, kjer se stalno dotikajo in mešajo s toplejšimi delci. Zaradi tega nastopajo procesi izenačevanja razlik v temperaturi globinskih in površinskih delcev vode. Površina vodnih mas je značilna po tem, da kasni s svojimi vrednostmi ekstremnih temperatur po zimskem in letnem solsticiju. Pozimi kasni približno dva meseca in pol, torej nastopajo najnižje temperature vode v februarju ali v začetku marca, poleti pa okrog 8 tednov in je tako najvišja temperatura vode v prvi polovici avgusta. Na določenih področjih nastopa maksimum šele v začetku septembra.

j) Segrevanje in ohlajevanje zraka v prizemnih plasteh

Zrak se v glavnem segreva in ohlaja od zemeljske površine. Zaradi tega so spremembe temperature zraka odvisne od temperaturnih sprememb podloge, nad katero je zrak. Vendar so procesi segrevanja in ohlajevanja zraka mnogo bolj počasni, kakor je to primer z zemljo. Da bi mogli to pravilno dojeti, je potrebno, da si pogledamo nekatere fizikalne posebnosti zraka.

Predvsem je potrebno poudariti, da čisti zrak skoraj povsem prepušča sončne žarke in se pri tem skoraj nič ne otopli.

Poleg tega je zrak zelo slab prevodnik toplote. Zaradi tega se toplota v zraku zelo slabo razporeja. Končno je treba poudariti, da so zračni delci stalno v večjem ali manjšem gibanju ter so zaradi tega temperaturne razlike sorazmerno majhne.

Iz omenjenega sledi, da se zrak počasi segreva in ohlaja. Ima majhno specifično toplotu, neprimerno manjšo od specifične toplote vode, kakor tudi od različnih slojev Zemlje.

Poglejmo si, kako se menja temperatura zraka nad kopnim in nad vodno površino.

k) Sprememba temperature zraka nad kopnim

Površina kopnega absorbira sončne žarke in oddaja toploto v prizemne plasti zraka. Zrak nad kopensko površino se tako segreva, in sicer na več načinov.

Najbolj zaradi tega, ker H_2O in CO_2 absorbirata dolgovalovno sevanje ter se delci zraka segrevajo. Zrak se segreva tudi od konvektivnih gibanj in advektivnih ter konvektivnih strujanj.

Za konvektivna zračna gibanja so značilni predvsem tile procesi: Čez dan, ko je sončno sevanje močnejše od sevanja tal, se toplotna energija zemeljske površine z zrakom, ki leži tik nad to površino, neposredno prenaša v višje zračne plasti. Kolikor je višja temperatura tal, toliko je močnejše segrevanje najnižje plasti zraka. Zaradi tega gostota zraka postaja manjša, oziroma specifična teža zraka se zmanjšuje s povišano temperaturo. Drugače rečeno je proces v tem: v kolikor se zrak na nekem mestu segreva, postaja lažji od zraka nad seboj in se zato mora dvigniti. Dvigajoči se zrak nosi s seboj toploto, ki jo je prejel od zemeljske površine.

Na mesto dvignjenega toplega zraka se spušča od zgoraj hladnejši in bolj gosti zrak, ki se pa na zemeljski površini zopet segreje in se ponovno dvigne v višine. Zaradi takih procesov se ustvarijo tako imenovane konvektivne struje zraka, ki prenašajo toploto od zemeljske površine v ozračje.

Poleg teh zračnih strujanj, ki se dvigajo ali spuščajo zaradi toplotnih procesov na področju tik nad zemeljsko površino, so še druge struje, ki prav tako vplivajo na spremembo toplote med zemeljsko površino in zrakom. Pri teh je treba omeniti, da predvsem neenaka sestavina in oblika Zemlje ter različno segrevanje poedinih delov zemeljske površine in še kaj vpliva na različno temperaturo zraka nad površino Zemlje. Tako se na primer peščena obala reke ali morja močnejše segreva kakor vodna površina. Gola zemlja brez vegetacije se bo močnejše segrevala, kakor zemlja z rastlinsko odejo. Pobočja hribov, ki so obrnjena proti jugu, se močnejše segrevajo, kakor pa pobočja, ki so obrnjena proti severu. V naseljih in mestih se zidovi hiš, ki so na južni strani, močnejše segrevajo, kakor zidovi na severni strani, ki so večji del dneva v senci. Iz vsega tega je razvidno, da se ustvarjajo horizontalna ali vertikalna zračna strujanja, ki prenašajo toplotno energijo iz toplejših v hladnejša območja. Poleg tega so za tok toplote iz enega območja v drugo važna tudi zračna strujanja, ki niso samo termičnega ampak tudi dinamičnega izvora. To so tako imenovana strujanja dinamične konvekcije in advekcije.

Znano je, da v prizemnih plasteh zraka zlasti poleti nastajajo lahni vrtinci, ki se gibljejo v različnih smereh. Ti vrtinci prav tako vplivajo na spremembo temperature v zvezi z višino. Take vrtince v ozračju imenujemo turbulentna gibanja.

Vpliv toplotne konvekcije se lahko razširja dokaj visoko v ozračje, skoraj do gornje meje troposfere. Dinamična konvekcija pa dosega le višino do 2 km. Zrak se segreva v večji meri od tal. Segrevanje zraka je odvisno od različnih dejavnikov: od dolžine dneva in noči, letne dobe, reliefa zemljišča, geografske širine, nadmorske višine, sestave tal in od oblačnosti. Zaradi omenjenih dejavnikov je segrevanje zraka različno.

Če vse to upoštevamo, pridemo do zaključka, da je v nižjih plasteh ozračja čez dan, posebno poleti, temperatura najvišja v nižjih plasteh, potem pa v višino polagoma pada. Torej je zemeljska površina podnevi, posebno poleti, toplejša od prizemnih plasti ozračja.

Ponoči se površina kopnega bolj ohlaja in je hadnejša kakor zrak nad njo. Zaradi tega delčki zraka, ki so toplejši od zemeljske površine, polagoma segrevajo hladnejše zemeljske površine. Ker pa je prevodnost zraka mnogo manjša od prevodnosti sestavnih delov kopnega, ta vpliv ohlajevanja sega samo v višino do 3 metrov.

Ker se zrak v prizemnih plasteh dokaj ohlaja, so zračne plasti na večjih višinah toplejše, kar pomeni, da temperatura zraka raste od zemeljske površine v višino. To se dogaja posebno ponoči, zlasti pa je izrazito v hladni polovici leta, torej pozimi, ko je nebo jasno in še posebno tedaj, ko je zemlja pokrita s snežno odejo.

Zrak je torej posebno ponoči v glavnem podvržen vsem spremembam toplote tal. Čez dan pa se pri močnem segrevanju zračne temperature dokaj razlikujejo od temperature tal. Do tega prihaja predvsem zaradi konvektivnega turbulentnega gibanja zraka v najtoplejših urah dneva.

V povprečju letnega obdobja je v teku dneva na površini tal najnižja temperatura okrog 4. do 5. ure, a najvišja okrog 14. ure.

1) Spremembe temperature zraka nad vodno površino

Temperatura zraka nad vodno površino se spreminja drugače kakor nad kopnim. Temperatura vodne površine se po vzhodu sonca sorazmerno rahlo zvišuje, ker se velik del sprejete toplote porabi za izparevanje. Prav tako se temperatura zraka sorazmerno slabo znižuje popoldne in proti večeru. To se najlepše vidi iz dnevnega kolebanja temperature, ki na površinah oceanov znaša do $0,5^{\circ}\text{C}$.

Tudi kolebanje temperature zraka nad oceanskimi površinami je majhno, saj znaša približno $1,7^{\circ}\text{C}$, iz česar je razvidno, da je več kot trikrat večje od kolebanja temperature oceanske površine. Najnižja temperatura vode na površini oceanov je med 3. in 5. uro, a najnižja temperatura zraka nad to površino med 1. in 3. uro. Tudi najvišja temperatura zraka nastopi mnogo prej, kakor pa na vodni površini oceanov. Zrak je ponoči hladnejši od vodne površine oceanov, podnevi pa je obratno, vendar ta razlika ni večja kakor približno 1°C .

Potemtakem so razmere v zraku dokaj drugačne od onih nad oceansko površino in nad kopnim. To daje videz, kakor da bi bilo segrevanje zraka nad vodno površino neodvisno od svoje podloge. To se posebno kaže v tem, ker je zrak nad vodno površino podnevi toplejši, a ponoči hladnejši.

Te velike razlike v segrevanju zraka nad vodno površino nasproti pogojem segrevanja zraka nad kopnim nastajajo zaradi fizikalnih lastnosti vode in zraka, ki bi jih lahko strnili v tele značilnosti: zaradi velike specifične toplote vode in majhne specifične toplote zraka je razlika v temperaturi morske površine in zraka nad njo stalno sorazmerno majhna. Zrak nad vodno površino je nasičen z vodno paro, delčki soli idr., ki podnevi absorbirajo sončno sevanje; zato se ta zrak segreva neposredno, brez posredovanja njegove podloge. Iz teh razlogov je temperatura zraka podnevi večja, kakor temperatura vodne površine. Ponoči vodna para in delčki soli sevajo in hlade druge sestavine zraka. Zaradi tega temperatura zraka pade pod stopnjo temperature vodne površine.

Vendar zaradi vsega tega segrevanje zraka nad morji in oceani ni popolnoma neodvisno od vodne površine. Njegova odvisnost od vodne površine se najbolj vidi v tem, ker se temperatura zraka v eni uri ne razlikuje znatno od temperature vodne površine. Zrak nad vodno površino je torej manj odvisen od te podloge kakor pa zrak nad kopnim.

Podobne razmere so tudi v letnem poteku temperature zraka nad vodno površino. V zimski polovici leta je zrak hladnejši, v letni polovici pa toplejši od temperature gornje plasti morske vode. Najnižja temperatura zraka nad vodno oziroma morsko površino nastopa nekako mesec dni prej, kakor najnižja temperatura vode morske površine, a najvišje temperature zraka nad morsko površino in temperature vode morske površine padejo v isti mesec. Srednja letna temperatura morske površine je samo za $0,2^{\circ}\text{C}$ višja od srednje letne temperature zraka nad morsko površino.

m) Dnevni potek temperature zraka

Na dnevni potek temperature zraka vplivajo vsi členi energijske bilance, predvsem pa dva dejavnika: sončno sevanje in sevanje tal. Ves čas dneva, dokler prevladuje obsevanje, temperatura zraka raste, a ko prevlada sevanje tal, temperatura pada. Od vzhoda sonca torej temperatura zraka prične rasti in v določenem trenutku doseže svoj dnevni maksimum. Sončno sevanje je največje, ko je položaj Sonca najvišji, a sevanje tal, ko je temperatura tal največja. Najvišja temperatura zraka ni tedaj, ko je položaj Sonca najvišji, ampak kasni približno 2 uri. Zaradi tega se trenutek maksimuma temperature zraka časovno ne pokriva s trenutkom maksimuma temperature zemeljske površine, ampak je nekako 1 do 2 uri pozneje. Maksimum temperature zraka je torej okrog 14. ure. Od tega trenutka dalje temperatura zraka prične padati, in sicer vse do vzhoda sonca. Najnižja temperatura zraka nastopi v istem času, kakor najnižja temperatura zemeljske površine, to je pred vzhodom sonca. Potemtakem ima temperatura zraka en maksimum, in to okrog 14. ure, in en minimum tik pred sončnim vzhodom.

Razliko med maksimumom in minimumom temperature zraka v časovnem obdobju 24 ur imenujemo dnevna amplituda temperature zraka.

Dnevna amplituda temperature zraka je odvisna od naslednjih dejavnikov:

1. Geografska širina: čim večja je geografska širina, tem manjša je dnevna amplituda zraka. To pomeni, da se zmanjšuje od ekvatorja proti polom. Na manjših geografskih širinah je segrevanje zraka čez dan večje, a je ponoči tudi ohlajevanje večje. Zato nastaja tudi večje dnevno kolebanje temperature zraka.

2. Letna doba: pozimi je amplituda zraka manjša kakor poleti. Na srednjih geografskih širinah dnevna amplituda temperature zraka znaša pozimi od 2 do 4^o C, poleti pa od 8 do 12^o C.

3. Vrsta podloge: nad oceani je dnevna amplituda temperature zraka od 1 do 2^o C, v notranjosti kopnega, posebno v puščavah pa je mnogo večja in znaša od 15 do 20^o C, a v poedinah predelih celo do 30^o C. Vegetacija, zlasti gozdovi in močvirja zelo zmanjšujejo dnevno amplitudo temperature zraka nad njimi.

4. Relief zemljišča: v dolinah, kotlinah in ravninskem svetu je dnevna amplituda zraka večja, kakor v hribovitem in planinskem svetu. Do tega pride zaradi tega, ker na vrhovih hribov in planin ima zrak manjšo ploskev otoplitve in na njih je tudi gibanje zraka neprimerno večje, kakor pa v ravninskem in dolinskem svetu. Tako

se zrak čez dan v hribovitem in planinskem svetu manj segreje, a ponoči tudi manj ohladi. Nasprotno se dogaja v ravninah in dolinah. Zato je amplituda temperature zraka zlasti v kotlinah in bolj zaprtih dolinah dokaj večja, kakor v planinskem in hribovitem svetu. Tako torej amplituda temperature zraka pada z nadmorsko višino.

5. Stopnja oblačnosti: pri oblačnem nebu je amplituda manjša, kakor pri jasnem. To je posledica močne dnevne insolacije in močnih nočnih ohladitev, do česar prihaja pri jasnem vremenu, a pri oblačnem se oboje zmanjša. Tako je na primer v Leningradu v mesecu maju amplituda zraka 10^0 C, a pri popolnoma oblačnem nebu v istem mesecu $3,4^0$ C.

n) Letni potek temperature zraka

Letni potek temperature zraka nižjih plasti zraka je pogojen s kroženjem Zemlje okoli Sonca in z nagibom njene osi proti ekliptiki. Zaradi tega nagiba lahko Zemljo porazdelimo na pet toplotnih območij ali pasov, a letni potek temperature je v njih različen. Torej je letni potek temperature odvisen od tehle faktorjev: geografske širine, vrste podloge (kopno ali morje), reliefa zemljišča, nadmorske višine in letnega kolebanja oblačnosti, padavin in splošne cirkulacije vetrov.

Tukaj bomo omenili štiri glavne letne tipe poteka temperature zraka.

1. **Ekvatorialni tip.** V ekvatorialnem pasu je Sonce dvakrat na leto v zenitu. Prav nad samim ekvatorjem je Sonce v zenitu v času spomladanskega in jesenskega enakonočja. Najmanjša dnevna višina Sonca nad ekvatorjem je v času zimskega in poletnega solsticija in znaša $66^0 33'$. Prav tako je znano, da sta noč in dan na ekvatorju vse leto enako dolga, torej vsak po 12 ur. Zaradi tega v ekvatorskem pasu ni velikega kolebanja temperature. Letni potek temperature zraka ima v tem pasu dva maksima, ki sicer nekoliko kasnita za spomladanskim in jesenskim enakonočjem, in dva minima po poletnem in zimskem solsticiju. V splošnem je amplituda temperature zraka zelo mala. Nad oceani je tako neznatna, da ne dosega niti 1^0 C, medtem ko nad kopnim dosega 5 do 10^0 C.

2. **Tropski tip.** V tropskih predelih je najvišja poldnevna višina Sonca v času poletnega solsticija, a najnižja v času zimskega solsticija. Zaradi tega nastopa letni maksimum temperature zraka po letnem, minimum temperature zraka pa po zimskem solsticiju. Letna amplituda zraka je v tem zemeljskem pasu večja, kakor v

ekvatorialnem in znaša nad vodno površino okrog 5° , a nad kopnim do 20° C.

3. Zmerno topli tip. V tem pasu letni potek temperature zraka zopet ima svoj maksimum po letnem solsticiju, in sicer nad kopnim navadno v juliju, minimum pa po zimskem solsticiju v januarju ali v začetku februarja. Nad oceani nastopajo maksimi in minimi nekoliko pozneje. Amplituda temperature zraka oziroma njegovo kolebanje je veliko in se povečuje s povečevanjem geografske širine. V umerjenem zemeljskem pasu razlikujemo štiri letne dobe, ki so najbolj izrazite v njegovem srednjem delu.

4. Polarni tip. Za ta pas je značilno, da se zima podaljšuje v poletje s sorazmerno nizkimi temperaturami v notranjosti kontinentov. Amplituda letnega kolebanja na nekaterih morskih predelih znaša okoli 20° C in še več, a nad kontinenti doseže celo nad 60° C.

o) Spremembe temperature z višino

Zrak se v glavnem segreva s toploto, ki jo oddaja Zemlja. Zato so zračni delci, ki so bližje zemeljski površini, bolj segreti, kakor pa tisti bolj oddaljeni od nje. Potemtakem temperatura zraka pada z višino.

Spremembo temperature na vsakih 100 m višine imenujemo vertikalni temperaturni gradient ali bolj kratko termični gradient. Vrednost termičnega gradienta je v različnih področjih različna, kakor tudi v različnih letnih časih. V največ primerih je ta vrednost $0,5^{\circ}$ C na vsakih 100 metrov višine, kljub temu, da vrednost termičnega gradienta včasih doseže celo nad 2° C na 100 metrov višine.

Imamo pa primere, ko temperatura ne pada z višino, ampak je stalna ali celo raste. Plasti zraka, v katerih temperatura ne pada z višino, ampak je stalna, imenujemo izotermne plasti, a tiste, v katerih temperatura raste z višino, plasti s temperaturno inverzijo.

Inverzijske plasti s temperaturno inverzijo lahko razdelimo na nizke in visoke.

Nizke inverzijske plasti nastajajo predvsem pozimi, ko je močno sevanje zemeljske površine, posebno pri tihem in jasnem vremenu v hladni polovici leta, in ko je zemlja pokrita s snežno odejo. Vendar se nizke inverzije ponavljajo tudi v poletnem času, ko se v nočnih in zgodnjih jutranjih urah zemeljska površina sorazmerno močno ohladi. Ta pojav nastaja torej predvsem v hladni polovici leta, pa tudi v hladnem obdobju dneva, zlasti v zaprtih kotlinah, a tudi

v širšem ravninskem svetu, kot je na primer Panonska nižina. Imajo pa ga tudi doline, ki nimajo močne nočne vetrovne izmenjave. Na Slovenskem so močni inverzijski kotli predvsem v Celovski, Ljubljanski, Celjski, Slovenjegraški, Kočevski in Novomeški kotlini. Višinske inverzije se pojavljajo na večjih višinah, in sicer tedaj, ko imamo anticiklonalni tip vremena ali ko hladni zrak v obliki klina izpodriva toplega in ga tako dviga v višje plasti. To se dogaja na frontalnih površinah, zlasti je lepo viden predvsem pri okluzijskih in toplih frontah.

p) *Adiabatni procesi v ozračju*

Kadar je segrevanje zraka na nekem področju močnejše, kakor v njegovi okolici, se topli zrak prične širiti in postaja lažji od zraka v okolici. Lažji delci zraka se dvigajo v višje plasti, ker nanje deluje pritisk okoliškega hladnejšega zraka. Čim večja je razlika temperature med zračnimi delci, ki se dvigajo, in onimi iz njihove okolice, tem hitreje se dvigajo. Pri tem procesu se segreti zračni delci zaradi dviganja razširjajo, ker nanje deluje vedno manjši pritisk okolnega zraka. Zato se delci zraka, ki se dvigajo, prično širiti in zavzemajo vedno večjo prostornino. Pri tem se določeni del njihove toplotne energije porabi za mehanično širjenje, zaradi česar se ti delci prično ohlajati, in sicer za 1°C na vsakih 100 m dviganja, vendar le tedaj, če niso zasičeni z vodno paro. To pomeni, da se toplotna energija zračne mase pri tem procesu spreminja v mehanično energijo oziroma v delo, ki opravlja to gibanje zračnih delcev. Temperature pri tem procesu ne zmanjšujejo neki zunanji vplivi, ampak je to popolnoma notranja transformacija toplotne energije v mehanično, oziroma v mehanično delo.

Tako širjenje in ohlajevanje zračnih mas imenujemo adiabatno ohlajevanje, a temperaturno razliko, ki se pojavi pri dvigu zraka in znaša 1°C na 100 m, adiabatni gradient.

Kadar se zračni delci spuščajo k zemeljski površini, nastopa obratni proces. Zračni delci v nižjih zračnih plasteh pridejo pod večji pritisk in se zaradi tega stiskajo — nastaja kompresija. Zaradi tega se segrevajo, kar pomeni, da se adiabatno segrevajo. Tudi to adiabatno segrevanje znaša 1°C na vsakih 100 m spuščanja, vendar le tedaj, če zrak ni nasičen z vodno paro.

Adiabatno ohlajevanje pri vzpenjajočih se zračnih strujanjih, kakor tudi adiabatno segrevanje pri spuščajočih se zračnih strujanjih predstavlja adiabatne procese v ozračju.

1. Ravnotežnostno stanje v ozračju. Ako predpostavimo, da ozračje ni nasičeno z vodo, je to lahko v treh različnih ravnotežnih stanjih, in sicer: v stabilnem, labilnem in indiferentnem. Vsa ta stanja v ozračju so odvisna od velikosti termičnega gradienta.

2. Stabilno stanje v ozračju nastopa vedno tedaj, ko temperatura v zraku pada manj kakor 1°C na 100 m višine.

3. Labilno stanje ozračja nastopa, ko je temperaturni gradient na vsakih 100 m z višino večji od 1°C .

4. indiferentno stanje v ozračju pa nastopa, ko temperatura zraka pada za 1°C na vsakih 100 m z višino, to je tedaj, ko je termični gradient enak suho adiabatnemu.

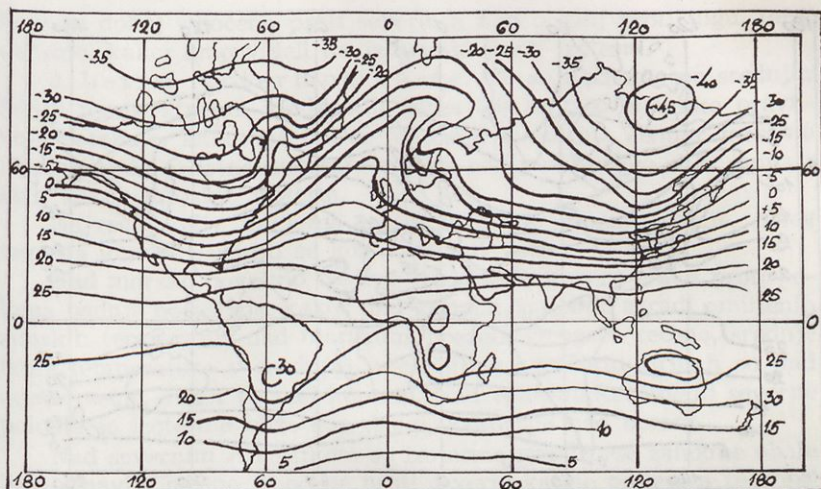
s) Mesečne in letne izotermne karte

Če v določeno geografsko karto vnesemo srednje mesečne ali letne temperature zraka za določene opazovalne točke in nato vse točke, ki imajo iste temperature, povežemo z linijami, dobimo črte, ki jih imenujemo izoterme. Izoterme so torej linije, ki vežejo vse kraje z enakimi temperaturami na določenem področju. Tako dobimo izotermne karte. Imamo več vrst izotermnih kart. V nekatere so vnešene temperature, ki jih moramo najprej reducirati na morski nivo. Vendar tega ne delamo za planinske predele, in sicer zaradi tega, ker v določenih planinskih predelih pozimi do določene višine temperatura ne pada z višino, ampak nasprotno raste. Zato je nepravilno reducirati temperaturo v teh predelih na morski nivo.

Druga metoda risanja izotermnih kart pa je ta, da ne reduciramo temperaturnega gradienta na morski nivo, ampak vnašamo resnične vrednosti temperature na geografsko karto in povezujemo med sabo tiste, ki imajo enako vrednost.

Izotermne karte izdelujemo za poedine mesece po srednjih vrednostih mesečnih temperatur, a letne izotermne karte iz letnih vrednosti tega elementa. Te karte navadno izdelujemo za poedine kontinente, države in področja, kakor tudi za celotno zemeljsko površino. Na teh kartah so izoterme potegnjene za vsakih 5°C . Na predelih, kjer so meteorološke postaje zelo redke, izoterme potegnemo z interpolacijo.

1. Januarske izotermne karte. Če si ogledamo najprej karto izoterm za mesec januar (slika 34), vidimo dokaj enolično razporeditev izoterm v tropskem pasu. Na južni polobli so izoterme sorazmerno bolj vzporedne in pravilno usklajene glede na geografsko

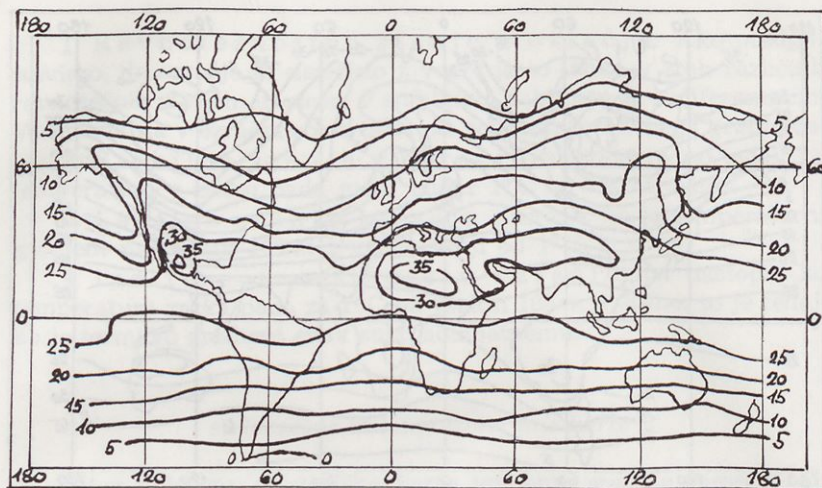


Sl. 34 — Karta izoterm januarskih vrednosti temperature zraka vse zemeljske oble

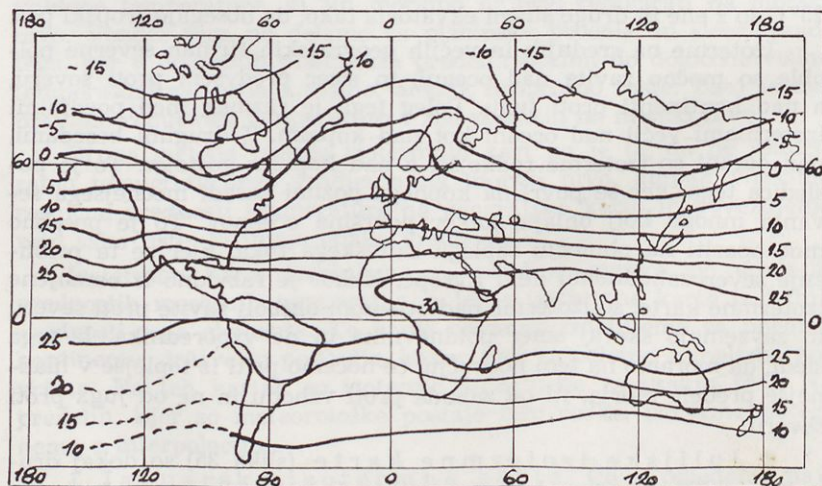
širino. Na severni polobli pa vse bolj odstopajo od te oblike. Izoterme 25°C so z ene in druge strani ekvatorja tako, da obsegajo tropski pas.

Izoterme na srednjih in večjih geografskih širinah severne poloble so močno zavite nad oceani, in sicer predvsem proti severu, a nad kontinenti proti jugu. Poleg tega je razmak med poedinimi izotermami večji nad oceani kot nad kopnim. Z drugimi besedami, nad oceani so izoterme redkejšje, a nad kopnim gostejše. To je posledica tega, ker se površina kopnega pozimi zaradi močnejšega sevanja mnogo bolj ohlaja, kakor površina oceanov. To je posebno moč opaziti na območju toplega zalivskega toka, kjer se ta približuje severozahodnemu delu Evrope. Kakor je razvidno iz omenjene izotermne karte, so izoterme nad oceanom najbolj zavite proti severu in zavzemajo skoraj smer poldnevnika in ne vzporednika. Iz tega sledi, da moramo na tem področju, če hočemo priti iz toplejše v hladnejše predele morja, iti od zahoda proti vzhodu in ne od juga proti severu.

2. Julijske izotermne karte (slika 35) so dokaj drugačnih oblik in mnogo bolj nepravilne. Poleti se kopno močneje segreva od oceanov in zato je zrak nad kopnim toplejši kakor nad morjem. Iz teh razlogov je na severni polobli izotermna karta nad



Sl. 35 — Karta izoterm julijskih vrednosti temperature zraka
vse zemeljske oble



Sl. 36 — Karta izoterm letnih vrednosti temperature zraka
vse zemeljske oble

kopnim dokaj izbočena proti severu, a nad oceani proti jugu, torej obratno, kakor smo videli na januarski karti izoterm.

3. Letne izotermne karte. Te so načrtane po srednjih letnih temperaturnih vrednostih (slika 36) in zato nekoliko pravilneje potekajo, kakor pa one v januarju in juliju. Vendar moramo poudariti, da se letne izoterme mnogo bolj približujejo sliki januarskih kakor julijskih izoterm.

Največji vpliv na letne izoterme imajo morske struje, poleg tega pa imamo pri njih še kontinentalni vpliv.

Nad morsko površino srednje letne temperature zraka proti poloma padajo počasneje, kakor nad kopnim, posebno zaradi omiljenih zimskih temperatur nad morskimi predeli. Drugače rečeno, srednje letne temperature v srednjih in večjih geografskih širinah so nad oceani večje, kakor pa nad kopnim. Nad velikimi kontinenti severne poloble so izoterme bliže ena drugi, kakor pa nad oceani.

Nad severnim Atlantikom so izoterme vzdolž vse zahodne obale Skandinavije močno izbočene proti severu, kar je posledica že omenjene Golske struje.

Najvišje srednje letne temperature oziroma izoterma 30°C je severno in južno od ekvatorja. Če pogledamo januarsko in julijsko izotermno karto, vidimo, da so tudi na njima najvišje temperature severno in južno od ekvatorja, a ne na samem ekvatorju. Do tega pride zato, ker se v ekvatorskem pasu pojavljajo močnejša izparevanja vode in v zvezi s tem večja oblačnost in večja množina padavin, ki v teh predelih padajo v majhnih presledkih skoraj skozi vse leto. Ta dva dejavnika znižujeta temperaturo zraka na ekvatorju. Čim bolj se oddaljujejo od ekvatorja proti jugu ali severu, tem bolj se oblačnost zmanjšuje, število jasnih dni se veča in v zvezi s tem se veča tudi insolacija, zaradi česar nastopa tudi višja temperatura zraka.

t) Merjenje temperature zraka

Za merjenje temperature zraka uporabljamo termometre, ki so napolnjeni z različnimi tekočinami. Imamo tudi bimetalne in električne termometre. Najstarejši termometri so napolnjeni s plinom in tekočinami. Galilej je že 1592. leta za merjenje porasta temperature uporabil plinski termometer. Leta 1611 so konstruirali termometer na tekočino, in sicer so uporabili vinski špirit. Živo srebro so prvič uporabili leta 1659. Vendar je šele Farenheitu leta 1724 resnično uspelo uvesti v prakso ta način merjenja temperature zraka.

Da bi dosegli enotnost temperaturnih meritev, je bilo potrebno predvsem osvojiti osnovne vrednosti za merjenje. Olaf Römer je konec 17. stoletja kot osnovni točki za enote merjenja temperature izbral vrelišče in ledišče vode. Farenheit je leta 1724 izdelal prvi resnični termometer z živim srebrom. Na temperaturni skali Farenheitovega termometra je zmrzišče vode na 32° , a vrelišče na 212° F.

Reaumur je leta 1730 prevzel Römerovi osnovni točki, in sicer vrelišče in ledišče vode in vmesni prostor razdeli na 80 delov.

Celsius je isto razliko med lediščem in vreliščem razdelil na 100 delov. Ledišče je najprej označil s 100 in vrelišče z nič 0. Pozneje sta Line in Strämer obrnili ti dve osnovni točki, tako, da je zmrzišče označeno z 0° , a vrelišče s 100° . Ta razpon je razdeljen na 100 enakih delov in en tak del imenujemo stopinja temperature ter ga označujemo s $^{\circ}$ C. V vseh predelih Evrope uporabljamo Celsiusovo skalo, medtem ko v Angliji, Ameriki in nekaterih drugih državah še uporabljajo Farenheitovo skalo.

Da bi mogli preračunati vrednosti z ene skale na drugo, si lahko pomagamo z naslednjo formulo:

$$\frac{F - 32}{9} = \frac{C}{5} = \frac{R}{4}$$

F, C in R so številčne vrednosti stopinj po Farenheitu, Celsiusu in Reaumurovi skali. Če je na primer potrebno spremeniti 95° Farenheitovih v Celsiusove stopinje, tedaj je postopek takle:

$$\frac{95 - 32}{9} = \frac{C}{5} \text{ ali } \frac{63}{9} = \frac{C}{5} \text{ ali } C = 35^{\circ}$$

Iz tega sledi, da je 95° Farenheita enako 35° Celsiusa. Ko termometer kaže temperaturo nad 0° , tedaj je temperatura pozitivna. Pred številčno vrednostjo takšne temperature ne postavljamo znaka (+), kar je samoumevno, da je vrednost pozitivna, na primer $14,6^{\circ}$ C ali 23° C. Ko pa termometer pokaže negativno temperaturo, to je temperatura pod 0° , tedaj pred njene številčne vrednosti pišemo znak (—) na primer $-5,6^{\circ}$ C ali $-0,8^{\circ}$ C itd. Ko recimo moramo spremeniti -13° F v Celsiusove stopinje, tedaj računamo po tejle formuli:

$$\frac{-13 - 32}{9} = \frac{C}{5} \text{ ali } \frac{-45}{9} = \frac{C}{5} \text{ ali } C = -25^{\circ}$$

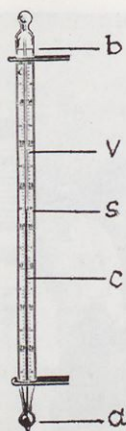
Potemtakem je -13° F enako -25° C.



Sl. 37 — Meteorološka hišica

1. Meteorološka hišica. Temperaturo zraka merimo v prostem ozračju na višini dveh metrov nad zemeljsko površino, in sicer z instrumenti, ki so zaščiteni pred neposrednim sončnim sevanjem, vendar tako, da okrog njih prosto cirkulira zrak. Za to uporabljajo meteorološko hišico (slika 37), ki je zgrajena iz lesa, belo popleskana in ima žaluzije, ki omogočajo prosto cirkuliranje zraka. V njej so predvsem sledeči instrumenti: navadni, maxi- in minimalni termometer, termograf, hygrograf, psihrometer in avapornimeter.

Meteorološko hišico postavimo na čimbolj odprto mesto daleč od visokih zgradb ali dreves. V bližini meteorološke hišice naj ne bi bilo betonskih ali asfaltiranih cest, kopališč in podobnih objektov. Okrog meteorološke hišice in pod njo mora biti trava. Vrata hišice morajo biti obrnjena točno proti severu. Višina rezervoarja termometra in sploh ostalih meteoroloških instrumentov, ki so v meteorološki hišici, mora biti točno 2 m nad zemljo. Za merjenje ekstremnih vrednosti temperature zraka uporabljamo tako imenovane maksimalne in minimalne termometre.

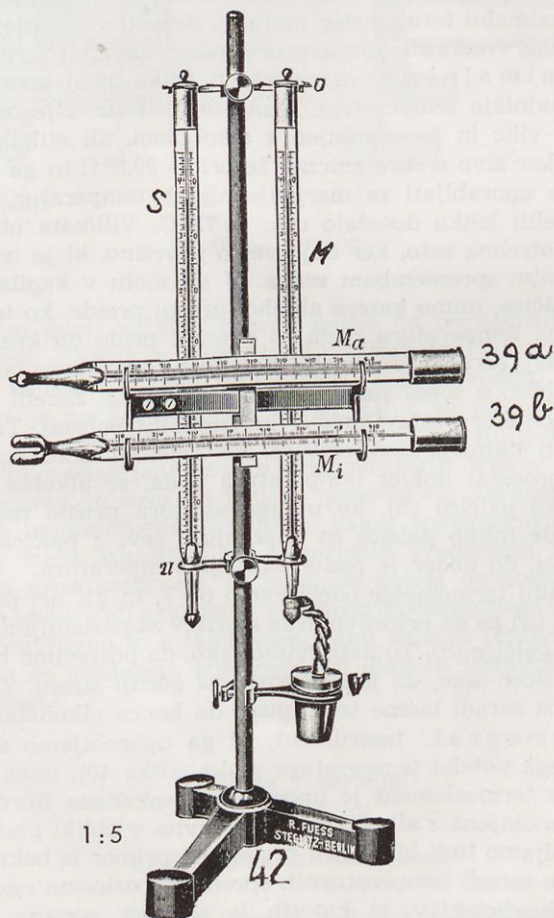


Sl. 38 — Navadni termometer

2. Termometer. V najpreprostejši obliki je termometer sestavljen iz steklene kapilarne cevi (c), dolge okrog 35 cm in preseka ali premera okrog 1,0 mm (slika 38). Cev se na svojem spodnjem delu razširi v okroglasto ali cilindrično bučko (a), ki je rezervoar za živo srebro. Rezervoar in del kapilarne cevi sta napolnjena s čistim živim srebrom. Ko izdelujejo termometer, rezervoar z živim srebrom segrevajo vse dokler se živo srebro v cevi ne dvigne do njenega vrha (b), torej dokler ni polna celotna cev kapilare. V tem trenutku stekleno cev na njenem gornjem delu zaprejo in tako je v zaprti cevi vakuum (V). Ta je potreben zato, da zrak ne more vplivati na živo srebro v kapilari. Zrak namreč vpliva na živo srebro tako, da ga kisik iz zraka oksidira, delčki zraka pa bi vplivali tudi na raztezanje živega srebra v kapilari. Ozek presek kapilarne cevi je potreben zato, da moremo zaznati v njem najmanjše spremembe, ki nastajajo zaradi segrevanja ali ohlajevanja rezervoarja z živim srebrom, kajti le tako je možno čim točneje določiti temperaturo, ki jo odčitamo na skali (s).

3. Maksimalni termometer (slika 39 a) uporabljamo za določanje višine temperature zraka. Napolnjen je z živim srebrom, a njegova kapilarna cev je neposredno nad živosrebrnim rezervoarjem zožena. Ko temperatura zraka raste, je živo srebro pod pritiskom širjenja, zato se dvigne iz rezervoarja skozi zoženi del kapilarne cevi in se po njej dviga navzgor. Ko pa temperatura zraka prične padati,

se živosrebrni steber v kapilari ne more znižati v rezervoar skozi del cevi, ampak ostane na isti višini, ker ne more premagati trenja v zoženem delu kapilarne cevi. Tako živosrebrni steber ostane v kapilarni cevi v isti višini, kot je bil pri najvišji temperaturi. Tako izmerimo najvišjo temperaturo dneva. Maksimalni termometer postavljamo



Sl. 39 a, 39 b, 42 — Psihrometer po Avgustu s suhim (S) in mokrim (M) termometrom in maksimalnim (Ma) ter minimalnim (Mi) termometrom

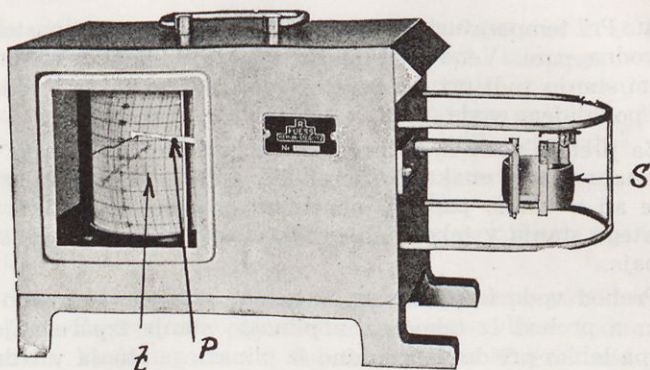
sicer horizontalno, vendar tako, da je rezervoar ali glavica z živim srebrom nekoliko nižje. To delamo zato, da se živosrebrna nitka pri zoženem delu kapilare ne bi pretrgala.

Maksimalni termometer odčitavamo ob 7^h in 12^h po lokalnem času. Pri odčitavanju ob 21. uri ga moramo stresti, da bi ga tako pripravili za naslednji dan. To opravljamo na enak način, kakor pri zdravstvenem termometru, s katerim merimo temperaturo človeškega telesa. Maksimalni termometer moramo stresati vse dotlej, dokler ne pokaže enake vrednosti temperature kakor navadni termometer.

4. Minimalni termometer (slika 39 b) uporabljamo za merjenje najnižje temperature v obdobju 24 ur. Njegov rezervoar ima obliko vilic in je napolnjen z alkoholom, ali etilalkoholom, in sicer zato, ker živo srebro zmrzne že pri $-39,0^{\circ}\text{C}$ in ga zaradi tega ne moremo uporabljati za merjenje nizkih temperatur, ki v določenih predelih lahko dosežejo celo -72°C . Viličasta oblika rezervoarja je potrebna zato, ker daje večjo površino, ki je izpostavljena temperaturnim spremembam zraka. V alkoholu v kapilarni cevi je steklena palčica, mimo katere alkohol prosto preide, ko temperatura raste. Ko pa temperatura pada in alkohol pride do kraja steklene palčice, tedaj zaradi površinske napetosti meniška alkohola, ta potegne palčico s seboj nazaj proti rezervoarju. Zaradi tega minimalni termometer postavljamo v horizontalni položaj. Tako je mogoče določiti najnižje temperature. Po fizikalni zakonitosti prihaja do tegale procesa: dokler temperatura pada, se alkohol znižuje in vleče s seboj palčico (S), ko pa temperatura prične rasti, alkohol prosto preide mimo palčice in napolnjuje cev, a palčica ostaja na tistem mestu, do koder je padla najnižja temperatura.

Minimalni termometer odčitavamo ob 7. in 21. uri po lokalnem času. Ob 21. uri pa ga pripravimo za meritev za naslednji dan, in sicer s korekcijo palčice (S). To napravimo tako, da postavimo termometer pokonci in sicer tako, da je rezervoar na gornji strani. Zato se steklena palčica zaradi lastne teže spusti do konca alkohola.

5. Termograf. Instrument, ki ga uporabljamo za registriranje stalnega poteka temperature zraka (slika 40), imenujemo termograf. Kot termoelement je uporabljena sploščena Burdonova cev (S), ki je napolnjena z alkoholom in je zavita v obliki prstana. Poleg tega uporabljamo tudi bimetalni prstan, na primer iz bakra in jekla. Ta prstan se zaradi temperaturnih sprememb oziroma različnih razteznostnih koeficientov, iz katerih je zvarjen, razteza ali krajša in to se s prenosnim mehanizmom prenaša na vzvod (p), ki ima na svojem koncu pritrjeno trioglato koritasto pero. V to pero nalijemo črnilo, ki je posebne vrste, kajti v njem mora biti dovolj glicerina,



1:4,5

Sl. 40 — Termograf

da bi se čim manj sušilo. To pero beleži na termografskem traku temperaturna gibanja v vsem tednu. Termografski trak je navit na valj, v katerem je urni mehanizem. Tega navijemo s posebnim ključem, ki je na gornji strani valja. Ključ za navijanje moramo obračati v smeri puščice, ki je vgravirana na gornji površini valja. Navijanje in nastavljanje novih termografskih trakov opravljamo enkrat tedensko, in sicer ob 7. uri v ponedeljek. Termograf ne daje tako točnih temperaturnih vrednosti, kakor živosrebrni termometer, zato ga je treba korigirati po izmerjenih vrednostih termometra. Da dobimo urne vrednosti, ki nam jih beleži termograf, moramo termogram analizirati s pomočjo vrednosti živosrebrnega termometra, in sicer opravljamo to s tako imenovano analizo termogramov, katere osnova so vrednosti, izmerjene ob glavnih terminih klimatoloških opazovanj.

4. Vlaga v ozračju

a) Fizikalne lastnosti vode

Voda je lahko v enem izmed treh agregatnih stanj, in sicer: v čvrstem, tekočem in plinastem.

Pri temperaturi pod 0°C je voda v trdnem stanju, to je led. Pri temperaturi od 0°C do 100°C je voda v tekočem ali plinastem

stanju. Pri temperaturi višji od 100°C je voda v plinastem stanju kot vodna para. Vendar je možno, da je voda v tekočem ali plinastem stanju tudi pri temperaturi pod 0°C in takšno vodo imenujemo podhlajena voda.

Za prehod vode iz trdnega v tekoče stanje se potroši določena množina toplote, enako pri prehodu vode iz tekočega v plinasto stanje ali v vodno paro. V obratnem procesu, ko voda prehaja iz plinastega stanja v tekoče ali iz tekočega v trdno stanje, se toplota osvobaja.

Prehod vode iz plinastega v tekoče stanje imenujemo kondenzacija, a prehod iz tekočega v plinasto stanje izparevanje. Vodna para pa lahko preide neposredno iz plinastega stanja v trdno stanje in to imenujemo sublimacija.

Da izpari en gram vode, je potrebno okrog 600 kalorij toplote. To toploto imenujemo latentna izparilna toplota. To je v bistvu skrita toplota, ki se pri kondenzaciji vodne pare zopet osvobaja v isti vrednosti: ko se en gram vode kondenzira iz vodne pare, se osvobodi 600 kalorij in to je tako imenovana kondenzacijska toplota. Tudi tedaj, ko en gram vode zmrzne, se osvobodi okrog 80 gramskih kalorij. Iz tega sledi: ko en gram vodne pare neposredno preide iz plinastega v trdno stanje, se osvobodi okrog 680 kalorij in to je tako imenovana sublimacijska toplota.

b) Faze v kroženju vode

Prva faza v kroženju vode je izparevanje. Voda največ izpareva na oceanskih površinah in manjših morjih, ki pokrivajo čez dve tretjini zemeljske površine. Drugi izviri izparevanja so še: jezera, reke, vlažna zemlja, prav tako pa tudi zemlja z vegetacijo. Posebno so pomembni topli tropski in subtropski deli oceanov, ki zavzemajo največji del zemeljske površine in dajejo ozračju vodno paro v največjih količinah. Zaradi stalnega izparevanja vode je v ozračju vedno določena množina vodne pare.

En del vodne pare ostane v zraku in vetrovi jo prenašajo iz enih področij v druga. Drugi del se zaradi določenih fizikalnih okoliščin kondenzira v tekoče stanje ali pa sublimira v trdno stanje. Vidljive oblike kondenzacije vode so oblaki in megla.

Velik del kondenzirane vode se sprostí iz oblakov in pade na zemeljsko površino kot dež, sneg ali toča. Proces kroženja vode je s tem zaključen nad kopnim in morjem, kamor se spet vrača izpar-

jena voda. S kopnega se ostanek vode, ki ne izpari in ki je tla ne vpijejo, vrača v reke, morja in oceane. Ko ne bi bilo tega kroženja vode, ne bi bilo organskega življenja na Zemlji. Izparevanje vode je prehod vode iz tekočega ali trdnega agregatnega stanja v plinasto ali parno stanje. Izparevanje poteka v naslednjih primerih:

1. Izparevanje z vodne površine in tudi s površine snega in ledu.
2. S površine kopnega, torej z gole zemlje.
3. Izparevanje s površine z vegetacijo, to je nižjega rastlinstva, gozdov itn.

Izparevanje je količina izparjene vode z določene površine v določenem času. Za izparevanje navadno jemljemo višino vodne plasti v milimetrih, ki je izparela v določenem času. Zveza med višino vodne plasti, ki je izparela v določenem času, in količino izparjene vode z določene površine v istem času je naslednja: če je v 24 urah izparela plast vode visoke 3 milimetre, tedaj je količina izparjene vode $3\text{ l z } 1\text{ m}^2$.

Z raziskovanji je ugotovljeno, da je množina izparjene vode z določene površine odvisna predvsem od toplotnega stanja površine, s katere se poraja izparevanje, od stopnje vlažnosti in pritiska zraka in od hitrosti vetra. Količina izparjene vode v določenem času je pravzaprav proporcionalna velikosti površine, s katere voda izpareva, in tudi drugim pogojem. Kolikor je npr. temperatura višja in kolikor je vlažnost zraka manjša, toliko je tudi izparevanje večje. Prav tako je izparevanje večje, kolikor je hitrost vetra večja, kajti veter odnaša s seboj izparjeno vodo z vodnih površin, vlažnega zemljišča ali zemljišča z vegetacijo. In naposled — kolikor je večji zračni pritisk, toliko je izparevanje manjše in obratno.

c) Vpliv gozdov in vegetacije na izparevanje

Izparevanje z zemeljske površine, ki je pokrita z vegetacijo, je veliko večje, kakor pa z gole zemeljske površine. Ugotovili so, da je izparevanje s travnatih površin in njiv, ki so pokrite z različnimi posevki, približno dvajsetkrat in še več večje, kakor pa z golih površin.

Ruski znanstvenik^{***} Ivanov je po raziskovanjih v domovini in po tujih podatkih izdelal tabelo izparjene vode v obdobju enega leta v različnih vegetacijskih enotah na kopnem (tab. 7), katera nam nudi tele podatke:

Tropski pragozdovi izparijo plast vode od 80 do 150 cm.

Savane izparijo plast vode od 120 do 140 cm.

Puščave izparijo plast vode okrog 10 cm.

Južnoevropski gozdovi izparijo plast vode od 50 do 70 cm.

Srednjeevropski gozdovi izparijo plast vode od 37 do 45 cm.

Mešani gozdovi izparijo plast vode okrog 40 cm.

Sibirska tajga izpari plast vode od 5 do 10 cm.

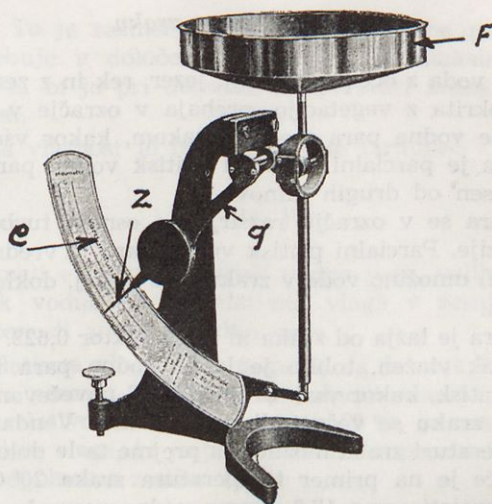
Tabela 7: *Izparevanje vode po vegetacijskih conah po Ivanovu*

Iz teh podatkov je razvidno, kakšne količine vode izpari vegetacija. Potemtakem je relativna vlaga nad rastlinskim svetom, predvsem pa med listjem, posebno velika. Izparevanje v veliki meri vpliva na vegetacijo pri nižjih temperaturah. Tako se dogaja, da se po večernem dežju, ki omoči rastline in napoji tla, ponoči razjasni ter prične pihati veter, zaradi česar se zelo pojača izparevanje iz tal in rastlin in se zato temperatura zniža. Če pa se temperatura tudi sicer naglo znižuje (zaradi jasne noči in močnega sevanja), nastane slana, ki lahko povzroči veliko škodo na vegetaciji.

Obstoja tudi izparevanje z zemeljske površine v gozdovih, pod drevjem ali z vodne površine, ki je obdana z drevjem. To izparevanje je mnogo manjše, kakor na odprtih poljih, kajti v gozdovih je predvsem nižja temperatura, večja relativna vlaga in manjša hitrost vetra, kakor na odprtem svetu. Zaradi vseh teh dejavnikov je izhlapevanje v gozdnem svetu šibkejše, kakor pa na odprtem polju, travnikih in planjavah.

d) *Merjenje izparevanja vode. Wildov evaporimeter*

Za merjenje množine izparjene vode z vodne ali zemeljske površine uporabljamo več različnih instrumentov. Doloženi instrumenti na meteoroloških postajah merijo izparevanje le v približnih vrednostih. Eden takih je tako imenovani Wildov evaporimeter (slika 41), ki je zgrajen na principu tehtnice. Na tehtnico je postavljena pločevinasta skodelica (F) s površino 250 cm² in globino 2,5 cm. Ravnotežje tej pločevinasti skodelici drži ročica (g), ki se pri svojem gibanju končuje s kazalcem (z). Ko je skodelica prazna, je ročica



Sl. 41 — Wildov evaporimeter

na stopnji skale (c), če pa jo napolnimo z vodo, ročica s kazalcem pokaže vrednost 0° . Med tema vrednostima odčitujemo množino izhlapele vode.

Wildov evaporimeter postavljamo v meteorološko hišico, vendar ne skupaj s termometri, ampak v posebno hišico, ki pa je enake oblike, kakor že opisana meteorološka hišica. Pločevinasto skodelico napolnimo s čisto deževnico, tako da kazalec pride v vodoravni položaj, to je, da kaže 0 mm na že omenjeni skali. Vodo nalivamo ob 7. uri zjutraj po lokalnem času.

Ko voda prične izparevati, je v skodelici vedno manj vode in kazalec (z) začne postopoma padati in kaže množino izparele vode. Če je iz posodice (F) izparela plast vode 1 mm, pomeni, da je na površini 1 m^2 izparel 1 liter vode. Odčitavanje na tem evaporimetru opravljamo ob 7. in 21. uri, a količino izparevanja v 24 urah izračunamo tako, da odčitka seštejemo. Vendar tako izparevanje vode ni naravno, na površino vode v skodelici ne vpliva neposredno sončno sevanje, zato dobimo z merjenjem relativne podatke. V zadnjem času uporabljamo evaporimetre tipa »Popova«, s katerimi merimo izparevanje v naravnih razmerah z zemeljske površine.

e) Vodna para v zraku

Izparjena voda z oceanov, morij, jezer, rek in z zemeljske površine, ki je pokrita z vegetacijo, prehaja v ozračje v obliki vodne pare. Tukaj se vodna para meša z zrakom, kakor vsak drug plin. To pomeni, da je parcialni — delni pritisk vodne pare v mešanici plinov neodvisen od drugih plinov.

Vodna para se v ozračju razširja na osnovi turbulentnega gibanja in difuzije. Parcialni pritisk vodne pare je vrednost, s katero moramo podati množino vode v zraku, vse dotle, dokler je ta v plinastem stanju.

Vodna para je lažja od zraka in to za faktor 0,622. Iz tega sledi: čimbolj je zrak vlažen, toliko je lažji. Vodna para ima določeno napetost ali pritisk, kakor vsak drugi plin. S povečevanjem množine vodne pare v zraku se veča tudi njen pritisk. Vendar je pri neki določeni temperaturi zraka možno, da prejme ta le določeno količino vodne pare; če je na primer temperatura zraka 20°C , tedaj 1 m^3 zraka more sprejeti samo 17,3 grama vodne pare, če pa se temperatura zraka poveča na 25°C , tedaj more 1 m^3 zraka sprejeti 23,1 grama vodne pare.

Kadar zrak sprejme največjo količino vodne pare, ki je možna pri določeni temperaturi, pravimo, da je zrak zasičen z vodno paro. Pritisk vodne pare, ki zasiti zrak do največje mere, imenujemo nasičenostni parni pritisk.

Temperaturo zraka, pri kateri je zrak popolnoma zasičen z vodno paro in pri kateri vodna para ponovno preide v tekoče stanje, imenujemo rosišče.

Maksimalni pritisk vodne pare je odvisen od temperature in to tako, da je tem večji, čim višja je temperatura zraka.

f) Način izražanja vlažnosti zraka

Vsebinska vodne pare v zraku je spremenljiva in jo je mogoče številčno izraziti na več načinov, in sicer:

1. parni pritisk ali pritisk vodne pare, ki ga označujemo (e);
2. absolutna vlažnost, označujemo jo s (q), predstavlja pravzaprav težo vodne pare v gramih, kolikor je vsebuje 1 m^3 zraka;
3. specifično vlažnost označujemo (S); to je teža vodne pare v gramih v 1 kg vlažnega zraka;
4. relativna vlažnost predstavlja razmerje med pritiskom vodne pare (e) in maksimalnim pritiskom (E) pri isti temperaturi, izražena

v odstotkih. To je razmerje med količino vodne pare, ki jo zrak resnično vsebuje v določenem trenutku, in maksimalno količino vodne pare, ki bi jo pri določeni temperaturi zraka lahko sprejel, da bo zasičen.

Relativna vlažnost je izražena s tole formulo:

$$U = \frac{e}{E} 100$$

v kateri je mali e resnični pritisk vodne pare, veliki E pa maksimalni pritisk vodne pare. Relativna vlaga v resnici predstavlja stopnjo zasičenosti zraka z vodno paro.

Če je relativna vlaga 0 %, pomeni, da je zrak popolnoma suh, a če je 100 %, pomeni, da je zrak popolnoma nasičen z vodno paro. Če je torej relativna vlaga na primer 75 %, je zrak sprejel vase tri četrtine tiste vlage, ki jo pri določeni temperaturi more sprejeti vase, da bo popolnoma zasičen (D).

5. Deficit zasičenosti znaka (D) je razlika med maksimalnim pritiskom vodne pare (E) in resnično obstoječim pritiskom vodne pare (e). Določamo ga po naslednji formuli.

$$D = E - e = \left(1 - \frac{e}{E} \right) E$$

Z deficitom zasičenosti vlage v zraku je označeno tisto stanje v zraku, ki nam predstavlja primanjkljaj vlažnosti v zraku do njegove popolne zasičenosti.

g) Merjenje vlažnosti zraka

Za merjenje vlažnosti zraka imamo več instrumentov, a so najpomembnejši: psihrometer, higrometer in higrograf.

Psihrometrov imamo več vrst. Osnovna tipa sta psihrometer na namakanje s stenjem in psihrometer z aspiratorjem.

1. Psihrometer s stenjem (po Avgustu) je sestavljen (sliko 42 glej pri sliki 39 a in 39 b) iz dveh navadnih, vendar enakih termometrov, ki sta navpično nameščena na kovinastem stojalu.

Levi termometer, imenujemo ga suhi termometer, uporabljamo za merjenje temperature zraka v trenutku opazovanja. Čebulica z živim srebrom drugega termometra (b) je ovita s posebno tanko muslinasto krpico. Pri nameščanju te krpice ravnamo takole: odre-

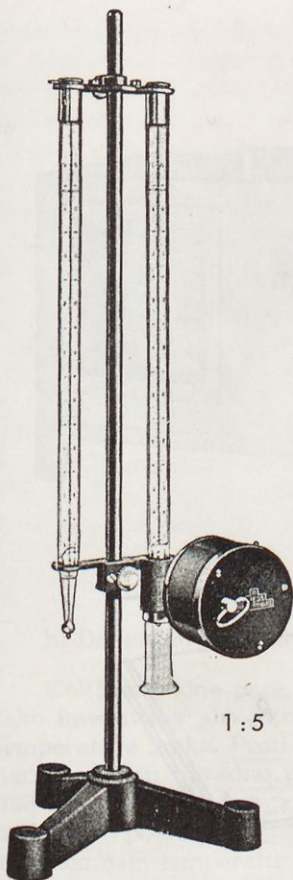
žemo delček platna v velikosti 3.3 cm in ga namočimo v vodi, najboljše v deževnici. Na čebulico termometra, ki je tako ovita s krpico, privežemo stenj. Ta je namočen v kozarček, napolnjen z vodo, ki naj je ali deževnica ali destilirana voda. Tako opremljen termometer imenujemo moker termometer.

S krpice voda izpareva, za kar se troši toplota, zato je temperatura mokrega termometra nižja, kakor suhega. Izparevanje z mokrega termometra je tem večje, čimbolj je zrak suh, oziroma čim večja je razlika med suhim in mokrim termometrom. Ko pa je zrak bolj vlažen, je razlika med termometroma majhna, ker je manjše izparevanje z vlažne krpice na vlažnem termometru. Ko je zrak popolnoma zasičen z vodno paro, izparevanja z vlažne krpice na mokrem termometru sploh ni in suhi termometer kaže enako temperaturo kakor vlažni. To se zgodi takrat, ko imamo gosto meglo ali deževje. Tako opazujemo vlago v zraku s preračunavanjem po določenih tabelah. Merjenje z mokrim termometrom na opisani način lahko opravljamo le do -5°C .

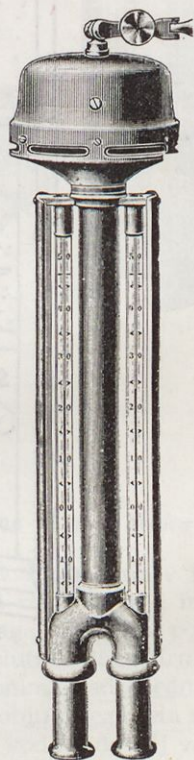
2. Psihrometer z aspiratorjem (slika 43). Tudi ta psihrometer je sestavljen iz dveh termometrov in sicer suhega in mokrega. Na mokrem termometru je čebulica termometra prav tako ovita z muslinasto krpico, vendar nima stenja. Mokri termometer ima cevko, ki je nameščena na spodnji del termometra tako, da varuje njegovo čebulico. Aspirator je nameščen ob to cevčico tako, da sesa zrak v območju čebulice, ki jo pri opazovanju namakamo s čisto deževnico ali z destilirano vodo. To opazovanje opravljamo največ do 5 minut, a hitrost gibanja zraka okrog vlažne krpice je 2 do 3 m na sekundo. Pri temperaturah pod 0° krpico močimo samo do tedaj, dokler se ne naredi tanka plast ledu na njej. Ko postane plast leda na njej nevidna, ker se zaradi izparevanja razblini, tedaj krpico ponovno namočimo. Iz podatkov, ki jih tako dobimo na mokrem in suhem termometru, izračunamo vrednost vlage na posebnih za to prirejenih tablicah.

3. Psihrometer po Assmannu (slika 44). Ta meteorološki instrument je sestavljen tako, da ima aspirator nameščen med obema termometroma. Tako ventilacijo moramo ustvariti okrog mokrega in suhega termometra. V bistvu pa je opazovanje vlage z njim dokaj podobno opazovanju z že opisanim psihrometrom z aspiratorjem.

4. Higrometer po Köppnu. Glavni sestavni del tega instrumenta (slika 45), ki ga uporabljamo za merjenje vlažnega zraka, je človeški las. Ta ima higroskopske lastnosti, to je, da

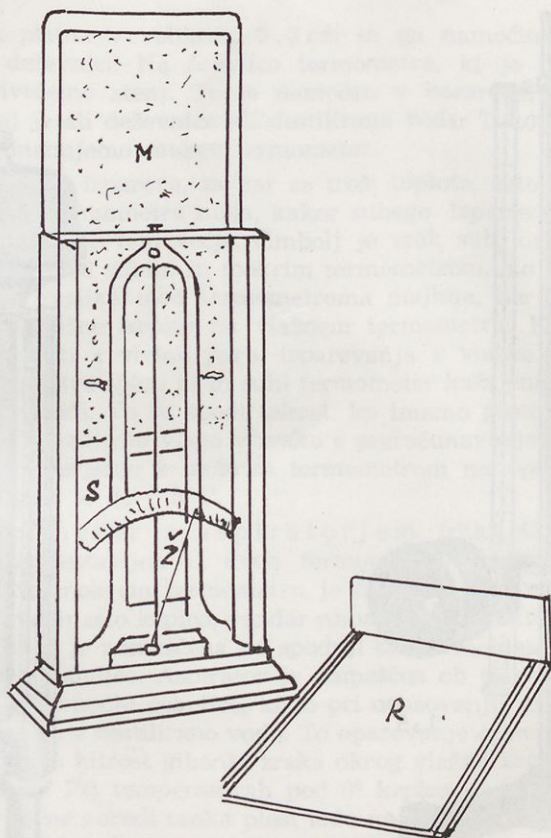


Sl. 43 — Psihrometer z
aspiratorjem



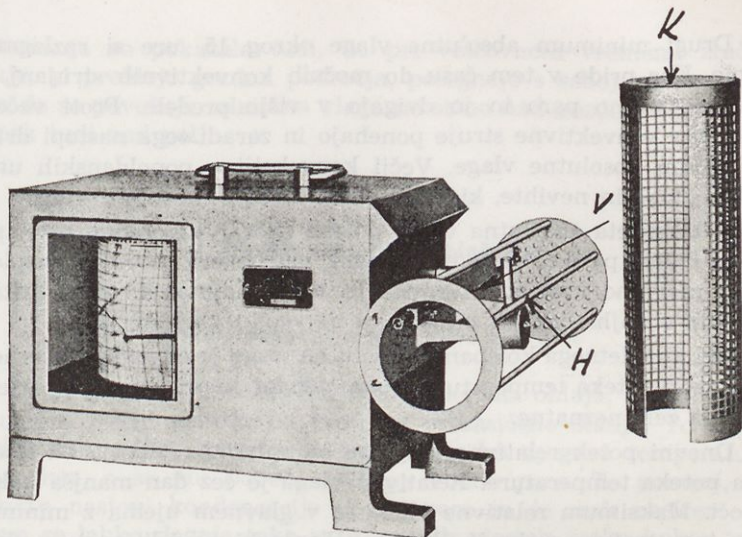
Sl. 44 — Assmanov
psihrometer

iz zraka vpija vlago in se pri tem razširja. Kolikor je zrak bolj suh, oziroma se suši, se človeški las krči. To razširjanje in krčenje človeškega lasu se s kazalcem prenaša na skalo, ki pokaže relativno vlago v odstotkih. Higrometer torej ni samostojni instrument, ampak služi za dopolnitev in kontrolo podatkov o vlagi v zraku, ki jo dobimo z že omenjenimi instrumenti za merjenje vlage, to je psihrometri.



Sl. 45 — Higrometer

5. Higrograf. Registrirni instrument, s katerim beležimo relativno vlago, imenujemo higrograf (slika 46). Tudi pri njem je glavni del pramen človeških las *H*, ki je napet na ročico *V*. Ta se pri razširjanju in krčenju las premika na desno in levo. To premikanje prehaja na ročico, na kateri je pritrjeno pero, ki na higrogramu registrira relativno vlago. Vsi ostali sestavni deli higrografa so enaki delom termografa. Pramen človeških las je pri higrografu zaščiten s kovinasto mrežo. Higrograf ne daje natančnih vrednosti relativne vlage, ampak moramo te vrednosti korigirati s psihrometrom.



Sl. 46 — Higrograf

h) Dnevni in letni potek absolutne in relativne vlage v zraku

Količina vodne pare, ki je v zraku in izražena v gramih v 1 m^3 , tako imenovana absolutna vlaga, je odvisna od izhlapevanja in od temperature zraka. Proti poldnevu absolutna vlaga raste, a v popoldanskem času navadno pada. Vendar je z absolutno vlago drugače nad morsko ali vodno površino, kakor nad kopnim. Nad oceani ali nad vodno površino potek absolutne vlage v obdobju celega leta sledi spremembam temperature zraka. In to zato, ker voda v dovolj veliki količini izpari s površine in je zrak skoraj stalno maksimalno nasičen z vodno paro. To se dogaja nad vsemi velikimi površinami, prav tako pa tudi nad kopnim v zimskih mesecih, ko je segrevanje slabo, oziroma, ko je insolacija šibka, zaradi česar je tudi kolebanje temperature zraka majhno. V tem primeru, to je pozimi, že zelo majhna množina vodne pare nasiti zrak in potek količine vodne pare lahko sledi dnevnemu poteku temperature.

Na določenih področjih kopnega je drugačen dnevni potek absolutne vlage. Tako so primeri, da ima absolutna vlaga na kontinentu celo dva maksima in dva minima. Prvi minimum je zjutraj okrog 4. ure, a drugi okrog 15. ure. Prvi maksimum nastopa okrog 9. ure, a drugi med 20. in 22. uro.

Drugi minimum abso'utne vlage okrog 15. ure si razlagamo takole. Ker pride v tem času do močnih konvektivnih strujanj, te odnašajo vodno paro in jo dvigajo v višje predele. Proti večeru omenjene konvektivne struje ponehajo in zaradi tega nastopi drugi maksimum absolutne vlage. Večji konvekciji v popoldanskih urah sledijo plohe in nevihte, ki nižje plasti ozračja nasitijo z vlagο.

V teku leta absolutna vlaga poteka skoraj vzporedno s temperaturo zraka, pa naj bo to nad oceani, nad vodno površino nasploh, kakor tudi nad kopnim. Naravno je, da je najmanjši parni pritisk navadno v najhladnejših mesecih, a največji v najtoplejših.

Velikost letnega kolebanja absolutne vlage je odvisna v glavnem od letnega poteka temperature zraka, vendar je pri tem nekaj izjem, ki so pa zelo neznatne.

Dnevni potek relativne vlage se na splošno razlikuje od dnevnega poteka temperature. Relativna vlaga je čez dan manjša kakor ponoči. Maksimum relativne vlage se v glavnem ujema z minimumom temperature zraka in obratno. Planinski predeli imajo v glavnem nasprotni dnevni potek relativne vlage od nižinskih in dolinskih, in to zato, ker se zrak dviga. To se dogaja zlasti podnevi in v topli polovici leta.

i) Vpliv površine zemlje na vlažnost zraka

Kakor smo videli, vodo izparevajo tudi rastline, zato je vegetacija v veliki meri tisti faktor, ki povečuje množino vlage v prizemnih plasteh zraka. To se posebno močno pojavlja v gozdovih.

Na osnovi meritev (Tabela 8), ki so jih avstrijski strokovnjaki opravljali na gorskih postajah, so bile izmerjene naslednje vrednosti parnega pritiska, ki veljajo kot razlika med gozdom in poljem na različnih višinah zraka v gozdu in na polju:

Višina nad zemljo	5 m	11 m	15,5 m
Razlika med gozdom in poljem	1,85 mm Hg	1,91 mm Hg	1,95 mm Hg

Tabela 8. Razlika vlage med gozdom in poljem v različnih višinah

Iz tabele je razvidno, da so ob vrhovih dreves približno na višini 15,5 metrov imeli tudi največjo razliko v parnem pritisku. Ta

opazovanja so pokazala tudi, da pri vetrovnem vremenu zračne struje, ki preidejo gozdna področja, potegnejo s seboj vodno paro, tako da se povečuje relativna vlaga ne samo nad gozdnimi področji, ampak tudi nad polji.

5. Megla, oblaki in oblačnost

a) *Kondenzacija vodne pare v zraku*

Če se z vodno paro zasičen zrak polagoma ohlaja, a se pri tem ne menja zračni pritisk, bo prešel v prezasičeno stanje. To se bo zgodilo tudi tedaj, ko se zrak ne ohlaja, ko njegova temperatura ostaja ista, a se mu poveča količina vodne pare. To pomeni, da v zraku nastopi kondenzacija vodne pare in je zrak nasičen. Ta proces se lahko dogaja tako v prizemnih plasteh zraka kakor tudi v višini.

Dokazano je, da je zrak zasičen in prezasičen z vodno paro tudi tedaj, ko v njem ne nastopi kondenzacija. To pa se lahko zgodi samo tedaj, če je zrak popolnoma čist, če torej v njem ni nobenih takih primesi, kakor so mikroskopski delci soli, prahu itd .

Ko pa v tako prezasičen čist zrak dospe veliko število delčkov soli ali prahu, se v njem kondenzira vodna para. To se dogaja tudi tedaj, če se v prezasičenem čistem zraku sprožijo električni pojavi. Delčki soli ali prahu so torej v zraku kondenzacijska jedra, okoli katerih se nabere vodna para in se na njih kondenzira.

Dokazano je, da je za kondenzacijo vodne pare vedno potrebna določena stopnja prezasičenosti zraka. To je posebno važno za kondenzacijo v višjih zračnih plasteh, kjer je zrak sorazmerno čist. Ko pa je v zraku zadostno število kondenzacijskih jeder, takoj nastopi kondenzacija, če je le zrak dovolj zasičen z vodno paro.

Potemtakem kondenzacijska jedra igrajo važno vlogo pri procesu kondenzacije vodne pare. Vloga kondenzacijskih jeder je predvsem naslednja:

1. Če je jedro dovolj veliko, se okrog njega nalepijo molekule vodne pare in tako nastane vodna kapljica.

2. Če takšna jedra imajo posebne lastnosti, na primer: higroskopnost, električni naboj, se molekule vodne pare, ko se z njimi spoje, takoj spremenijo v vodne kapljice.

3. Dogaja se celo, da so istočasno izpolnjeni pogoji kondenzacije, navedeni pod 1 in 2.

Novejša raziskovanja so dokazala, da navadni prah nima velikega vpliva na kondenzacijo vodne pare. Prav tako je ugotovljeno, da so za kondenzacijo mnogo važnejša higroskopska kondenzacijska jedra, kakor pa njihove električne lastnosti. Od higroskopskih kondenzacijskih jeder v ozračju raziskovalci omenjajo predvsem tele:

1. Higroskopski plini so predvsem žvepleni dioksid (SO_2) in žvepleni trioksid (SO_3). Omenjajo tudi amonijak in druge pline, ki prihajajo v zrak zaradi zgorevanja produktov, v katerih je žveplo.

2. Zelo majhni, trdi higroskopski delci, ki prav tako nastajajo pri zgorevanju določenih produktov, kakor so: premog, bencin in drugi.

3. Zelo drobni delci morske soli, ki jih veter dviga z morske površine v zrak. Dnevno dvigajoče se strujanje zraka z morske površine zelo povečuje število kondenzacijskih zrn v ozračju. Kadar je zrak dovolj vlažen tam, kjer so ti delčki morske soli, se vodna para kondenzira in nastane vodna kapljica.

Iz vsega tega lahko sklepamo, da do kondenzacijskih procesov vodne pare pride predvsem pri naslednjih dogajanjih v ozračju:

1. Pri adiabatnem širjenju in ohlajevanju zraka.

2. Pri radiaciji — posebno ponoči, ko se ohlaja zemeljska površina in s tem tudi spodnja plast zraka tik nad zemljo.

3. Pri mešanju zračnih gmot z različnimi temperaturami.

Vse navedeno pa velja samo tedaj, če je v ozračju dovolj kondenzacijskih jeder.

Vsi procesi, ki povzročajo zniževanje temperature vlažnega zraka, morajo istočasno povzročiti kondenzacijo vodne pare. Najvažnejši med temi procesi je adiabatno širjenje in ohlajevanje zraka, ki se pojavlja pri vertikalnem gibanju vlažnega zraka.

Adiabatni gradient vlažnega zraka znaša $1^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ višine, vendar samo do tistega trenutka, ko zrak doseže temperaturo rosišča. Višino, na kateri temperatura zraka doseže rosišče, imenujemo kondenzacijski nivo. Pri nadaljnjem dviganju in ohlajevanju zraka nad točko rosišča se vodna para prične kondenzirati in izločati v tekočem ali trdnem stanju, to je v obliki kapljic in ledenih kristalov. Pri kondenzaciji vodne pare se sprošča velika množina skrite toplote, ki segreva dvigajoče se zračne gmote in zaradi tega temperatura ne pada več $1^\circ \text{C}/100 \text{ m}$, ampak znatno manj.

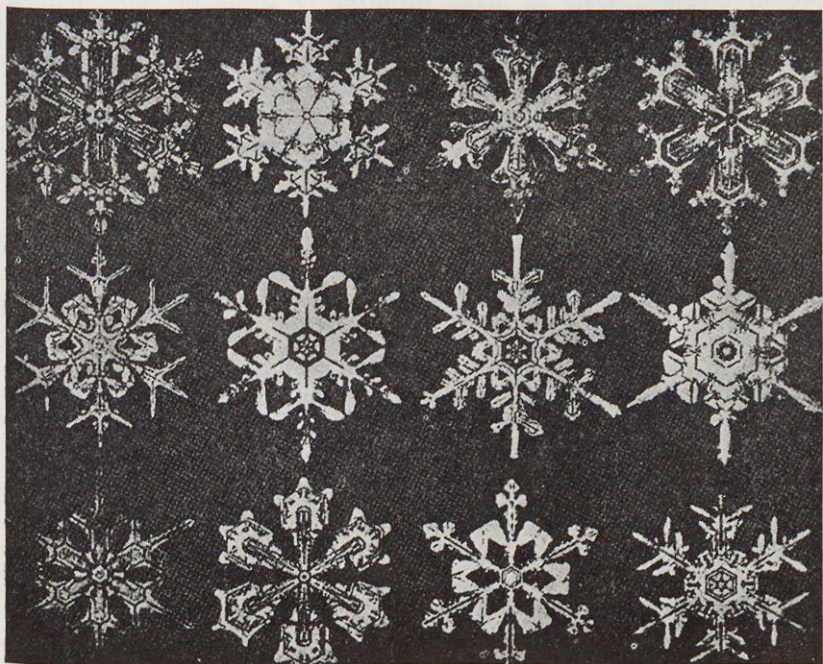
Posledica kondenzacije vodne pare je oblikovanje ali nastajanje oblakov, megle, dežja, snega in hidrometeorjev.

b) Sestavni deli megle in oblakov

Delci, iz katerih so sestavljeni oblaki in megla, so v obliki malih tekočih kapljic, ledenih iglic ali kristalov, a ne v obliki mehurčkov, kakor so nekoč mislili. Premer teh kapljic, ledenih iglic ali kristalov meri 8 do 100 mikronov. Kapljice s premerom okoli 15 mikronov padajo približno s hitrostjo 1 cm na sekundo ali 45 m na uro.

Premeri vodnih kapljic v megli se gibljejo med $8 \cdot 10^{-3}$ do $6 \cdot 10^{-2}$ mm. Kapljice v oblakih so večje. V oblakih, ki ne dajejo padavin, je premer kapljic $9 \cdot 10^{-3}$ do $2 \cdot 10^{-1}$ mm, a v bolj gostih oblakih celo do 2 mm. Kapljice megle ali oblakov so lahko v tekočem stanju tudi pri temperaturi pod -0°C . Oblaki s podhlajenimi vodnimi kapljicami pa imajo lahko temperaturo celo do -40°C , kar so ugotovili na različnih raziskovanjih.

Oblikovanje večjih vodnih kapljic, kristalnih oblik in kristalnih palčic, ki se izločajo iz oblakov v obliki dežja, snega, toče, babjega



Sl. 47 — Snežinke

pšena idr., so v najožji zvezi z nastajanjem oblakov. Že obstoječe kapljice v megli in oblakih se povečujejo s spajanjem več kapljic v eno kapljico. Ta proces imenujemo koagulacija. Enako se ledene iglice spajajo v ledene kristale različnih oblik (slika 47), ti pa se naprej spajajo v snežinke.

Poleg tega se vodne kapljice večajo ena na račun druge. Oblak, ki je istočasno sestavljen iz podhlajenih vodnih kapljic in vodnih kristalov, je po pravilu atmosferske fizike labilen. V takem primeru je zrak okoli kapljic nezasičen z vodno paro, a okoli ledenih kristalov prezasičen. Zaradi tega kapljice izparevajo, ledeni ali snežni kristali pa se povečujejo; končno se toliko povečajo, da prično padati iz oblaka. Podobno se povečujejo večje kapljice na račun manjših.

Teorija o koagulaciji kapljic in ledenih kristalov v megli in oblakih še ni popolnoma razčiščena.

c) Megla

Kondenzacija vodne pare v prizemnih plasteh zraka je megla. Po mednarodnem sporazumu je megla tista oblika kondenzacije vodne pare v zraku, pri kateri se predmeti v horizontalni smeri vidijo do 1 km. To pomeni, da je megla tisti naravni pojav, ko atmosfera v prizemnih plasteh zraka ne dopušča večje vidnosti kakor do 1 km.

Mednarodni znak za označevanje megle je $\equiv$.

Gosta megla je tista, pri kateri je vidnost manjša od 200 m. Označujemo jo z znakom $\equiv^2$. Megla srednje gostote je tista, pri kateri je horizontalna vidnost večja od 200 m, a manjša od 1 km.

Takšne megle zaznamujemo z znakom $\equiv^1$.

Če je megla pri zemeljski površini zelo plitka in skozi njo še jasno vidimo nebo, jo označujemo kot plitko prizemeljsko meglo ter jo zaznamujemo z znakom $\equiv$.

Če je vidnost večja od 1 km, a manjša od 10 km, tedaj to imenujemo meglica in jo označujemo z znakom $=$.

Če analiziramo meglo glede na njen nastanek, obstaja več klasifikacij. Ena od teh jo v glavnem razdeli v dve veliki skupini, in sicer:

1. Radiacijska megla
2. Advektivna megla

Ta razdelitev je podana predvsem glede na nastanek tega pojava, kajti v enem primeru zrak miruje in se ohlaja nad zemeljsko povr-

šino zaradi zemeljskega sevanja, posebno ponoči, v drugem primeru pa zasičeni zrak z vodno paro pod vplivom določenega strujanja zraka priteka v horizontalni smeri.

Radiacijska megla nastaja pri ohlajevanju zemeljske površine in najnižjih plasti zraka, ki se dotikajo zemeljske površine in se zaradi tega zrak ohlaja. Takšna megla nastaja navadno ponoči pri tihem in jasnem vremenu, ko je močna radiacija zemeljske površine. Radiacijska megla nastaja navadno v nižinah, kotlinah in dolinah, kjer se nabira hladen zrak, pa tudi nad močvirnimi predeli.

Ko se zrak ohladi pod rosišče, se pojavi radiacijska megla. Vendar je za nastajanje radiacijske megle poleg ustrezne količine vodne pare potrebno tudi določeno število kondenzacijskih jeder, ki so v veliki množini zlasti v industrijskih predelih. Za nastajanje te vrste megle je potrebno tudi, da zrak več ali manj miruje. Če je v kotlinah in dolinah vetrovno, ne more nastati radiacijska megla.

Dognano je, da radiacijske megle nastajajo predvsem v drugi polovici noči in zlasti v jutranjih urah, in sicer posebno močne pozimi, spomladi in jeseni, medtem ko je v poletju radiacijska megla le kratkotrajen pojav. Povprečna višina radiacijske megle znaša od tal do 400 metrov. V spomladanskih in jesenskih mesecih ta megla izgine okrog 10. ure dopoldne, poleti okrog 6. do 7. ure, pozimi pa traja celo do 13. ure, imamo pa tudi primere, ko traja ves dan.

Advektivna megla. Ta nastaja pri gibanju zračnih gmot v horizontalni smeri. Hitrost vetra pri nastajanju advektivne megle je lahko celo do 10m na sekundo. Advektivna megla nastaja pri drsenju toplega in vlažnega zraka nad hladno podlago. Temperatura zraka se zaradi tega dotika zniža do rosišča in tako vodne pare v ohlajenem zraku kondenzira. Debelina ali višina take megle je v povprečju do 500 m ali celo več. Advektivne megle nastajajo v različnih razmerah, in sicer:

1. Pri prodiranju toplega zraka s kopnega nad hladnejšo morsko površino.

2. Pri prehodu toplega in vlažnega zraka z morja nad hladno površino kopnega. To se zgodi posebej tedaj, ko je kopno pokrito s snežno odejo.

3. Pri prehajanju vlažnega zraka s tople vodne površine nad hladnejšo vodno površino. To se dogaja posebno tedaj, ko tople zračne gmote prehajajo iz tople Golfske struje v hladno Labradorsko strujo. Ko topli zrak pride nad hladno površino, se prične ohlajati, doseže rosišče in na ta način nastaja megla. V to vrsto megle

spadajo tudi tiste megle, ki nastajajo med ledenimi arktičnimi predeli, ko pihajo nad njimi južni topli vetrovi.

4. Advektivna megla prav tako nastaja pri mešanju dveh zračnih gmot, ki imata različno temperaturo, kar se dogaja zlasti pri frontalnih procesih.

5. Prav tako nastaja te vrste megla pri izparevanju vode z jezer in močvirij. Vodne hlape veter odnaša nad hladnejša obalna področja, kjer se kondenzirajo.

6. Advektivna megla se pogosto pojavlja na obalnih primorskih krajih, kjer je zrak bogat vodne pare, a poleg tega tudi tam, kjer je velika temperaturna razlika med kopnim in morjem. Iz tega sledi, da je prehajanje zraka z morja na kopno ali obratno vzrok, da nastaja ta tip megle.

d) *Suha motnost*

Pri tem pojavu je v zraku mnogo mehaničnih delcev. Do tega pride pogosto ob gozdnih požarih, ki oddajajo v zrak trde delce dima. Zaradi tega ima tovrstna megla poseben vonj. Vidnost pri suhi motnosti je nekoliko večja kakor pri prej opisanih tipih megle in je lahko celo do 4 kilometre. Ta vrsta megle pa nastopa tudi pri tipu vremena, ko puščavski zrak prodre v naše predele.

e) *Oblaki*

Po svoji naravni sestavi so oblaki dokaj podobni megli. Razlika je samo v tem, da oblaki nastajajo v višjih plasteh atmosfere, vendar je v njih sestava kapljic ali ledenih kristalov navadno le drugačna. Kapljice megle so namreč mnogo manjše, kakor kapljice v oblakih. Poleg tega so kapljice megle navadno v vodnem stanju, medtem ko v oblakih nastopajo poleg kapljic vode tudi ledeni kristali ali pa eni ali drugi.

Oblaki se gibljejo v različnih plasteh ozračja in zmanjšujejo sevanje v prostoru, kjer se pojavljajo. Oni nam dajejo jasno sliko zračnih struj v ozračju. Smer gibanja oblakov nam kaže smer vetrov na višini, kjer se pojavljajo. Po hitrosti gibanja oblakov moremo sklepati in končno izračunati hitrost gibanja zračnih struj na določeni višini. Končno moremo glede na oblike oblakov določiti vrsto zračnih struj v prosti atmosferi. Če so oblaki slojasti ali enolični, pomeni, da je proces kondenzacije v ozračju nastal brez večjih vertikalnih zračnih gibanj. Oblaki kopaste oblike pa nas opo-

zarjajo, da so v ozračju močnejša vzponska gibanja. Končno, oblaki, ki imajo razcefrano obliko, pomenijo, da v ozračju vladajo močna turbulentna gibanja zraka.

f) *Delitev oblakov*

Oblaki so najrazličnejših oblik, vendar jih je možno opredeliti v določene skupine. Danes jih delimo v glavnem v tele skupine:

1. Po zunanjem videzu, to je morfološka oblika.
2. Po višini, na kateri so.
3. Po nastanku.

Po zunanji obliki moremo oblake razdeliti na kopaste oblake (cumulus, cumulus congestus, cumulonimbus idr.). Slojaste oblake predstavljajo predvsem stratusi, nimbostratusi idr.

Perjaste oblake pa predstavljajo cirrusi, cirrostratus idr.

Poleg teh glavnih oblik oblakov je skupina oblakov, ki imajo prehodne oblike, in sicer:

1. slojevito kopasti oblaki (stratocumulusi, altocumulusi idr.);
2. perjasto slojeviti (cirrostratusi, altostratusi idr.);
3. perjasto kopasti (cirrocumulusi).

Po višini, na kateri nastajajo oziroma na kateri se nahajajo, jih lahko porazdelimo na visoke, srednje, nizke in oblake vertikalnega razvoja.

Po nastanku porazdelimo oblake v advektivne, konvektivne in turbulentne, pač z ozirom na procese v ozračju, ki jih ustvarjajo.

Po mednarodni klasifikaciji obstoja 10 rodov oblakov. Ti se dele na vrste, podvrste in njihove določene značilnosti.

Visoki oblaki se pojavljajo na višinah 6 do 11 kilometrov in so sestavljeni iz ledenih kristalov. Ti so:

- I. rod: cirrus (Ci);
- II. rod: cirrocumulus (Cc);
- III. rod: cirrostratus (Cs).

Srednji oblaki se pojavljajo na višinah 2 do 6 kilometrov in so sestavljeni iz ledenih kristalov ali vodnih kapljic, ali pa iz enih in drugih.

IV. rod: altocumulus (Ac);

V. rod: altostratus (As);

VI. rod: nimbostratus (Ns).

Nizki oblaki se pojavljajo od tal do višine 2—3 km in so sestavljeni v pretežnem obdobju leta iz vodnih kapljic, le v zimskem času, kadar so nizke temperature dokaj pod 0° C, na območju, kjer se pojavljajo, jih sestavljajo ledeni kristali.

VII. rod: stratocumulus (Sc);

VIII. rod: stratus (St).

Oblaki vertikalnega razvoja nastajajo z razraščanjem oblačnega sistema, ki se razrašča od predelov nad tlemi vse do višine tropopavze (16 km). Ti oblaki nastajajo zaradi močnih konvektivnih gibanj v ozračju, kadar je v njem dovolj vlage.

IX. rod: cumulus (Cu);

X. rod: cumulonimbus (Cb).

Poleg omenjenih rodov oblakov še obstojajo »posebni« oblaki, katere lahko delimo v dve vrsti. Prvi nastajajo v ozračju zaradi prirodnih procesov zlasti v stratosferi, a druge povzročajo tehnični posegi v ozračje.

V prvo vrsto spadajo predvsem stratosferni oblaki. Eni od teh so: »biserni« oblaki, ker po svojem siju spominjajo na lesk biserov. Te opazimo v mraku ob lepem vremenu v višini približno 25 km. Imajo obliko nežnih cirrusnih oblakov, ki jih še obseva sonce. Verjetno nastajajo zaradi konvekcijskih tokov, razvijajočih se v ozonovi plasti, kajti ozon se pričinja pojavljati v velikih množinah že na višini 20 km in močno absorbira ultrakratke sončne žarke.

Nadalje so zanimivi stratosferni oblaki, ki jih lahko opazimo v poletni dobi ponoči v zmernih in zlasti v višjih geografskih širinah na višini okrog 80 km. Imajo obliko svetlih lis, ki so podobne navadnim perjastim oblakom. Ti oblaki so vidni v poletnem času ponoči v območju sončnih žarkov, kateri jih obsevajo in so zato vidni v nižinah kot izrazit svetlobni pojav. Zato jih imenujemo »svetlikasti« oblaki. V troposferi pa se pojavljajo »posebni« oblaki nad močnimi slapovi, gejzirji itd.

V drugo vrsto spadajo »posebni oblaki«, ki imajo obliko sledi, katero povzročajo reaktivna letala. V tovrstne oblake nadalje spadajo oblaki, ki imajo obliko ogromne gobe, ki nastaja pri eksploziji atomske bombe itd.



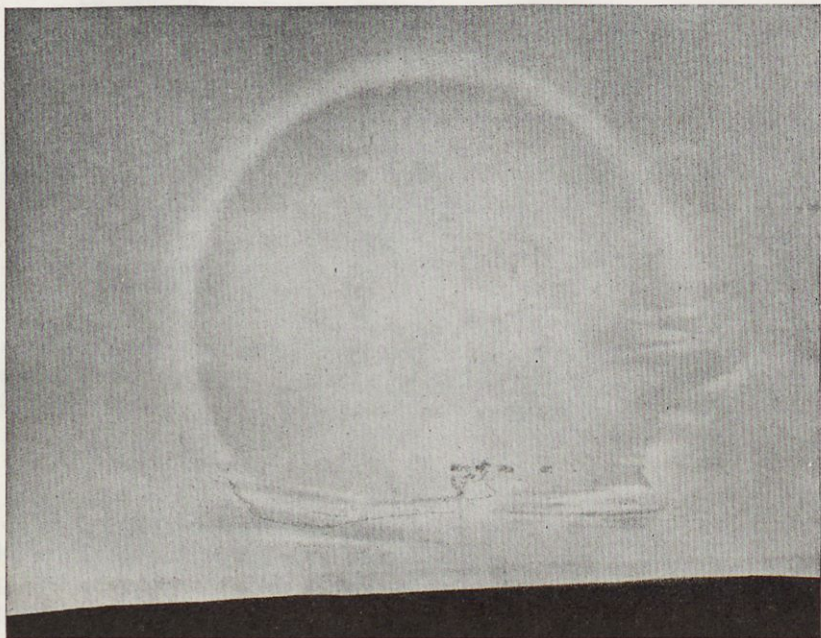
Sl. 48 — *Cirrus filamentosus*

Glede na to, ali oblaki nastajajo v stabilnem ali nestabilnem ozračju, jih lahko razdelimo tudi na stabilne in nestabilne vrste oblakov. Stratusi ali slojasti oblaki navadno nastajajo v stabilnem ozračju, v območju višinskih inverzijskih plasti in to na spodnji meji teh inverzij ali pa zaradi ohlajevanja s sevanjem.

Pri plastnem gibanju zračnih gmot nastajajo v valovih tudi oblaki, ki imajo obliko stratocumulusov, a kadar nastajajo v večjih višinah, se rojevajo altocumulusi. Kadar pa taki valoviti oblaki pridejo na višine, to je od 6 do 8 km, so vse bolj tanki, manjši in okrogli. Imenujemo jih cirrocumuluse ali po domače male ovčice.

Potemtakem oblaki, ki imajo valovito obliko in ki nastajajo predvsem zaradi določenega stanja v zraku oziroma dotoka toplih zračnih gmot v višjih plasteh ozračja, spadajo v skupino stabilnih oblakov, od katerih pa so zlasti srednji oblaki, to je altocumulusi in visoki oblaki cirrocumulusi lahko tudi znanilci poslabšanja vremena v času enega dneva.

To pomeni: ko vidimo te oblake v ozračju, vemo, da v ozračju trenutno vlada stabilno vreme. V ozračju tedaj ni vzponskih zračnih



Sl. 49 — *Cirrostratus*

strujanj in lahko pričakujemo vsaj za obdobje enega dne stabilno vreme. Med stabilne oblake spadajo predvsem: stratusi, stratocumulusi in deloma altocumulusi in cirrocumulusi.

Oblaki, ki se porajajo pri vlažno adijabatnih procesih v ozračju, ko je ozračje labilno, so predvsem cumulusi, cumulucongesti in cumulonimbusi.

Če je ozračje v višini stabilno, pri močnejšem segrevanju na zemeljski površini nastajajo vzponske zračne struje, ki pa ne preidejo določene višine in tako ti kopenski oblaki — cumulusi ostajajo le v nižjih plasteh ozračja in jih zato imenujemo cumulusi lepega vremena.

V nasprotnem primeru pa, ko je ozračje na višini nestabilno, bo segrevanje zemeljske površine izzvalo močne vzponske tokove in če je zrak še dovolj vlažen, se oblikujejo najprej oblaki, ki jih imenujemo cumulusi, iz njih nastajajo cumuluscongesti in iz teh se pri teh razmerah v ozračju končno rojevajo oblaki, ki jih imenujemo



Sl. 50 — *Cirrocumulus*

HT

cumulunimbuse. Ti oblaki se razvijejo do izredno velikih višin in njihov gornji del je spremenjen v ledene kristale, zato dobijo videz cirrusnih kap, saj dosegajo višino v območje 16 kilometrov.

Zaradi tega je med temi oblaki pogosto videti bele oblačne plasti v obliki nakovala s pajčolani. V teh oblakih obstoja izredno močno vertikalno strujanje. Hitrost tega strujanja je okoli 20 m na sekundo.

Vzporske zračne struje lahko nastajajo tudi na večjih višinah, se pravi, da ne izhajajo od zemeljske površine. Pri teh strujanjih često nastajajo na višini oblaki s spodnjo mejo okrog 3000 m, a imajo obliko raztrganih oblakov, razmetanih po ozračju. Take oblake imenujemo altocumuluse floccuse. Ti oblaki so znanilci poslabšanja vremena. Poslabšanje vremena oznanjajo tudi oblaki v obliki mestnih obzidij ali gradov; imenujemo jih altocumuluse castelanus. Ti altocumulusi se razlikujejo od valovitih, slojastih altocumulusov, o katerih smo govorili prej. Znano je, da se slojasti altocumulusi poro-
dijo tedaj, ko je zrak stabilen, medtem ko kopasti altocumulusi



Sl. 51 — *Altocumulus lenticularis* #7

podvrste castelanus in floccus vedno oznanjajo, da je v višjih plasteh ozračje labilno.

Nestabilni oblaki se porajajo pri vdoru hladnih zračnih gnot na področje toplega zraka, kakor tudi pri narivanju toplega zraka nad hladnega. V okviru tega dela ne bomo navajali vseh vrst in podvrst oblakov.

g) Kratek opis poedinih rodov oblakov

1. Cirrusi so oblaki perjaste strukture (slika 48) v obliki pramenov ali zavojev. Ti perjasti oblaki so znanilci v glavnem poslabšanja vremena, vendar pa ob njihovem pojavljanju ne nastopa vedno poslabšanje vremena in sicer zato, ker so lahko znanilci določenih procesov v višjih plasteh ozračja, ki nimajo vpliva na spodnje plasti. Cirrusni oblaki ne delajo sence na Zemlji. Četudi je nebo popolnoma pokrito s cirrusnimi oblaki, je kljub temu vidno Sonce in lahko govorimo o sončnem vremenu.



Sl. 52 — *Altostratus translucidus* T.F.

2. Cirrostratusi so tanki belkasti oblaki (slika 49). Skozenj se prav dobro vidita Sonce ali Mesec. Okoli Sonca ali Meseca se pri teh oblakih porajata halò ali korona.

3. Cirrocumulusi imajo obliko (slika 50) malih kopastih oblakov v obliki žogic ali kot jih pri nas imenujemo male ovčice. Cirrocumulusi nas opozarjajo na zračno valovanje v višjih plasteh ozračja in so pogosto znanilci poslabšanja vremena.

4. Altocumulusi lečaste oblike so najbolj poznani zaradi tega (slika 51), ker imajo obliko leče. Ta valovita oblika navadno nastaja zaradi tega, ker se v ozračje postopoma spušča hladnejši zrak. Tudi ti oblaki so v glavnem znanilci poslabšanja vremena in se navadno pojavljajo pred prodorom hladnega zraka, oziroma pred hladno fronto.

5. Altostratusi se pojavljajo v ozračju v obliki sive kopenske, ki je podobna dvignjeni megli (slika 52), vendar se skoznjo zelo slabo vidi Sonce ali Mesec.

6. Stratocumulusi so po svoji kopasti obliki (slika 53) nekoliko podobni cumulusom, a so zaradi velike razprostranjenosti



Sl. 53 — *Stratocumulus translucidus* H. F.

in spodnje slojevitosti podobni stratusom. Ti oblaki se navadno pojavljajo v zvezi z inverzijami v obliki stratusa, kakor tudi v drugih vremenskih procesih, to je turbulentnih gibanjih v spodnjih plasteh ozračja.

7. Cumulusi so kopasti beli oblaki (slika 54), ki imajo ravno osnovnico in močno razvit gornji del v obliki kupol. Ti oblaki nastajajo zaradi vzponskih zračnih strujanj in zato kažejo veliko navpično dviganje zraka. Pojavljajo se okrog 10. ure dopoldne in v primeru, da ni dovolj vlage v ozračju, izginevajo v popoldanskih urah. V takem primeru govorimo o oblakih lepega vremena. Če pa je ozračje dovolj labilno, se iz cumulusov razrastejo oblaki, ki jih imenujemo cumuluscongestuse, in končno se v ugodnih labilnih prilikah iz poslednjih razvijejo cumulonimbusi, o katerih bomo govorili pozneje.

8. Stratusi so oblačna plast (slika 55), ki je podobna megli, vendar je dvignjena nad zemeljsko površino na določeno višino. Nastaja zaradi radiacije ali pa na mejni površini med toplimi in



Sl. 54 — *Cumulus humilis*



Sl. 55 — *Stratus* 77



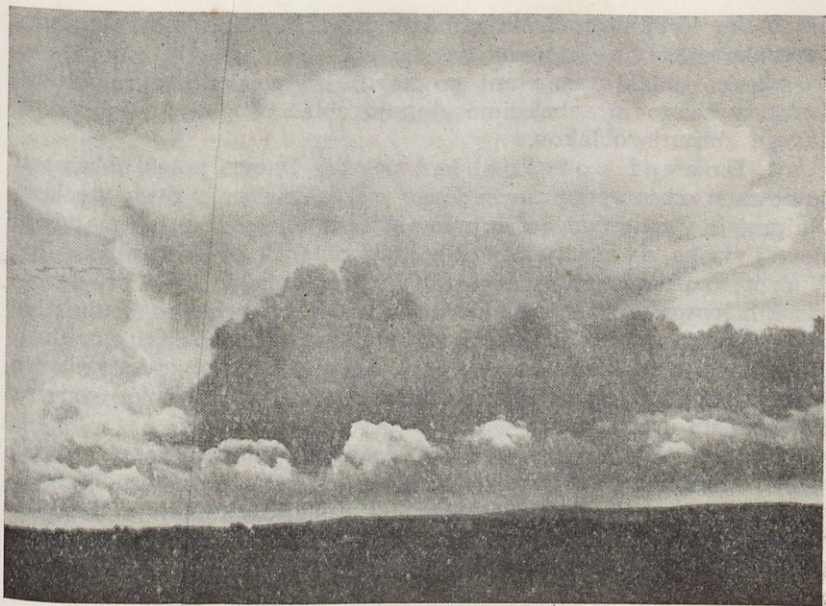
Sl. 56 — *Nimbostratus*

TF

hladnimi zračnimi gmotami ob inverzijskih plasteh. Stratusi v glavnem pokrivajo celotno nebo in so sivkaste barve.

9. *Nimbostratusi* so oblaki temno sive barve (slika 56) in so v glavnem nosilci padavin. Nastajajo tedaj, ko se plast *altostratusa* spušča, debeli in iz njih prično padati padavine. Pod njimi se v primeru, ko se spuščajo, pojavljajo raztrgane krpe oblakov, ki jih imenujemo *fractostratus* in *fractocumuluse*. Pri labilnem ozračju in nasičenem zraku z vlago so lahko *nimbostratusi* debeli do 5000 metrov, a nad njimi so navadno *altostratusi*, nad temi pa *cirrostratusi*.

10. *Cumulunimbusi* so mogočne oblačne gmote (slika 57) z največjimi vzponskimi strujanji, katerih deli imajo obliko ogromnih kupol in njihovi najvišji deli kažejo perjasto strukturo v obliki nakovala ali pajčolanov. Nastajajo v razmerah v ozračju, ko je labilnost največja. Najčesče se pojavljajo v topli polovici leta zaradi močnega segrevanja zemeljske površine, kakor tudi pri prodoru vlažnih, hladnih, zračnih gmot. *Cumulunimbusi* povzročajo močne nevihte



Sl. 57 — *Cumulonimbus incus* H 7

in plohe, vendar je treba glede na njihov nastanek razlikovati dva tipa cumulonimbusov. Prvi tip nastaja zaradi labilnosti ozračja brez frontalnih procesov, a drugi na mejni površini hladne fronte.

Ti oblaki so spodaj sestavljeni iz vodnih kapljic, a zgoraj iz ledenih kristalov. V njih so močna vertikalna gibanja, ki vodne kapljice spreminjajo v zaledenele delce. Ti po večkratnem kroženju v tem oblaku, ki je v naših geografskih širinah visoko do 16 kilometrov in včasih celo več, povzročajo močne ujme: točo, silne viharje in poplave.

h) Oblačnost

Tisti del neba, ki ga pokrivajo oblaki, imenujemo stopnja oblačnosti. Nas zanima merjenje oblačnosti s prostim očesom. To opravljamo tako, da s prostim očesom ocenimo velikost površine neba, ki je pokrita z oblaki; če je nebo popolnoma pokrito z oblaki, beležimo deset desetink oblačnosti, če pa je pokrito samo do polovice, pa pet desetink oblačnosti. V primeru pa, ko je nebo popolnoma

jasno, ko torej ni nobenih oblakov na nebu, beležimo: oblačnost je enaka nič.

Če so oblaki razmetani po nebu, jih poizkušamo navidezno zbrati v celoto in zabeležimo stopnjo oblačnosti, ki jo dobimo iz takega zbiranja oblakov.

1. Dnevni potek oblačnosti. Dnevni potek oblačnosti je odvisen od temperature in vlage zraka, in sicer iz dveh vzrokov. Najprej je v zgodnjem jutru pri najnižji temperaturi relativna vlaga dovolj visoka, da nastajajo megla, nizki oblaki v obliki stratusov idr. V drugem primeru v opoldanskih in popoldanskih urah pri dovolj visokih temperaturah in zadosti relativni vlagi pride do konvektivnega gibanja zraka, zaradi česar nastajajo kopasti oblaki cumulusi. Poleg tega je poznano, da so pozimi ugodnejši pogoji za ustvarjanje oblačnosti, predvsem v hladnejšem obdobju dneva, a poleti zopet v najtoplejših urah dneva.

Iz tega sledi, da je obdobje najnižjih temperatur ob dovolj veliki relativni vlagi čas, ko nastaja največja oblačnost. Vendar ta zaključek velja le za določeno področje. Tako imajo nekateri predeli največjo oblačnost zjutraj; to je predvsem industrijsko kotlinski svet. Kontinentalna področja z odprtimi, širokimi ravninami, kakor tudi planinski predeli pa imajo največjo oblačnost v topli polovici dneva.

Najmanjšo oblačnost pa imajo v glavnem povsod v večernih in nočnih urah, razen v zimskem času.

2. Letni potek oblačnosti. Ta je vsklajen s pogostostjo gibanja ciklonskih tvorbo in front ali anticiklonov. Zimski meseci so v Evropi znatno bolj oblačni kakor poletni. To je posledica zahodnih in jugovzhodnih prodorov vlažnih gmot na to področje. Najbolj oblačen mesec je december, najbolj jasen pa avgust. Določena odstopanja od omenjenih dveh ekstremov kažejo samo gorski predeli, kjer je potek oblačnosti prav nasproten, to je, da prevladuje pozimi v glavnem jasno vreme, a poleti zaradi konvektivnih strujanj dokaj oblačno.

3. Razporeditev oblačnosti. Na našem planetu je ta v veliki meri odvisna od razporeditve zračnega pritiska. Velik in širok pas oblačnosti je v bližini ekvatorja, temu na južni in severni polobli med 15° in 35° severne in južne geografske širine sledita pasova z manjšo oblačnostjo, nakar se med 55° in 65° severne in južne geografske širine razprostira pas dveh maksimov oblačnosti. Ti pasovi so torej povezani s pasovi nizkega zračnega pritiska in pasovi dvigajočih se zračnih gibanj, kjer se pojavlja večja oblačnost. Pasovom visokega zračnega pritiska ustrezajo pasovi najmanjše ob-

lačnosti. Poleg tega je oblačnost nad morjem drugačna kot oblačnost nad kopnim. Na obali, kjer piha veter s kopnega na morje oblačnost povečuje, medtem ko se pri vetru s kopnega na morje oblačnost zmanjšuje. Oblačnost se tudi povečuje, če piha veter s toplejših predelov nad hladnejše, zmanjšuje se pa, če veter piha v obratni smeri.

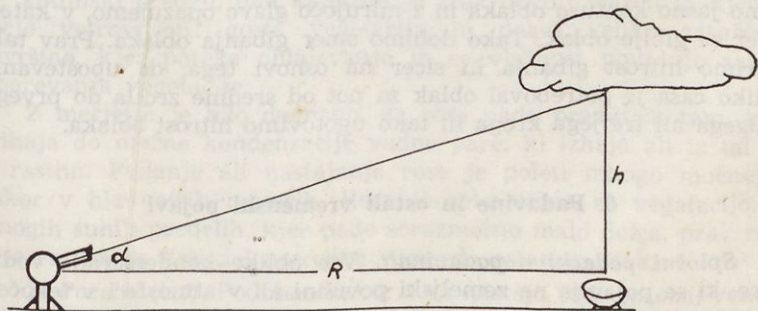
4. Določanje in merjenje oblakov in oblačnosti. Ko opazujemo oblake, določamo pri njih rod, vrsto in podvrsto, nadalje količino oblačnosti, višino spodnje baze oblakov ter smer in jakost gibanja.

Rod, vrsta in podvrsta oblakov, kakor tudi vizualno ocenjevanje količine oblačnosti je bilo že podano v prejšnjih odstavkih. Prav tako je bil obravnavan oris načina postavitve instrumenta za merjenje količine oblačnosti. Tako je bil obdelan eden najbolj preprostih instrumentov za merjenje količine oblačnosti heliograf v odstavku o instrumentih za merjenje sončnega obsevanja.

Pri določanju višine spodnje baze oblakov nad zemeljsko površino se poslužujemo ali vizualnega opazovanja ali pa določamo to z meritvami. Pri vizualnem opazovanju določamo višino spodnje baze oblakov z ozirom na rod oblakov in te primerjamo z višino okolnih hribov. Na ta način dobimo približno višino spodnje baze oblakov. Na meteoroloških observatorijih in letališčih pa obstojajo za omenjene meritve posebni instrumenti.

Eden najbolj preprostih načinov, da izmerimo višino spodnje baze oblakov, je merjenje z baloni. Iz znanega vzgona, teže, velikosti balona in časa, to je od trenutka, ko spustimo balon, pa do trenutka, ko ta izgine v oblak, lahko izračunamo višino baze oblaka.

V nočnem času lahko merimo višino baze oblakov z reflektorjem in klinometrom. Iz znane razdalje med klinometrom in reflektorjem



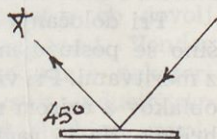
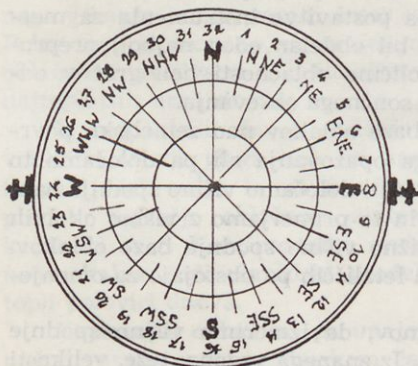
Sl. 58 — Meritev višine oblaka z reflektorjem in klinometrom

(slika 58) ter znanim kotom a med horizontalno ravnino in zvezdico med klinometrom in žarkom reflektorja, ki povzroča liso na oblaku, izračunamo višino oblaka h po naslednji formuli:

$$h = R \operatorname{tg} a$$

Zelo točno in hitro merimo višino oblakov z najmodernejšimi pripravami in sicer z radarji.

Najbolj enostaven instrument za merjenje smeri in hitrosti gibanja oblaka je nefoskop. Ta instrument (slika 59) je v bistvu okroglo



Sl. 59 — Nefoskop, instrument za merjenje smeri in hitrosti oblakov

zrcalo, v katerem so vrisane glavne in vmesne strani neba ter koncentrični krogi. Meritev opravimo tako, da v sredini zrcala izberemo jasno konturo oblaka in z mirujočo glavo opazujemo, v katero smer se giblje oblak. Tako dobimo smer gibanja oblaka. Prav tako merimo hitrost gibanja in sicer na osnovi tega, da upoštevamo, koliko časa je potreboval oblak za pot od sredine zrcala do prvega, drugega ali tretjega kroga in tako ugotovimo hitrost oblaka.

6. Padavine in ostali vremenski pojavi

Splošni podatki o padavinah. Vse oblike kondenzirane vodne pare, ki se pojavlja na zemeljski površini ali v atmosferi v tekočem ali trdnem stanju, imenujemo padavine. Te se lahko pojavljajo neposredno na zemeljski površini ali pa na poedinah predmetih na njej,

lahko pa se zbirajo v oblakih in iz njih padajo na zemeljsko površino. V prvo skupino prištevamo predvsem naslednje padavine: roso, slano, ivje, poledico itd. V drugo skupino pa uvrščamo v glavnem: dež, sneg, babje pšeno, točo itd. Za vse te oblike padavin uporabljamo skupni strokovni izraz *hidrometeorji*.

a) *Oblike padavin, ki nastajajo v bližini zemeljske površine ali na njej*

1. *Rosa*. (⌒) Ko se zemeljska površina ali rastline in predmeti, ki so nekateri dobri, drugi pa slabi prevodniki toplote, toliko ohladijo, da pade temperatura obkrožujočega zraka pod rosišče, tedaj se na njih vodna para kondenzira in izloča v obliki drobnih vodnih kapljic. Do tega pride tedaj, ko je temperatura rosišča nad 0°C . To je predvsem v jasnih, tihih, hladnih nočeh in jutranjih urah in ta pojav imenujemo *rosa*.

Nočno in jutranje ohlajevanje zemeljske površine in posredno zraka je največje na predelih brez vegetacije, medtem ko je na predelih, pokritih z vegetacijo, manjše. Zaradi tega je največ *rose* na travi, grmovju in drugem rastlinju. Posebno močna je *rosa* na rastlinah, ki imajo gornje površine ugodne za sevanje, a zelo malo možnosti toplotne prevodnosti od tal proti gornjim površinam. Tako izgubljaajoče se toplote zgornjih površin rastlin ne more istočasno zamenjati toplota iz zemlje, zato se te bilke posebno na gornji strani svojih površin prično močno ohlajati.

Jakost nastajanja *rose* je odvisna od mnogih okoliščin, od katerih igra močno vlogo predvsem absolutna in relativna vlaga. *Rosa* nastaja predvsem tam, kjer so za to ugodne naravne okoliščine, kot so: kotlinski predeli, nad katerimi je zrak dovolj vlažen in kjer ni večje vetrovnosti; gosta vegetacija in dokaj velike zaraščene površine, kjer poteka ohlajevanje in se vlažnost povečuje zaradi izparevanja vegetacije.

Z merjenji je bilo dognano, da *rosa* pada predvsem tam, kjer prihaja do močne kondenzacije vodne pare, ki izhaja ali iz tal ali iz rastlin. Padanje ali nastajanje *rose* je poleti mnogo močnejše, kakor v hladnejših mesecih. *Rosa* je zelo važna za vegetacijo. V mnogih suhih predelih, kjer pade sorazmerno malo dežja, prav *rosa* daje rastlinam tisti del potrebne vode, da ostanejo žive.

2. *Pozeba* (⌒). Podobno kakor *rosa* nastaja tudi *pozeba*, vendar pri *pozebi* mora biti temperatura zraka ob rosišču pod 0°C . Pri tej temperaturi rosišča vodna para sublimira, to je preide neposredno

iz plinastega v trdo stanje in se izloča v obliki tankih ledenih kristalov, ki imajo obliko iglic ali perja. Včasih se pojavi najprej rosa, vendar ta pri nadaljnjem ohlajevanju zraka, ko temperatura pade pod 0°C , zmrzne in preide v trdo stanje. Te vrste pozeba je zmrznjena rosa in je amorfne strukture. Ko je temperatura rosišča okoli 0°C , lahko opazimo, da na določenih področjih nastaja rosa, drugod pa pozeba, kar je odvisno od podloge teh področij. Vendar se pri temperaturi rosišča 0°C v glavnem pojavlja več pozebe kakor rose. Struktura pozebe ni strogo kristalnega izvora. Tvorbe v obliki peres so sestavljene iz ledenih zrn, ki so razporejena v določene vrste. Pozeba predstavlja v naši agrikulturi izredno veliko ujmo zlasti pri žlahtni vegetaciji, to je na črnem ribezu, breskovih in mareličnih nasadih, vinogradih idr. Proti pozebi se lahko uspešno bojujemo; o tem bomo govorili v enem izmed naslednjih poglavij.

3. *Ivje* (V). Ta naravni pojav se pojavlja pri meglenem in hladnem vremenu. Na veje in listje dreves se navadno nalepijo konicice ledenih glic. Izgleda, da so za nastajanje ivja izredno ugodna področja, kjer se rastline ali ostala telesa najbolj hlade. Prevodnost toplote teh teles pri tem sploh ni važna, ker ivje pada tako na nizko in visoko vegetacijo, kakor na lesene in železne predmete.

Ivje se pojavlja v dveh različnih oblikah: kot navadno ivje ali pa kot trdo ivje.

a) *Navadno ivje* (V) je v belih ledenih plasteh kristalov, ki so podobni slani, vendar so v obliki močnejše izoblikovani in naloženi na vertikalnih površinah. Posebno močno so naloženi na oglih in konicah predmetov, navadno na področjih, kjer je podhlajena megla ali someglica, in sicer na tistih straneh, od koder piha rahel veter ali valovi zrak. Na straneh, ki so izpostavljeni vetru ali valovanju zraka, se često nakopičijo velike količine ivja, tako da je večje drevo obloženo tudi s takšno količino ivja, ki tehta celo več deset kg. Proces nastajanja ivja je predvsem v temle: podhlajene meglene kapljice so v tekočem stanju tudi pri temperaturi pod 0°C . Ko jih rahel veter ali valovanje zraka prenaša, se dotaknejo nekega trdnega telesa in pri tem takoj zaledene. Poleg teh podhlajenih vodnih kapljic v megli pa veter prenaša tudi vodno paro, ki pri dotiku s trdnim telesom sublimira in tako preide takoj v trde kristalne oblike, ki so podobne snežnim kristalom. Ivje se lepi prav na tista mesta, ki so bila že prej pokrita z ivjem in na privetrni strani.

b) *Trdo ivje* (V) je neprozorna zrnasta, snegu ali ledu podobna masa, ki prav tako kot navadno ivje nastaja pri someglici

in temperaturi pod 0°C . Trdo ivje ima kompaktnejšo strukturo od navadnega ivja in je podobno konglomeratu babjega pšena.

Razlika med ivjem in slano je predvsem v temle: slana nastaja v hladnih urah, to je zvečer, ponoči in zjutraj pri jasnem in mirnem vremenu, ko je močno sevanje. Ivje pa nastaja pri oblačnem hladnem vremenu, posebno tedaj, ko je megla ves dan in piha veter.

Ivje nastaja navadno po obdobju močnih ohladitev v meglenem vremenu.

Ivje pa ni vedno povezano z meglenim vremenom, kajti bili so primeri, ko je nastajalo tudi pri jasnem ali malo oblačnem vremenu. V takih primerih je temperatura prizemne plasti zraka pod -10°C .

Če je izredno močno ivje, pride tudi do močnih poškodb na drevju in drugih predmetih. Lomijo se veje, trgajo se telegrafske žice itd.

4. *Poledica* ($\sim$) je zaledenela oblika padavin na tleh. Nastaja v hladnem obdobju leta. To je navadno enolična prevleka ledu, ki se lepi na predmete in na zemeljsko površino. Nastaja pri padanju podhlajenih vodnih kapljic na tla ali pršenju iz megle, in sicer na horizontalnih in vertikalnih površinah.

Poledica nastaja predvsem med dvema različnima naravnima dogajanjima:

1. Ko podhlajene vodne kapljice padajo na zemeljsko površino ali na različna telesa nad zemljo, se v dotiku s trdim telesom takoj spremenijo v trdno stanje, to se pravi, da zmrznejo. Posebno je močna poledica tedaj, ko je temperatura zemlje in predmetov nad njo pod 0°C .

2. Poledica pa lahko nastaja tudi drugače, in sicer:

a) če po dolgotrajnem močnem mrazu pride do hitre spremembe vremena, ko začne deževati na še zamrznjeno podlago;

b) če pada droben dež ali prši iz megle na tla in predmete, ki imajo temperaturo pod 0°C ;

c) poledica nastaja tudi tedaj, ko po močnih ohladitvah piha vlažen veter nad ohlajenimi tli. Vodna para se na njih kondenzira in nato zmrzne. Največkrat so take plasti ledu zelo tanke in niso dolgotrajne.

b) *Oblike padavin, ki padajo iz oblakov*

Padavine iz oblakov lahko po nastanku na splošno razdelimo v več tipov:

1. *Frontalne padavine* padajo iz nepretrganih plasti oblakov in to iz altostratusov, nimbostratusov in stratusov. Te so vezane na

dršno ploskev toplega zraka nad hladnim pri topli fronti. Glavna oblika teh padavin je dež v topli in sneg v hladni polovici leta. Dežne kapljice so srednje in manjše velikosti, sneg pa ima obliko šesterokrakih zvezdic, iz katerih so sestavljeni snežni kosmi.

2. *Plohe* nastajajo v temnih kopastih oblakih, cumulonimbusih. Te so značilne po kratkotrajnih nalivih, ki pa često imajo izredno veliko intenzivnost. Glavne oblike padavin, ki se sproščajo iz cumulonimbusov, so velike dežne kaplje in sneg v velikih kosmih. Ti oblaki povzročajo tudi točo, babje pšeno ali pa sneg z dežjem.

Kopasti oblaki v obliki kumulonimbusov nastajajo predvsem poleti na frontalnih površinah hladnih front, ali pa v toplem zraku, kateri je dovolj labilen. Iz njih padajo močne plohe, ki jih često spremljajo nevihte, toče, babje pšeno in podobno.

3. *Pršenje* iz megle se pojavlja pri zelo gosti megli. Značilno je po zelo drobnih kapljicah, ki povzročajo rahle padavine. Oblika teh padavin ni samo tekoča, ampak tudi v obliki rahlega snega ali ledenih igel.

4. *Dež*. Drobne vodne kapljice, ki nastajajo v oblaku, naraščajo zaradi koagulacije, in ko je njihov premer večji od 0,5 mm, prično padati proti zemlji. Največje vodne kapljice ne morejo biti težje od 0,2 grama, kar ustreza premeru 7 mm. Večje kapljice se med padanjem razbijajo v drobnejše. Največja hitrost padanja vodnih kapljic s premerom okrog 5 mm znaša 8 m na sekundo.

Kadar so kapljice večje, se pri padanju sploščijo in tedaj se poveča zračni upor. Zaradi tega vzponska zračna strujanja s hitrostjo 8 m na sekundo lahko večje vodne kapljice obdržijo v lebdečem stanju v zraku.

Ko kapljice padajo, se pojavlja naslednji proces:

Če je oblak zelo visoko in če je zrak pod njim dovolj suh, kapljice dežja morejo pri padanju izpareti in tako ne padejo na zemeljsko površino. Zaradi tega na nebu često vidimo zavesam podobne pojave iz oblakov, ki ne dosežajo zemeljske površine. To obliko padavin, ki jo opazimo pri tem pojavu, imenujemo »virge«. Šele tedaj, ko je zrak toliko nasičen z vodno paro do zemeljske površine, da se izparevanje znatno zmanjša, prične padati dež na zemeljsko površino.

Ugotovljeno je, da dežne kapljice, padajoče iz oblakov, ki so debeli 700 m, dospejo na zemeljsko površino le, če ti oblaki niso višje kot 3000 m. Glede na velikost vodnih kapljic in jakost padavin lahko le te porazdelimo na trajni dež in na občasne plohe ali nevihte. Če podrobneje analiziramo te naravne pojave, ugotovimo naslednje:

1. *Pršenje iz megle* (●). Sorazmerno enakomerno pršenje drobnih vodnih kapljic v tekočem stanju, ki izgledajo, kakor da lebdiyo v zraku, a so vendar vidne in imajo premer po 0,5 mm, označujemo kot pršenje iz megle ali nizkih oblakov. Te padavine padajo iz že omenjene megle, nizke in goste plasti stratusa, ki pokriva vse nebo in često doseže celo zemeljsko površino. Pršenje često dá znatne množine padavin, celo nad 1 mm na uro; ta intenzivnost je posebno velika ob morski obali in v planinah.

2. *Dež* (●). To je vrsta padavin, katerih vodne kapljice so večje od kapljic pršenja; premer imajo večji od 0,5 mm in padajo skozi mirni zrak s hitrostjo 3 m na sekundo. V začetni fazi so te kapljice nekoliko manjše, a se nato zaradi združevanja ali spajanja povečujejo. Padajo predvsem iz nimbostratusa in tudi iz altostratusa. Jasno je, da v hladni polovici leta iz teh oblakov padajo snežinke ali snežni kristali različnih oblik.

3. *Plohe*, (▼) *deževne* (▼) in *snežne* (▼*) ter *nevihte* (⚡). Ta naravna pojava nastaneta predvsem tedaj, ko se ustvari mogočni oblak cumulonimbus. Ta se predvsem pojavlja v poletnem obdobju, ko je ozračje labilno, a zemeljska površina je močno segreta. To je tako imenovani termični cumulonimus. Poleg tega nastajajo cumulonimbusi tudi na področju hladnih front. Plohe in nevihte, ki nastajajo v tem mogočnem oblačnem sistemu, povzročajo občasne intenzivne padavine.

O plohah in nevihtah dežja, kakor tudi o snežnih plohah bomo govorili še pozneje. V deževnici je manjša ali večja količina nitrata, amoniaka, žveplene in solne kisline in še drugih kemijskih spojin.

Po analizah deževnice, ki so jih opravili v Parizu, je bilo ugotovljeno, da je v enoletni množini deževnice bilo približno dva miligrama dušika v obliki amoniaka in 0,7 miligrama v obliki dušične kisline. Izgleda, da spojini nastajata v dežnih kapljicah zaradi električnih pojavov v zraku, in to ne samo zaradi strele ali groma, ampak nasploh tudi zaradi električnih nabojev v ozračju, saj je pozimi v deževnici več nitrata, kakor poleti. Tak sestav deževnice je izredno važen za vegetacijo, ker vsebuje hranljive snovi, ki znatno vplivajo na razvoj vegetacije.

4. *Sneg* (✕) je oblika padavin, ki nastaja iz ledenih kristalov, ko je zrak zasičen z vodno paro pod 0° C temperature. Tedaj vodna para sublimira, to je, preide takoj v trdo stanje. Če je sublimacija postopna, ledeni kristali dobivajo več ali manj pravilno obliko, se pri padanju spajajo in tako nastanejo snežinke.

Sneg je padavina v trdem stanju, v glavnem v obliki različnih kristalnih zvezdic, ki so pa tudi pomešane z navadnimi ledenimi

kristali. Pri temperaturi zraka, ki je višja od -10°C , se ti kristali navadno spajajo v oblike kosmov.

5. *Ledene iglice* ($\longleftrightarrow$) so zelo majhni ledeni kristali, ki imajo obliko ploščic, palčic ali iglic. Ker nimajo večje težnosti, izgleda, kot bi lebdeli v zraku. Ta vrsta kristalov nastaja v stabilnem vremenu, v glavnem pri zelo nizkih temperaturah v polarnih in izrazito kontinentalnih zimah.

6. Poleg omenjenih dveh vrst snežnih padavin obstoja tudi tako imenovana *sosnežica*, to je sneg, pomešan z dežjem. Zanj uporabljamo mednarodni znak ($\star$). Snežni kristali v določenih pogojih naraščajo, vendar je ta naravni proces pri njih drugačen, kakor pa pri naraščanju vodnih kapljic. Povečevanje snežnih kristalov je v glavnem v zvezi z vodno paro, ki izpareva iz vodnih kapljic. To pa je zopet povezano s tem, da je maksimalni pritisk vodne pare nad ledom ali nad ledenimi kristali manjši, kakor pa nad vodnimi kapljicami. Če je torej v oblaku dovolj vodnih kapljic in ledenih kristalov, bodo vodne kapljice izparevale in na njihov račun se bodo večali ledeni kristali.

Snežinke so sestavljene iz več spojenih ledenih kristalov ali zvezdic. Njihova velikost je različna, vendar imajo redkokdaj večji premer kakor od 3 do 4 cm. Na velikost snežink vpliva predvsem temperatura zraka. Čim nižja je temperatura, tem manjše so snežinke. Velike snežinke ali snežni kosmi pa nastajajo, če vodna para kondenzira pri temperaturi, ki ni znatno pod 0°C .

Pri temperaturi pod -20°C pada sneg v obliki ledenih iglic prizmatičnih oblik. Snežne padavine padajo pri temperaturi zraka od -40°C do $+10^{\circ}\text{C}$. V umerjenih geografskih širinah najčešče pada sneg pri temperaturi od -4°C do 2°C . Jasno je, da so te pozitivne temperature v prizemnih plasteh zraka, ne pa temperature v oblakih, iz katerih padajo snežne padavine.

7. *Zrnat sneg, sodra in babje pšeno* sestavljajo trda zrna, ki so večje ali manjše oblike. Pojavljajo se v treh oblikah:

a) *Zrnat sneg* ($\triangle$) se pojavlja v obliki belih, neprozornih drobnih zrn, ki so po strukturi zelo blizu sestavi snežnih kristalov in so podobna sodri, vendar so manjša, po videzu bolj ploščata ali pa podolgovata. Njihov premer je vedno manjši od 1 mm. Ko padejo na zemeljsko površino, odskakujejo od podlage, vendar se ne drobijo.

b) *Sodra* ($\triangle$) je padavina v obliki belih neprozornih kroglic in redko kopastih oblik s premerom 2 do 5 mm. Značilno zanjo je, da ko pada na podlago, se odbija in se pri tem tudi razbija. Sodra pada v glavnem pri temperaturi nekoliko pod 0°C , a tudi takoj, ko je temperatura le 0°C . V glavnem pada na kopno. Često ji

sledijo snežne padavine, včasih pa je pomešana s sneženimi kristali. Najčešče pada v kratkih plohah v zimskih, poletnih in spomladanskih nevihtah.

c) Babje pšeno (Δ) so napol prosojna zrna zledenelih vodnih kapljic, ki imajo okroglo ali pa kopasto obliko s premerom od 2 do 5 mm. Zrna so v glavnem sestavljena iz sodre in so prevlečena z zelo tanko plastjo leda, ki jih drži skupaj. Pri padanju se ne odbijajo od podlage in ne razpadejo niti na zelo trdi podlagi.

8. Toča ($\blacktriangle$). Ledene kroglice različnih velikosti in tudi nepravih oblik s premerom od 5 do 90 mm ali še celo več, padajo na zemeljsko površino z različno močjo. So ali popolnoma prozorne ali pa sestavljene iz prosojnih, motnih, snegu podobnih plasti, ki so debele do 1 mm. Toča pada predvsem pri močnem nevihtnem vremenu, ki ga spremljajo močni električni pojavi, vendar temperatura zraka v prizemnih plasteh ni pod 0°C . Toča pada iz nevihtnih oblakov cumulonimbusov, ki segajo vse v območje tropopavze. Toča v glavnem nastane takole: v prvi fazi se pri dovolj razvitem cumulonimbusu na njegovem vrhu ustvarijo jedrski elementi kristalov v obliki sodre. Na te kristale se lepijo podhlajene vodne kapljice, ki zaradi kondenzacije nastajajo istočasno, kakor kristali zaradi sublimacije. Voda se okoli kristalov spreminja v tanke plasti ledu. Ker pa je v cumulonimbusu zelo močno turbulentno gibanje, se jedra toče v oblaku gibljejo v krožnici vse dotlej, dokler njihova teža ni večja, kakor pa vzponsko gibanje v oblaku. Pri gibanju ali kroženju se zrna toče v oblaku stalno večajo na račun podhlajenih vodnih kapljic. Ko toliko narastejo in pridobijo težo, da jih vzponski tokovi ne morejo več dvigniti, padajo na zemeljsko površino. Ko presekamo zrno toče, se pokaže, da je jedro sestavljeno iz trdega snega, okrog katerega so nalepljene plasti ledu.

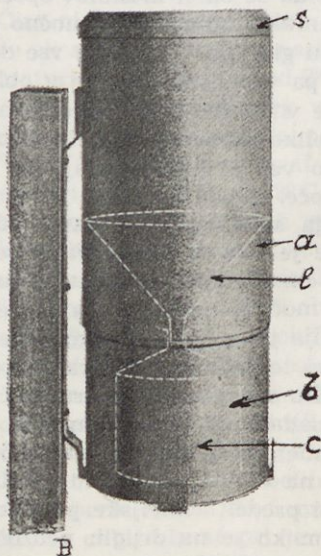
Velikost zrn toče je zelo različna. Najčešče so zrna toče v območju premera do 1 cm. Vendar se pojavlja tudi toča s premerom 2 do 3 cm. Pri zelo močnih nevihtah pa je že nastala toča, ki je bila debela kot goloblja jajca, in celo tako debela, kakor so kokošja jajca. Ta zrna toče so tehtala od 500 gramov do (v nekaterih primerih) 1 kilograma. Do sedaj največja zrna toče, kot nam je znano iz literature, pa so padala na Kitajskem leta 1902, ko so izmerili zrno toče tudi s premerom 21 cm in težko 4,5 kg. Dognano je, da toča pada vedno le na ožjih podolgovatih odsekih. Prav tako je znano, da so določeni predeli zemeljske površine, kjer toča izredno pogosto pada, medtem ko se na drugih področjih toča sorazmerno poredko pojavi. Gotovo je, da je ta naravni pojav odvisen predvsem od orografije in pa smeri gibanja neviht.

c) Merjenje padavin

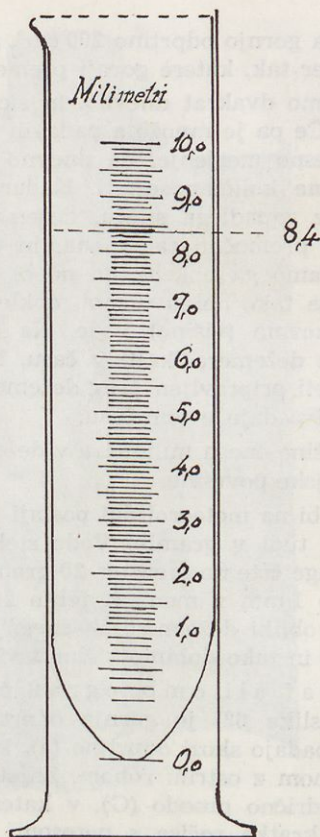
Padavine, ki padajo iz oblakov v tekočem ali trdnem stanju, merimo tako, da določimo, kako visoka plast vode v milimetrih je padla v določenem časovnem obdobju na zemeljsko površino. Množino ali višino padavin merimo z določenim instrumentarijem. Padavine, ki padejo v trdnem stanju, se morajo najprej stopiti v tekoče stanje.

1. *Instrumenti za merjenje padavin.* Za merjenje padavin uporabljamo predvsem naslednje instrumente: dežemer, pluviograf ali ombrograf, totalizator, snegomer in tehtnica za merjenje gostote snega.

a) Dežemer ali ombrometer. V bistvu je ta instrument navadna cilindrska posoda (slika 60), ki je narejena iz pocinkane pločevine. Gornja površina te posode znaša 200 cm^2 , a premer okrog 160 mm . Dežemer je sestavljen iz treh delov: gornjega (a), dolnjega (b) in zbiralne posodice (c). Na gornjem robu dežemera je bakrenast prstan (s), ki ima ostro izstružen rob. Kapljice, ki padejo nanj, se sekajo in tako padejo v ombrometer samo tiste kapljice, ki padejo na površino 200 cm^2 . Gornji del dežemera je pri dnu



Sl. 60 — Ombrometer



Sl. 61 — Menzura

zožen v lijak (l) in deževnica skozenj teče v posodico (c), ki je postavljena v spodnjem delu dežemera.

Dežemer postavljamo na čimbolj odprto področje, in to tako, da je njegova gornja odprtina v višini 1,5 m.

Ko merimo množino padavin (slika 61) iz dežemera, zlijemo vodo iz posodice (c) v stekleno čašo — menzuro, ki ima numerirano skalo, in sicer od 0 do 10 milimetrov. Te številke predstavljajo cele milimetre množine padavin, ki je padla na horizontalno površino.

Med oštevilčenimi milimetri so še krajše črte, in sicer jih je med vsakim centimetrom po devet. To so desetine enega milimetra.

K dežemeru, ki ima gornjo odprtino 200 cm^2 , pripada samo določeni tip menzure, in sicer tak, katere gornji premer je 4 cm .

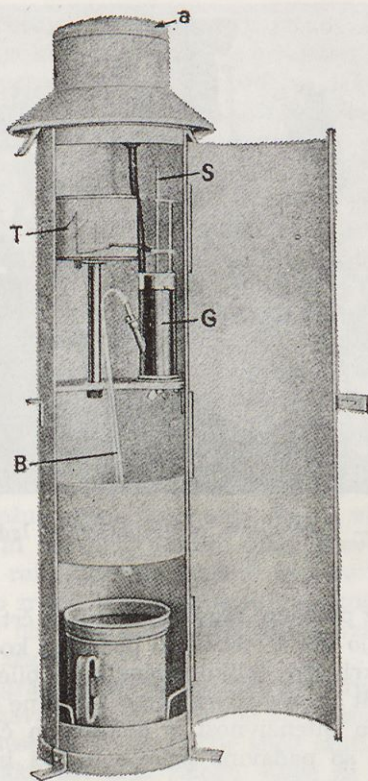
Padavine merimo dvakrat dnevno, in sicer ob 7. in ob 21. uri po lokalnem času. Če pa je množina padavin izredno izdatna, lahko opravimo tudi vmesno merjenje. Za dnevno količino padavin moramo vse namerjene količine sešteti. Kadar je potrebno izmeriti količino padavin iz zapadlega snega, dežemer prenesemo v sobo, ki pa ne sme biti premočno zakurjena, in dežemer ne sme stati v bližini peči. Moramo ga pokriti, da ne bi bilo prevelikega izparavanja. Pustimo ga tako dolgo v sobi, dokler se sneg ne stopi, in nato izmerimo množino (višino) vode. Na vsaki postaji je zato potrebno imeti dva dežemera, kajti v času, ko imamo en dežemer v sobi, moramo imeti pripravljen drug dežemer, da z njim ujamemo snežne padavine, ki padajo v tem času.

Padavine do višine enega milimetra v dežemeru ustrezajo 1 litru vode na 1 m^2 zemeljske površine.

V primeru, da bi na meteorološki postaji razbili menzuro, lahko izmerimo padavine tudi v gramih. Vodo stehamo in upoštevamo, da je od ene do druge črte na menzuri 20 gramov vode. Potemtakem plast vode z višino 1 mm v menzuri tehta 20 gramov. Zato lahko količino padavin v obliki deževnice ali snega stehamo, število teže razdelimo z dvajset in tako dobimo višino vode v milimetrih.

b) Pluviograf ali ombrograf po Helmannu. Pri tem instrumentu (slika 62) je gornja odprtina prav tako velika 200 cm^2 . Padavine padajo skozi odprtino (a), ki je prav tako obdana s kovinastim prstanom z ostrim robom. Zajete padavine se stekajo skozi cevko v cilindrično posodo (G), v kateri je plavač, na čigar osi je pričvrščena kratka ročica s peresom. Ko deževnica priteče v posodo (G), ta dvigne plavač, s čimer se dviga tudi os in z njo ročica s peresom. Tako pero na traku registrira množino dežja, ki je padel v lijak v določenem časovnem intervalu. Ko padavine ne padajo, pero piše ravno črto. Pero se prične dvigati, kakor hitro prično padati padavine, njihovo množino beleži pero na trak — ombrogram. Na njem je možno v določenem obdobju registrirati samo višino padavin do 10 mm . Ko pa pero, oziroma množina padavin doseže višino 10 mm , se voda izlije iz cevi (b) in pero se vertikalno spusti navzdol do spodnje meje. Če še dežuje, se pero prične ponovno dvigati. To se ponavlja tako dolgo, dokler padajo padavine.

Valj (T) se obrne enkrat v 24 urah, medtem ko urni mehanizem, ki žene valj, na katerem je pripet ombrogram, navijamo enkrat na teden, in sicer vsak ponedeljek ob 7. uri.



Sl. 62 — Ombrograf z ombrogramom (T)

Trak na valju urnega mehanizma menjamo vsako jutro ob 7. uri po lokalnem času ne glede na to, ali so bile padavine ali ne. Na trak napišemo datum: dan, mesec in leto. Na traku so vertikalne in horizontalne črte. Razdalja med dvema zaporednima vertikalnima črtama predstavlja čas 10 minut, a črte, ki predstavljajo uro, so še zaznamovane s številkami.

Horizontalne črte predstavljajo množino padavin v milimetrih, in to tako, da so celi milimetri zaznamovani s številkami od 0 do 10, med temi celimi številkami ali vrednostni so desetinke milimetra.

S skice je razvidno, kako izgleda registriranje dežja. Navpične črte a in b je pero pisalo pri izparevanju vode iz posode G, horizon-



Sl. 63 — Totalizator na Triglavskem ledeniku

talno pa v času brez padavin. Med tema dvema črtama so stopničaste črte, ki predstavljajo čas in množino padavin, ko so bile padavine. Čim bolj strme so krivulje, toliko močnejše so bile padavine. Potemtakem ta instrument ne registrira samo množine dežja ali padavin, ampak tudi njihovo intenzivnost v določenem časovnem obdobju, kakor tudi čas, ko so padavine pričele padati in ko so ponehale.

Pluviograf uporabljamo v glavnem samo v času, ko je temperatura nad 0°C . Čim pa pade pod to mejo, ga v notranjem delu, to je posodo G, demontiramo. V novejšem času tudi v zimskem obdobju, ko je temperatura zraka pod 0°C , uporabljamo pluviografe tako, da jih v njihovi notranjosti ogrevamo z električno žarnico. S tem preprečimo zmrzovanje vode in tako spet lahko na že opisan način merimo množino in intenzivnost padavin pa čas, ko so padale.

c) Totalizator. Za merjenje padavin v planinskih predelih, ki so težko dostopni in tako ne moremo vsak dan izmeriti padavine, uporabljamo tako imenovan totalizator. Tudi ta instrument (slika 63) ima gornjo odprtino površine 200 cm^2 , vendar je posoda v spodnjem delu tako razširjena, da more sprejeti množino padavin do 100 litrov vode ali celo več. Gornja odprtina, skozi katero padajo padavine, ima kovinasti obroč prav tako pa je zaščitena od vetra. V notranjost totalizatorja vlijemo raztopino kalcijevega klorida, ki

topi sneg in preprečuje, da bi voda v totalizatorju zmrznila. Na raztopino kalcijevega klorida vlijemo še približno 1 liter vazelinskega olja ali pa 1 liter petroleja, ki sta specifično lažja od vode in zato plavata na njeni površini v totalizatorju in preprečujeta izparevanje.

Padavine v totalizatorju navadno merimo enkrat mesečno, v zares težko dostopnih krajih pa vsakega pol leta, a ponekod celo samo enkrat letno, zlasti v tistih predelih, ki so izredno težko dostopni in imajo visoko nadmorsko višino. V Sloveniji merimo padavine iz totalizatorjev v glavnem enkrat letno, enako tudi v avstrijskih in švicarskih Alpah.

Merjenje množine padavin lahko opravimo na dva načina, in sicer po teži in po množini. Najprej izmerimo težo raztopila, ki smo ga dali v totalizator, nato pa izmerimo celotno množino padavin, od dobljene količine odštejemo množino pridane raztopila.

d) Merjenje snežne odeje. Ko pozimi pada sneg v nižinskem, a v višinskem svetu tudi spomladi in jeseni, v srednjih geografskih širinah, nastaja stalna snežna odeja, ki se često zadržuje daljše obdobje. Snežna odeja igra zelo važno vlogo glede toplote in vlage v zemlji in ozračju. Zaradi slabe prevodnosti toplote in znatne sposobnosti reflektiranja sončnih žarkov snežna odeja zelo znižuje temperaturo zraka, a ohranjuje toploto gornjih plasti zemlje. Dolgotrajna snežna odeja v naših predelih povzroča navadno zelo nizko temperaturo zraka.

Snežna odeja igra znatno vlogo tudi pri drugih meteoroloških okoliščinah in povezavah. Skozi vso zimo zbira znatno rezervo vode. V spomladanskih mesecih, ko se prične sneg taliti, voda počasi prodira v zemljo in tako ustvarja zalogo vlage za rastlinje, ki prav tedaj potrebuje večjo količino vlage, da dobro vzbrsti. To je važno za nekatere kontinentalne predele, kjer je prav takrat sorazmerno malo padavin in je raztlinski svet potreben vlage. Zaradi tega zimske zaloge vode v obliki snežne odeje predstavljajo važno gospodarsko osnovo za rajonizacijo tistih kultur v agrikulturi, ki posebno potrebujejo večjo količino vlage.

Za merjenje višine snežne odeje na meteoroloških postajah uporabljamo navadni snegomer, pa tudi navadni meter s centimetrsko razdelitvijo.

Višino snežne odeje merimo navadno na treh različnih točkah, višine seštejemo in jih razdelimo s tri; tako dobimo grobo, povprečno vrednost višine snežne odeje.

Snežna odeja pa ni enakomerno zasičena z vodo. Zato je važno, da merimo gostoto snega, ki zelo močno koleba. Komaj zapadli sneg, zlasti če je padal pri mirnem vremenu in pri nizki temperaturi, ima

sorazmerno majhno gostoto: $0,1$ do $0,08 \text{ g.cm}^3$, kar pomeni: če je višina snežne odeje 19 cm , tedaj bi ta plast snega dala $19 \cdot 0,1 = 1,9 \text{ cm}$ ali 19 mm vode. Gostota snega, zapadlega pri južnem vremenu, zlasti spomladi, je mnogo večja in dosega celo $0,5$. To gostoto snežna odeja doseže, zlasti če leži dalj časa na zemeljski površini.

g) Tehdnica za merjenje gostote snega. Trenutno najbolj razširjen instrument za merjenje gostote snega je posebna tehtnica. Z njo je možno tehtati sneg, se pravi vzorce snega, iz katerih je možno izračunati množino vode v njem.

Instrument je sestavljen iz pločevinastega cilindra, lopatice in rimske tehtnice. Na pločevinastem cilindru višine 60 cm je na spodnjem delu obroč, ki je močno izbrušen. Površina tega obroča je 50 cm^2 . Na zunanji strani cilindra je vgravirana skala, ki je razdeljena na centimetre, da moremo določiti višino izsekane snežne odeje. Cilinder instrumenta je obešen na premikajoči se obroč s kljuko. Obroč se premika po cilindru. S kljuko ga pričvrstimo na posebno tehtnico.

Tehtnica je sestavljena na principu rimske tehtnice. Na njo obešamo cilinder z vzetimi vzorci snega. Na daljšem delu ročice je možno premikati gibljivi del z utežjo, s katero določamo težo snega v cilindru. Ročica tehtnice je razdeljena na skalo, kjer ustreza zareza teži 5 gramov . Ko obesimo cilinder na kljuko tehtnice in je utež postavljena tako, da se črta pokriva s točko nič (0) na ročici, tedaj je tehtnica uravnotežena. Tako dobimo stehtano težo snega, ki je v cilindru.

f) Izračunavanje gostote snega s snegomerno tehtnico. Gostota vsakega telesa je razmerje med maso telesa in med prostornino. Ko vemo, kakšen je presek osnovne ploskve, v našem primeru cilindra s snegom, ki je 50 cm^2 in višine vzete iz snežne odeje, lahko izračunamo volumen, ki je v cilindru. Ta je $50 \cdot h$, kjer je h višina plasti snega, ki smo jo odčitali v cilindru. Črtica skale na snegomerni tehtnici ročice je po 5 gramov . Tako je število črtic m na skali, a vsaka črtica pa je 5 gramov .

Zato bo gostota snega sledeča: $5 \cdot m$, a gostota snega d bo:

$$\frac{5m}{50h} = \frac{m}{10h}$$

Ako je na primer višina snežne odeje $h = 26 \text{ cm}$, število razdelkov m na ročici snegomerne vage pa 59 , je gostota snega sledeča:

$$d = \frac{m}{10h} = \frac{59}{260} = 0,227 = 0,23. \text{ Tako smo dobili gostoto snega.}$$

g) Razporeditev snežne odeje na zemeljski površini. V glavnem je razporeditev snežne odeje na zemeljski površini odvisna od reliefa pokrajine, vetrovnosti, geografske širine, nadmorske višine itd. Na splošno padajo snežinke zelo počasi in njihovo gibanje ter usedanje na zemeljsko površino je v znatni meri odvisno od vetra. Tudi potem, ko je sneg že zapadel na zemeljsko površino, često snežna odeja ne miruje, ampak jo oblikuje veter ali pa snežni plazovi v hribovitem svetu s strmimi pobočji. Vsaka prepreka na zemeljski površini, pa naj bo naravna ali umetna, vpliva na razporeditev snežne odeje. Prav zaradi vetra ostajajo določeni predeli zemeljske površine brez snega ali z zelo nizko snežno odejo, dočim drugod nastajajo visoki zameti.

Dolžina trajanja snežne odeje je v glavnem odvisna od srednje temperature zraka v obdobju, ko zapade sneg. Čim nižje so temperature, tem daljše je obdobje, ko leži snežna odeja in obratno.

Kolikor temperatura zraka z višino pada, toliko se število dni s snežno odejo z višino večja. Na določenih višinah planinskih predelov je meja večnega snega. Nad to mejo sneg ne skopni vse leto. Višina večnega snega se v glavnem zmanjšuje (tabela 9) s večanjem geografske širine.

Geografska širina	Meja večnega snega m
Himalaja — severna stran (30 ⁰ severne geografske širine)	6000
Kavkaz — jugozahodna stran (42 ⁰ severne geografske širine)	2900—3600
Alpe — centralni del (47 ⁰ severne geografske širine)	2800
Severna Norveška (70 ⁰ severne geografske širine)	900
Severni in južni pol	0

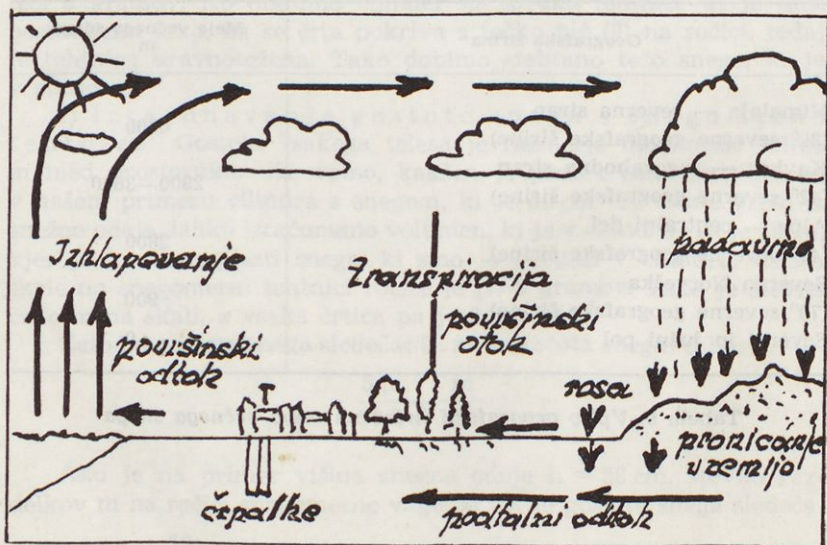
Tabela 9. Vpliv geografske širine na mejo večnega snega

7. Vodno kroženje

Voda se pojavlja v prirodi v treh agregatnih stanjih in sicer: v plinastem, tekočem in trdnem. Voda se giblje v zaključenem krogotoku — iz oceanov, zemeljskih površin in živih organizmov vegetacije v atmosfero in obratno. Prav tako je gibanje vode na in v zemeljskih plasteh, a najbolj raznoliko je v atmosferi, kjer voda potuje skozi razne meteorološke procese.

V atmosferi in na zemeljski površini (slika 64) voda ves čas spreminja svojo obliko. Iz vodne pare v atmosferi ob določenih prirodnih pogojih nastanejo oblaki in padavine, ki padajo na Zemljo v trdnem ali tekočem stanju. Del te vode odteče po površini v potokih in rekah proti jezerom in morjem, del pa pronikne skozi tla do globine talne vode, od koder prav tako lahko odteka v skladu z geološkimi pogoji, del pa se porazgubi za spremembo vodnosti tal. Iz odprtih vodnih površin in vlažnih tal potem voda izhlapeva in iz njih črpajo vodo rastline, ki jo potrebujejo za transpiracijo. Tako se voda spet spreminja v vodno paro in vodni krogotok je zaključen.

Ako si pogledamo proces kroženja vode v nekaj številkah, opazimo, da pretežni del padavin, ki pada na kopno, pride v atmosfero



Sl. 64 — Vodno kroženje

z izhlapevanjem iz oceanov. To znaša 65 %, s kopnega pa izhlapi ali transpirira skozi rastline okrog 35 %. Po površini odteče 25 % padavin v morja, a 75 % pronikne v tla, od koder zopet izhlapijo ali transpirirajo nazaj v zrak. Od teh 75 % jih cirkulacija zraka prenese 40 % v zrak nad oceani, 35 % pa jih ostane za padavine nad kopnim. Tam se pridruži 65 % iz zraka nad oceani in sicer 40 % je po zraku prišlo s kopnega, 25 % pa je izhlapelo iz morij. Pri tem niso omenjene padavine nad morji niti izhlapevanje, ki bi bilo zanje potrebno.

Latentna energija, ki je potrebna za izhlapevanje in transpiracijo, prihaja od Sonca, ki tako poganja vodno kroženje. Omenjena energija igra važno vlogo tudi pri procesih prenosa energije v atmosferi in na Zemlji kot planetu. Pri kondenzaciji vodne pare (padavine, oblaki in megla), ki se pojavlja na drugem mestu, kakor pa je izhlapela, se sprošča latentna toplota, ki predstavlja tako dotok energije.

8. Veter

Neenakomerna razporeditev zračnega pritiska, tako horizontalno kakor vertikalno, povzroča gibanje zraka v atmosferi in to gibanje imenujemo veter. Zrak teži k temu, da se v prostem ozračju ustvari ravnotežno stanje in zaradi tega nastajajo zračna strujanja.

Kakor teče voda z višje ležečih predelov v nižje, tako se giblje tudi zrak iz področij visokega zračnega pritiska v področja nizkega zračnega pritiska. Zračna gibanja lahko razdelimo v horizontalna, ascendentna ali konvektivna, ki se dvigajo v vertikalni smeri od zemeljske površine, ter descendentna, ki se spuščajo k njej. Poleg omenjenih gibanj obstojajo tudi turbulentna in druga gibanja zraka.

Kakor je bilo že omenjeno, je v atmosferi osnovna težnja po ravnotežju in ker so zračne gmote pod vplivom privlačne sile Zemlje, so prisiljene, da se prično gibati. Če segrevanje zemeljske površine ne traja dolgo, se v ozračju kmalu ustvari ravnotežje. Če pa je segrevanje daljše in sorazmerno močno nad nekimi področji, pride do strujanja zračnih gmot, in sicer se zrak iznad toplih področij dviga v višine, ker je lažji od okolnega. In tako nastanejo tako imenovana konvektivna gibanja. Ko pa se v višini zrak toliko ohladi, da je hladnejši od okolnega, se ta prične spuščati proti zemeljski površini in s tem nastopijo padajoča gibanja zraka. V prizemnih plasteh pa se zračne gmote gibljejo od hladnejših na toplejša področja. Vsa ta gibanja zraka imenujemo veter. Horizontalna smer vetra je približno vzporedna izobaram zlasti v višjih plasteh ozračja.

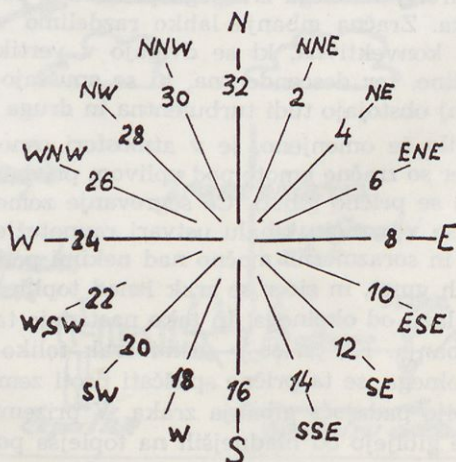
Termična razlika v ozračju je torej vzrok razlikam v zračnem — baričnem reliefu. V manjših dimenzijah nastopajo te razlike med gozdom in poljem, med kopnim in morjem in končno v širših dimenzijah med ekvatorialnimi in polarnimi področji.

a) Merjenje vetra

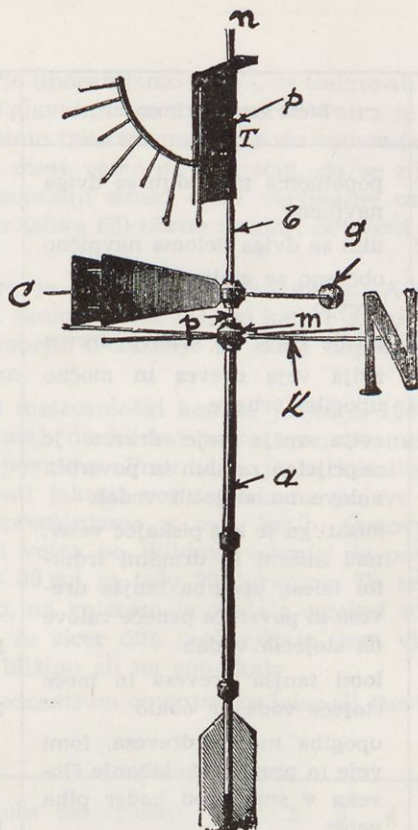
Veter določamo glede na njegovo smer, jakost in hitrost. Smer vetra označujemo glede na smeri neba, iz katerih piha veter. Jakost vetra je pa učinek, katerega povzroči veter na določenih predmetih. Hitrost vetra pa imenujemo pot, ki jo naredi veter in je izmerjena v metrih v časovni enoti na sekundo (m/s), ali pa jo izražamo v kilometrih na uro (km/h) in v vozlih.

Za določanje smeri vetra in njegove hitrosti uporabljamo v glavnem sledeče instrumente: vetrnice, anemometer in anemograf.

1. Vetrnica. Preprost instrument za merjenje hitrosti in smeri vetra je Wildova vetrnica. Sestavljena je iz stalnega dela, na katerem je nastavljen križ, in ima na konici, ki kaže proti severu, pritrdjeno veliko črko N. Tako je možno določiti glavne smeri neba tudi za ostale tri konice. Vendar za določanje smeri vetra jemljemo



Sl. 65 — Roža vetrov



Sl. 66 — Vetrnica po Wildu

v glavnem osem strani neba (tabela 10), ki jih označujemo z naslednjimi mednarodnimi skrajšanimi znaki:

N	= North (S = sever)
NE	= North est (SV = severovzhod)
E	= Est (V = vzhod)
SE	= Sud est (JV = jugovzhod)
S	= Sud (J = jug)
SW	= Sud west (JZ = jugozahod)
W	= West (Z = zahod)
NW	= North west (SZ = severozahod)

Tabela 10. Glavne strani neba

Stop-nja	Jakost	Efekt vetra na kopnem	m/s	km/h	Vozli
0	tišina	popolnoma tiho: dim se dviga navpično	0	0	0
1	lahen vetrič	dim se dviga deloma navpično	0,5	3	1
2	vetrič	občasno se giblje listje na drevju	2	9	4
3	slab veter	giblje listje in vrhove dreves	4	16	8
4	zmerni veter	zvija veje dreves in močno upogiba vrhove	6	24	12
5	močan veter	zvija večje veje dreves, je neprijeten za sluh in povzroča valove na stoječih vodah	8	34	16
6	besneč veter	slišati ga je kot piskajoč veter, nad hišami in drugimi trdnimi telesi, upogiba tanjša drevesa in povzroča peneče valove na stoječih vodah	11	44	22
7	nevihtni veter	lomi tanjša drevesa in meče stoječe vode na obalo	14	55	28
8	nevihta	upogiba močna drevesa, lomi veje in preprečuje gibanje človeka v smeri, od koder piha veter	17	68	33
9	močna nevihta	odkriva strehe hiš in lomi drevje	21	82	40
10	viharna nevihta	lomi drevje, ruši dimnike	25	96	48
11	vihar	ruši strehe hiš in povzroča druga razdejanja	29	110	55
12	orkan	uničuje zgradbe in puli drevje iz zemlje	35	125	63

Tabela 11. Beaufortova skala. Stopnja, jakost in efekt vetra na kopnem v m/s, v km/h in v vozlih

Za brezvetrje uporabljamo črko C = Calme ali pa ga označujemo z 00. Med temi glavnimi osmimi smermi vetra je še osem vmesnih smeri. Tako dobimo tako imenovano rožo vetrov (slika 65), ki ima 16 smeri. Vetrnica meri veter na ta način, da se njen gornji gibljivi del vrti v horizontalni smeri okoli vertikalne osi. V rep vetrnice se upre veter ter (slika 66) obrne prednji obteženi del v smer, iz katere piha veter.

Hitrost vetra je razmeroma težko meriti. Admiral Beaufort je leta 1805 izdelal skalo (tabela 11), po kateri ocenjujemo jakost vetra po pojavih na morju, a kasneje so skalo dopolnili s pojavi jakosti vetra na kopnem.

Mednarodni meteorološki komite je julija 1946 priporočil v eni izmed več resolucij, da hitrost vetra moramo meriti deset metrov nad zemeljsko površino. Prav tako je ta komite potrdil skalo za določene vrednosti jakosti vetra glede na pojave na zemeljski površini, katere spreminjamo v m/s, km/h. Osnovni instrument za merjenje jakosti vetra po Wildovi vetrnici je prosto viseča plošča P velikosti 15×30 cm in teža 200 gramov. Ta se prosto giblje po polkrožnem loku, na katerem je skala z osmimi zobmi. Veter dviga ploščo po skali, in sicer čim močnejši je, tem višje jo dvigne po loku oziroma v bližino ali na zob skale.

Odčitane vrednosti na omenjenem loku ali številke zoba na njem spreminjamo v

Redna številka zoba (od spodaj)	1	2	3	4	5	6	7	8
Hitrost vetra v m/s	0	2	4	6	8	11	14	20
Beaufortova skala	0	2	3	4	5	6	7	9

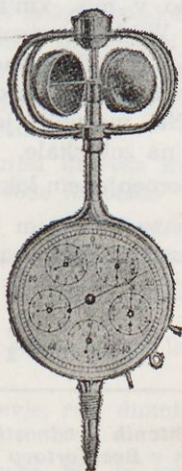
Tabela 12. Spreminjanje odčitanih vrednosti na vetrnici v hitrost vetra m/s in v Beaufortovo skalo

Kakor je razvidno iz tabele 12, je število zborov od spodaj v enakem razmerju nasproti Beaufortovi skali. Izjema je samo pri zobu 1, ki predstavlja mirovanje zraka, in pri zobu 8, ki po Beaufortovi skali ustreza 9. stopnji. Za zobe od 2 do 7 lahko uporabljamo ta vzorec kot jakost po Beaufortovi skali. Če se plošča P samo malo dvigne, in sicer, če niha med 1. in 2. zobcem, tedaj moramo vzeti za jakost 1 po Beaufortovi skali. Ker ima veter navadno spremenljivo jakost, plošča P niha, enkrat višje, enkrat nižje po

zobcih na loku L. Zaradi tega pri opazovanju hitrosti vetra na vetrnici vzamemo srednjo vrednost med zobci, med katerimi niha plošča. P. Če se v teku dneva ali v času opazovanja plošča P dvigne samo v enem trenutku do 6. zoba, tedaj to zabeležimo v dnevnih opazovanjih, kjer je potrebno vpisati smer in jakost vetra, kakor tudi čas, v katerem se je to zgodilo. Podobno je potrebno narediti tudi tedaj, če se plošča P dvigne do 7. ali 8. zoba, pri čemer pa je potrebno poleg smeri in jakosti vetra zabeležiti še druge vremenske pojave.

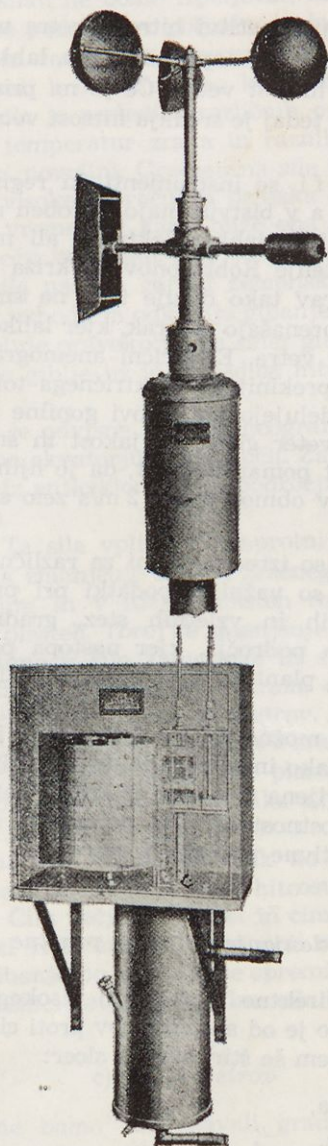
Novejši instrumenti za merjenje smeri vetra so električni. Vetrnica, ki se vrti, sklene različne kontakte, ki na skali pokažejo tisto smer, iz katere piha veter.

2. *A n e m o m e t e r*. Za bolj natančno merjenje hitrosti vetra uporabljamo anemometer, a za registriranje hitrosti in smeri vetra pa anemograf.



Sl. 67 — *Robinsonov anemometer*

Robinsonov anemometer (slika 67) uporabljamo za določanje srednje hitrosti vetra. Glavni del tega instrumenta je Robinsonov križ, na katerem so pritrjene štiri kovinaste skodelice, ki so postavljene na vsak krak križa. Vdolbina skodelice je vedno obrnjena proti izboklini sosednje skodelice. Veter piha v nje in jih obrača. To vrtenje pa se prenaša na mehanizem, ki kaže na skali hitrost vetra v



Sl. 68 — Mehanični anemograf

določnem času. Ker pri meritvi hitrosti vetra merimo tudi časovni interval, v katerem je veter napravil to pot, lahko izračunamo iz teh podatkov povprečno hitrost vetra. Če je na primer v 1 minuti odčitano 474 m hitrosti, tedaj je srednja hitrost vetra enaka: $474 : 60 = 7,8$ m na sekundo.

3. *Anemografi* so instrumenti, ki registrirajo smer in jakost vetra (slika 68), a v bistvu imajo podoben mehanizem kot anemometri. Anemografi so lahko električni ali mehanični. Pri električnih deluje na vrtenje Robinzonovega križa električna napetost, ki jo merimo. Ta prav tako deluje tudi na smeri, od koder piha veter. Ti podatki se prenašajo na trak, kjer lahko odčitavamo jakost vetra v m/s in smer vetra. Električni anemografi pa imajo to pomanjkljivost, da ob prekinitvah električnega toka ne delujejo. Mehanični anemografi delujejo na osnovi gonilne sile oziroma jakosti vetra, zato beležijo veter glede na jakost in smer stalno, ko piha veter. Imajo pa zopet pomanjkljivost, da je njihova občutljivost pri šibkem vetru, zlasti v območju pod 2 m/s zelo slaba ali pa je sploh ne beleži.

Podatki o vetru so izredno važni za različne dejavnosti našega gospodarstva. Zlasti so važni ti podatki pri projektiranju tovarn, letaliških pristajalnih in vzletnih stez, gradnji mestnih naselij glede na industrijska področja, kjer nastopa problem onesnaženja ozračja, pri pobočnih plantažnih nasadih intenzivnih kultur in tako dalje.

V te namene je možno za določene kraje izdelati slike vetrov v obliki rože vetrov, ako imamo za te dovolj dolgo opazovalno dobo. Roža vetrov je sestavljena v sredini iz kroga, katerega premer predstavlja relativno pogostnost tišin, za posamezne smeri neba pa narišemo opazovane relativne pogostosti vetra.

b) Odklanjanje vetra od prvotne smeri

Veter ne piha direktno iz področij visokega zračnega pritiska v področja nizkega, to je od anticiklonov proti ciklonom. Na njegovo smer vplivajo predvsem še štiri sile, in sicer:

1. gradientna sila,
2. odklonska sila,
3. sila trenja zraka,
4. centrifugalna sila.

Pri omenjenih silah ne bomo izpeljevali matematičnih enačb za nje, ampak jih bomo podali le v poljudno opisani obliki. Vse te sile imajo horizontalno in vertikalno komponento, vendar bomo v naših izvajanjih obravnavali le horizontalno komponento.

1. *Gradientna sila* je posledica različnih pritiskov v ozračju, ki so zaradi različnih temperatur zraka in raznih dinamičnih efektov različni na zemeljski površini. Gradientna sila deluje pravokotno na izobaro v smeri od visokega zračnega pritiska k nizkemu. V kolikor so izobare na neki vremenski karti bližje ena drugi, toliko je horizontalni gradient večji in zaradi tega je tudi gradientna sila večja.

2. *Odklonska sila* nastaja zaradi zemeljske rotacije. Zemlja se vrti od zahoda proti vzhodu in odklanja gibanje zraka na severni polobli na desno ter deluje pravokotno na smer gibanja. Pojavlja se šele tedaj, ko se zrak že giblje in je posledica hitrosti vetra in vrtenja Zemlje.

Odklonska sila je odvisna tudi od geografske širine, in sicer je na severu večja, a na ekvatorju enaka ničli. Zaradi odklonske sile ne piha zrak direktno iz anticiklonalnega področja v ciklonalno, ampak ima določen odklon.

3. *Sila trenja*. Ta sila vpliva v nasprotni smeri gibanja zraka, torej zavira oziroma zmanjšuje hitrost zračnega gibanja. Sila trenja je večja nad kopnim in v nižjih plasteh ozračja, kakor pa nad morjem in v višjih plasteh. Torej se zmanjšuje z naraščanjem višine.

Silo trenja delimo v silo zunanjega in silo notranjega trenja. Prva je posledica trenja gibajočega se zraka ob zemeljsko površino in je pomembna nekako do višine 15 metrov. Druga pa je posledica medsebojnega trenja volumskih elementov zraka in vrtincev. Je posebej pomembna v planetarni mejni plasti, ki sega do višine kakšnih 1000 metrov. Prav tako pa je taka sila važna tudi v drugih plasteh ozračja.

4. *Centrifugalna sila*. Kadar se zrak ne giblje premočrtno, se pojavi centrifugalna sila. Odvisna je od hitrosti in ukrivljenosti poti, po kateri se giblje. Čim večja je hitrost in čim večja je ukrivljenost, tem večja je sila, ki vleče zrak v smeri poti navzven. Centrifugalna sila, ki deluje na gibanje po krivulji, se spreminja od točke do točke. Pri gibanju po krožnici je centrifugalna sila konstantna.

c) Vrste vetrov

V tem delu ne bomo obravnavali gradientnih, geostrofičnih, ciklostrofičnih itd. vetrov, ampak se bomo omejili le na sledeče vetrove: stalne, dnevne, periodične in lokalne.

1. Stalni vetrovi predstavljajo splošno cirkulacijo zračnih gmot v atmosferi. Med nje v prvi vrsti spadajo pasati. Ti nastajajo iz naslednjih vzrokov: nad ekvatorjem se zrak močno segreje in se dvigne v višino, od koder se razlije proti polarnim predelom in se med 30° do 40° geografske širine delno prične spuščati. Zaradi tega tukaj nastajajo pasovi visokega zračnega pritiska. Ker se zrak dviga iznad ekvatorialnih površin, nastane na tem področju nizek zračni pritisk. Potemtakem je nad ekvatorjem področje nizkega zračnega pritiska, a na območju med 30° — 40° geografske širine pas visokega zračnega pritiska. Zaradi razlike pritiskov se zračne gmote gibljejo od visokega zračnega pritiska k nizkemu, to je s področij 30° — 40° geografske širine proti ekvatorialnemu področju. Te vetrove imenujemo pasate. Na severni polobli ti vetrovi ne pihajo v smeri sever—jug, kakor bi bilo pričakovati glede na smer gradienta, ampak zaradi odklonske sile v smeri severovzhod—jugozahod.

Vendar se ves zrak iz subtropskih širin (30° — 40° geografske širine) ne giblje proti ekvatorju. Določeni del tega zraka se usmerja proti umerjenim širinam, to je od tropskih predelov dalje proti severu. Ta zrak odteka h geografski širini 60° , kjer je zaradi družin ciklonov navadno nizek zračni pritisk. Cikloni se tod pojavljajo zaradi valovanja polarne fronte. Ti zračni tokovi se od tropskih predelov do 60° geografske širine zaradi odklonske sile gibljejo v smeri jugozahod—severovzhod.

Ostanki zračnih gmot, ki se niso spustile nad področje 30° — 40° geografske širine, nadaljujejo na višini svojo pot in se spuščajo nad polarnimi predeli. Tod se te zračne gmote kopičijo, ohlajajo in tako ustvarjajo na teh predelih visok zračni pritisk. Zaradi tega zračne gmote v prizemnih plasteh strujajo od polarnih predelov proti področju 60° geografske širine, kjer udarjajo ob tropske zračne gmote. Polarne zračne gmote potujejo s polarnim strujanjem in imajo smer severovzhod—jugozahod.

Nad samim ekvatorjem zaradi močnega vzponskega strujanja ne more priti do efekta horizontalno strujanje, zato na tem področju obstojajo tako imenovane ekvatorialne tišine ali ekvatorialne kalme. Podoben ozek pas tišin je na področju od 30° do 40° severne geografske širine, kjer se zrak močno spušča v prizemne plasti. Te tišine imenujemo tudi subtropske kalme.

2. Dnevni vetrovi pihajo podnevi v eni smeri, ponoči pa v nasprotni smeri. Mednje spadajo: burjica, dolnik, gornik, nočnik, veter z morja ali zmorec, veter s kopnega ali kopnik.

a) *Burjica* se pojavlja zlasti v topli polovici leta na obalnih področjih Jadrana. Zaznavna je v večernih urah, ponoči in tudi v zgod-

njih jutranjih urah. Piha s kopnega na morje, vendar z zelo majhno jakostjo. Nastaja v času, ko je kopno hladnejše od morja.

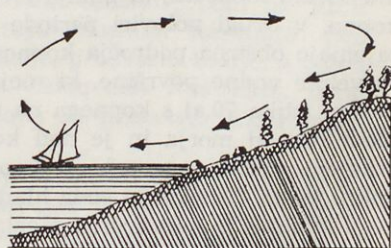
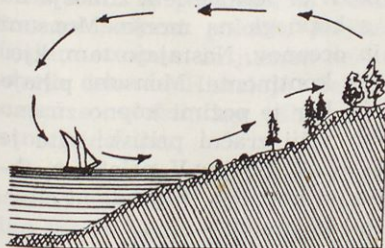
b) *Dolnik* ali dolinski veter piha po dolinah alpskega in predalpskega sveta v višja področja gorskih predelov. Piha predvsem v topli polovici dneva.

e) *Gornik* ali gorski veter je padajoči veter z gora ali planin v doline in se pojavlja v nočnih in deloma jutranjih urah in tudi čez dan.

d) *Nočnik* piha v alpskem in predalpskem svetu po dolinah navzdol v nižje predele oziroma kotline. Je podoben gorniku, le da piha samo v nočnih urah.

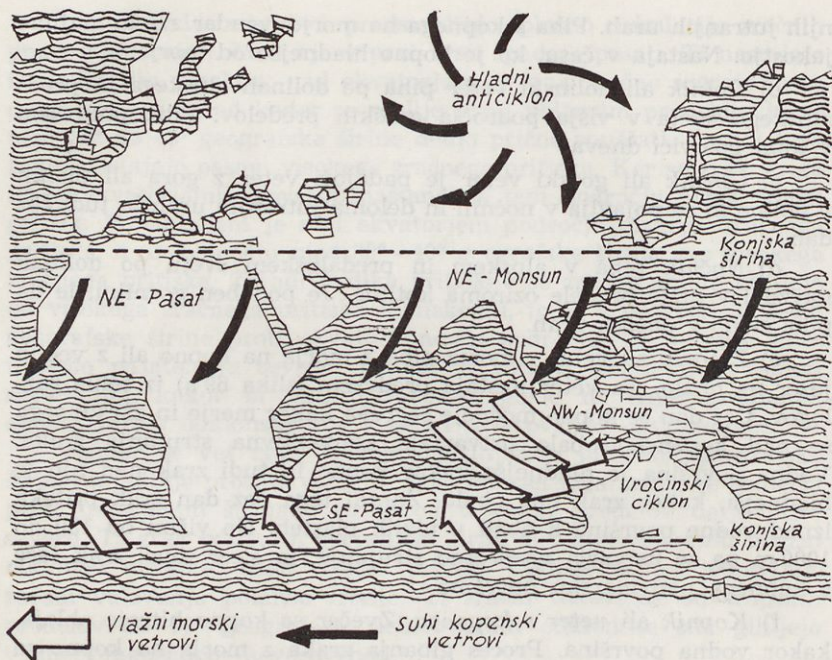
e) *Zmorec* ali veter z morja piha z morja na kopno ali z večjih jezer na obalo. Ta veter nastaja predvsem (slika 69 a) iz tehle razlogov. Čez dan se kopno močneje segreva kakor morje in zaradi tega se nad kopensko obalo ustvarjajo konvektivna strujanja zraka. Vodna površina je hladnejša kakor kopno in tudi zrak nad njo je hladnejši, kakor zrak nad obalo. Zaradi tega čez dan zrak priteka iznad vodne površine k obali v nižjih plasteh. Na višini od 150 do 1000 m pa se ustvarja nasprotno strujanje, in sicer topel zrak teče s kopnega nad morsko površino.

f) *Kopnik* ali *veter s kopnega*. Zvečer se kopno hitreje ohlaja, kakor vodna površina. Proces gibanja zraka z morja na kopno se ustavi in približno ob zahodu sonca nastopi brezvetrje. Nato ponoči postopoma (slika 69 b) nastaja nasprotni proces. Zemlja se ponoči močneje ohlaja, kakor vodna površina, zaradi tega je gradient pritiska usmerjen od obale proti morju in zato veter piha s kopnega na morje. To strujanje zraka traja vse do jutra, ko se z vzhodom sonca kopno prične ponovno segrevati. Okrog 10. ure to strujanje popolnoma poneha.



Sl. 69 a — *Veter z morja (zmorec)*

Sl. 69 b — *Veter s kopnega (kopnik)*

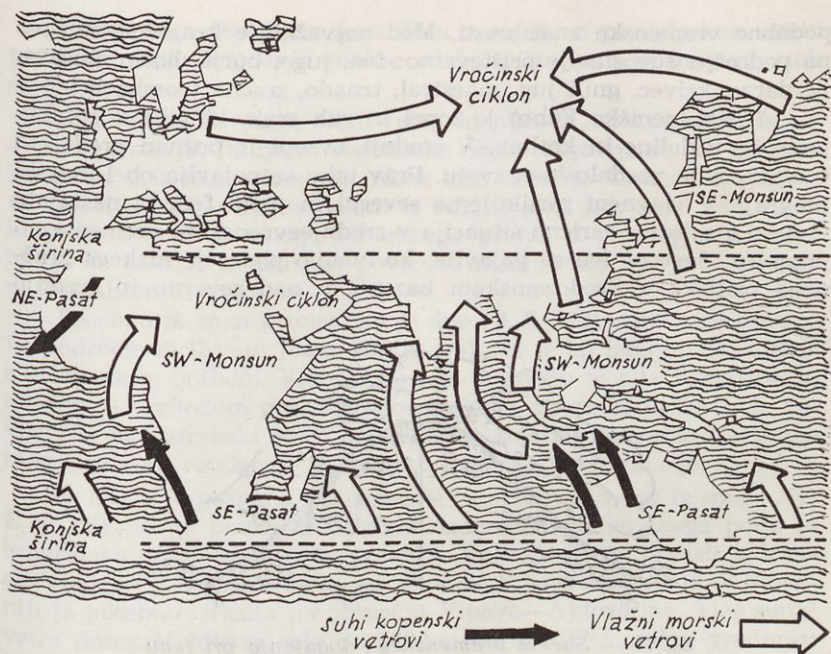


Sl. 70 a — Splošna slika pasatnih in monsunskih vetrov v hladni polovici leta

Vendar se veter z morja (zmorec) in veter s kopnega (kopnik) pojavljata le ob lepem vremenu in v glavnem v topli polovici leta.

3. Periodični vetrovi. V to skupino vetrov spadajo tako imenovani monsoni, ki pihajo v eni polovici periode leta z morja na kopno, v drugi polovici periode pa s kopnega na morje. Monsoni zajemajo obširna področja kopnega in oceanov. Nastajajo tam, kjer so velike vodne površine, ki mejijo na kontinente. Monsoni pihajo pozimi (slika 70 a) s kopnega na morje, ker je pozimi kopno znatno hladnejše od morja in je nad kopnim višji zračni pritisk; zato je gradient pritiska usmerjen s kopnega proti morju. V poletnem obdobju (slika 70 b) pa je voda hladnejša od kopnega in gradient zračnega pritiska je usmerjen z morja proti kopnemu.

Tako monsoni imamo za vetrove z letno periodiko. Vertikalni vpliv teh vetrov sega do višine 2—4 km.



Sl. 70 b — Splošna slika pasatnih in monsonskih vetrov v topli polovici leta

Ker zračne gmote pri teh strujanjih prepotujejo velika prostranstva, tako v notranjost kopnega, kakor nad oceani, se smer monsonskih vetrov spremeni zaradi odklonske sile.

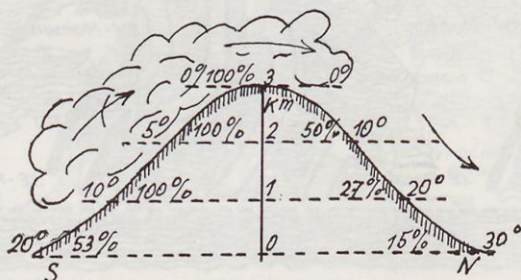
Monsoni se porajajo na obalah vseh oceanov, tako na južni kakor na severni polobli. Najizrazitejši monsoni nastajajo med Indijskim oceanom in južnim delom Azije, predvsem Indije, a poleti prodrejo celo do Himalaje. Segajo v višino celo nad 4 km. Letni monsoni so vlažni, ker pihajo z oceana in prinašajo zlasti Indiji izdatne padavine.

Tajfuni in hurikeni imajo izredno veliko moč in silno hitrost. Pojavljajo se prav tako na teh področjih in povzročajo izredno veliko škodo. Več o njih smo že povedali v prejšnjih poglavjih.

4. Krajévní vetrovi so značilni za poedina področja in imajo sorazmerno določeno smer in jakost ter povzročajo enake ali

podobne vremenske značilnosti. Med najvažnejše krajevne vetrove na področju Jugoslavije prištevamo: fen, jugo, burja, borin, košava, vardarac, krivec, gnili jug, maestral, trnado, zračna tromba itd.

a) *Fen* (nemško Föhn) je topel in suh zrak, ki piha z gorskih področij v doline in kotline. V srednji Evropi je poznan predvsem v alpskem in predalpskem svetu. Prav tako se pojavlja ob Dinarski pregraji. V glavnem razlikujemo severni in južni fen, ki nastajata v zvezi s splošno barično situacijo v srednjeevropskem vremenskem prostoru. Severni fen se pojavlja, ko imamo področje nizkega zračnega pritiska v Sredozemskem bazenu, a nad severno in srednjo



Sl. 71 — Shema vremenskega dogajanja pri fenu

Evropo vlada področje visokega zračnega pritiska. Fen je močno sunkovit, topel veter in povzroča često veliko škodo na gradbenih objektih, vpliva pa tudi na počutje in zdravstveno stanje človeka. Južni fen, imenovan tudi dinarsko gorski fen, se pojavlja pri nas kot posledica razporeditve baričnega polja tedaj, ko je nizek zračni pritisk predvsem nad severovzhodno Evropo, medtem ko je nad Sredozemljem visok zračni pritisk.

V Sloveniji se fen pojavlja predvsem v dolini Save Bohinjke, pod Karavankami, Kamniškimi Alpami, v Logarski dolini, pod Pohorjem, nadalje v dolini Krke, v novomeški in ribniški kotlini. V Alpah je znan predvsem na področju Bavarske, Švice, salzburškem območju, nadalje v dunajski in celovski kotlini ter nasploh v večjih kotlinah in dolinah alpskega in predalpskega sveta. Fen povzroča ob gorskih pregrajah (slika 71), na katere se zrak vzpenja zaradi orografije in termodinamičnih procesov, oblačno vreme s padavinami. Na nasprotni strani orografske pregrade, kjer pada, pa suho in toplo vreme z visokimi temperaturami, ki so često za 10°C višje od temperatur na nasprotni strani orografske prepreke.

Zaradi tega fen v zimskem času v alpah in predalpskem svetu povzroča naglo kopnenje snežne odeje in ga zato imenujemo tudi »jedec snega«.

b) *Jugo ali široko* je topel veter, ki piha iz Afrike preko Sredozemskega morja, Italije in Jadranske obale. Pojavlja se, ko je visok zračni pritisk nad Afriko in nizek nad srednjo Evropo. Pogostejše se pojavlja pozimi kakor poleti. Iz Afrike piha kot topel suh veter, ki prinaša s seboj mnogo saharskega prahu, a pri prehodu preko morja se navlaži in pri nas povzroča razburkano morje in prehod na poslabšanje vremena.

Posebno je znan primer, ko je dne 13. 3. 1931. leta jugo dovajal na področje Sicilije in južne Italije zrak, ki je bil izredno onesnažen s puščavskim prahom. Vidnost ob tem vremenu je bila komaj nekaj metrov. S prehodom preko Sredozemskega morja se je ta veter navlažil in na jadranski obali povzročal že izdatne padavine. Je sorazmerno močan, vendar ne tako, da bi presegel moč viharjev.

c) *Burja* je poznana kot slapovit in sunkovit veter iz smeri NE, E in ESE, ki ga povzroča določena razporeditev baričnega polja in orografska prepreka, kjer se pojavlja. Poznajo jo vsi predeli jadranske obale in bližnjega zaledja od Trsta do Črnogorske obale. V Sloveniji je posebno izrazita na območju Vipava—Ajdovščina, kjer sunki vetra dosegajo hitrost celo do 180 km na uro. Povprečne vrednosti njene hitrosti se gibljejo do 40 m/s, a poedini sunki znašajo do 60 m/s.

Drugo izredno močno področje burje je okolica Trsta, kjer so poedine vrednosti jakosti burje podobne že omenjenim. Področje Kopra ima milejši tip burje, vendar so tudi tukaj znane dokaj visoke jakosti. Burja najčesče nastaja pozimi, ko je nad severno in srednjo Evropo močno razvito področje visokega zračnega pritiska, a nad Sredozemskim morjem je področje nizkega zračnega pritiska. Zaradi te barične situacije hladen kontinentalni polarni zrak priteka iz področja visokega v območje nizkega zračnega pritiska. Poleg tega se dotok tega zraka krepi zaradi orografskih preprek Dinaridov.

Po nastanku razlikujemo ciklonsko in anticiklonsko burjo. Ciklonska burja povzroča oblačno in deževno vreme in ima enakomerno jakost ter piha po vsem Primorju. Anticiklonska burja pa je izredno močna in piha v sunkih. Nebo je v glavnem jasno, zrak pa je hladen in sorazmerno suh. Poleg tega obstoja še druga porazdelitev burje, in sicer: zaježitvena, gradientna in gradientno-zaježitvena. Pri zaježitveni burji je najmočnejši veter pod pobočjem orografske prepreke, medtem ko se pri gradientni burji njena jakost pojavlja v večji razdalji od orografske prepreke, a ob njej sami je

Faza 1: temni mamatusni oblaki so
zajeli nebo

Faza 2: iz oblačnega sloja se
pričenja spuščati proti Zemlji
zračni lijak



Sl. 72 — Faze življenja tornada v Tothenbergu v Nebrasce, ZDA, dne
24. julija 1930

skoraj ni opaziti. Ostala dva tipa burje sta mešana, ko prevladuje zaježitveni efekt ali pa jakost gradienta.

d) *Borin* je nasprotno od hladne in močne burje zelo prijeten in milo osvežujoč veter. Piha s kopnega na morje nad vso Jadransko obalo in ima pretežno menjajočo jakost, ki pa ne presega vrednosti nad 20 km na uro.

e) *Gnili jug* je veter, ki se pojavlja predvsem na področju jugovzhodnih Alp in je znan po močni vlažnosti zraka z nizkimi temnimi oblaki — stratusi, iz katerih navadno rosi ali celo dežuje.

f) *Košava* piha iz vzhodnih in jugovzhodnih ter severovzhodnih smeri nad predeli Jugoslavije po dolinah Donave do Vukovarja. Piha na levi in desni strani Donave in je posebno izrazita na področju

Faza 3: Zračni lijak je dosegel
zemeljsko površino in potuje po njej
z orkansko hitrostjo



Faza 4: Tornado ruši stavbe in ruva
drevje. Na farmi je povzročil požar,
ki jo je popolnoma uničil



Banata in Beograda. Pojavlja se tedaj, ko je nad Ukrajino in Romunijo visok zračni pritisk, a nad sredozemljem področje nizkega zračnega pritiska. Hladne zračne gmote pritekajo iz Ukrajine preko Romunije proti Sredozemskemu morju. Čez Karpatske in Balkanske planine se prelivajo v omenjena področja ter se v okolici Tekija in na območju Beograda pojavljajo kot slapovit veter, ki je podoben burji. Najpogosteje se pojavlja jeseni, pozimi in spomladi, medtem ko je poleti zelo redek. Košava je slapovit veter, ki piha v sunkih, vendar ob pretežno jasnem vremenu.

Srednja hitrost košave v Beogradu je okoli 5 do 10 m/s, a po edini udarci so celo med 25 do 30 m/s. Najmočnejša košava se pojavlja na območju med Tekijem in Beogradom.

g) *Krivec* je hladen veter, ki piha iz severovzhodnih in vzhodnih predelov Panonske nižine. Pojavlja se v zimskem obdobju v severovzhodni Sloveniji in v Pomurju v času stabilnega, vzhodno evropskega polarnega anticiklona, ki se razširi nad omenjena področja. Traja po nekaj tednov, a njegova hitrost je do 10 m/s.

h) *Maestral* je veter, ki se pojavlja v Sredozemlju predvsem v topli polovici leta. Na našem Jadranu prične pihati med 9. in 10. uro pa piha vse do zahoda sonca. Dopoldan piha kot rahel vetrič in se nato dokaj pojača v popoldanskih urah, ko često doseže sorazmerno močno jakost ter povzroča že visoke valove. Ne piha v sunkih, ampak enakomerno in v glavnem iz severozahodnega kvadranta, kljub temu, da ima lahko tudi druge smeri, pač glede na kraj, kjer se pojavlja. Odsotnost maestrala pomeni, da se bo vreme v enem ali dveh dneh poslabšalo.

i) *Tornado* je veter, ki ima obliko gibajočega se vrtinčastega zračnega lijaka (slika 72). Nastaja predvsem, ko prevladuje močno labilno ozračje ob nastajanju kumulunimbusov, to je, ali ob približevanju hladne fronte in na njej ali pa, ko nastajajo močne termične nevihte. Piha v močnih sunkih iz različnih smeri pred in ob močnih nalivih dežja. Najbolj pogosto se pojavlja v topli polovici leta. Na morju je zelo nevaren za manjše ribiške ladje in jadrnice, na kopnem pa povzroča močno škodo na poljedelskih posevkih, v vrtovih, parkih in gozdovih.

j) *Vardarac* piha od Šar planine in Skopske Črne gore po dolini Vardarja proti Egejskemu morju. Javlja se tedaj, ko je visok pritisk nad Jugoslavijo, a nad Egejskim morjem se nahaja področje nizkega zračnega pritiska. Je slapovit veter, ki nastaja predvsem pozimi ob pretežno jasnem vremenu. Piha s hitrostjo do 15 m/s in je suh ter hladen veter.

k) *Zračna tromba* nastaja nad kopnim v zelo labilnem ozračju in ob vzponskih gibanjih, ki povzročajo cumulonimbusne oblake. Značilna je po lijakasti obliki, ki je podobna črevesu ali pa slonovemu oklu. Spušča se iz gornjih plasti ozračja proti nižjim in nima vedno navpične smeri, ampak je pod določenim kotom. Premer zračne trombe znaša 10 do 300 metrov, je torej okrog 400-krat manjši od tropskih ciklonov, a višina mu je približno tridesetkrat večja od širine; v skrajnih primerih zračne trombe segajo v višino 9000 metrov. Notranjost zračne trombe ima močno znižan zračni pritisk, in sicer je razlika med okoliškim zrakom in notranjostjo trombe celo do 47 milibarov, hitrost v tem vetrovnem vrtincu pa je do 75 m na sekundo. Na njenem vhodnem delu, kjer kondenzira vodna para, so izredno močna vrtinčasta dviganja zraka, a v notranjem

delu so padajoča zračna strujanja. Ta veter ima silno jakost, saj ruva drevje, meče strehe s hiš, potaplja male in srednje ladje idr.

V Evropi se zračne trombe v glavnem gibljejo od zahoda proti vzhodu. Srednja dolžina njihovih poti znaša do 400 km in njihovo življenje traja približno do 3 ure. V širino pustošijo do 200 m. So pa sorazmerno redek pojav v evropskem vremenskem prostoru.

1) *Vodna tromba* imenujemo vetrovni pojav podoben zračni trombi nad morsko površino. So primeri, ko zračna tromba nastane nad kopnim, se nato giblje nad obalno področje in dalje nad morje. Imamo pa tudi obratne primere, ko ta potuje iznad morja nad kopno.

Vodne trombe imajo manjši premer od zračnih tromb, in sicer merijo le od 5 do 10 m; v izrednih primerih dosežejo komaj 100 m premera. Ostali vremenski procesi v vodni trombi so podobni tistim, ki se dogajajo v zračni trombi. Zanimivo je, da se vodne trombe, ko pridejo nad kopensko površino, nekoliko povečajo in sorazmerno naglo razbijejo. Tudi zračne trombe, ki pridejo nad morsko površino, zgubijo jakost in trajnost.

Poleg orografije in vrste površine, kakor so ravnina, obala in morje, na veter v močni meri vpliva tudi vegetacija. Predvsem gozd ima močan vpliv na pojavljanje vetra. Ko strujanje zraka pri svoji horizontalni smeri zadene na neko prepreko, kot je npr. strnjena gozdna površina, se ob njej odbija in dviga in se za njo spušča nazaj k zemlji. Pri prehodu zračne struje čez prepreko in posebno za njo nastajajo vrtnčasta strujanja. Pri tem se porabi velika količina energije, zaradi česar se hitrost vetra zmanjšuje. S tem je tudi obrazložena neenakomerna razporeditev padavin na gozdnih površinah, zlasti snega. Zaradi oslabitve vetra v notranjosti gozda je znatno oslABLJENA izmenjava zraka, kar vpliva na razporeditev temperature in vlažnosti zraka v gozdu. Raziskovanja prof. Ljuboslavskega so dokazala, da je hitrost vetra v parku gozdarskega inštituta v Leningradu bila 2 m/s, nad vrhovi dreves pa nad 7 m/s. Iz tega je razvidno, kako važno vlogo igra zlasti gozdna površina pri obravnavanem meteorološkem elementu.

Tretje poglavje

IV. SPLOŠNE ZNAČILNOSTI PODNEBJA NA NAŠI ZEMLJI

Podnebjeslovje ali klimatologija je znanstvena veja vremenslovja, ki analizira potek vremenskih elementov in pojavov v določenem daljšem časovnem obdobju. Za tako analizo je treba zajeti opazovanja in merjenja vremenskih elementov in pojavov iz čim daljšega obdobja. Sodobni klimatologi menijo, da je kot najkrajša časovna doba potrebno vsaj desetletno povprečje. Prepričljiva pa je obdelava meteoroloških elementov in pojavov šele za obdobje vsaj 30 let. Gotovo pa je, da so zelo zanimivi nizi meteoroloških elementov za obdobje 50 do 100 let in še več, pač koliko je na razpolago opazovalnih in merjenih meteoroloških elementov in pojavov. Čim daljše obdobje je obdelano, toliko bolj točno sliko o kolebanju in spreminjanju podnebja za neko obravnavano področje dobimo. Ker pri preučevanju podnebja ima veliko vlogo variacijska statistika, spada podnebjeslovje v določeni meri k statističnim znanostim.

Podnebje je možno preučevati tudi z raziskovanjem določenih vrst rastlinstva, ker so te zelo občutljive za vremenske pojave in se tako v vegetaciji lepo zrcali vrsta podnebja. Osnova za sodobno znanstveno preučevanje podnebja je predvsem v čim bolj natančnih instrumentalnih in vizualnih opazovanjih meteoroloških elementov in pojavov. Pri preučevanju podnebja veljata danes v glavnem dva kriterija, in sicer:

1. kriterij povprečnih vrednosti glavnih meteoroloških elementov in pojavov;
2. kriterij pogostosti teh v zvezi z vremenskimi situacijami, ki jih povzročajo.

Če podnebje vzamemo kot povprečno vreme, ki je podano po omenjenih kriterijih, in k temu dodamo še analizo vremena v pomenu sinoptičnega vremenslovja, dobimo tako sorazmerno kompleksno sliko dinamičnega podnebjeslovja.

Podnebeslovje ali klimatologija se v glavnem deli na več podvej. Tukaj bomo omenili le najvažnejše, in sicer: makroklima, mezoklima in mikroklima.

Makroklima je del podnebeslovja, ki raziskuje vremenske procese ter ponašanje meteoroloških elementov in pojavov nad obširnimi območji.

Mikroklima preučuje predvsem povprečne vrednosti vremenskih elementov in vremenske procese v najnižjih plasteh zraka tik nad zemeljsko površino.

Mezoklima pa analiza meteorološke procese, elemente in pojave v zvezi s podnebnimi prilikami, ki se pojavljajo med makroklimo in mikroklimo.

1. Osnovni faktorji in elementi, ki določajo podnebje na Zemlji

V sodobnem podnebeslovju poznamo predvsem tele faktorje, ki določajo podnebje nekega področja ali kraja:

- a) astronomski faktor,
- b) geofizikalni faktor,
- c) biološki faktor.

K astronomskemu faktorju spadajo predvsem naslednji pojmi:

- a) nagib zemeljske osi na ravnino ekliptike,
- b) ekscentričnost zemeljske orbite,
- c) premik točke ekvinokcija,
- d) procesi na Soncu,
- e) zemljepisna širina, ki spada deloma še k astronomskemu faktorju, ker določa vpadni kot sončnih žarkov, dolžino dneva in noči.

V območje geofizikalnega faktorja spadajo predvsem naslednji prirodni pokazatelji:

1. vpliv fizikalne sestavine ozračja,
2. vpliv fizikalnih lastnosti zemeljskega površja na toplotno bilanco,
3. vpliv zemljepisne širine nekega področja v zvezi s svetovno cirkulacijo atmosfere,
4. vpliv gorskih sistemov, orografije in nadmorske višine.

K biološkemu faktorju spada razporeditev rastlinstva, ki pa je deloma odvisna od drugih klimatskih faktorjev. Tako na primer veliki gozdovi vplivajo na podnebje, vendar pa drugi še močnejši klimatski pogoji določajo mejo uspevanja gozdov in tako dalje. K biološkemu faktorju spada tudi podnebje industrijskih predelov, velemest in mest v zvezi z onesnaženjem ozračja itd.

Ker geografski in biološki faktorji spadajo v področje geografije in biologije, tvori bioklimatologija vmesno znanstveno disciplino, ki po eni strani temelji na meteorologiji, po drugi strani pa na geografiji in biologiji.

a) *Astronomski faktor*

Obseg te knjige nam ne dovoljuje, da bi podrobneje analizirali vse poedine faktorje, ki določajo podnebje. Zato se bomo omejili le na njihove najbolj splošne značilnosti. Naklon zemeljske osi proti ravnini ekliptike znaša sedaj $23^{\circ} 27'$. Z minevanjem v tisočletjih se ta naklon menjava, in sicer v območju okrog 2° . Od naklona zemeljske osi na ravnino ekliptike je odvisna mena letnih časov. Znani geofizik Milanković je izračunal količino toplote, ki dospe v enoti časa na enoto površine, ki leži pravokotno na smer sončnih žarkov na gornji meji atmosfere. Na osnovi te je možno razdeliti podnebje naše zemeljske površine glede na astronomski faktor.

Na osnovi letne vsote kalorij, ki jo dobivajo posamezne zemljepisne širine naše zemeljske oble, atmosferski faktor določa naslednje klimatske pasove:

1. *tropski pas*, ki leži med vzporednikoma $\pm 23^{\circ} 27'$. Ta pas ima dva maksimuma in minimuma letnega obsevanja. Na ekvatorju sta oba maksimuma in minimuma v časovnem razmaku pol leta. Ta razmak se zmanjšuje proti vzporedniku $\pm 23^{\circ} 27'$, kjer se oba ekstrema združujeta v en sam ekstrem. Od tu dalje proti tečajema kaže jakost obsevanja le en letni maksimum in en letni minimum, ki sovpadata s solsticijem. Značilnost tropskega pasu je tudi majhna razlika med minimumi in maksimumi. Tako znaša ta razlika na ekvatorju le 110 kilo kalorij, na vzporedniku $23^{\circ} 27'$ — 260 kilo kalorij, na 50. vzporedniku 739 kilo kalorij in na tečajih celo 1110 kilo kalorij. Druga lastnost tropskega pasu je velika letna količina sprejetih kalorij. Razlika med letno količino kalorij na ekvatorju in na 23. vzporedniku (povratniku) znaša 27,2 kilo kalorij. Razlika med letno količino kalorij na 23. in letno količino kalorij na 50. vzporedniku znaša 74,3 kilo kalorij in med 50. in 75. vzporednikom 76 kilo kalorij. Iz teh podatkov je razvidno, da določa astronomski faktor za tropski pas enakomerno toplo klimo brez izrazitih kolebanj temperature v zvezi z letnimi časi in zemljepisno širino.

2. *Zmerno širinski pas* obsega zemljepisno širino med $23^{\circ} 27'$ in $66^{\circ} 30'$. Za ta pas je značilno, da ima le en sam letni maksimum in minimum obsevanja. Razlika med maksimumom in minimumom se hitro veča z naraščajočo zemljepisno širino. Letna mno-

žina calorij pa prav tako hitro pojema z naraščajočo zemljepisno širino. Glede na ta dejstva zmerno širinski pas ne more imeti enakomernega značaja, zaradi česar ga moramo deliti v še nadaljnje sekundarne pasove. Tako je pas, ki se razteza blizu tropov, subtropski pas, pas, ki je blizu 66. vzporednika, pa subpolarni pas, med obema pa je pravi zmerno širinski pas. Ostre meje med temi tremi pasovi ne moremo točno potegniti, kajti take meje praktično ni, marveč so med njimi prehodna območja.

Zmerno širinski pas ima močno letno kolebanje sončnega obsevanja, ki se naglo veča z naraščajočo zemljepisno širino.

3. Polarni pas se razprostira od vzporednika $66^{\circ} 30'$ dalje proti tečaju. Za polarni pas je značilno, da sonce najmanj enkrat v letu ne zahaja oziroma ne vzhaja več kot 24 ur. Na tečaju samem se leto deli le v noč in dan, ki traja po 6 mesecev. Na vzporedniku $66^{\circ} 30'$ le en dan v letu sonce vzide oziroma ne zaide. V zvezi s tovrstno ekstremno spremembo dolžine dneva je kolebanje jakosti obsevanja v polarnih krajih izredno veliko. Poleti namreč dobe polarni predeli znatno več toplote od sonca kakor tropski predeli. Vzporedno s tem bi bilo pričakovati v polarnih krajih ekstremno letno kolebanje temperature, to je veliko temperaturno razliko med poletjem in zimo.

V zvezi s spremembo astronomskih faktorjev, to je naklona zemeljske osi na ravnino ekliptike, ekscentričnosti orbite in točke ekvinokcija se menjajo lastnosti astronomskih klimatskih vplivov, ki morejo povzročiti celo ledeno dobo. To se je tudi dogajalo v preteklih obdobjih življenja naše Zemlje.

Kar se tiče vpliva procesov na Soncu na podnebje naše Zemlje, še ni zanesljivih podatkov, vendar domnevamo, da tudi ti na določen način vplivajo na naše podnebje.

b) Geofizikalni klimatski faktorji

Vpliv fizikalne sestavine ozračja. Fizikalna sestavina ozračja vpliva na toplotno bilanco našega ozračja predvsem v temle:

a) Razpršuje sončno svetlobo, katere del se zaradi tega vrača v vesoljstvo. Zato sončni žarki prihajajo do zemeljske površine znatno oslabljeni.

b) Majhen del sončne energije se v ozračju absorbira in se tako spreminja v toploto, ki neposredno segreva zrak.

c) Ozračje dobro prepušča sončno svetlobo, ki je kratkovalovno, slabo pa terestrično sevanje, ki je izključno dolgovalovno. Ta poslednja lastnost ozračja je pravzaprav posledica lastnosti vodnih hlapov, ogljikovega dioksida in ozona. Vendar imajo pri tem vodni hlapi prvenstveno vlogo.

Ker so vodni hlapi v zraku neenakomerno porazdeljeni in jih je največ v predelih nad tropskimi morji in v tropskih pragozdovih, prihaja tudi ta lastnost ozračja v tropih močnejše do veljave kakor v polarnih predelih. Sončni žarki pri prehodu skoz ozračje oslabe, in sicer v veliki meri zaradi tako imenovane difuzne razpršitve. V tropskih predelih, kjer sončni žarki padajo navpično, manj podle-gajo učinku difuzne oslabitve kakor v polarnih krajih. V tropskih krajih tudi ni tako važna razlika med navpično in poševno lego površine, to je razlika med prisojnimi in osojnimi področji, kakor v polarnih predelih.

Zaradi difuzne razpršitve se znatno zmanjšuje toplotna razlika med tečaji in tropi, med poletjem in zimo. Treba je upoštevati, da se svetloba, ki pada na zemeljsko površje, ne absorbira v celoti, ampak samo delno.

Pravi pojem o dotoku toplote na zemeljsko površino dobimo šele tedaj, če upoštevamo tudi difuzni dotok toplote in toploto, ki jo proti zemlji seva ozračje.

Na razsežnih planotah, kot je na primer Tibet, učinkuje adiabatska ohladitev zraka mnogo manj, kakor v isti višini v prostem ozračju, kajti zrak dospe v notranjost Tibeta po dolgotrajnem stiku s površjem planote. Zaradi tega je tudi povprečna letna temperatura v Tibetu mnogo višja kakor v isti višini v prostem ozračju ali na gorskih vrhovih. Vpliv Tibeta kot vira toplote se pozna na severnem pobočju Himalaje, kjer leži večni sneg dober kilometer višje kakor na južnem prisojnem pobočju. Tako so izmerili višino večnega snega na severnem pobočju na 6000 m, na južnem pa 4500 m. Tukaj sicer moramo upoštevati tudi razliko v padavinah, kajti južno pobočje Himalaje dobi mnogo več padavin kakor severno, vendar samo padavine ne morejo razložiti tako velike višinske razlike, ki jo kaže meja večnega snega med severnim in južnim pobočjem. Zanimivo je, da nasprotno z razsežnimi planotami manjše planote in masivne gorske skupine vplivajo bolj ohlajevalno, ker silijo vetrove k vzponskim gibanjem, ki se zaradi tega adiabatsko ohlajajo, istočasno pa velikost površja še ni dovolj velika, da bi bistveno segrevala zrak. V zimski dobi visoke planote postajajo vir mraza, kajti tedaj prihaja močno do veljave učinek razredčenosti zraka. Tako

ima Tibet, četudi nima veliko snega, silno mrzlo zimo s temperaturami pod -40°C .

Če približno upoštevamo dotok toplote, ki prihaja na račun neposredne absorpcije sončnih žarkov v zraku, in ki znaša okrog 15 %, dobiva Zemlja med zemljepisnimi širinami od 0 do 38. vzporednika pri popolnoma jasnem vremenu več toplote, kakor je izžareva. Od 38. do 90. vzporednika pa izžareva več toplote, kakor je dobiva. Iz tega sledi, da del zemeljskega površja med 38. in 39. vzporednikom dobiva primanjkljaj toplote na račun področja med nižjimi vzporedniki, in sicer to toploto prenašajo vetrovi in morske struje.

Oblaki v povprečju za vso zemljo reflektirajo okrog 33 % sončne svetlobe (albedo oblakov znaša v povprečju okrog 0,66, kar daje za vso Zemljo pri polovični oblačnosti 33 %), toda absorbirajo terestrične žarke, ki prenašajo toploto v vesolje. Zato je celotna toplotna bilanca zemeljske oble zaradi oblakov skoraj ista, kot bi bila pri popolnoma jasnem vremenu. Oblaki pa znižajo temperaturo v predelih, kjer je dotok toplote od sonca večji, kakor njen odtok z dolgovalovnim sevanjem zemlje, to je v tropih in poleti, ter zvišujejo temperaturo v območju negativne toplotne bilance, to je v višjih zemljepisnih širinah in pozimi. Celotni učinek oblakov je potemtakem isti kakor učinek morij: oblaki zmanjšujejo temperaturno razliko med tropi in polarnimi predeli in med zimo in poletjem.

2. Vpliv fizikalnih lastnosti zemeljskega površja na toplotno bilanco

a) Splošne značilnosti

Ko sončni žarek in difuzna svetloba dosežeta zemeljsko površje, se deloma reflektirata, preostanek pa zemlja absorbira. Reflektirana svetloba gre v izgubo, absorbirana pa se spreminja v toploto. Refleksijska ali absorpcijska sposobnost teles je odvisna predvsem od barve njihove površine. Barva pa je v različnih valovnih dolžinah različna, kar ima v toplotnem gospodarstvu zemeljske površine izredno velik pomen.

Če je na primer telo v sončni svetlobi temnejše barve, sprejema to telo več toplote od sonca. Tako je v vagonih npr. ob sončnem poletnem vremenu neznosno vroče. Nasprotno kategorijo pa tvorijo taka telesa, ki so v sončni svetlobi svetlejšje barve, v infra rdeči svetlobi pa temnejše. Tedaj telo izžareva več toplote, kot je dobiva od sonca. K takim telesom spada tudi snežna odeja. Barvo teles

določa tako imenovani albedo, to je belina, ki pomeni razmerje med množino reflektirane svetlobe in množino celotne svetlobe, ki je padla na površje. Albedo torej vedno tvori pravilni ulomek. Vrednost ena — minus albedo imenujemo absorpcijski koeficient, ker določa množino svetlobe, ki se absorbira. Ker se albedo in absorpcijski koeficient spreminjata glede na valovno dolžino svetlobe, moramo presojati vrednost albeda in absorpcijskega koeficienta za vsako valovno dolžino posebej. Tako dobimo tako imenovani delni ali parcialni albedo. Parcialni absorpcijski koeficient je drugačen od celotnega, ki velja kot povprečje za celoto vseh valovnih dolžin. Takih teles, ki bi imela za vse valovne dolžine spektra ene in iste vrednosti albeda oziroma absorpcijskega koeficienta, ni.

Pri plinih (zrak) poznamo še pojem propustnosti, to je prozornosti, in pojem ekstinkcije, to je slabitve. Transparentnost in ekstinkcijo določamo s tako imenovanim transmissijskim koeficientom, ki pomeni razmerje med množino svetlobe, ki dospe do spodnje meje plasti, in množino svetlobe, ki je padla na zgornjo mejo plasti, skozi katero gre žarkovje. Tudi propustnost in ekstinkcijo moremo določiti za posamezne valovne dolžine svetlobe, kajti tudi pri plinih je močno zastopana selektivnost obeh pojavov.

Tekočine imajo v nasprotju do svetlobe drugačne lastnosti. Tako se del žarkov odbija od vodne površine in s tem določa njen albedo. Drugi del žarkov prodira v notranjost vodne gmote in se tamkaj deloma absorbira, deloma pa difuzno razpršuje, kakor v plinih. Tako ima torej vodovje poleg albeda še transmissijski koeficient.

Snežna in zlasti ledena odeja se po svojem odnosu do svetlobe približujejo vodovju, kajti sončni žarki prodirajo v globino, kjer postopno slabijo.

Ko torej sončna svetloba doseže neko površje, se del energije pretvori v toploto, ki se troši v več komponent in sicer: za dvig temperature telesa, za izhlapevanje, konvekcijo itd. V zvezi z dvigom temperature se po Štefanovem zakonu stopnjuje jakost sevanja. Tako se ustvarja zelo neenakomerna porazdelitev temperature ob zemeljskem površju, ki se imenuje mikrotemperaturno polje ali tudi mikrotemperaturni relief. Med vetrom ali oblačnim vremenom je mikrotemperaturni relief zaradi razumljivih vzrokov zelo oslavljen.

Vpliv albeda je lepo videti tedaj, kadar gre za snežno odejo ali pa zamrznjeno vodo. Tako je bilo že večkrat ugotovljeno, da sneg obstoja v senci pri temperaturi zraka celo do $+10^{\circ}\text{C}$. V Ljubljani je bil sneg pri temperaturi $+6^{\circ}\text{C}$, in to v času od 8. do 15. februarja 1934, od 18. do 23. februarja 1937 in 14. decembra 1945.

Po naših gorah je često sneg pri visokih pozitivnih temperaturah zraka. O tem nam pričajo poledenela snežišča, ko temperatura zraka ni nižja od $+10^{\circ}\text{C}$. Dne 31. avgusta 1948 je bilo pri Doliču pod Triglavom v višini 2100 m popolnoma zmrznjeno snežišče pri temperaturi zraka $+8^{\circ}\text{C}$. Te pojave je moč opazovati le tedaj, ko imamo mirno in jasno vreme.

Vpliv albeda ima v podnebjju veliko vlogo. Tako na primer dobiva Severno ledeno morje v maju približno enako množino toplote od sonca kakor po velikosti enaka površina v Egiptu v marcu. Povprečna temperatura pa znaša v Egiptu v marcu okrog $+17^{\circ}\text{C}$, v predelih Severnega ledenega morja v maju pa -16°C . Ta velika temperaturna razlika seveda ni samo posledica različnega albeda, temveč tudi učinka toplotnih zalog glede na toplotno kapaciteto. Snežna odeja je pogoj za razvoj hude zime zlasti v nižjih zemljepisnih širinah, kjer ima sonce pozimi določeno moč.

Ugotovljeno je, da je učinek pomladanskega sonca ob snežni površini včasih celo manjši kot učinek zimskega sonca na nezasneženih tleh. Nezasnežena tla pri tem jemljemo kot absolutno črna v vidnem in dolgovalovnem delu spektruma, ko sta vrednoti albeda v obeh delih spektruma približno enaki. Pri realnih pogojih sneg nikoli ne pokriva vse površine, marveč ostanejo določena območja kopna, to so drevesna debla in deloma tudi veje, skalovje, zidovi hiš, strma pobočja itd. Ugotovljeno je, da vse to ponekod odtehta do 50 % zemeljskega površja, kar sorazmerno zmanjšuje ohladitveni učinek snežne odeje.

Tudi vodna površina pri nizkem soncu ima velik albedo, ki doseže 40 %. Nasprotno pa je pri visokem soncu albedo vodne površine neznaten in znaša le 4 %. Zaradi tega prihaja pozimi v bližini tečajev do samostojne ohladitve vodne površine pod temperaturo zraka, kljub temu, da so opazovali zmrzovanje morja pri pozitivni temperaturi zraka.

Poleg albeda ima toplotna prevodnost teles in njihova toplotna kapaciteta zelo važno vlogo pri oblikovanju temperaturnega polja.

b) Toplotna bilanca kopnega

V suhi kopni zemlji prodira toplota izključno le po molekularni prevodnosti, ki znaša pri živi skali povprečno okrog 0,4, pri zrahljani zemlji okrog 0,2, pri snegu $0,01\text{ g kal cm}^{-1}\text{ min}^{-1}\text{ st}^{-1}$ itd.

Ugotovljeno je, da ima kopno površje jeseni v povprečju višjo temperaturo kot zrak. Granitna skala je celo ponoči znatno toplejša od zraka. To velja v nekoliko zmanjšani meri tudi za apneno skalo.

Po naših visokih gorah je potemtakem skala toplejša od zraka, kar ovira ustalitev snežne odeje. Jesenski sneg pade na toplo živo skalo in se topi. Zato so naši vrhovi gora še dolgo v jesen brez snega, četudi je v zraku že zdavnaj mráz. Šele ko se skala ohladi pod zmrzlišče, lahko obleži snežna odeja, ki je seveda toliko debela, da štíti skalo pred soncem. V tem primeru dobi snežna odeja žilav obstoj in kljubuje ne samo soncu marveč tudi razmeroma visokim temperaturam v zraku, kajti topi se le od zgoraj, vtem ko leži na zmrznjeni skalnati podlagi. Zaradi tega se snežna odeja ohrani še v zgodnje poletje v višjih predelih našega gorskega sveta. Tudi v nižinah pri hitrem nastopu mraza sneg na tleh kopni, zlasti pa na živi skali, pa tudi na betonu ali asfaltu kljub mrazu nastane brozga. Istočasno pa na travnatem površju sneg obleži in je celo suh.

Zaradi slabe toplotne prevodnosti zraka nastajajo velike temperaturne razlike med zrakom in tlemi. Slaba temperaturna prevodnost zraka pa je pogoj za ustvarjanje mikrotemperaturnega polja.

Večje temperaturne spremembe v tleh glede na globino povzročá dež, ki hitro prodira v globlje plasti zemlje. Ker je prostorska toplotna kapaciteta vode še dvakrat večja kakor pri tleh, se tla pod vplivom padavin najhitreje ohladijo, oziroma pozimi segrevajo. Pri tem procesu ima pomembno vlogo tudi izhlapevanje s tal.

c) Toplotna bilanca vodovja

Ko sončni žarek pade na vodno površino, se deloma odbije, v večji meri pa prodira v notranjost, kjer se deloma difuzno razpršuje in s tem daje vodi barvo, deloma pa se absorbira in se tako pretvarja v toploto. Voda ima največji absorpcijski koeficient za rdeče in infra rdeče žarke, ki se absorbirajo v večji meri že v prvi centimetrski plasti vode. Raziskovanja so pokazala, da pade jakost različnih barv glede na začetno vrednost na globini 10 cm (tabela 13a) na vrednosti:

Rdeča	Oranžno rumena	Rumeno zelena	Zeleno modra	Svetlo modra	Temno modra
2 %	7 %	39 %	65 %	69 %	76 %

Tabela 13 a. Jakost različnih barv glede na začetno vrednost na globini vode 10 cm

Toplota, ki se absorbira v zgornjih slojih, prodira v globino zlasti po konvekciji, kajti toplotni tok po molekularni toplovodnosti bi povzročal temperaturne spremembe le do 40 cm, a na leto ne več kakor 7 m.

Proces konvekcije v sladki vodi je bistveno drugačen kakor v slani morski vodi: v sladki vodi med segrevanjem toplejša voda, ker je lažja, ostane na površju. To pa izključuje termično konvekcijo. Nadomešča jo dinamična konvekcija ali, kakor temu pravimo, turbolenca. Dinamična konvekcija je močnejša v tekočih kakor pa v mirnih vodah. Zato v sladkovodnih jezerih poleti nastaja topla gornja plast vode, ki je ostro ločena od spodnjih hladnejših vodnih gmot. V rekah se zaradi večje turbulence delijo vodne gmote v toplejše in hladnejše struje, ki tečejo druga poleg druge. V hitro tekočih rekah (Sava, Drava, Mura) se zaradi intenzivnega mešanja vode ta pojav skoraj izgubi.

Med ohlavitvijo proces konvekcije v sladki vodi poteka zelo živahno, kajti hladnejša voda sili s površja v globino. Kadar pa se temperatura vode zniža na 4°C , se termična konvekcija ustavi in odtlej ohladitev poteka le po dinamični konvekciji in molekularni toplotni prevodnosti. Tedaj torej v mirnem vodovju na površju nastaja hladna plast, ki je ostro ločena od globljih, toplejših vodnih gmot. Končno pride do zmrzovanja gornjih površin vode.

V morjih in slanih jezerih pa je proces konvekcije bolj zamotan: Zaradi segrevanja se namreč po eni strani vodi zmanjšuje njena specifična teža, po drugi strani pa se ji zaradi izhlapevanja povečuje, ker izhlapevanje povzroča stopnjevanje salinitete. Zaradi tega v morjih poznamo termično konvekcijo tudi med segrevanjem: Topla, a zelo slana voda se grezi s površja in na njeno mesto prihaja iz globin hladnejša in manj slana voda. Termična konvekcija v morjih je potemtakem odvisna od dveh dejavnikov: od temperature in od salinitete.

Zaradi termične konvekcije se med segrevanjem morska voda relativno hitreje in enakomerneje segreva kakor voda v sladkih jezerih. Med ohlajevanjem pa je zopet v morski vodi komplicirana konvekcija, ki utegne v posameznih primerih dovajati na površje hladnejšo vodo. Zato se morje v primerjavi s sladkovodnimi jezери ohlaja sunkovito in neenakomerno. Največja gostota morske vode zaradi učinka salinitete ne nastopa pri 4°C , marveč pri nižji temperaturi. Zaradi tega v velikih globinah v oceanih, kjer se zbira najtežja voda, temperatura ne znaša 4°C , kakor bi bilo v sladkovodnih jezerih, marveč okrog 1°C . Morska voda tudi ne zmrzuje pri 0°C , marveč pri nižji temperaturi, ki je odvisna od salinitete. Zmrzo-

vanje morske vode po opisu znanega strokovnjaka Zubova poteka takole: ko se zniža temperatura vode pod zmrzišče, ki je odvisno od salinitete (pri 35 ‰ znaša $-1,9^{\circ}\text{C}$), del vode zmrzne, pri čemer nastane le malo slan led. Zaradi tega bo preostala voda bolj slana, to je pridobivala bo pri saliniteti, kar zopet zmanjšuje zmrzišče. Ta proces se z zniževanjem temperature nadaljuje. Zaradi tega se latentna toplota pri zmrzovanju morij sprošča postopno, ne pa nankrat kot pri zmrzovanju sladkega vodovja. To dejstvo blaži klimo ledenih morij, kjer voda zmrzuje vso zimo. V toplotni bilanci vodovja ima prvenstveno vlogo izhlapevanje. Kakor je znano, je le-to združeno z ogromno potrošnjo toplote, ki znaša okrog 600 cal na gram vode. Morja zmernih in visokih zemljepisnih širin imajo pozimi večje izhlapevanje kakor poleti, četudi je temperatura površine znatno nižja. To navidezno protislovje tolmačimo kot posledico znatno močnejših vetrov v zimski dobi in z večjo razliko med temperaturo vode in temperaturo zraka pozimi. Voda, ki izhlapeva iz oceanov, pada nad celinami in tako zlasti pozimi prenaša toploto v osredje celin. V poletni dobi prevzame velik del vode vegetacija, ki vodo zopet izhlapeva. Tako potujejo vodne gmote po zaporednem izhlapevanju in tekočinjenju daleč v notranjost celin. Zato je zima tembolj suha, čimbolj smo v notranjosti celin, in zato hladna. Poleti je nad celinami zaradi vegetacijskega kroženja vlage relativni maksimum padavin. Morja imajo zaradi ogromne toplotne kapacitete vlogo toplotnih regulatorjev. Ti zavirajo učinek kakršnih koli vzrokov, ki bi lahko omogočili hitre klimatske spremembe. V notranjosti celin so tovrstne motnje opazne mnogo močnejše, tako da se na primer v osrednji Aziji loči zima od zime toliko, kolikor se loči pri nas v Sloveniji januar od julija.

d) Toplotna bilanca rastlinstva

Toplotna bilanca rastlinstva tvori nekako vmesno postavko med toplotno bilanco kopne površine in vodovja. Povprečni albedo zelene rastlinske površine znaša v sončni svetlobi 15 do 33 ‰ in okrog 45 ‰ v infra rdeči svetlobi. Velik del absorbirane toplote se porabi za izhlapevanje. Na splošno rastlinstvo znižuje temperaturo zraka in to tembolj, čimbolj je podnebje suho. V vlažnih klimatskih predelih rastlinstvo skoraj ne vpliva na celotno toplotno bilanco. Ta ugotovitev je dobro razvidna iz posameznih opazovanj.

Tako je bilo ugotovljeno, da v mirnih in jasnih poletnih dnevih temperaturna razlika med gozdom in neporaščeno okolico doseže v ekstremnih primerih celo do 10°C . V oblačnih in zlasti deževnih

dneh pa ta razlika skoraj izginje. Velika temperaturna in vlažnostna razlika je tudi med žitnim ali koruznim poljem in vegetacijsko površino. Ta razlika pa se močno uveljavlja le ob jasnem poletnem dnevu, zlasti pa ponoči. Tako so v Beogradu (tabela 13 b) ugotovili naslednje temperature tal:

Temperature tal v dveh različnih mesecih	Pesek ° C	Humus ° C	Trava ° C
April			
Povprečna temperatura	14,2	13,5	12,6
Povprečni minimum	5,4	5,5	5,2
Povprečni maksimum	27,9	26,7	24,3
Povprečno kolebanje	22,5	21,2	19,3
Julij			
Povprečna temperatura	29,7	28,1	26,0
Povprečni minimum	15,7	15,3	15,1
Povprečni maksimum	48,4	45,5	42,0
Povprečno kolebanje	32,7	30,2	26,9

Tabela 13 b. *Temperature tal v aprilu in juliju v Beogradu*

Te številke nam nazorno kažejo, kako velik ohlajevalni učinek ima vegetacija.

Ker pa so celine razen puščavskih predelov pokrite z vegetacijo, pripada vegetaciji v toplotni bilanci pomembna vloga.

Če povzamemo določene izsledke o raziskovanjih toplotne bilance zemeljske oble, lahko v grobem podamo naslednje zaključke:

a) V povprečju ima zemeljska obla do 38. vzporednika letni presežek toplote, v večjih širinah pa primanjkljaj. Manjše zemljepisne širine segrevajo večje prek morskih strujanj in vetrov.

b) Vodovje je velik akumulator toplote, ki v povprečju dviga temperaturo Zemlje in zraka.

c) Vegetacija je pomemben dejavnik v poletnem kroženju vode in znižuje temperaturo tople polovice leta.

d) Snežna površina vpliva ohlajujoče na zrak in segrevajoče na tla.

3. Vpliv geografske lege na podnebje naše Zemlje. Zemljepisna širina ima velik vpliv na podnebje, kar smo spoznali pri preučevanju astronomskega faktorja; pomembno vlogo imajo tudi vetrovi in morski tokovi. Iz vremenoslovja pa nam je znano še naslednje važno dejstvo: zaradi vrtenja Zemlje okrog njene osi v smeri od zahoda proti vzhodu se ustvarjajo določeni pogoji za cirkulacijo zraka in gibanja oceanske vode, tako da v zmernih in velikih zemljepisnih širinah vlada zahodni zračni tok, morski tokovi pa imajo južno komponento. V polarnih širinah prevladujejo vzhodni nižinski vetrovi in vzhodne in severozahodne morske struje.

Sila, ki sproži cirkulacijo zraka, je temperaturna razlika. Temperatura pada od ekvatorja proti tečajema. Ker pa v hladnem zraku zračni pritisk z rastočo višino upada hitreje kakor v toplem, se nujno ustvarja razlika v zračnem pritisku v višinah, in sicer bo nad hladnim zrakom v višinah zračni pritisk nižji kakor nad toplim zrakom. Tako se ustvari v višinah barični gradient, ki je usmerjen od tropskih predelov proti tečajema, torej ima isto smer kakor temperaturni gradient. Barični gradient določa smer in jakost vetrov, ki so v višinah pri ekvatorju na severni polobli najprej južni, a se zaradi zemeljskega vrtenja polagoma sprevržejo v zahodne vetrove. Smer zahodnih vetrov je pravokotna na smer baričnega in temperaturnega gradienta. Ti vetrovi tvorijo stabilni vetrovni sistem, kajti tedaj je odklonska sila usmerjena nasprotno kakor gradient in je po velikosti enaka njemu. Posledica odtoka zraka v višinah od ekvatorskega pasu pa je padec zračnega pritiska v nižinah. S tem se ustvarja v nižinah tak barični gradient, ki je usmerjen od tropov proti ekvatorju. Tako nastajajo pasatni vetrovi. Smer pasatnih vetrov je sprva severna, toda odklonska sila jih odkloni: jim dá severovzhodno smer na severni polobli, na južni polobli pa jugovzhodno smer. V ekvatorskih širinah nastane rezultirajoča smer vetrov, ki ima izrazito vzhodno komponento. Toplejši pasat se kot lažji dviga nad hladnejšega in nato v višinah nadaljuje pot na nasprotno poloblo. Pod vplivom nasprotno usmerjene odklonske sile se v loku zaobrne, dokler ne dobi prave zahodne smeri. Tam, kjer dobivajo vetrovi zahodno smer, prihaja v višinah očitno do konvergence zračnih mas, kajti od ekvatorja pritekajo semkaj nove zračne gmote, ki ne morejo nadaljevati poti proti tečajema. Tu zategadelj nastaja visok zračni pritisk, ki se zaradi neenakomerne porazdelitve kopnega in morja deli v več posameznih jeder. Tako poznamo azorsko, kalifornijsko in druga jedra. Konvergenčno območje pa obsega vso subtropsko cono. Tamkaj vlada jasno in mirno vreme, ker se nakopičene zračne gmote polagoma spuščajo k tlom, kjer odtekaajo

proti ekvatorju kot pasatni vetrovi. Zaradi dolgotrajnega mirovanja in grezanja se zračne gmote subtropskega brezvetrja najbolj prilagodijo tamkajšnjim astronomskogeografskim razmeram. Na teh področjih nastajajo visoke temperature.

Pasatni vetrovi spadajo k stabilni vremenski tvorbi, ker ta cirkulacija temelji na stalni razliki v zračnem pritisku med ekvatorjem in subtropi. Drugače je s cirkulacijo zahodnih vetrov zmernih in visokih širin, kjer ima odločilno vlogo še odklonska sila. Ta zavira ali v primeru zonalne cirkulacije onemogoča zamenjavo zračnih gmot nad zemljepisnimi širinami. Mehanično trenje pri tleh, turbulenca, neenakomerna porazdelitev kopnega in morij ustvarjajo neskladnosti med višinskimi in nižinskimi vetrovi, kar ruši ravnotežje med baričnim gradientom in odklonsko silo. Tako prihaja v pasu zahodnih vetrov na številnih mestih do prodorov zračnih gmot, ki omogočajo izmenjavo toplih in hladnih zračnih gmot, s čimer pa vzpostavljajo stik med tečaji in tropi in celo vežejo obe polobli v cirkulacijsko enoto. Tudi višinske in nižinske zračne gmote so zaradi ciklonov v živahni medsebojni izmenjavi. O fizikalnem bistvu ciklonov, o njihovem mehanizmu smo že govorili v začetnih poglavjih. Tukaj je potrebno omeniti tudi anticiklone, nadalje posebne tvorbe kapelj hladnega zraka in frontalne sisteme, o čemer pa smo prav tako že govorili.

Pas zahodnih vetrov je potemtakem le fikcija; v resnici imamo le neprestano delovanje ciklonov in anticiklonov, ki kdaj pa kdaj vplivajo tudi na stabilno pasatno cirkulacijo. Vendar v klimatologiji prihajajo v povprečju do izraza namesto resničnih ciklonov in anticiklonov prav zahodni vetrovi. Ves mehanizem splošne cirkulacije daje namreč v zmernih širinah v povprečju zahodno smer, ker je zasnovan na mehanizmu zahodnih vetrov. Zato cikloni in anticikloni niso tuj člen v pasu zahodnih vetrov, marveč nujna realna oblika cirkulacije, ki nastane kot posledica rotacije zemlje okrog osi.

Cikloni in anticikloni dodajajo zahodni cirkulaciji le še južno oziroma severno komponento, glavna smer vetrov pa ostane zahodna.

Tako torej vsa Evropa, Azija in Amerika s pripadajočimi oceani in morji vred razen subtropskih in polarnih predelov sodijo v zahodno cirkulacijo. V polarnih predelih imamo severovzhodne ali vzhodne vetrove, ki dovajajo hladni polarni zrak v nižje zemljepisne širine. V višinah pa prevladujejo v polarnih predelih jugozahodni oziroma zahodni vetrovi.

Omenjeni cirkulacijski sistemi temelje torej na temperaturni razliki med tropi in tečaji, kar je nujen pojav splošnega učinka

astronomskega faktorja. Zato lahko imenujemo to cirkulacijo splošno ali tudi planetarno cirkulacijo.

Poleg splošne cirkulacije so velikega pomena tudi večje lokalne cirkulacije, ki nastajajo pod vplivom neenakomerne porazdelitve kopnega in morja. Tako se kopno pozimi v zmernih in višjih zemljepisnih višinah mnogo močnejše hladi od oceanov, s tem pa se ustvarja temperaturna razlika. Posledica tega pa je nova cirkulacija zraka, ki jo imenujemo monsunska. V poletni dobi je kopno močnejše razgreto od morja in zato monsunska cirkulacija deluje v nasprotnem pomenu: pozimi v nižinah vetrovi pihajo s kopnega na morje, poleti pa obratno. Vendar prihaja do navzkrižnih vplivov, to je do interference med delovanjem splošne in lokalne monsunske cirkulacije. Vzemimo na primer zimsko stanje: na vzhodnem robu kontinentov je smer monsunskih lokalnih vetrov enaka smeri zahodnih vetrov. Zato se oba sistema izpopolnjujeta in se tamkaj ustvari izrazito močna monsunska cirkulacija. Vso zimo brez prekinitve pihajo siloviti severozahodni vetrovi, ki povzročajo na tem območju ostro zimo. Drugače pa je na zahodnem obrobju kontinentov, kjer sta si obe cirkulaciji nasprotni. Tukaj je oblika zime odvisna od tega, kakšna cirkulacija bo močnejša ali je močnejša. Ker pa je splošna cirkulacija pozimi mnogo močnejša kakor poleti (pozimi je temperaturna razlika med tropi in tečaji dvakrat večja), prevladuje na zahodu kontinentov običajno ta cirkulacija in so zato tod mile zime. Glede na realno zahodno cirkulacijo, ki se pojavlja predvsem v ciklonih in anticiklonih, imamo tod takole situacijo: cikloni se ustvarjajo vzhodno od kontinentov in se gibljejo proti zahodni obali sosednih kontinentov. Tako dosežejo cikloni, ki nastajajo blizu vzhodne obale Amerike, Evropo blizu Britanskega otočja ali Skandinavije, kjer se mnogokrat ustavijo. Pod vplivom ciklonov pa vseskozi pihajo jugozahodni vetrovi in tako nastaja mila zima. V nasprotju s tem pa vzhodni predeli celin leže v zaledju ciklonov, kjer se razvijajo severni in severozahodni vetrovi. Le v primeru ojačane monsunske cirkulacije se ta lahko razširi do zahodne obale kontinentov in tedaj nastopa tudi tu ostra zima z vzhodnimi vetrovi.

V poletni dobi imajo monsun obratno smer, toda tedaj je tudi splošna cirkulacija oslABLJENA, zlasti v tropih, zaradi česar se poletni monsun uveljavi povsod brez posebnih motenj. V Evropi poletni monsun kljub skladnosti s splošno cirkulacijo nima stalnega sezonskega, marveč le kratek periodični značaj, ker znižuje temperaturo, s tem pa zmanjšuje temperaturno razliko med kopnim in morjem, ki jo povzroča monsun. Ko pa monsun preneha, se celina prične zopet segrevati, dokler to segrevanje ne sproži novega monsunskega

vala, ki zopet zniža temperaturo nad celino itd. Posebna situacija je nad drugimi celinami. Le v jugovzhodni Aziji ima monsun stalen sezonski značaj, kajti tam doseže notranjost celine preko visokega gorovja, kjer se monsun spremeni v fen in tako ne more znižati temperature srednje Azije.

Za vremenoslovje je važno predvsem dejstvo, da ni vseeno, kje je posamezni kraj, na zahodu ali na vzhodu kontinenta. Potemtakem je poleg zemljepisne širine važna tudi zemljepisna dolžina.

Zemljepisna širina učinkuje kot geografski faktor, ki določa lego kraja glede na splošna cirkulacijska območja, zemljepisna dolžina pa glede na monsunske sisteme. Tako deluje poleti premik pasu subtropskega brezvetrja, ki se širi na sredozemsko območje, s tem pa izključuje v teh predelih delovanje monsunu. Pri tem pridejo v poštev le zahodni predeli celin, ki so blizu subtropskih anticlonskih jeder. Vzhodni predeli celin pa teh jeder nimajo in zato podlegajo monsunom. Tako veljata južni in vzhodni del Azije kot nositelja izrazitega monsunu, Evropa pa ne, čeprav je poleti monsun tudi v Evropi znan, dasi zaradi delovanja subtropskih jeder visokega zračnega pritiska le v znatno manjši meri. V Ameriki imamo enak pojav: na vzhodu sta oba monsunu dokaj izrazita, na zahodu pa ne.

Sredi oceanov monsunuška cirkulacija preneha in deluje le splošna. Zato se vreme nad oceani spreminja mnogo bolj pravilno kakor nad celinami. V polarnih predelih je prevladujoča smer vetrov vzhodna do severovzhodna (na južni polobli nad Antarktiko pa zaradi velike nadmorske višine zahodna). Cikloni potujejo južno od Arktike oziroma severno od Antarktike, to se pravi, od tečajev teh dveh celin. Hladen zrak se zadržuje v nižinah, medtem ko v višinah doteka topel zrak. Vendar v zimski dobi, ko je splošna cirkulacija močnejša, mnogokrat prodre zahodna cirkulacija vse do tečajnih območij. V zvezi s tem so za polarno zimo značilne izredno nagle spremembe temperature, močni vetrovi in snežni meteži. Tudi južno vreme more doseči sredi zime bližnje predele tečaja. Tako ruski raziskovalec Bujnckij navaja, da je na $80^{\circ} 46'$ vzporednika in $2^{\circ} 28'$ W meridiana dne 8. januarja 1940 opazoval dež. Prodor zahodne cirkulacije do tečaja zelo pospešuje monsunuška cirkulacija, to je prekomerna ohladitev kontinentov (Sibirija), kjer se zategadelj zbirajo one zračne gmote, ki bi bile sicer zbrane nad tečajem. Zato je zračni pritisk nad tečajem mnogo nižji, kakor bi to ustrezalo glede na astronomske pogoje. S tem postaja tečaj bolj izpostavljen vrtincem, ki se na splošno gibljejo južneje. V aprilu in maju, ko se celine ogrejejo in s tem izgine zimsko kopičenje zraka nad celi-

nami, raste zračni pritisk nad tečaji, kajti tedaj je tečaj edini hladilnik zračnih gmot. Tako se ustvarja znana »polarna kapa«, ki vzdržuje nad polarnimi predeli jasno in hladno vreme. Mnogokrat je ta polarna kapa tako močno razvita, da se od nje odtrga del hladnega zraka, kateri se v zaledju ciklonov razlije daleč proti jugu in v nižjih zemljepisnih širinah povzroča znani pozni sneg in spomladanske pozebe. Podobno se dogaja tudi v jesenskem obdobju.

Taki prodori polarnega zraka so znani tudi na južni polobli, četudi tamkaj polarna kapa zaradi velike višine Antarktike ne doseže takega razmaha kakor na severni polobli. Smer polarnih prodorov zraka dobiva pod vplivom splošne zahodne cirkulacije zahodno komponento. Tako dobiva Evropa tovrstne vdore pretežno od severozahoda. To dejstvo ima pomembno vlogo v podnebjju celin, kjer je prav tako važna zopet lega glede na zahodno ali vzhodno obrobje celin. Tako so na primer hladni prodori v Evropi znatno oslabljeni, ker potujejo preko Atlantika, preden dosežejo Evropo. Na vzhodu Evrope in Azije pa prihajajo ti valovi preko celine in so zato zelo učinkoviti. Tudi v Ameriki so zaradi močne ohladitve vzhodni predeli mnogo močnejše izpostavljeni pozebam in drugim ujmam, kakor zahodni predeli. Tak mraz doseže na vzhodu Mehikanski zaliv, na zahodu pa Kalifornijo.

4. Vpliv gorovja in orografije. Tako v Ameriki olajšuje izmenjavo zračnih gmot med polarnim in tropskim območjem posebna orografska zgradba kontinenta: na zahodu zapirajo pot zahodnim vetrovom visoke gore (Kordiljere), vzhodno od njih pa se vleče nekak žleb, ki usmerja polarni ali tropski tok po najkrajši poti na jug oziroma sever. Zato v Ameriki temperatura koleba še močnejše kot v Aziji. Znani ruski vremenoslovec Vojejkov opisuje primere, ko so se temperature v Texasu dvignile sredi zime do 30°C , nato pa so v nekaj urah padle 10°C pod ničlo.

Podobna močna kolebanja temperature in nagle vremenske spremembe so znane tudi v pokrajinah okrog New Yorka in drugod.

Iz omenjenih izvajanj smemo vpliv gorovja in orografije na podnebje analizirati s treh vidikov, in sicer:

- a) Vpliv gorovja na splošno in monsunsko cirkulacijo.
- b) Vpliv gorovja na termodinamiko zračnih gmot.
- c) Vpliv nadmorske višine.

Meridionalno razporejena gorovja, kot so: Kordiljere, Skandinavijski, Ural in deloma vzhodnoazijsko gorstvo, ležijo skoraj pravo-

kotno na smer zahodnih vetrov in s tem silijo zrak k vzpenjanju. Tako nastali zračni val sega celo do stratosfere in preusmerja višinske vetrove ter jim dodaja južno komponento. Cikloni in anticikloni se ob teh gorskih pregradah preusmerjajo: cikloni skoraj nikoli ne potujejo preko gorovja. Dinamični efekt zaježitve se pozna v razporeditvi zračnega pritiska: na čelni strani gorovja bo v teh primerih zračni pritisk višji kakor na zaledni strani.

Ker je v Ameriki meridionalno gorovje najbolj izrazito, se ta efekt tamkaj najbolj pozna. V Evropi in Aziji ni daljših meridionalnih gorovij razen Urala, ki pa ni dovolj visok, zato vpliv meridionalnih gorovij v Evropi na splošno in monsunsko cirkulacijo ni dovolj izrazit. Mnogo večji je vpliv teh gorovij na termodinamiko ozračja, to je na pojav fena in zaščito nižin pred močnimi vetrovi. V zvezi s tem se pojavlja ostra podnebna ločnica med zahodnim in vzhodnim robom gorovja: zahodni robovi so vlažni in izpostavljeni vplivu oceanov, vzhodni pa so suhi in so celinskega značaja. To se zlasti pozna v Ameriki in Skandinaviji. Sredi ali na vzhodu celin (Ural, Vzhodna Azija) pa je termodinamični vpliv gorovja zmanjšan zlasti pozimi, ker je celinski zrak bolj suh in zato manj podvržen termodinamičnim spremembam. Zaradi poletnega monsun, ki v jugovzhodni Aziji prihaja od jugovzhoda, ima azijsko gorstvo pomembno vlogo: vzhodni in južni rob sta vlažna, zahodni in severni rob pa sta pod vplivom fena suha. Zato je Osrednja Azija izločena iz vpliva monsun, kajti tja prihajajo vetrovi preko gorovij, in sicer: Osrednja Azija, puščava Gobi idr. To je hkrati osnova za stalnost poletnega monsun, kajti če bi monsun dosegel srednjo Azijo, bi s tem znižal temperaturo, hkrati pa bi bil s tem uničen vzrok — pogoj njegovega nastanka. Tako bi monsun imel le periodičen pomen, kot je primer v Evropi, a ne sezonskega.

V pasatnih predelih ima meridionalno ležeče gorovje velik pomen, ker sili pasate k vzponu. S tem postajajo vzhodna obrobja teh gorovij vlažna, zahodna pa še bolj suha, kar dokazuje primer Južne Amerike.

Gorovja, ki so razporejena po vzporedniku, kot so: Alpe, Kavkaz, Himalaja, Severni Atlas idr., imajo drugačen pomen kot meridionalno ležeča gorovja. Tako se zahodna cirkulacija ob takih gorovjih (Pireneji, Alpe) odklanja proti severu. Zato taka gorovja, če ležijo v pasu zahodnih vetrov, ločijo severne predele, ki so bolj izpostavljeni zahodnim vetrovom, od južnih predelov, ki ležijo v nekakšnem brezvetrju ali zatišju. Zato poleti lažje doseže južna območja pas subtropskega brezvetrja, pozimi pa monsun.

Orografski vpliv na podnebje je moč opaziti tudi v majhnih okoliših, na primer v Sloveniji: Tolminsko področje in Snežniški okoliš imata tako razporedbo gorovja, da tamkajšnji gorski sistem jugozahodne vetrove sili k vzponu. Zato imajo tam letno nad 3000 mm padavin, v Bovcu celo nad 3500 mm. Na vzhodnem Štajerskem in v Pomurju, kjer se zračne gmote zaradi Panonskega nižavja prično spuščati, imamo samo od 800 do 1000 mm padavin. Tudi posamezne široke kotline so bolj suhe kakor obrobna gorovja. Tako imajo na primer Apače, ki ležijo v apaški kotlini, okoli 850 mm padavin, vzhodno ležeča Radgona pa 974 mm, a Kapela 928 mm padavin. Vzrok za manj padavin v Apaški kotlini je očitno v zvezi s konfiguracijo te kotline.

Gorovje vpliva ne samo na padavine, ampak tudi na temperaturo. Tako se zaradi dviganja ob gorskem pobočju, zlasti pa na prelazih in visokih dolinah zrak ohlaja. Temperatura pade za 1°C , če se dvignemo za 100 m, medtem ko se temperatura v prostem ozračju znižuje na 100 m le za približno $0,65^{\circ}\text{C}$. Ta gorski efekt pride tembolj do izraza, kadar je vreme bolj vetrovno in kolikor bolj gorske pregraje stojijo nasproti vetrovom. Tako je na primer v Sloveniji Storžič, ki je visok 2134 m, očitno toplejši od Velikega vrha v Kamniških planinah, ki je visok 2111 m, ali celo od Kamniškega sedla, ki je visoko 1884 m. Storžič je namreč osamelec in zato zrak lahko opihava to goro brez večjega vzpona, medtem ko se ob Velikem vrhu zaradi Menine planine in Velike planine in končno celotnega gorstva Kamniških planin zrak mora močno dvigati in s tem jasno ohlajati. Mnogokrat je možno opazovati, kako sneg zapade na Velikem vrhu in Kamniškem sedlu, medtem ko ga na Storžiču še ni.

V Julijskih Alpah se zaradi njihove vsestranske razpredenosti zrak močneje vzpenja kakor v Kamniških planinah in zato tamkaj opazimo sneženje v nižjih legah kakor v Kamniških planinah. Tako je dne 20. oktobra 1943 vrh Triglava od višine 2400 m navzgor bil pod snegom, medtem ko na Grintavcu, visokem 2558 m, ni bilo snega. Prejšnji dan pa je v nižinah pri visokih temperaturah deževalo. Na splošno je znano, da so Julijske Alpe bolj in nižje zasnežene kakor Kamniške planine, kar je možno razložiti samo z vplivom že omenjenega gorskega efekta. Podobno je z visokimi dolinami, kamor zrak dospe le po vzponu. Tako ima Planica v višini 850 m povprečno januarsko temperaturo okrog -5°C , Janče pri Ljubljani v višini 794 m pa le $-2,9^{\circ}\text{C}$. Seveda prihaja tu do veljave še pojav temperaturnih inverzij, ki močno nastopajo ravno v kotlinah in dolinah, in sicer le ob mirnem vremenu. V milih zimah, kakršne so bile na

primer v letih 1948, 1950 in 1951, je na Planici snežilo, a na Jančah je isti čas deževalo. Celo Krim, ki je za 300 m višji od Planice, ne kaže pogostejših snežnih padavin kakor Planica.

Iz tega je razvidno, da gorovja v vetrovnih razmerah znižujejo temperaturo v primerih z isto višino v prostem ozračju, oziroma na osamelih hribih ali gorah. Vpliv gorovij na temperaturo se pozna tudi v dolinah, ker so te pri slabem vremenu izpostavljene učinkovanju hladnejših padavin, ko sneži v manjši nižini kakor na ravnini, a pri lepem vremenu nastopa cirkulacija gorskih in dolinskih vetrov. Zato so blizu gorovij poletja in zime hladnejše kakor v enaki višini nad ravnino. Tako je na primer v Ljubljani hladneje kakor v Zagrebu ali Beogradu, in sicer znatno bolj, kakor bi bilo pričakovati glede na nadmorsko višino omenjenih mest.

Pomembna je tudi okoliščina, da gorovje štiti nižine pred temi ali drugimi vetrovi. Tako je Koroška kotlina zaščitena s Karavanami in koroškimi Alpami pred južnimi in severnimi vetrovi, zaradi česar se tamkaj v stabilnih vremenskih situacijah zlasti pozimi zbira jezero mrzlega zraka. Tukaj nastopajo v ekstremnih primerih temperature do -42°C , kar so najnižje temperature v srednji Evropi. Zaščitno moč gorovja je opaziti tudi po vsej Sloveniji, Bosni, Makedoniji, kakor tudi v ostalih predelih Evrope, zlasti v Skandinaviji. Tod že v neposredni bližini morja nastopajo kontinentalne značilnosti podnebja. Kot primer navedimo, da sta Babno polje in Gospič zabeležila že pod -30°C mraza, kar je posledica posebne lege teh področij. Zanimivo je, da ima Planica hladnejšo zimo, kakor višje ležeče Jezersko. Izredno hladne zime vzhodne Sibirije tudi razlagajo kot posledico orografskega efekta, ki omogoča mirovanje jezer hladnega zraka na teh področjih. V višinah, to je na prelazih in po gorskih vrhovih vzhodne Sibirije, je zima za dobrih 20°C toplejša, kakor v dolinah. V zvezi s tem pojavom je znani ruski vremenoslovec Vojejkov postavil zakon: konkavne tvorbe terena ojačujejo temperaturne ekstreme, konveksne pa jih zmanjšujejo. Ta učinek je toliko bolj močan, čim bolj je ozračje mirno in suho, nebo jasno, to je v predelih kontinentalnega področja.

2. Nekatere klasifikacije podnebja

Kakor smo že videli, je podnebje kompleksen pojav, katerega sestavine so osnovni prirodni procesi v ozračju, v oceanih, na kopni zemlji in v rastlinstvu pa tudi v živalstvu in človeštvu. Vse skupaj pa je odvisno od sonca, ki daje potrebno energijo za omenjene pro-

cese. Atmosferski fizikalni pojavi, ki jih na kratko imenujemo vreme, v nešteti kombinacijah kolektivno učinkujejo na tla, rastlinstvo, živalstvo in tudi na človeka. Po teh lastnostih je možno razvrstiti kakovosti tal ali vrste rastlinstva in določiti ali spoznati podnebje, kar je v resnici efektivno vreme, ki bi imelo enak učinek na naravo, kakor ga ima kolektiv naštetih realnih, merjenih vremenskih pojavov.

Kakor smo že povedali, uporabljamo za določanje lastnosti vremenskih pojavov in elementov opazovanja le-teh, ki jih pa imamo komaj za dobrih 100 let nazaj in zato ne moremo dobiti povsem natančne slike o podnebjju. Zato često sodimo po drugih pojavih v naravi, v katerih se zrcalijo večstoletni ali celo tisočletni klimatski dejavniki. V prvi vrsti moramo pri tem omeniti rastlinstvo in kakovost tal, to je pedološko okoliščino. Tudi hidrološki režim priča o določenih klimatskih pojavih itd. Glede na učinek podnebja na naravo, ki je zasidran predvsem v glavnih meteoroloških elementih, kakor so: temperatura, padavine, izhlapevanje idr., je možno določiti kompleksno sliko podnebnega režima na določenem področju. Pri tem tvori izhlapevanje najbolj kompleksni pojav, ki ga zaradi tega do sedanje tehnično visoko razvite dobe še ni bilo mogoče instrumentalno dovolj točno opazovati. V uporabi so bili tovrstni instrumenti, kot je npr. Wildov evaporimeter, ki pa kaže le relativno vrednost izhlapevanja. Zaradi tega je proces izhlapevanja v naravi eden od najbolj zamotanih pojavov, ki dela praktičnemu podnebjeslovju precej težav, zlasti v bioklimatologiji. Zato poizkušajo ugotoviti obseg in druge lastnosti izhlapevanja posredno s preučevanjem naravnih znakov o kroženju vode v rastlinstvu, v tleh in v zraku. Na osnovi teh raziskovanj so nastale empirične formule za določitev izhlapevanja.

Tukaj ne bomo obravnavali vseh doslej znanih formul in definicij za določanje izhlapevanja in kvalitete vremenskih pojavov glede na bioklimo. Omejili se bomo samo na nekatere.

Z uporabo empiričnih formul in ustreznih podatkov opazovanj si lahko ustvarimo sliko o vodni bilanci v tleh in s tem pojasnimo najprej oblike rastlinstva, v naslednjih izvajanjih pa bi bilo možno določiti to razmerje tudi do živalstva in človeka. Večina podnebjeslovcev je iskala stopnjo izhlapevanja tako, da je preučevala oblike rastlinstva in iz opazovanih podatkov s primerjavo množine padavin, temperaturo in obliko rastlinstva postavila empirične formule, s katerimi lahko ugotovimo podnebne in geografske meje rastlinstva. Pri tem ima velike zasluge predvsem veliki klimatolog Vladimir Köppen. Po njegovi razdelitvi se pričenjajo stepe tam, kjer znaša množina

letnih padavin, izraženih v centimetrih, toliko, kolikor znaša letna temperatura zraka + 33, to je:

$$P = t + 33$$

Veliki P = padavine v centimetrih, t = temperatura v $^{\circ}\text{C}$. Ta formula pa je veljavna le za tiste klimatske predele, kjer so padavine med letom sorazmerno enakomerno razporejene. V klimatskih predelih z najvišjimi padavinami v poletni dobi, kakor so na primer: Banat, Romunija, Bolgarija, Južna Rusija idr. moramo v gornjo enačbo vnesti namesto numerične vrednosti 33 vrednost 44. V predelih pa, kjer prevladujejo največje padavine pozimi, to je v našem področju, predvsem Sredozemlje, se ta konstanta zmanjšuje in dosega vrednost 22. To razliko v konstanti glede na razporeditev padavin po Köppenu tolmačimo takole: zimske padavine bolj namakajo tla, ker padajo pri nižji temperaturi in višji relativni vlagi in zato malo izhlapevajo. Poletne padavine pa so pretežno neenakomerne plohe, ki odtekajo po grapah in hudourniških strugah v potoke in reke, ne da bi bistveno namočile tla. Izhlapevanje poletnih padavin je veliko, ker so temperature visoke in je relativna vlažnost nizka. Na osnovi teh zakonitosti je Köppen porazdelil vso zemeljsko oblo v pet osnovnih klimatskih tipov, ki pa se cepijo v številne variante in podvariate.

V nadaljevanju bomo obravnavali v glavnem le splošne tipe Köppenove sheme za zemeljsko oblo. Te so:

A = tropsko podnebje. Najhladnejši mesec ima povprečno temperaturo nad 18°C . Tropsko podnebje delimo v dve varianti: Af = vlažno, ki obsega pas tropskega pragozda, in Av = suho, ki obsega savane.

B = aridno podnebje, to je podnebje puščav in step. Varianta Bs tvori stepsko podnebje, ki ga določamo s prej omenjeno formulo $P = t + 33$. Korektura konstante mora znašati $\pm 30\%$. Varianta Bw ustreza puščavam. Mejo med stepo in puščavo določimo po Köppenu s formulo:

$$P = 0,5 (t + 33)$$

C = zmerno širinsko podnebje. Temperature najhladnejšega meseca se gibljejo med 18° in -3°C . Varianta Cw tvori podnebje s suho zimo, varianta Cs — podnebje s suhim poletjem, ki je značilno za Sredozemlje, Cf — pa je značilno za vlažno podnebje.

D = borealno podnebje, kjer so zime hladne, poletje pa ni hladnejše od 10°C . Varianta Da pomeni borealno podnebje s tempe-

raturu najtoplejšega meseca nad 22°C , varianta Db ustreza borealnemu podnebju s temperaturo najtoplejšega meseca pod 22°C , vendar pa imajo štirje najtoplejši meseci temperaturo nad 10°C . Varianta Dc spada k podnebju, v katerem se povprečna temperatura v dobi 1 do 4 mesecev drži nad 10°C , temperatura najhladnejšega meseca pa ni nižja od -38°C .

E = arktično oziroma antarktično podnebje. Temperatura najtoplejšega meseca je nižja od 10°C . Varianti Et ustreza podnebje tundre in varianti Ef podnebje večnega snega in ledu, kjer utegne biti temperatura tudi najtoplejšega meseca pod 0°C . V to območje spadajo Grönlandija, Arktika, Antarktika in visokogorski predeli.

Pomanjkljivosti Köppenove klasifikacije podnebja se kažejo predvsem v kolebanju omenjenih konstant v neštetihih formulah, pri čemer pa ni pravega kriterija za natančno določitev teh konstant. Vendar Köppenova klasifikacija kljub omenjenim pomanjkljivostim velja za najboljšo, ker je zelo preprosta.

V novejšem času jo izpodriva Thornthwaitova klasifikacija, ki je natančnejša in uporablja pojem izhlapevanja ter je predvsem prirejena za klasifikacijo podnebja za potrebe poljedelstva.

Tako je Thornthwait vpeljal pojem humidnega indeksa, ki je

$$I_h = \frac{100 S}{n}$$

kjer S pomeni razliko med padavinami in evapotranspiracijo, če prevladujejo padavine nad evapotranspiracijo, n pa je potencialna evapotranspiracija za tisto vrsto rastlinstva potrebno količino vode.

$$\text{Aridni indeks} \quad I_a = \frac{100 d}{n}$$

kjer d pomeni deficit padavin v primerjavi z evapotranspiracijo.

Podnebni indeks določamo s formulo:

$$I_m = \frac{100 S - 60 d}{n}$$

kjer S vsebuje vrednosti vseh mesecev v letu s presežkom padavin nad evapotranspiracijo, d pa vse mesece s presežkom evapotranspiracije nad padavinami. Primerne velikosti humidnega indeksa določajo vlažnost podnebij po naslednji tabeli:

A = superhumidno	100	
B ₄ = humidno	80 do	100
B ₃ = humidno	60 do	80
B ₂ = humidno	40 do	60
B ₁ = humidno	20 do	40
C ₂ = vlažno subhumidno	0 do	20
C ₁ = suho subhumidno	— 20 do	0
D = semiaridno	— 40 do	— 20
E = aridno	— 60 do	— 40

Nadalje so znane še določene klasifikacije podobnih podnebnih tipov, od katerih omenimo predvsem De Martonneovo in Penckovo.

De Martonneova klasifikacija temelji na formuli:

$$K = \frac{P}{T + 10}$$

T pomeni povprečno letno temperaturo v °C, P je povprečna letna množina padavin v milimetrih, a K faktor, s katerim je podana klasifikacija podnebja.

Penckova klasifikacija podnebja presoja sistem podnebja s preračunavanjem izhlapevanja po zamotanih formulah in ga nato primerja s padavinami. Tako so v njegovi klasifikaciji podani tile osnovni faktorji:

$E > P$ pomeni suho podnebje, kjer E ustreza izhlapevanju, P pa padavinam.

$E = P$ nevtralno podnebje.

$E < P$ vlažno podnebje itd.

V novejši dobi so znani podobni postopki pri znanem agrometeorologu Albrechtu, ki pa uporablja še popolnejše formule za določanje izhlapevanja, po katerih je možno določiti klasifikacijo klime za področje poljedelstva.

L. Emberger karakterizira vlažnost podnebja z uporabo formule:

$$Q = \frac{100 P}{(M - m)^2}$$

v kateri pomeni: P = množina padavin v milimetrih, to je letna vsota, M = povprečna maksimalna temperatura najtoplejšega meseca, m = povprečna minimalna temperatura najhladnejšega meseca. Velikost, ki izhaja iz formule, je avtor imenoval pluviometriški kvocient. Vrednost pluviometriškega kvocienta še ne določa tipov podnebja, kajti enaka velikost mora nastati pri dokaj različnih tempe-

raturnih in padavinskih razmerah. Zato avtor uporablja grafikone, preračunane po zgornji formuli in zarisane na koordinatni sistem, kjer tvori abciso veličina m , ordinato pa veličina Q . Za določitev mej sredozemskega podnebja avtor uporablja formulo:

$$Q_1 = \frac{P_E}{M}$$

kjer pomeni P_E množino poletnih padavin in M = povprečje dnevnih maksimumov temperature najtoplejšega meseca.

Iz navedenega pregleda različnih načinov klasifikacije podnebij se vidi, da je temelj za karakteristiko podnebja razmerje med padavinami in izhlapevanjem. Temperatura ima tu v glavnem le posredno vlogo, namreč kot faktor, ki neposredno učinkuje na podnebje, šele ko temperatura prekorači določeno kritično mejo. Tako na primer v podnebju, kjer je temperatura najtoplejšega mesca pod 10°C , ne uspeva gozd, razen v ugodnih mikroklimatskih predelih. V področjih, kjer se povprečna mesečna temperatura nad 10°C drži manj kakor tri mesece, ne more uspevati poljedelstvo itd.

Meje večnega snega ne določa samo temperatura, ampak tudi množina padavin v obliki snega in še mnogo drugih dejavnikov, o katerih pa bomo govorili kasneje.

3. Glavni tipi podnebja

Posledica vremenskih dogajanj so določeni tipi podnebja. Če jih pregledamo po tako imenovanih planetarno-klimatskih pasovih, dobimo v glavnem tele pasove: tropski ali topli pas, subtropski pas, zmerni pas in polarni ali hladni pas.

a) Tipi podnebja v tropskem pasu

Vsi tipi podnebja v tropskem pasu so si podobni po tem, da je sonce tam vse leto visoko na nebu, zato so tudi temperature vse leto skoraj enako visoke, letne temperaturne amplitude so majhne, pomembnejše so pa dnevne amplitude. Poedini tipi podnebja v tropskem pasu pa se razlikujejo med seboj po množini padavin in po padavinskem režimu.

Med glavne tipe podnebij v tropskem pasu štejemo predvsem: ekvatorialno podnebje, savansko podnebje, tropsko pol suho in tropsko suho podnebje.

1. Ekvatorialno podnebje. V ekvatorialnem podnebju so skozi vse leto enake temperature in padavine nastopajo tudi skozi vse leto. Dežja je obilo, navadno v obliki popoldanskih nalivov. Največ ga je ob obeh enakonočjih, ko je sonce v zenitu. Ozračje je vlažno in skoraj brez vetrov. Tu vladajo tako imenovana tropska zatišja. Značilno za to podnebje je, da omogoča zelo bujno vegetacijo s trajno zelenim tropskim gozdom. Ekvatorialno podnebje se razteja nekako do 5° severnega in južnega vzporednika. Ob vzhodnih obalah kontinentov, nad katere pihajo vlažni vetrovi, to je pasati monsunskega tipa, sega to podnebje še dalje proti severu in jugu.

2. Savansko podnebje je severno in južno od ekvatorskega podnebja, približno med 5° in 15° vzporednikom. Tod se oba zenitna padavinska viška časovno močno približata drug drugemu. Takrat se v poletju ustrezne polute s soncem vred preseli na ta področja ekvatorialno vreme z vsakodnevnim dežjem, pozimi pa ga zajame visok zračni pritisk z ustrezne polute s suhimi vetrovi — pasati in jasnim vremenom. Na osnovi tega nastopajo tod redne menjave deževnega in suhega letnega časa v poletju in zimi ustrezne polute. Suhi letni čas je tem daljši, čim dlje smo od ekvatorja, pa tudi celotna množina padavin v tej smeri pojema. To zmanjšanje padavin je približno od 1500 do 500 mm. Zaradi dolge sušne dobe gozd polagoma slabi, prevladujejo savane, področja z osamelim drevjem, po katerih tudi to podnebje imenujemo. Vzhodne obale kontinentov, ki so v omenjenih geografskih širinah bolj namočene, savansko podnebje navadno ne zaseže. Tukaj je dokaj podobno tropsko monsunsko podnebje, le da je tu glavni vzrok poletnega dežja monsunsko zračno strujanje.

3. Tropsko pol suho in tropsko suho podnebje sledi savanskemu podnebju proti severu in jugu nekako od 15° do 30° vzporednika. To je stalno območje subtropskega visokega zračnega pritiska oziroma pasatov. Zato se v tej smeri uveljavlja pol suho — semiaridno in suho — aridno tropsko podnebje. Padavine se gibljejo od 250 do 500 mm na leto, kar še zadostuje za rast trave, to je, tod imamo tropske stepe. Z zniževanjem padavin pod 250 mm pa nastajajo tropske puščave. Ob zahodnih obalah kontinentov sega puščava celo do morja, kjer je tudi obala pod vplivom suhih pasatov, ki pihajo s kontinenta.

Do morja sega puščava na severni poluti v zahodni Sahari in južni Kaliforniji, na južni poluti pa v južnoameriški Atacami, južnoafriškem Namibu in v zahodni Avstraliji.

Ob vzhodnih obalah kontinentov tudi ni puščave, ker jim pasati z morja prinašajo vlažne zračne gmote, ki povzročajo tod dokaj izdatne padavine.

b) Tipi podnebja v subtropskem pasu

Nekako od 30° do 45° vzporednika se na obeh polutah širijo področja, v katerih prevladuje subtropsko podnebje. Na tem področju tropsko podnebje prehaja v zmerno podnebje. Na tropska področja spominja še močna splošna segretost ozračja, na zmerni pas pa pojav letnih časov, ki so posebej določeni s temperaturnimi razmerami z jasno izraženo temperaturno amplitudo. V glavnem lahko razlikujemo 3 tipe subtropskega podnebja, ki pa si sledijo od zahoda proti vzhodu in ne od juga proti severu.

1. Sredozemsko ali etezijsko podnebje. Ta tip podnebja imenujemo po evropsko-afriškem Sredozemlju, ali pa po tamkajšnjih svežih in suhih poletnih vetrovih, ki jih imenujemo »etezije«. To podnebje zavzema subtropska področja ob zahodnih obalah kontinentov, ki se med letom z gibanjem sonca tako rekoč selijo iz tropskega v zmerni pas in nazaj. Poleti jih zajema ustaljeni subtropski visoki zračni pritisk, v katerem prevladuje suho in jasno vreme. Na našem Sredozemlju se navadno razrašča azorsko področje visokega zračnega pritiska ali pa prodor področja visokega zračnega pritiska iznad Afrike preko Sredozemlja v srednjo Evropo. Drugačna situacija je pozimi, ko zahodni vetrovi s potujočimi tvorbami ciklonov in frontalnih motenj vplivajo na spremenljivo vreme. Zato je poletje na tem področju sorazmerno vroče in suho, zima pa je pretežno dokaj oblačna in bogata padavin. Sredozemsko podnebje s svojo poletno sušo povzroča čisto svojevrstno naravno okolje, ki je značilno predvsem po zimzeleni vegetaciji skozi vse leto.

Značilnosti sredozemskega podnebja so razprostranjene poleg našega Sredozemlja še v Kaliforniji, v Severni Ameriki, v srednjem Čilu, Južni Ameriki, Kaplandiji v jugozahodni Afriki in jugozahodni Avstraliji.

2. Subtropsko polsuho in suho podnebje. Ta tip podnebja predstavlja najbolj severni in južni pas subtropskega podnebja. Nastaja daleč v notranjosti celin, kamor že ne dosega več kakor 250 do 500 mm padavin. Zato se tam širijo subtropske stepe in puščave. Od podnebja tropskih step in puščav se razlikuje po tem, da se že zaznava letna temperaturna amplituda od step in puščav zmernege pasu, ne pa po tem, da zima še ni ostra in da dež,

kar pa pade, ne pade poleti, temveč pozimi, kar je še vpliv sredozemskega padavinskega režima. Področja tega podnebja so predvsem v prednji Aziji, to je notranjost Male Azije, Mezopotamija, Iransko višavje in nadalje še južni del Sovjetske Azije in Arabije. Stepe in puščave na teh področjih široko prehajajo v tropske stepe in puščave na jugozahodu in v stepe in puščave zmernega pasu na severu in zahodu. Tako oblikujejo sklenjeni pas puščav in suhih step, ki se vlečejo od atlantske obale in Sahare daleč v osrednja področja Azije.

3. *Vlažno-monsunsko-subtropsko podnebje.* Za vzhodne obale kontinentov v subtropskih geografskih širinah je značilen močan poletni dež, posledice ovlaženih zračnih gmot, ki jih prinašajo pasati ali monsoni iznad morja na ta področja. To podnebje označujemo tudi kot subtropsko monsunsko podnebje ali pa kot subtropsko podnebje s poletnim dežjem. Tukaj tudi pozimi često padajo padavine. Zaradi močne poletne moče in visokih temperatur v tem času, ki spominjajo celo na tropske, raste tod bujen subtropski gozd, ki se proti jugu brez presledka nadaljuje v tropski gozd.

Temu podnebjju pripada velik del jugovzhodne Azije, zlasti južna Kitajska in jugovzhodna Afrika — Natal, jugovzhodna Brazilija ter zahodna in severna obrežja Mehiškega zaliva s Florido.

c) Tipi podnebja v zmernem pasu

Osnovna značilnost zmernega pasu je v tem, da so za menjavo temperaturnih letnih časov sorazmerno dobri pogoji. Tukaj se vreme tudi zelo spreminja, kar je posledica zahodnega zračnega kroženja, ki ga dirigirajo valovi polarne fronte s potujočimi cikloni. Do razlik med poedinimi tipi podnebja v tem pasu pa prihaja zaradi geografske širine, ki vpliva na dolžino poletja, in zaradi različne oddaljenosti od oceanskih vplivov, ki povzročajo različno stopnjo kontinentalnosti podnebja.

V zmernem pasu so poglavitni tile tipi podnebja: oceansko — morsko podnebje, kontinentalno — celinsko podnebje, subarktično in subantarktično podnebje.

1. *Oceansko — morsko podnebje.* Na zahodne predele kontinentov neposredno zadevajo zahodna zračna strujanja s frontalnimi in ciklonalnimi padavinami. Zaradi močnih vplivov oceanov in njihovih toplih tokov nastaja tukaj podnebje, ki ga

imenujemo oceansko ali morsko. Značilnosti tega podnebja so predvsem: mile zime in sveža poletja. Temperaturna amplituda v teku leta znaša le od 13° do 15° C. To je rezultat počasnejšega in slabotnejšega segrevanja in ohlajevanja morja, pa tudi obilnih padavin čez vse leto, katerih pa je največ pozimi, ko je vpliv potujočih ciklonskih in frontalnih sistemov najmočnejši. Zaradi teh vremenskih procesov nastajajo mile zime z malo snega, ki ne obleži dolgo. Značilnosti vremena na tem področju so predvsem močna oblačnost, meglenost in tudi vetrovnost. Zanimivo je, da tudi padavine, ki sicer niso zelo obilne, saj znašajo od 600 do 800 mm v nižinah zahodne Evrope, vendar zaradi svojega enakomernega režima, vlažnega in oblačnega ozračja ustvarjajo podnebje, ki je ugodno za vegetacijo in počutje človeka.

Oceansko podnebje se za gorami neha z ostro mejo, in sicer tam, kjer je kontinent kmalu za obrežjem proti zahodu zaprt z gorami, kakor je v Kanadi in na severovzhodu Združenih držav, v južnem Čilu idr. Kjer pa je na široko odprt proti oceanu, kakor je to v Evropi, segajo oceanski podnebni vplivi daleč v notranjost, v srednjo in vzhodno Evropo in celo v zahodno Sibirijo. Gotovo je, da ti vplivi poenjujejo v notranjost kontinenta in tako se oblikuje prehod med oceanskim in kontinentalnim podnebjem. Takšen prehod je na primer srednjeevropsko podnebje, kateremu pripadajo tudi področja Slovenije.

2. Kontinentalno ali celinsko podnebje. V zmernem pasu se v notranjosti kontinentov, zlasti v zahodni Evropi, Sibiriji in v notranjosti Severne Amerike, poraja podnebje, ki ga imenujemo kontinentalno ali celinsko podnebje. Za ta tip podnebja so značilne ostre zime in vroča poletja, iz česar sledijo velike letne temperaturne amplitude, ki se gibljejo od 20 do 40° C, a v vzhodni Sibiriji celo do 60° C. Največ padavin pade poleti, v glavnem v obliki ploh in neviht, ki jih povzroča termična konvekcija. Za vegetacijo so te zelo važne, ker padajo v življenjskem obdobju vegetacije, to je pozno spomladi in v zgodnjem poletju.

Kontinentalno podnebje zajema zelo široka področja. Različne geografske širine in različna oddaljenost od morja po svoje vplivajo na določeno razliko med poedinimi pasovi tega podnebja. Geografska širina ima določen vpliv na dolgotrajnost poletja. Južnejši kraji poleg tega imajo še dolgo poletje. V njih uspevata še koruza in ozimna pšenica. Tovrstno podnebje imata v Evropi predvsem Padska nižina in Podonavje, v Severni Ameriki ZDA, kjer obstoja znani »koruzni pas« (Corn Belt), v Aziji severna Kitajska, Koreja in severna Japonska.

Bolj proti severu vlada kontinentalno podnebje, katerega značilnost je kratko poletje in daljša, ostrejša zima. Zaradi dolgega poletnega dne še vedno nastajajo vroči dnevi v poletnem času, kakor tudi izredno hladni dnevi v zimskem obdobju. Nekateri imenujejo ta tip vremena tudi »podnebje jarega žita«, saj obsega večino vzhodne Nemčije, Poljske in osrednje Rusije ter se razprostira nekako do 56. vzporednika tudi v Sibirijo. V Severni Ameriki je najbolj značilno za kanadske pririje.

Ugotovljeno je, da z oddaljenostjo od morja raste stopnja kontinentalnosti podnebja. V vzhodni Evropi, zlasti pa v Sovjetski zvezi, proti jugovzhodu ta stopnja kontinentalnosti močno narašča. Padavin je vedno manj, temperaturne amplitude so vse večje, gozd se umika stepi, nadalje se porajajo polpuščave in puščave. Zaradi teh podnebnih elementov je tod že stepsko in puščavsko podnebje zmernege pasu. Tovrstno podnebje je značilno za jugovzhodne predele SSSR, za sovjetsko osrednjo Azijo in za predele Severne Amerike, ki segajo globoko v notranjost ZDA.

3. Subarktično in subantarktično podnebje. Območje od 50. do 65. vzporednika, ki zajema v Evropi Švedsko, Finsko in Sibirijo, a v Severni Ameriki od Alaske do Labradorja, zajema podnebje, ki ga imenujemo subarktično. Ta področja zajemajo najbolj severne predele zmernege pasu. Zima je dolga in ostra, poletja pa zelo kratka, vendar še izrazita in sicer zaradi dolgega dne, ki na območju 55. vzporednika traja junija dobrih 17. ur, ob 65. vzporedniku pa celo dobrih 22 ur. Zaradi tega je tu še razvita močna gozdna vegetacija — tajga. Zaradi dolge zime pa so tla v globokih plasteh zemlje ponekod že stalno zamrznjena, kar je tu znano pod pojmom »mrzlota«. Subarktično podnebje sega na sever nekako do julijske izoterme $+10^{\circ}\text{C}$, kjer se tudi končuje gozd in se začnejo področje tundre. Na južni poluti pa obstaja v navedenih geografskih širinah subantarktično podnebje z značilnostmi subarktičnega podnebja.

d) Podnebje v polarnem pasu

Na območju polarnega pasu poletja v pravem pomenu ni ali pa traja le nekaj dni. Podobno kakor v tropskem pasu visoke vladajo tu vse leto nizke temperature s hladnim vremenom. Padavin je malo, v glavnem pod 250 mm, toda zaradi hladnega ozračja in neznatnega izhlapevanja so vendar pomemben dodatek k dolgotrajni snežni odeji. Na območjih, kjer sneg vsako leto ob zelo toplih dneh, ki so izreden pojav, za kratek čas le skopni, rastejo mahovi, lišaji itd.

Tod imamo značilno tundro. Še bolj proti severu, to je na Severnem ledenem oceanu, na Grönlandiji in na južni poluti na Antarktiki pa je podnebje večnega snega in ledu.

e) *Gorska podnebja*

Ugotovljeno je, da gorovja povzročajo posebno podnebno značilnost. Temperatura v goratih predelih z višino pada ter s tem krajša poletja in daljša zimska obdobja. Zaradi tega imajo gorovja marsikje podnebje in vegetacijo, ki spominja na subarktično ali celo polarno podnebje.

V gorah z višino ne pada samo temperatura, temveč se večja tudi amplituda, kar je posebno izrazito v dnevnem kolebanju. Sončno obsevanje je ob jasnem vremenu posebno močno, zato so velike toplotne razlike med nočjo in dnevom.

V gorah so močne temperaturne razlike tudi glede na višino in povzročajo tako imenovane višinske temperaturne pasove, ki se kažejo v višinskih pasovih rastja, kar se zrcali v višinski meji kmetij in kulturnih rastlin. Take pasove je možno opaziti v naših gorah, prav tako pa tudi v tropskih višavjih Latinske Amerike. Tam si sledijo od spodaj navzgor tako imenovana »tierra calliente« — vroča zemlja s tropskim naravnim in kulturnim rastjem, nato »tierra templada« — zmerna zemlja z rastjem, ki ustreza toplejšim predelom zmernege pasu, nadalje »tierra fria« — hladna zemlja z rastjem, ki je podobno rastju v hladnejših predelih zmernege pasu, in nad njo svet bujnih gorskih pašnikov — »paramos« ali pa bolj pustih step — »punas«.

Ob gorovjih se nadalje povečuje količina padavin, zlasti na njihovih obrobjih proti vlažnim zračnim gmotam, kjer so te prisiljene dvigati se. Še posebno na določeni višini, nekako na 2000 m, so padavine in tudi oblačnost zelo pogosti. Zato so gorovja v tistih predelih, kjer so nižine zelo suhe, področje bujnejšega rastja pa tudi gostejše naselitve sredi nižinskih puščav, kakor je na primer Etiopija, in dajejo namakalno vodo za suha podgorja. Taka področja so v osrednji in prednji Aziji. Nič manj značilni niso za gore posebni gorski vetrovi, od katerih naj omenimo suhi in topli fen, osvežujoči nočnik idr.

Posebno značilnost goratega in hribovskega sveta je treba poudariti pri poznavanju tako imenovane makroklimе, to je: manjših, drobnih, krajevnih razlik glede na klimatske razmere v prisojnosti in osojnosti, oblačnosti, vetrovnosti, namočenosti idr. Mikro klimat-

ske razmere določajo marsikaj v razporeditvi naselij, obdelovanja zemljišča in turističnih vabljalivosti, prav tako pa so pomembne tudi v nižjem količnjak razgibanem svetu. Tudi v gorskem podnebju se kljub vsem njegovim posebnostim kažejo vodilne poteze osnovnih podnebnih tipov, ki segajo v gorski svet.

V slovenskih Alpah so južna pobočja bolj namočena, imajo bolj umerjena temperaturna nihanja in so zato bolj porasla z občutljivejšim bukovim gozdom kakor severozahodna, na katerih je bolj kontinentalna klima in zato tod prevladujejo iglavci. Še bolj je vse to možno opazovati v celotnem alpskem svetu.

Zahodne Alpe kažejo mnogo bolj surovo, vlažno in oblačno »oceansko« podnebje kot vzhodne, zato so tudi mnogo bolj poledenele. Južna stran v Italiji in Franciji kakor tudi pri nas v Posočju pa kaže znake sredozemskega podnebja, ki je značilno po toplejšem in bolj suhem poletju ter močnih jesenskih in zimskih padavinah.

Kavkaz je zanimiv na svojem jugozahodnem delu, kjer segajo daleč v višino izrazite poteze vlažnega subtropskega podnebja z bujnim rastjem, na severovzhodu pa je skrajno kontinentalno in suho podnebje. Tudi gorovja na zahodu Severne Amerike so na tihoceanski strani močno namočena, kar kaže na oceansko podnebje, v notranjosti, za Skalne gore pa je značilno pusto in suho podnebje, ki je podobno kontinentalnemu podnebju.

4. Oris podnebja Jugoslavije in Slovenije

a) Nekatere značilnosti podnebja v Jugoslaviji

Če pogledamo na zemljevid Jugoslavije, opazimo, da imamo na severu Panonsko nižavje, ki je obdano z gorskim lokom Karpatov, Karavank, Alp in Dinaridov. Panonsko nižavje je neposredno zvezano z ostalimi predeli Evrope le na dveh področjih, in sicer: preko Dunajskih vrat in preko Djerdapske soteske. Dunajska vrata so mnogo širša odprtina od Djerdapa, kar povzroča, da so severozahodni vetrovi manj fenizirani kakor pa vetrovi iz drugih smeri. Zato tudi padavine v Panonskem nižavju nastajajo pretežno ob prehodu hladnih ali toplih front od severozahoda, to je nasprotno kakor v pretežnem delu Slovenije, razen v severovzhodnih predelih. Ker gredo zračne gmote v nižinah skozi zoženo grlo Dunajskih vrat, piha tamkaj vedno močan veter, saj je Dunaj poznan kot mesto vetrov.

Podoben pojav, a še v izrazitejši obliki je veter na področju Djerdapa. Ta namreč nastopa ob vzhodnih ali jugovzhodnih zračnih tokovih: tedaj namreč prehaja skozi Djerdap v Panonsko nižavje večji del zračnih gmot, ki so se zajezile ob vzhodnem robu karpatsko-balkanskega gorskega sistema. Tako nastane silna zračna struja, ki se usmerja iz Djerdapa v Panonsko nižavje in jo imenujemo košava. Ta veter se razliva po Panonskem nižavju in zaradi tega hitro slabi, vendar še doseže okolico Novega Sada. Del zračnih gmot se prav tako mnogokrat prevali preko vrhov in slemen Karpatov ter pada v Panonsko nižavje kot pravi fen. Večina teh vetrov ali zračnih gmot pa ne doseže tal, marveč teče po hladnejši plasti nižinskega zraka. Košava je zaradi razlivanja po ravninskem svetu in že omenjenega fenskega efekta suh veter. Če pa pozimi z vzhodnimi vetrovi dospe hladni celinski zrak iz področja Rusije, sta razlivanje po ravnini in učinek fenskih efektov na temperaturo zraka močno oslABLJENA, ker je celinski zrak pozimi suh in hladen in je tedaj košava zelo mrzla. V takem primeru se skoraj ne dogaja, da bi se težki stabilno uslojeni celinski zrak vzpenjal ob vzhodnem obrobju Karpatov in se nato valil na drugo, zahodno stran gorovja, ampak skoraj v celoti prodira skozi Djerdapsko ožino. V tem primeru je košava izredno močna in lahko presega tudi hitrost 100 km na uro. Ugotovljeno je, da proti zahodu moč košave tudi v teh vremenskih situacijah naglo popušča. Zaradi pogoste košave so kraji blizu Djerdapa, podobno kakor Dunaj, področje vetrov, le da so tu ti neprimerno močnejši. K tem področjem spada Bela crkva v Banatu in deloma tudi Beograd.

Vetrovi, ki prodirajo v Panonsko nižavje od jugozahoda ali juga, imajo zaradi spuščanja lastnosti fena. Zato se temperatura v Panonskem nižavju tudi sredi zime lahko dvigne nad 15° C. V Beogradu so celo v januarju zabeležili temperaturo nad 20° C. Močan mraz nad Panonskim nižavjem se razvije le po že zapadlem snegu in ko se tukaj ustali mirno in jasno anticiklonsko vreme.

V teh primerih nastopijo značilne temperaturne inverzije, ki so posledica jezera hladnega zraka v Panonskem nižavju. Nastopajo izredno nizke temperature, ki presegajo celo — 35° C. Vendar so to razmeroma redki pojavi in so omejeni predvsem na januarsko in februarsko obdobje, kadar ni vetrov. Značilno pa je, da so vsi vetrovi Panonskega nižavja bolj ali manj fenskega značaja in je zato podnebje tega področja sorazmerno milo. V pretežnem obdobju leta ti vetrovi ustvarjajo nekak "topli otok. V poletni dobi se zaradi enakega vzroka, to je fenskih efektov in razlivanja zraka po Panonski nižini, razvijejo tod žarišča vročine. Ker pa je ta preogreti zrak obdan s hladnejšimi zračnimi gmotami v Karpatskem gorskem si-

stemu, so v Panonskem nižavju zelo pogostne krajevne vročinske nevihte, ki nastopajo zlasti pogosto v poznih popoldanskih urah ali zvečer. Proti zahodu Panonsko nižavje izgublja ekstremni značaj svoje klime in postopno prehaja v podnebje, kakršnega ima Slovenija. To nastaja iz učinka zračnega dotoka skozi dunajska vrata. Ker so ta širša od Djerdapa, omogočajo boljšo zamenjavo zračnih gmot v zahodnem Panonskem nižavju. Ugotovljeno je, da največje padavine v Panonskem nižavju nastopajo ob egejskih ciklonih, ko v višinah pihajo topli jugovzhodni ali južni in celo jugozahodni vetrovi, medtem ko v nižinah teče hladnejši zrak od vzhoda ali severozahoda. Ob takih vremenskih situacijah hladni zrak preprečuje fenske pojave v višinskih vetrovnih sistemih in tako omogoča sorazmerno izdatne padavine. Prav egejski cikloni povzročajo izdatne padavine tudi v ostalih predelih Jugoslavije, razen na področjih severozahodne Jugoslavije, to je Slovenije in Hrvaške, medtem ko so v jugovzhodnih predelih Jugoslavije, v Makedoniji in Srbiji, v teh primerih izredno močne.

Skozi Srbijo se razteza značilna Moravsko-Vardarska dolina, ki Panonsko nižavje veže z Egejskim morjem. Ker je ta dolina dokaj ozka, se tudi tod razvijejo živahni vetrovi, zlasti ko je zrak težak in stabilen. To stabilnost pa povzroča predvsem celinski hladni zrak. Na osnovi tega se ustvarja znani »vardarac«, ki nese hladne zračne gmote proti solunskemu zalivu. Na obeh straneh Moravsko-Vardarske doline dobiva podnebje bolj gorski značaj, to je pogosto brezvetrje, temperaturne inverzije v anticiklonskem vremenskem stanju in pa povečane množine padavin ob prodorih frontalnih sistemov preko teh področij. Tudi v Makedoniji so zime kljub južni legi razmeroma hladne. Zanimivo je, da ima Bitolj približno enako povprečno zimsko temperaturo kakor Ljubljana, to je nekaj pod -2°C . V poletni dobi so značilna tako imenovana sredozemska suha obdobja z visoko vročino, ko včasih temperatura doseže celo 40°C .

Dolina Timoka v vzhodni Srbiji tvori samostojno klimatsko enoto, ki veže Romunsko nižavje s Timoškim bazenom. Skozi to odprtino teče pozimi nakopičeni hladni zrak iz Romunije, ki se pri tem vzpenja. Tako nastopa namesto fena kondenzacijski in ohladitveni vremenski proces. Zaradi tega se znižuje zimska temperatura Timoške doline za nekaj stopinj. Tudi ob mirnem anticiklonskem vremenu pozimi nastaja v dolini Timoka izrazita temperaturna inverzija z nizkimi temperaturami v spodnjih plasteh. Egejski cikloni pa so glavni nositelji padavin. V poletnem obdobju pa se na tem področju pojavlja silna vročina, ki je posledica trdoživih anticiklonskih področij visokega zračnega pritiska, kateri dovajajo iz

Male Azije, preko Egejskega morja in Grčije suhe vroče tropske zračne gmote. V tem času vladajo tod tako imenovana maloazijska področja visokega zračnega pritiska.

Ozemlje Bosne ima gorsko klimo, ki je značilna predvsem po izdatnih padavinah in znižanih temperaturah pri severnih in severovzhodnih vetrovih. Tukaj se v poletnem času pojavljajo tudi izredno močne otoplitve v kotlinskih predelih. Kot posledica fenskih pojavov visoke temperature nastopajo tudi sredi zime. Za okolico Sarajeva oziroma za vso Sarajevsko kotlino so značilne izredno hitre spremembe temperature zraka, zlasti med ohlaiditvami.

Tako v Sarajevu lahko v nekaj urah pride do izredno nagle spremembe vremena, in sicer iz toplega južnega v hladno zimsko in obratno. Druga značilnost za ta območja je, da sneg pada skoraj v vseh letnih časih: leta 1931 je snežilo 15. in 22. septembra, leta 1918 celo v juliju. Pomladanski in jesenski sneg je v Sarajevu vsakoletni pojav, pa tudi v drugih področjih Bosne. Temperature na dnu Sarajevske kotline so ob mirnem jesenskem in zimskem vremenu zaradi temperaturne inverzije nizke, saj dosegajo celo do -33°C , vendar so omejene le na sorazmerno plitve plasti zraka. Na drugi strani Dinarskega gorstva, kjer se razprostira Hercegovina, ki jo Dinarska gorstva ščitijo pred vplivom hladnih kontinentalnih tokov, je veliko milejše podnebje in se le malo razlikuje od podnebja Dalmacije.

Črna gora ima zaradi visoke lege in vsestransko razporejenih gorskih sistemov izrazito gorsko podnebje, razen predelov v Kotorskem zalivu in ob Jadranski obali. Gorsko podnebje Črne gore je sorazmerno hladno z obilnimi padavinami, medtem ko je podnebje ob Jadranski obali in tudi v Kotorskem zalivu sorazmerno milo. Obilne padavine povzročajo južni vetrovi, ki se tu ob Lovčenu, Orjenu in Durmitorju naglo vzpenjajo, kar daje temu podnebju podobne značilnosti, kot jih ima podnebje Bovca in okolice, to je izdatne padavine in pogoste nevihte. Gorske pregraje in ciklonalna aktivnost povzročajo izredno močne padavine na področju Črne gore, in sicer nad Boko Kotorsko, kjer na Crikvenicah pade nad 5000 m, kar je ena od največjih množin padavin v Evropi. Omeniti moramo, da ima Plevlje prav tako ekstremne temperature, ki so posledica temperaturnih inverzij in kakor Sarajevo nagle spremembe vremena. Tudi področje Titograda ima zaradi orografskih vzrokov značilnost podobnega dalmatinskega podnebja.

Na Hrvaškem razlikujemo v glavnem nižinsko podnebje na vzhodu, nadalje gorsko podnebje na zahodu in obmorsko podnebje ob Jadranski obali. Te glavne tipe delimo še v manjše podtipe. Gospič

ima podnebje, ki je zelo podobno podnebjju v Sarajevu in Plevlju, saj so v Liki zabeležili temperature tudi pod -30°C . Padavin pa na tem področju ni mnogo, saj tukaj obstojajo fenski efekti, ki so sušni pojavi.

Poglejmo ekstremne temperature v Jugoslaviji. Najvišje temperature vrednosti premore Mostar: $46,2^{\circ}\text{C}$ v juliju, v avgustu 43°C , a Crikvenica: $39,2^{\circ}\text{C}$ v avgustu; torej Hercegovsko in Dalmatinsko področje. Temu sledi ravninsko Panonsko področje, kjer izkazuje Slavonska Požega najvišjo temperaturno vrednost $38,4^{\circ}\text{C}$ in gorati svet z Ravno goro: $32,0^{\circ}\text{C}$. Absolutni minimi nastopajo predvsem v goratem svetu, zato so najnižjo temperaturo na tem področju izmerili na Ravni gori $-32,0^{\circ}\text{C}$, temu sledi nižinski Panonski svet s Slavonsko Požego, kjer so izmerili vrednosti $-29,2^{\circ}\text{C}$, medtem ko so na Dalmatinskem področju najmilejše najnižje temperature, in sicer v Crikvenici le -14°C .

Kakor je znano, v zahodnih predelih Jugoslavije povzročajo padavine v glavnem jadranski cikloni, v južnih, vzhodnih in severovzhodnih pa egejski cikloni in termične nevihte, ki nastajajo ob labilnem vremenu in sorazmerno visokih temperaturah in vlažnostnih razmerah v ozračju.

Če na kratko povzamemo osnovne značilnosti podnebja Jugoslavije, moramo povedati, da je iz smeri Panonske nižine močan vpliv hladnih ali toplih suhih kontinentalnih prodorov zraka, od zahoda in juga pa se prelivajo morske zračne gmote, ki prinašajo vlažen zrak. Ta po svoje učinkuje na vreme in podnebje Jugoslavije. Vplivi Jadranskega in Egejskega morja na vremenotvorne procese in na podnebje naše države so relativno omejeni na ozko področje, in to predvsem zaradi visokih gorskih pregraj od Alp, preko Dinaridov do Boke Kotorske. Tod vlada umerjeno sredozemsko podnebje. Pretežni del države pa je v območju zmerne kontinentalne klime, ki se kaže predvsem v močnih zimskih in letnih ekstremih temperature zraka, kakor tudi v določenih pogojih padavinskega režima glede na orografijo in kontinentalnost.

Področja Jugoslavije, ki so pod vplivom morja, imajo majhno dnevno kolebanje temperature. Zime so tukaj blage, poletja vroča, jeseni tople, a spomladi prevladujejo umerjene temperature. Pozimi na vsej Jadranski obali temperatura ne pade pod 5°C in se na južnem Jadranu giblje v območju celo nad 10°C .

Poletje ima veliko bolj umerjeno temperaturno polje, saj se povprečne temperature zraka gibljejo približno od $23,4^{\circ}\text{C}$ na severnem Jadranu (Koper) do $25,9^{\circ}\text{C}$ v Dubrovniku. Ti podatki so

izmerjeni za srednje vrednosti v juliju, ki je najbolj topel mesec jadranskega področja.

Posebnosti jesenskega obdobja na Jadranu in v notranjosti so predvsem v tem, da imamo blago podnebje, ekstremi temperatur so mili in ni velikih skokov glede na glavne meteorološke elemente. To delno velja tudi za spomladansko obdobje, ki pa je nekoliko hladnejše od jesenskega; njegova posebnost so močnejše ohladiitve predvsem v kraških poljih, kotlinah in dolinah.

Posebnost podnebja Jugoslavije je na področju Makedonije, kjer je opazen močan vpliv Egejskega morja. Zato so v dolini Vardarja, okrog Tikveša in Strumice zelo visoke letne temperature, medtem ko je tod v zimskem obdobju sorazmerno blago vreme.

Drugačne posebnosti podnebja Jugoslavije kažejo planinski predeli. Na njih so v glavnem hladne zime, mila poletja, jesensko in spomladansko obdobje je bolj hladno, vendar sorazmerno toplejše kakor zima. Ostali predeli Jugoslavije imajo glede temperaturnega polja to podobnost, da pozimi srednja temperatura pada od morja proti notranjosti, a poleti polagoma raste. Posebnost podnebja Jugoslavije je tudi prehajanje podnebja iz podnebja Sredozemlja v podnebje srednjeevropskega področja. To so predvsem predeli Jadranske obale z zaledjem do 80 kilometrov, del Hrvaške, Bosne in Črne gore.

Kontinentalni del Jugoslavije ima sorazmerno hladne zime in tudi množina padavin je majhna. Eno najbolj hladnih predelov Jugoslavije je Negotinska kotlina, kljub temu, da določena področja v naši državi premorejo nižje januarske srednje temperaturne vrednosti. V Negotinu je dolgoletna srednja vrednost $-2,6^{\circ}\text{C}$, isto vrednost pa ima tudi Sarajevska kotlina. Nekoliko višji predeli imajo še nižjo srednjo vrednost: Planica ima $-5,4^{\circ}\text{C}$, a Jezersko $-3,8^{\circ}\text{C}$.

Posebnost kontinentalnega tipa podnebja Jugoslavije glede na temperaturne prilike so močne letne amplitude, to je: vladajo sorazmerno ostre zime in dokaj vroča poletja.

Podnebje Jugoslavije je glede na temperaturo in padavine kakor tudi na ostale meteorološke elemente možno porazdeliti na več podtipov, ki se vrstijo od Jadrana do Panonske nižine in Karpatov, in od Pomurja preko Slavonije, Bačke, Banata, Pomoravja vse do področja Kosova, Šar planine in ostalih področij Makedonije. Vsako od teh področij ima poseben tip podnebja z določenimi otenki, vendar v tem delu ne moremo obravnavati vseh teh posebnosti.

Če prikazu podnebja Jugoslavije dodamo še podatke o množini padavin in njihovo porajanje, opazimo, da so področja z izdatnimi

padavinami predvsem ob Julijsko-dinarski pregraji, od tod naprej proti celini kontinenta pa se množina padavin zmanjšuje. Zanimivo je, da je izredno veliko padavin predvsem na področju Crikvenice, kjer pade na leto povprečno okrog 5000 mm padavin, a tudi v Sloveniji izkazujejo meritve na področju Julijcev okrog 3000 mm padavin.

Nizke množine padavin ima severovzhodna Slovenija — Pomurje, kjer se gibljejo letne množine padavin celo pod 800 mm. Področja s še bolj skopo množino padavin pa so primorska področja, obalni svet Jadrana z dalmatinskimi otoki, ki imajo letno celo pod 600 mm padavin. Glede na letno porazdelitev padavin je treba poudariti, da imata jugozahodni in južni del Jugoslavije v povprečju največ padavin jeseni in pozimi, medtem ko severni in severovzhodni in jugovzhodni predeli države dobivajo najizdatnejše padavine spomladi in jeseni.

b) Nekateri značilnosti podnebja Slovenije

Če hočemo določiti glavne vremenske procese, ki se pojavljajo nad Slovenijo in povzročajo to tipe podnebja, moramo poudariti, da so ti vremenski procesi močno modificirani glede orografske značilnosti Slovenije, pa tudi njene lege. Slovenija leži na prehodu med Sredozemljem, Panonsko nižino in Alpskim svetom, ki vsak po svoje vplivajo na vremenske procese oziroma na izoblikovanje vrednosti meteoroloških elementov. K orografskim značilnostim spada posebna razporeditev gorstev ali reliefa določenih gorovij glede na določene kotline in doline. Panonsko nižavje zlasti v vzhodni Sloveniji močno vpliva na vrednosti meteoroloških elementov. Nanje ima prav tako velik vpliv tudi Jadransko morje.

Ko prične učinkovati atlantski ciklonski sistem, se v Evropi in tudi v Sloveniji uveljavlja jugozahodno zračno strujanje. Ob Dinarskem gorstvu, zelo pogosto zlasti ob Risnjaško-snežniškem pogorju in nato ob Julijskih Alpah se ta zračna strujanja prisilno vzpenjajo ter od povzročajo najizdatnejše padavine. Te letno dosega ponekod nad 3000 mm. Vendar je jugozahodni tok ob omenjenih gorskih pregrajah sposoben za vzpon le tedaj, če je dovolj založen z vodnimi hlapi in ima na višini ustrezni padec temperature. Pri prvem dvigu zračnih gmot se sprosti dovolj latentne toplote, kar pospešuje dviganje zraka. Ob takih naravnih dogajanjih so pogoji za padavine odlični. Pri tem pa mora biti tudi višinski zračni tlak ali barometriški gradient toliko močan, da sproti odvajajo dvignjeni

zrak preko gorovja dalje proti severovzhodu. Če tako močnega baričnega gradienta ni, se vzpon kmalu ustavi, ker mora premagovati nasprotni pritisk že dvignjenega zraka. V takih primerih se more razviti le močna konvekcija, ki lahko povzroči sicer intenzivne, toda kratkotrajne in bolj krajevne padavine.

Če pa je višinski barični gradient dovolj močan in sproti odvaja dvignjeni zrak, se razvije nad Jadranom nižani zračni pritisk, to je jadranski ciklon. Padavine so tedaj zelo izdatne in dolgotrajne, tako da dosežejo mero nad 300 mm v 24 urah, kakor je bil primer dne 27. septembra 1962. Smemo trditi, da orografske pregraje Alp in Dinaridov nekako nadomeščajo frontalne površine.

Kadar pa zrak nima ugodnih pogojev za vzpon, bodisi da ni dovolj založen z vodno paro ali pa temperatura zraka z višino prepočasno pada, se ob gorovju zrak zajezi, kar povzroči višji zračni pritisk ob privetrni strani gorskih pregraj. V teh primerih zrak odteka preko sedel in prelazov, in tako govorimo o Postojnskih vratih, nadalje Dunajskih vratih idr., skozi katera prodirajo zračne gmote v osrednjo Slovenijo oziroma v Panonsko nižavje in povzročajo padavine. Ob teh vremenskih situacijah pa ni izdatnejših padavin in so omejene le na gorske in kotlinske predele. To se dogaja pogostokrat poleti, ko vlada nad Sredozemskim in Jadranskim morjem subtropski suhi režim, to je, ko doseže te predele suhi, tako imenovani »antipasatni zrak«. Ta zrak se napoji z vodnimi hlapi le v nižinah, poleg tega pa ima v višinah močne temperaturne inverzije. Ko atlantski cikloni zaradi omenjenih lastnosti, ki nimajo sposobnosti za vzpon, začno vleči ta zrak ob gorovju, ob teh orografskih pregrajah ne nastajajo padavine. V takih vremenskih prilikah je v Sloveniji lahko vetrovno in lepo vreme, zlasti v zahodnih predelih, kjer se zrak zaradi Panonskega nižavja vgreza. Nad Panonskim nižavjem se zrak grezi ne samo zaradi nižje nadmorske višine, ampak tudi zaradi tako imenovanega razlivanja v širino, ker ima nad ravnino več prostora, kakor pa v gorskih dolinah in kotlinah.

Ko v Evropi zavladava severozahodno zračno strujanje, ki spada v zaledje ciklonov, more hladni zrak zajeti Slovenijo po treh poteh, in sicer:

1. direktno preko Alp,
2. skozi Dunajska vrata ali preko Karpatov od severovzhoda, vzhoda ali jugovzhoda,
3. po dolini Rone in Padske nižine od zahoda ali jugozahoda.

Prva pot pomeni fen, ki je v zimski polovici leta zelo pogosta in uničuje padavine in oblake, v topli polovici leta pa jih zmanjšuje.

Prodor hladnega zraka skozi Dunajska vrata poplavi najprej Panonsko nižavje in šele od tod krene kot vzhodnik proti osrednji Sloveniji in Jadranu. V tem primeru pride do trčenja hladnega zraka, ki veje od vzhoda, s toplim zrakom, ki teče od jugozahoda. Če vlada pri tem v višinah močan jugozahodnik, ki sproti odvajajoč dvignjeni zrak, se razvije nad severnim Jadranom znani »Jadranski ciklon«. Posebnost tega ciklona je v tem, da topla fronta sicer ima lastnosti tople fronte, to je intenziven in razsežen vzpon toplega zraka, toda pomika se proti jugu kot hladna fronta. To fronto bi smeli uvrstiti med tipe retrogradnih toplih front.

Vdor hladnega zraka v Slovenijo od zahoda ali jugozahoda je najbolj pogost zlasti poleti.

Če pregledamo vremenske situacije, ki so značilne zlasti za zimsko dobo, dobimo predvsem naslednjo sliko: Evropo poplavlja hladen zrak od severozahoda ali severa, nad Genovskim zalivom, nad Padsko nižino ali nad severnim Jadranom se razvijejo tedaj močni cikloni. Vetrovi nad Slovenijo in pretežnim delom Jugoslavije so v tem primeru jugozahodni ali celo vzhodni, vendar hladni zrak ne more doseči Slovenije in se ob robu Alp odklanja v zahodno Sredozemlje. Ob takih primerih nastopi močna temperaturna razlika. V srednji Evropi v najhladnejših mesecih sneži, medtem ko v Sloveniji vlada toplo vreme. Tako je bilo na primer 24. in 25. decembra 1950, a tudi 25. oktobra 1951. Zanimivo je tudi, da konec januarja 1951 ob taki vremenski situaciji teh predelov ni zajel mrzel val, ki je sicer preplaval vso srednjo Evropo.

Hladni zrak v glavnem doseže Slovenijo le tedaj, ko se področje visokega zračnega pritiska zgradi severno od Alp in s tem usmerja hladne zračne gmote preko Dunajskih vrat v Slovenijo. Če pa hladni zrak iz vzhodne Evrope prodira preko Karpatov in deloma Balkana, lahko doseže Slovenijo od jugovzhoda. V takih primerih nastopa v Sloveniji kakor tudi v vsej jugovzhodni Evropi močna ohladitev, medtem ko v Srednji Evropi vlada južno vreme. Značilen tovrstni primer je bil sredi decembra 1948 in okrog 12. januarja 1950. leta. Zanimivo je, da obiskujejo Srednjo Evropo hladni valovi pogostejše kakor Slovenijo in sploh svet južno od alpsko-karpatskega gorskega sistema. Kljub temu povprečna zimska temperatura v Sloveniji ni višja kakor v Srednji Evropi. To dejstvo si je mogoče razlagati s pogostim pojavljanjem anticiklonov, ki se razvijajo pozimi v vzhodnih Alpah in se razraščajo preko Panonske nižine na področje Karpatov, kjer se združujejo z vzhodnim evropskim anticiklonom. Ta naravni pojav je opazoval že znani ruski klimatolog Vojejkov v letih 1884—1887 in imenoval to področje, kjer se uveljavljajo jedra viso-

kega zračnega pritiska, »glavna Evropska os vremena«. Ta os se vleče od Azorov preko Pirenejev, Alp in Karpatov vse tja do južnega Urala. Zaradi tega naravnega vremenskega dogajanja delimo Evropo v glavnem na dva predela: na področja severno od te vremenske osi, kjer vlada atlantski jugozahodnik, in južno od nje, kjer prevladuje celinski vzhodnik. Slovenija pa se razteza dokaj blizu te osi. Posledica te vremenske situacije v Sloveniji je brezvetrje. Tedaj se uveljavlja izdatno izžarevanje, ki v nižinah povzroča nizke temperature, zlasti če so tla zasnežena in je zamegleno. Ob teh vremenskih prilikah nastajajo najmočnejše ohladike v zaprtih kotlinah, kot so: Celovška, Celjska, Ljubljanska, Blejska, kotlina Trebnja, Novomeška, Kočevska, Babnega polja idr. V višinah je ob takih vremenskih stanjih po zakonu razporedbe temperature v anticiklonih sorazmerno toplo. Zato so temperature na višjih gorah, kakor je na primer Obir na Koroškem, Kredarica idr. mnogo višje, kakor pa v nižje ležečih krajih. Vpliv teh anticiklonov v Alpah se pozna tudi po megli, ki se pozimi zadržuje v njih več dni zaporedoma. Zaradi tega vzroka in pogostne severozahodne smeri višinskih vetrov so zime v Sloveniji in sploh v južnih predelih Alp v glavnem suhe. Posebnost podnebja v Sloveniji je tudi severozahodni fen, ki je sicer bolj višinski in redko kdaj doseže nižine. Vendar ta fen zmanjšuje ali pa celo povsem preprečuje padavine. Tako se dogaja, da celo med dolgimi obdobji atlantske cirkulacije v zimskem času, ko padajo v Srednji Evropi padavine, te ne dosežejo Slovenije, in sicer zaradi tega, ker v nižinah piha jugozahodnik, v višinah pa po zakonu tople advekcije severozahodnik, ki teče tako kot fen nad Slovenijo. Eden od mnogo takih primerov je bil v februarju 1946. leta, ko se je topel in suh zrak prelival čez Slovenijo, a v Srednji Evropi in Panonskem nižavju je vladalo mokro deževno vreme.

V zvezi z oblikami orografije nastopajo na Slovenskem močne podnebne razlike. Omenili smo že, da padavine kolebajo v Sloveniji od 3500 mm in še več v zahodnih Julijskih Alpah in na Snežniškem področju do približno 700 mm na skrajnem robu Pomurja. Toda gore ne vplivajo samo na padavine, ampak tudi na temperaturno polje. Dvigajoči se zrak se ohlaja, to pa lahko povzroči tako imenovano labilno stanje. Znižanje temperature dvigajočega se zraka povzroči, da se izoterme nad gorovji spuste navzdol. Zato zlasti pozimi, ko vlada južno vreme, v visokogorskih dolinah Planice, Kranjske gore, Jezerskega sneži, medtem ko v isti višini nad Ljubljansko kotlino ali drugod po Sloveniji dežuje. Šmarna gora, ki je enako visoka kot Mojstrana, ima pozimi do trikrat pogostejše dež kakor Mojstrana. Gore tudi zavirajo odtok hladnega zraka, ki se zajezi

v dolinah, in tako preprečujejo vpliv toplih vetrov. Gorenjska ima zaradi navedenih vzrokov razmeroma hladne in stalne zime in to tembolj, kolikor bolj je dolina zaprta in čim višje leži. To velja tudi za Koroško in sploh za zaprte kotline in ozke doline alpskega sveta. Nasprotno sliko pa kažejo področja, ki ležijo ob velikih poteh, ki vežejo Primorsko s Panonskim nižavjem, to je, ko pihajo vetrovi preko Postojnskih vrat, Ljubljanske kotline, doline Save in osrednje Slovenije proti vzhodu in zato ta področja razmeroma hitro podležejo odjugi. Kadar pa piha veter v nasprotni smeri, se tu razvija burja, razen v širokih kotlinah, kjer njena moč oslabi. Nižinski predeli Dolenjske, na primer kotlina Novega mesta, dobiva celo fen od jugozahoda, ki tedaj pada s Snežniško-risnjaškega pogorja. Tako se na tem področju sredi zime temperatura lahko dvigne do 16° C, kar se je zgodilo med drugimi primeri tudi 3. januarja 1949.

Ves okoliš ob Snežniku samem, kjer ima veter svoboden dostop (Ilirska Bistrica), se odlikuje po hitrih temperaturnih spremembah. Tudi Postojna pozna hitra kolebanja temperature, Ljubljanska kotlina glede tega tvori otok, kjer se pozimi jezero hladnega zraka upira dotoku toplih jugozahodnih vetrov. Zato je v Ljubljanski kotlini prehod od mraza na južno vreme mnogo počasnejši, kakor pa na Notranjskem in na Krasu.

V nasprotju s severovzhodnimi predeli Slovenije tvori Krška kotlina po večini topel okoliš; nad širokimi kotlinami in dolinami zaradi grezanja zraka pride do spuščanja in do zmanjševanja padavin ter do dviga izotermnih ploskev. Padavinski režim v Sloveniji nam ponazarja karta izohiet, ki tečejo precej paralelno z izohipsami. S tega je razvidno, da relief gorskih področij izredno močno vpliva na množino padavin na splošno. Nadalje je razvidno, da nad kotlinami nasploh, zlasti pa nad širokimi kotlinskimi področji, dež prehaja v sneg mnogo kasneje kakor pa nad hribovitim ozemljem, ki sicer leži v sorazmerno enaki višini. Tudi v Ljubljani se dež kasneje spremeni v sneg kot okrog Višnje gore in Grosuplja, četudi je višinska razlika komaj 100 m. Ob mirnem in jasnem vremenu se v dolinah in zaprtih kotlinah ustvarjajo jezera mrzlega zraka z meglo. Zanimivo je, da v Krški kotlini to ne pride veliko do veljave zaradi široke odprtine, ki veže to področje s Panonskim nižavjem. Zaradi tega tvori Krška kotlina sorazmerno topel okoliš, ki bolj ustreza klimatskim razmeram Panonskega nižavja. Tudi široka kotlina Novega mesta in Črnomeljsko-Metliška kotlina sta relativno toplo področje, vendar je tukaj moč že bolj opaziti pojave kotlinskega jezera hladnega zraka. Kolikor bolj je kotlina ozka in zaprta, tem ostreje pride do veljave jezero hladnega zraka. K takim pod-

ročjem spadajo: Kočevska kotlina, Babno polje, Bohinjska kotlina, Celjska kotlina, Mežiška kotlina idr.

Posebno poglavje je vprašanje visokogorskega podnebja v Sloveniji. V gorski klimi ima velik pomen ne samo absolutna višina, ampak tudi oblika in smer gorskega sistema. Tako tvori gorstvo Julijskih Alp dokaj pestro sliko, zlasti kar se tiče njegove značilne smeri, ki dirigira določene vremenske procese oziroma režim padavin in temperature. Tako so vetrovi prisiljeni k najbolj izrazitemu vzponu, vendar glavni odtok vselej teče po prelazih, in sicer pod Triglavom, preko Hribarice, Doliča in Luknje, deloma pa tudi preko Triglavskega ledenika. Kadarkoli je veter močnejši in je zrak deloma labilen, se vzpenja neposredno preko vrhov Julijskih Alp. V tem primeru pada temperatura vseskozi z višino. Ta primer je najbolj pogost zlasti med slabim vremenom, to je tedaj, ko prehaja hladna fronta ta področja ali pa zaradi močnega delovanja ciklona nad severnim Jadranom ali nad Genovskim zalivom. V prvem primeru pihajo vetrovi čez široke prelaze, kar se dogaja ob času šibkejših vetrov in stabilni stratifikaciji zraka. Tedaj se pojavljajo pogosto inverzije: na prelazih je hladneje kot na vrhovih. Ekspedicijsko merjenje temperature dne 23. avgusta 1950 v Kamniških planinah in dne 10. in 11. septembra 1951 na Triglavu je te domneve jasno potrdilo. Tako je bilo v prvem primeru na Koroškem sedlu ob 4. uri 15°C in ravno toliko je znašala temperatura na vrhu Grintovca, kljub temu, da je višinska razlika približno 800 metrov. V drugem primeru je bila temperatura na Kredarici enaka temperaturi na vrhu Triglava, in to kljub višinski razliki 300 metrov: ob 10. uri je bilo na vrhu Triglava in tudi na Kredarici $+6^{\circ}\text{C}$. Temperatura, izmerjena dne 15. septembra 1950 na področju Triglava med močnim jugovzhodnim vetrom in ob slabem vremenu, je vseskozi pokazala padec z višino. Na Triglavu je bilo od 9. uri 6°C med vihnim jugozahodnikom in močno meglo, na Kredarici 7°C pri sorazmernem brezvetrju, na Lukni 11°C ob močnem jugozahodniku, v Aljaževem domu pa 16°C ob brezvetrnem vremenu.

Zanimivo je, da v Kamniških planinah igra veliko vlogo odprtina Jezerskega prelaza, ki omogoča zračnim strujam prost odtok mimo višjih gorskih vzpetin. Ohladitve zaradi vzpona zraka so tu na splošno manjše kakor v Julijskih Alpah. Le pri vzhodnih in jugozahodnih vetrovih so v Kamniških planinah močni vzponi zraka in takrat so tukaj temperaturne razmere skoraj enake onim v Julijskih Alpah. V glavnem pa je znano, da v Julijskih Alpah sneži nižje kakor v Kamniških planinah. Tudi posamezni vrhovi kažejo glede tega razliko: Brana in Veliki vrh sta nedvomno hladna vrhova, ker

se na njima pojavlja sneg mnogo prej kakor na enako visokem Grebenu ali Storžiču. Tudi Stol v Karavankah zaostaja za Brano. Sedla pa so pri slabem in vetrovnem vremenu vedno hladna: Kamniško sedlo je mnogokrat pod snegom, Greben in Storžič pa ne. Storžič je verjetno eden naših najtoplejših vrhov v primeri z drugimi enako visokimi, ker je od dveh strani obdan s širokimi prelazi, kar pomeni, da ima značilno izolirano lego. Enako bi smeli domnevati za Obir na Koroškem, ki je prav tako zelo verjetno relativno topel.

Pohorje je sorazmerno zelo hladno gorovje, zlasti zahodni del, kar je razvidno iz podatkov o dolgem trajanju snežne odeje na tem področju.

Poleg dinamičnega efekta pride v gorah v poštrev tudi efekt sevanja, ki prav tako v nižinah povzroča navadno temperaturne inverzije. To se dogaja seveda le pri mirnem, jasnem vremenu. Tako so dne 12. septembra 1951 izmerili pri koči pri Triglavskih jezerih 7°C , v isti višini na Lukni 10°C , na Kredarici pa 11°C .

Znane so tudi temperaturne inverzije v Kamniških planinah, zlasti na Korošici, kjer je majhna višinska kotlina. V Bohinjskem gorovju je opaziti tovrstne inverzije na Govnaču. Dne 24. decembra 1939 so smučarji izmerili tod -36°C , medtem ko je na višjih slemenih bilo le -20°C .

V gorovju nastopajo previsoke temperature v primerjavi s preostalim ozračjem, in sicer med mirnim jasnim vremenom, zlasti ob golem skalovju. Tak primer nam izkazujejo meritve dne 23. avgusta leta 1950 na Grintovcu, ko je temperatura bila 15°C , medtem ko so v nižjih predelih izmerili le 8°C .

O visokogorski snežni odeji znani meteorolog Penck meni, da klimatska meja večnega snega leži na višini od 2500 do 2600 metrov, vendar ta njegova trditev velja za vodoravni teren. Strma pobočja, zlasti pa prisojna, so neugodna za kopičenje snega. Zato se na takih predelih snežna meja pomakne močno navzgor. Na popolnoma navpičnih stenah pa snežne odeje tudi na najvišjih višinah ni. Strmina naših gorskih sistemov naj bi bila vzrok, da so naše gore brez večnega snega, razen na bolj ali manj ravnih osojnih pobočjih ali v kotanjah. Primer za to je zeleni sneg na Triglavu, na Kaninu in posameznih manjših področjih. V zadnjih sušnih desetletjih se je po opazovanjih avstrijskih in švicarskih meteorologov meja večnega snega premaknila v višino 3000 metrov, kar se pozna tudi pri izginenju ali zmanjševanju omenjenih snežišč po naših gorah. Zanimivo je, da so po s snegom izredno bogati zimi 1950—51 stara snežišča zopet bila obnovljena. Kanin ima veliko razsežnejši ledenik

kakor Triglav, ker dobiva več padavin in je relief ugodnejši za obstoj večnega snega.

Na padavinski režim Slovenije vplivata predvsem dve komponenti: orografija vpliva na jačanje ali deformiranje ciklonov in front ter s tem na značilnost padavinskega režima. Torej je važna dinamična komponenta vremenskega dogajanja v srednjeevropskem vremenskem prostoru v zvezi s splošno cirkulacijo ozračja in pa orografija Slovenije.

Srednja Evropa ima pretežno skozi vse leto prevladujočo zahodno komponento strujanja. Ta pa v teku leta niha v različnih situacijah od vzhodnega preko severnega in zahodnega do južnega kvadranta.

Orografske pa sta za Slovenijo posebej pomembna predvsem dva gorska sistema, in sicer: Julijske Alpe in Dinarsko gorstvo s smerjo severozahod—jugovzhod. Kamniške Alpe, Pohorje in Posavsko hribovje z zahodno usmeritvijo. Zaradi velike pogostosti ciklogeneze v severnem Sredozemlju in na severnem Jadranu in sorazmerno nizke Dinarske pregraje, kakor tudi dokaj višje severne pregraje Kamniških Alp prevladuje v Sloveniji zahodno in jugozahodno strujanje, ki uvaja k nam vlažne morske zračne gmote. Te dajejo Julijcem, Dinarski pregraji in Kamniškim Alpam najbolj izdatne padavine, ki pa proti vzhodu postopno pojenjujejo. Zanimivo je, da je prav tako dokaj izdatno namočena Ljubljanska kotlina.

Če na kratko pregledamo padavinski režim Slovenije, opazimo, da so najbolj namočeni predeli Dinarske pregraje z dvema središčema, in sicer: na jugu Snežniško področje z Gomancami, kjer pade letno skoraj 2800 mm padavin, in na severozahodu področje izvira Savice, ki prav tako izkazuje 2948 mm padavin. Izredno namočen je tudi Bovški kot z 2776 mm padavin, medtem ko višinski svet Komne močno presega 3200 mm padavin.

Svet med temi področji dobiva dokaj manj padavin, vendar se tudi te gibljejo nad 1400 mm letno.

Drugo izredno namočeno področje so Kamniške Alpe, ki dobivajo letno nekaj nad 2000 mm padavin. Tretje izdatneje namočeno območje pa je Pohorje, kjer pade letno okrog 1500 mm padavin. Po množini padavin sledi tem področjem Ljubljanska kotlina, nadalje Posavski hribi, kjer se giblje letna množina padavin še vedno okrog 1400 mm. Osrednja Dolenjska, Bela Krajina, Krško polje, Celjska in Slovenjegraška kotlina pa dobivajo manj letnih padavin, saj se njihova množina giblje med 1200 in 1000 mm na leto.

Najmanj padavin prejmeta Pomurje, kjer znašajo padavine okrog 700 mm na leto in Slovensko Primorje z okrog 900 mm.

Tabela 14. Mesečne in letne množine padavin

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letna vsota
Bled	93	88	102	113	135	155	153	147	159	173	164	107	1599
Bovec	147	161	204	234	248	270	207	208	246	318	341	192	2776
Celje	59	52	52	71	109	123	117	106	113	117	103	71	1093
Čadram	55	51	51	81	112	132	125	108	113	111	98	72	1109
Črnomelj	82	80	75	81	114	121	193	191	120	138	123	198	1216
Lendava	47	46	43	51	80	91	77	88	78	80	75	55	811
Dovje—													
Mojstrana	92	96	108	134	158	164	153	155	164	175	185	111	1695
Fram	54	54	52	74	99	116	98	100	96	108	94	70	1015
Gomance	244	208	228	200	196	154	132	115	239	322	392	257	2687
Hudi vrh	83	88	89	120	166	171	145	144	140	165	124	113	1548
Idrija	124	123	130	140	148	165	142	122	188	225	248	156	1911
Ilirska													
Bistrica	103	83	86	96	115	109	98	90	123	140	168	102	1313
Izvir													
Savice	173	178	215	234	247	243	256	222	260	339	368	213	2948
Jezersko	88	92	113	135	187	187	192	162	182	204	208	112	1862
Kamnik	78	72	75	99	129	138	130	133	149	138	133	89	1363
Kobarid	161	155	192	203	246	282	202	203	227	300	310	192	2673
Kočevje	101	94	76	95	124	131	108	123	149	158	138	109	1406
Komna	178	188	239	266	302	277	271	262	300	366	384	230	3266
Koper	60	47	60	63	91	77	73	67	95	106	110	71	920
Kranj	76	82	77	94	106	121	110	113	134	139	147	91	1290
Kranjska													
gora	107	109	120	142	155	177	164	159	168	180	217	132	1830
Krško	61	60	58	72	102	118	97	100	96	110	90	77	1050
Ljubljana	86	83	84	104	127	138	112	133	154	153	141	105	1420
Luče	88	77	95	115	155	157	142	138	166	187	199	102	1621
Maribor	50	50	52	77	106	127	108	112	104	109	93	68	1055
Mozirje	65	66	67	89	114	137	126	128	142	145	129	85	1293
Mrzli													
studenec	117	136	153	201	138	230	203	203	220	244	230	153	2328
Novo mesto	74	67	65	81	119	134	107	107	118	143	116	89	1220
Ormož	52	53	48	65	90	98	89	90	80	95	86	77	923
Postojna	105	95	108	124	158	150	138	126	160	169	189	125	1647
Predil	101	128	195	196	219	247	221	194	230	302	325	141	2499
Ptuj	49	49	47	69	96	106	94	104	87	95	88	64	948



v Sloveniji v mm (1925 do 1956)

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letna vsota
Rakičan													
Muska													
Sobota	39	40	37	53	77	106	84	89	76	80	72	52	805
Rateče-													
Planica	85	93	104	124	150	165	157	158	163	182	169	101	1651
Ribnica na													
Pohorju	68	72	67	98	143	150	144	126	123	137	107	78	1313
Rog. Slatina	53	53	55	77	112	115	107	101	93	113	95	63	1037
Sečovelje	68	42	58	66	93	77	61	53	99	102	113	78	910
Senožeče	94	75	98	109	143	141	111	138	147	167	152	115	1490
Sežana	127	94	122	120	146	151	104	108	161	186	198	135	1652
Slovenj													
Gradec	52	49	52	75	117	136	131	119	116	123	100	65	1135
Snežnik	98	99	97	110	128	141	108	120	150	173	178	120	1522
Sodražica	97	92	105	114	158	155	120	131	148	181	193	122	1616
Solčava	81	75	91	108	153	156	145	147	151	172	180	88	1547
Sorica	144	122	152	157	183	197	160	139	204	236	239	155	2108
Stara													
Glažuta	72	83	86	113	168	173	147	145	153	159	120	106	1525
Sv. Barbara	67	60	53	71	98	107	92	97	90	107	98	71	1011
Sv. Jernej													
nad Muto	58	54	50	82	141	159	128	130	107	126	79	66	1180
Sv. Križ													
Planina	88	90	116	149	186	198	177	155	185	202	194	109	1849
Št. Ilj v Slov.													
Goricah	45	46	37	50	85	96	79	98	75	74	69	62	816
Šmarje													
pri Jelšah	53	47	49	70	110	121	115	99	100	108	86	62	1020
Tinje na													
Pohorju	56	59	58	91	116	128	120	108	108	115	102	76	1137
Trbovlje	66	59	62	85	123	127	119	119	123	130	114	75	1202
Trebnje	65	58	61	74	110	135	104	100	108	132	112	79	1138
Trdkova	43	42	44	55	83	92	93	96	85	82	68	52	835
Valdoltra	58	41	61	67	92	88	80	59	103	108	109	64	930
Velenje	51	53	53	71	106	126	122	118	114	120	107	62	1103
Vel. Dolenci	37	39	39	53	83	98	89	84	71	75	67	47	782
Veržej	47	48	41	58	85	102	85	95	77	85	75	57	855
Žiri	118	109	117	119	145	158	132	139	181	194	221	132	1765

Prav tako moramo poudariti, da na poedinih področjih obravnavanega sveta množina padavin zelo varira, in sicer glede na poedine mesece in letne čase in leta.

Iz tega lahko ugotovimo, da posamezna področja Slovenije imajo določene posebnosti v zvezi z vremenskimi dogajanjem, katerih posledica se zrcali v pojavljanju poedinih meteoroloških elementov. Pri pregledu padavinskega polja Slovenije (tabela 14) smo opazili precejšnjo raznolikost.

Podobno močno raznolikost kaže tudi temperaturno polje Slovenije. Ako si pogledamo temperaturne vrednosti na tem sorazmerno malem področju v treh značilnih presekih in sicer v smeri od zahoda do severovzhoda, nadalje od severozahoda proti jugovzhodu in končno v vertikalni smeri, opazimo v grobih orisih osnovne prirodne značilnosti, katere vplivajo na oblikovanje temperaturnih vrednosti pri nas.

Prvi presek (Tabela 15) nam prikazuje temperaturne značilnosti na zahodu Slovenije in sicer mediteransko obmorskega sveta (Koper) nadalje predalpskega (Ljubljana) in kontinentalno panonskega področja (Veliki Dolenci). Te so podane v srednjih letnih kakor tudi v januarskih, ko so bile dosežene najnižje in v julijskih, ko so se najbolj dvignile temperaturne vrednosti. Tako opazimo najvišje vrednosti na obmorskem svetu, njim slede vrednosti panonskega področja, a predalpski predeli izkazujejo najnižje vrednosti.

Postaja	Sred. let. temp. °C	Sred. jan. temp. °C	Sred. julij. temp. °C
Koper	13,5	4,2	23,3
Ljubljana	8,9	— 2,1	19,1
Veliki Dolenci	9,5	— 1,5	19,7

Tabela 15. *Potek srednjih letnih januarskih in julijskih temperaturnih vrednosti v smeri od zahoda proti severovzhodu Slovenije*

Drugi presek temperaturnega polja Slovenije nam kaže (Tabela 16) potek temperaturnih vrednosti v smeri od severozahoda, to je od alpskih dolin našega alpskega sveta (Rateče-Planica) preko Dolenjskega gričevja (Višnja gora) do jugovzhodnih predelov Slovenije — Bele krajine, ki ima že značilnosti kontinentalne — panonske klime (Črnomelj).

Postaja	Sred. let. temp. °C	Sred. jan. temp. °C	Sred. julij. temp. °C
Rateče-Planica	5,8	— 5,4	15,9
Višnja gora	8,9	— 1,8	19,2
Črnomelj	10,4	— 0,6	21,0

Tabela 16. *Potek srednjih letnih, jan. in jul. temperaturnih vrednosti v smeri od severozahoda proti jugovzhodu Slovenije*

Iz temperaturnih vrednosti omenjenih področij je jasno razviden njihov prirodni potek in sicer od nizkih temperaturnih vrednosti v Alpskem svetu, od koder te polagoma naraščajo preko Dolenjskega gričevja in dosegaajo najvišje vrednosti v Beli Krajini. Kakor je razvidno iz teh (Tabela 16), se te nanašajo na srednje letine, januarske in julijske vrednosti.

Če si pogledamo še razvrstitev temperaturnih vrednosti v vertikalni smeri (Tabela 17), katere nam nudijo nižinske, srednje in visokogorske meteorološke postaje, vidimo v njihovih srednjih letnih, januarskih in julijskih vrednosti njihov značilni padec z višine. Nekoliko drugačno sliko bi opazili, ako bi upoštevali dnevne vrednosti, kjer bi bil potek teh vrednosti zlasti pozimi v obratni smeri (temperaturne inverzije), kar se tudi vidi v srednji vrednosti — januarja Ljubljana — Šmarna gora.

Postaja n. m. v.	Sred. let. temp. °C	Sred. jan. temp. °C	Sred. julij. temp. °C
Ljubljana 300 m	8,9	— 2,1	19,1
Šmarna gora 665 m	8,7	— 1,8	18,0
Kranjska gora 812 m	6,7	— 4,2	16,8
Komna 1530 m	4,0	— 5,0	13,1
Kredarica 2514 m	— 1,7	— 9,2	6,0

Tabela 17. *Potek srednjih letnih januarskih in julijskih temperaturnih vrednosti v vertikalni smeri*

Bolj izpopolnjeno sliko o srednjih mesečnih in letnih vrednostih temperaturnega polja v Sloveniji (Tabela 18) nam nudijo naslednji temperaturni podatki:

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letna vsota
Ajdovščina	2,9	3,7	7,6	11,7	16,1	19,7	22,2	21,6	18,1	12,7	8,4	4,3	12,4
Bled	— 2,1	— 0,3	4,0	9,0	13,3	16,8	18,7	17,9	14,7	9,3	4,3	0,0	8,8
Bovec	— 0,6	1,2	5,2	9,7	13,9	16,9	19,0	18,5	15,4	10,0	5,2	1,0	9,6
Babno polje	— 3,8	— 2,5	0,9	5,8	10,5	14,0	16,2	15,2	12,0	6,9	2,6	— 1,3	6,4
Celje	— 2,1	— 0,6	4,0	9,4	13,6	17,4	19,3	18,1	14,7	9,2	4,7	0,0	9,0
Črnomelj	— 0,6	1,1	5,3	10,8	15,2	19,1	21,0	20,0	16,4	10,5	5,8	0,8	10,4
Komna	— 5,0	— 4,3	— 1,0	2,4	7,0	10,8	13,1	12,6	9,8	4,4	0,5	— 2,8	4,0
Krvavec	— 6,2	— 5,8	— 2,0	1,2	5,4	9,2	11,7	11,5	8,7	4,1	— 0,5	— 2,6	3,0
Golnik	— 1,3	0,2	4,2	9,3	13,4	16,9	18,9	18,4	15,0	9,5	4,5	0,1	9,1
Jeruzalem	— 1,1	0,8	5,2	10,6	14,6	18,2	20,1	19,9	16,8	10,5	5,5	0,5	10,1
Jezerško	— 3,8	— 1,8	1,5	5,2	9,8	13,5	15,2	14,3	11,2	6,4	2,5	— 1,7	6,8
Koper	4,2	5,3	8,4	12,2	16,5	20,7	23,3	22,7	19,1	14,1	9,6	6,1	13,5
Kranjska gora	— 4,2	— 2,1	1,7	6,0	11,1	15,0	16,8	16,1	12,4	7,2	2,3	— 1,8	6,7
Krško	— 0,7	0,9	5,4	11,0	14,9	18,6	20,5	19,7	16,1	10,6	5,9	1,3	10,4
Kredarica	— 8,7	— 8,8	— 5,8	— 4,1	0,6	3,6	6,2	5,6	4,0	0,2	— 4,2	— 6,9	— 1,6
Ljubljana	— 1,7	0,2	4,8	9,8	14,2	17,9	19,7	18,8	15,6	9,8	4,8	0,0	9,5
Maribor	— 2,3	— 0,3	4,1	9,5	13,9	17,3	19,2	18,5	15,1	9,2	4,4	— 0,3	9,0
Murska Sobota	— 2,6	— 0,7	4,1	9,7	14,0	17,8	19,5	18,7	15,0	9,4	4,7	— 0,2	9,1
Novo mesto	— 1,5	0,3	4,8	9,8	14,1	17,8	19,5	18,7	15,4	9,7	5,1	0,3	9,5
Postojna	— 1,2	0,0	4,0	8,0	12,2	16,0	18,0	17,2	14,1	9,0	4,5	0,6	8,5

Ptuj	-1,5	-0,1	4,8	10,2	14,5	18,5	20,1	19,2	15,8	10,0	5,0	0,4	9,7
Rateče-Planica	-5,4	-2,8	1,2	5,4	10,2	14,0	15,9	15,0	11,6	6,6	1,5	-3,2	5,8
Ribniška koča	-6,6	-5,2	-	2,5	6,5	10,5	12,5	12,2	10,1	3,7	0,0	-2,7	3,5
Rog. Slatina	-1,7	0,3	4,3	9,7	13,6	17,7	19,5	18,5	15,1	10,0	4,1	0,3	9,3
Nova Gorica	3,4	4,6	8,1	12,6	16,6	20,5	22,9	22,4	19,0	13,4	8,6	4,6	13,1
Sežana	1,4	2,7	6,4	10,7	14,8	18,7	21,4	20,5	17,2	11,5	7,1	3,3	11,3
Sv. Križ —													
Jesenice	-3,3	-2,1	1,5	5,2	9,8	13,4	15,0	14,9	11,8	6,6	2,2	-1,1	6,2
Šmarna gora	-1,9	0,1	3,9	8,4	12,5	15,9	18,3	17,9	15,1	9,4	4,4	0,0	8,7
Šmartno — Slov.													
Gradec	-4,2	-1,4	2,7	8,0	12,4	16,2	17,8	17,0	13,7	9,1	3,0	-1,7	7,6
Tolmin	0,6	1,5	6,1	10,6	14,3	18,0	20,1	19,7	16,0	11,6	6,1	1,4	10,5
Vel. Dolenci	-1,5	0,0	4,6	9,8	14,2	17,8	19,7	19,3	15,3	9,6	4,8	0,2	9,5
Velenje	-2,7	-0,7	3,5	8,7	13,1	16,9	18,7	17,8	14,3	8,9	4,1	-0,4	8,5
Vipolže	3,8	4,7	8,2	12,8	16,8	20,8	23,4	22,7	19,0	13,8	9,0	4,9	13,3
Višnja gora	-1,8	-0,3	4,1	9,0	13,2	17,1	19,2	18,0	14,5	9,3	4,7	0,2	8,9
Vrhnika	-1,4	0,2	4,9	9,6	13,9	17,6	19,4	18,5	15,4	9,7	5,0	0,4	9,4
Zavrč	-1,4	0,1	5,0	10,6	14,6	17,9	19,9	19,2	15,9	10,0	5,2	0,6	9,8

Tabela 18. Srednje mesečne in letne temperature Slovenije (1925—1956)

Absolutno kolebanje temperature zraka je v Sloveniji sorazmerno veliko. Tako je bila dosežena najnižja temperatura v Babnem polju na nadmorski višini 750 m — 30,4° C dne 15. in 16. 2. 1956. Najvišja temperaturna vrednost zraka pa je bila izmerjena v Krškem na nadmorski višini 168 m v vrednosti 40,7° C dne 5. 7. 1952. Iz teh podatkov je razvidno, da znaša absolutni koleb 75,2° C, kar je dokaj visoka vrednost za srednjo Evropo.

Četrto poglavje

V. VREME IN PODNEBJE POMURJA

1. Splošni vremenski procesi, ki vplivajo na vreme in podnebje Pomurja

Značilnosti dogajanj v našem ozračju smo za evropski vremenski prostor že podrobneje obravnavali v prejšnjih poglavjih. Spoznali smo, da je srednja Evropa s Slovenijo, torej tudi Pomurje, na zelo razgibanem vremenskem področju. Vremenska dogajanja so tod pestra, enkrat so procesi v ozračju nad tem svetom izredno hitri in povzročajo nagle vremenske spremembe, drugič pa so izredno stabilni, posebno pozimi in jeseni, ko po nekaj tednov vlada na tem področju enolični anticiklonalni tip vremena.

Pomurje je med subtropskim območjem visokega zračnega pritiska na eni strani in polarnega nizkega zračnega pritiska na drugi strani. Med tema vremenotvornima sistemoma se pojavljata v glavnem dve zračni gibanji, in sicer: tako imenovano meridionalno gibanje, ki ima smer sever—jug in ki prek omenjenega, področja od severa proti jugu uvaja hladni polarni ali celo arktični zrak ali pa topli tropski zrak od juga proti severu. Drugo važno gibanje, ki je zlasti pogosto v poletnih, jesenskih in zimskih mesecih, pa je tako imenovano zonalno gibanje zraka, ki je usmerjeno od zahoda proti vzhodu oziroma od vzhoda proti zahodu. Poleti se namreč nad segreto kopno površino prednje Azije razvije področje nizkega zračnega pritiska, medtem ko se subtropsko področje visokega zračnega pritiska okrepi in močno pomakne proti severu. Ob taki cirkulaciji tropskih zračnih gmot od Atlantika na evropski kontinent preko zahodne v srednjo Evropo nastane področje visokega zračnega pritiska, ki uvaja k nam tople zračne gmote. Te povzročajo posebno v Pomurju lepo vreme.

Pozimi pa, ko so močno ohlajene polarne kontinentalne zračne gmote nakopičene nad Sibirijo in evropsko Rusijo, se tod ustvarja visok zračni pritisk. V tem času pa se navadno atlantski ali azorski anticiklon, ki smo ga prej omenili, pomakne močno proti jugu. Tako v tej dobi na severnem in srednjem Atlantiku kakor tudi na Sredozemlju prevladuje valovanje polarne fronte s svojimi ciklonskimi jedri. Zato se hladen zrak zopet giblje od hladnega evropskega kontinenta proti Sredozemlju in Atlantiku, to je s področja visokega na področje nizkega zračnega pritiska. Iz tega sledi, da je tudi Pomurje v tej dobi na območju, preko katerega se hladne, polarno kontinentalne zračne gmote gibljejo od vzhoda proti zahodu ali od severo-zahoda proti jugovzhodu.

Ta zračna gibanja oblikujejo glavne vremenske procese v vzhodni Sloveniji ali Pomurju, ti pa vplivajo na modifikacijo meteoroloških elementov, ki so osnova za podnebje Pomurja.

2. Analiza glavnih vremenskih elementov in pojavov v Pomurju

a) Padavine

V Pomurju so v zadnjih štiriindvajsetih letih vreme opazovali na enajstih postajah, kjer so merili padavine, in sicer: Beltinci, Cankova, Kančevci, Kobilje, Lendava, Murska Sobota-Rakičan, Trdkova, Veliki Dolenci, Veržej in Vučja Gomila. Ob analizi njihovega opazovalnega gradiva smo opazili, da je komaj dobra polovica od njih opravljala redna dolgoletna opazovanja, ki jih lahko obravnavamo s strokovnega vidika. Zaradi tega bomo, kar se tiče padavin, obravnavali opazovalni material le s 5 postaj, in sicer za 16-letno predvojno dobo 1925—1940, ki jo bomo imenovali prva doba, in pa 10-letno povojno dobo od 1951—1960, ki jo bomo obravnavali kot primerjalno drugo obdobje. Prva doba je bila bolj bogata padavin kakor druga.

1. Letna množina padavin v Pomurju. Padavine v Pomurju pretežno nastopajo pod vplivom dveh različnih vremenskih procesov, in sicer ob prehodu frontalnih sistemov in ciklonskih jeder čez to področje od severozahoda, zahoda in jugozahoda, ter ob termičnih nevihtah, ki nastopajo po prodorih morsko-polarnega zraka nad to področje. Obilne padavine nastopajo tod ob poteh ciklonov, ki imajo smer od jugozahoda proti severovzhodu in vzhodu, in ki so klasificirane kot tako imenovane smeri. V. b in V. c. Prodori hlad-

nega zraka s severa, to je predvsem skozi Dunajska vrata v Panonsko nižino, so prav tako nosilci dokaj močnih padavin nad tem področjem. Prodori morsko-polarnega zraka z zahoda in s severovzhoda so pogostejši. Izdatne padavine nastopajo v Pomurju in v vsej severovzhodni Sloveniji tedaj, ko imamo tako imenovano severozahodno strujanje morsko-polarnega zraka, medtem ko ima zahodna in severozahodna Slovenija lepo in toplo vreme pod vplivom severnega fena.

Padavine, ki nastopajo pod vplivom prodora kontinentalnega polarnega zraka od vzhoda, severovzhoda ali jugovzhoda, so sorazmerno slabe in se pojavljajo v glavnem v hladni polovici leta.

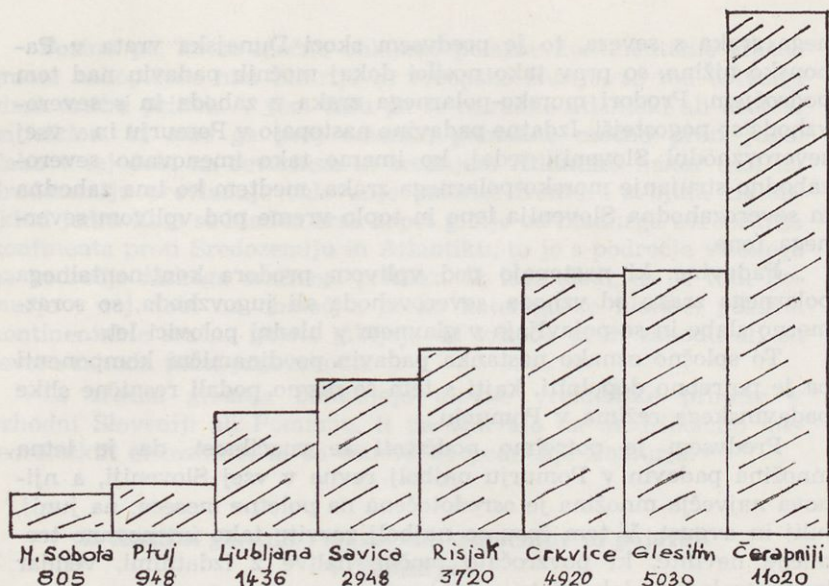
To splošno oznako nastanka padavin po dinamični komponenti pa je potrebno dopolniti, kajti s tem še nismo podali resnične slike padavinskega režima v Pomurju.

Predvsem je potrebno poudariti še značilnost, da je letna množina padavin v Pomurju najbolj revna v vsej Sloveniji, a njihova največja množina je osredotočena na poletne mesece: na junij, julij in avgust. V tem času so najbolj razvite tako imenovane termične nevihte, ki povzročajo močne nalive z izdatnimi, vendar kratkotrajnimi plohami in nevihtami.

Najmanj padavin ima zimski čas, zlasti januar in februar. Nič manj pomembna komponenta padavinskih značilnosti Pomurja pa je podana glede na krajevno razporeditev. Ta je predvsem odvisna od smeri prodorov določenih zračnih gmot, o katerih smo že govorili, in od smeri poti neviht, to je termodinamičnih procesov, kakor tudi od reliefa tega sveta.

Zaradi teh značilnosti nosi Pomurje podnebno oznako srednjevropskega kontinentalnega tipa, vendar bi bili morda bližje sliki podnebja tega področja, če bi ga imenovali modificirani srednjevropski kontinentalni tip, saj je tukaj v poletnih mesecih padavin manj glede na celotno množino, kakor pa v ostalih področjih srednjevropskega kontinentalnega podnebja.

Kakor smo že povedali, je padavin v Pomurju izredno malo, v obdobju 1925—56 se letna množina giblje med 780 in 840 mm. Če primerjamo to množino padavin z množino na nekaterih drugih padavinskih postajah v Sloveniji, Jugoslaviji, v Evropi in na svetu sploh, se nam pokaže sledeče (slika 73): Murska Sobota 805, Ptuj 948, Ljubljana 1420, izvir Savice 2948 (to je eno od najbolj namočenih področij v Sloveniji) mm padavin. Sledijo zelo izdatne padavine na Risjaku v Hrvatski z letno množino 3720 mm, Crkvice pri Boki Katorski pa dobijo celo 4920 mm padavin, kar je najbolj namočeno področje v Jugoslaviji. Gleslin v Welsu v Angliji dobiva po sedaj



Sl. 73

znanih podatkih največ letnih padavin v Evropi, in sicer 5030 mm, Čerapuniji v Indiji na področju pobočja Himalaje pa prejema na leto celo nad 11 020 mm padavin. Ta množina padavin je do sedaj največja izmerjena količina na zemeljski površini. Zanimivo je pripomniti, da je na tem področju leta 1861 padlo celo 22 900 mm padavin, kar je absolutni maksimum za vso zemeljsko oblo, a samo v juliju istega leta 9300 mm, kar je skoraj dvakrat toliko, kolikor je najvišja letna množina padavin najbolj namočenega predela Jugoslavije.

Iz omenjenih padavinskih podatkov v svetu, Evropi in pri nas, vidimo, da je množina padavin v Pomurju izredno pičla. Če analiziramo razporeditev padavin v Pomurju, dobimo takole sliko: manj od 800 mm padavin ima področje vzhodnega in severovzhodnega Pomurja, to je severovzhodno Goričko in vzhodno Dolinsko. Obstoja domneva, da je področje okrog Kobilja najbolj suho v Pomurju. Škoda je le, da nimamo za to dovolj opazovalnega gradiva.

Najobširnejše področje Pomurja ima množino padavin med 800 in 840 mm. To je svet severnega in osrednjega Goričkega, osrednje in dolnje Ravensko in pretežni del Dolinskega.

Največ padavin pa dobi sverozahodno Pomurje, in sicer od 840 do 860 mm, to je področje gornjega Ravenskega, zahodnega in severozahodnega Goriškega.

Razliko med največjo in najmanjšo mesečno množino padavin v dolgoletnem obdobju imenujemo absolutno padavinsko kolebanje, ki je pomembna značilnost padavinskega režima določenega področja, in ki vpliva ne samo na vodni režim na tem področju, ampak tudi na agrikulturne značilnosti. Če s te plati analiziramo padavinske podatke na treh značilnih padavinskih postajah v Pomurju, opazimo (Tabela 19), da so tudi na tem malem področju izredno močna kolebanja.

Postaja	1925—40		1951—60	
Veliki Dolenci	maks. 1930. X.	149 mm	1955. VII.	217 mm
	min. 1939. IV.	2 mm	1952. IV.	8 mm
	koleb.	147 mm	koleb.	209 mm
Murska Sobota	maks. 1926. VII.	301 mm	1950. XI.	145 mm
	min. 1939. II.	12 mm	1053. II.	6 mm
	koleb.	289 mm	koleb.	139 mm
Lendava	maks. 1937. IX.	157 mm	1950. XI.	219 mm
	min. 1932. II.	20 mm	1953. II.	3 mm
	koleb.	137 mm	koleb.	216 mm

Tabela 19. Absolutne maksimalne in minimalne padavine in njihov koleb v obdobjih 1925—40 in 1951—60 v V. Dolencih, M. Soboti in Lendavi

Iz tabele je razvidno, da obstoja najmanjši koleb v prvem obdobju, in sicer na področju Lendave 137 mm, a največji v Murski Soboti 289 mm. Za drugo obdobje pa je zanimivo, da je najmanjši koleb prav na področju Murske Sobote, in sicer 139 mm in da je nekoliko višji od minima iz prejšnjega obdobja na področju Lendave. Najvišji koleb je v Lendavi 217 mm, a najnižji na področju Velikih Dolencev 209 mm. Iz teh podatkov lahko zaključimo, da se v ravninah osrednjega in jugovzhodnega Pomurja v poletnem času pojavljajo močne termične nevihte, ki dajejo sorazmerno izdatne, vendar kratkotrajne padavine. Na drugi strani pa so prav v zimski dobi ti predeli pod vplivom sušnih obdobj, ki zajemajo predvsem

Postaja	Obdobje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letna mno- žina
V. Dolenci	1925—40	29	31	43	54	88	85	88	100	84	80	61	45	790
	1951—60	43	40	43	54	85	120	115	79	65	63	60	52	819
M. Sobota	1925—40	37	33	45	56	85	101	94	112	91	91	69	53	869
	1951—60	35	41	37	81	82	105	107	74	71	59	52	78	792
Lendava	1925—40	42	38	50	51	84	86	71	110	84	90	64	54	824
	1951—60	54	48	44	50	94	105	97	67	80	60	74	59	822
Trdkova	1925—40	34	34	19	56	88	80	92	114	100	88	62	50	849
Srednja Bistrica	1925—40	42	34	48	57	90	70	76	102	90	98	68	57	832
Veržej	1925—40	44	39	46	57	91	96	86	119	92	94	69	58	891
	1951—60	39	47	48	62	86	98	102	82	72	75	67	65	843
Jeruzalem	1951—60	54	59	50	71	108	119	119	86	90	83	89	72	992
Ormož	1925—40	50	46	57	68	104	83	93	112	96	114	81	68	982
Gradišče	1925—40	45	42	54	70	106	97	99	130	112	110	84	60	1009
Ptuj	1925—40	45	43	57	69	107	98	97	127	190	105	82	62	992
	1951—60	48	52	50	73	94	100	90	87	83	93	95	69	896

Tabela 20. Srednja množina mesečnih in letnih padavin Pomurja in nekaterih krajev severne Slovenije v prvem (1925—40) in drugem obdobju (1951—60)

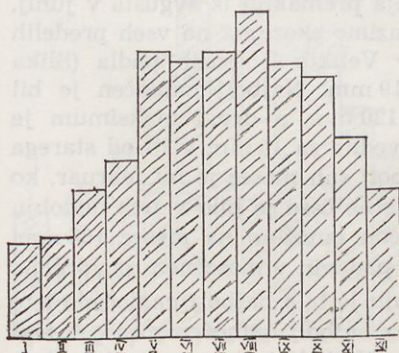
drugo polovico januarja in februarja, ko na tem področju pade najmanj padavin zaradi kontinentalno-polarnega anticiklona, ki se razraša od Sibirije preko Rusije v Panonsko nižino.

2. Letni potek padavin v Pomurju. Znano je, da je množina padavin neenako porazdeljena na poedine mesece in tudi na posamezne letne dobe. Glede na to, kako so padavine porazdeljene v teku leta, opredelimo določeno geografsko področje v klimatski tip podnebja. Že Helmann je ugotovil, da je v krajih, kjer se pojavlja kontinentalni klimatski tip, maksimalna mesečna množina padavin v poletnih mesecih in minimalna v januarju in februarju. To se popolnoma ujema z našo ugotovitvijo, da v najbolj toplih mesecih prevladuje v Pomurju zahodna cirkulacija, ki uvaja v ta svet morsko polarni zrak. Ta povzroča tukaj padavine, ki so predvsem konvektivnega značaja, to je, da nastopajo termične nevihte in plohe. Obratno pa prevladuje v hladni polovici leta vzhodna cirkulacija, ki pa uvaja v omenjene predele suhi, polarno kontinentalni zrak. Ta zlasti v januarju in februarju in včasih celo v marcu povzroča sorazmerno suhi tip vremena z neznatnimi padavinami v Pomurju.

Ko analiziramo meritve mesečnih in letnih množin padavin (Tabela 20) poedinih padavinskih postaj Pomurja in sosednih predelov, smo upoštevali dve obdobji, in sicer 1925—40 in 1951—60 za večino postaj. Ti podatki nam kažejo naslednje: Veliki Dolenci iz-

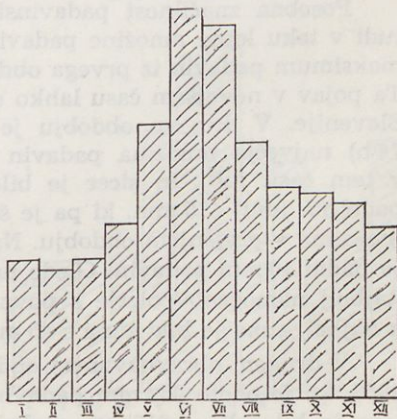
VELIKI DOLENCI

Obdobje 1925—40



Sl. 74 a

Obdobje 1951—60



Sl. 74 b

kazujejo po doslej znanih podatkih zelo malo padavin, kljub temu, da po nekaterih domnevah to ni najbolj revno področje padavin v Pomurju. Srednja letna množina padavin (slika 74 a) za prvo obdobje znaša na tem področju 790 mm, a najbolj namočen je avgust, ko je že v tem mesecu padlo 100 mm padavin. Najmanj padavin je dobil januar, in sicer 29 mm. V tem obdobju je bilo najbolj namočeno poletje, ko je padlo povprečno 91 mm padavin na mesec, temu sledijo jesenski meseci s 75 mm, pomladanski so dobili 62 mm, a najbolj revni so bili zimski s 35 mm padavin.

Če pregledamo leta, ki so bila najbolj in najmanj namočena, na področju Velikih Dolencev, vidimo, da je bilo leto 1930 v prvem obravnavanem obdobju najbolj namočeno, in sicer je bila letna množina padavin 1001 mm, to je 211 mm več, kakor pa je dolgoletni popreček za ta kraj. Zanimivo je, da je v omenjenem letu bil najbolj namočen oktober, ko je padlo 149 mm padavin. Najbolj sušno leto v obravnavanem obdobju je bilo leto 1939, in sicer je bila letna množina padavin le 553 mm, kar je za 237 mm manj od dolgoletnega poprečja. Najbolj suh mesec v omenjenem letu pa je bil april, ko je padlo samo 2 mm padavin na tem področju.

Drugo obdobje je glede na množino padavin bolj bogato, kakor pravkar obravnavano, čeprav je res, da je padavinska postaja v Velikih Dolencih v prvem obdobju bila na sorazmerno slabo reprezentativnem opazovalnem mestu in ni zajela resnične množine padavin, kar pa se je zgodilo v drugem obdobju na novem opazovalnem prostoru.

Posebna značilnost padavinskega režima v Pomurju se zrcali tudi v teku letne množine padavin. Zanimivo je, da se je absolutni maksimum padavin iz prvega obdobja premaknil iz avgusta v junij. Ta pojav v novejšem času lahko opazimo skorajda na vseh predelih Slovenije. V drugem obdobju je v Velikih Dolencih padla (Slika 74 b) največja množina padavin 819 mm. Najbolj namočen je bil v tem času julij, in sicer je bilo 120 mm, a drugi maksimum je padel na junij 115 mm, ki pa je še vedno za 15 mm višji od starega maksima v prejšnjem obdobju. Najbolj suh mesec je bil februar, ko je padlo 40 mm padavin. Glede na letne čase je bilo v tem obdobju najbolj namočeno poletje s povprečno množino na mesec 105 mm, a najbolj suha je bila zima s 45 mm padavin v mesečnem povprečju.

V drugem obravnavanem obdobju je bilo najbolj namočeno leto 1955, ko je padlo 952 mm padavin, a najbolj namočen mesec v tem letu je bil julij z 217 mm padavin. Najbolj sušno pa je bilo leto 1952, ko je padlo samo 644 mm padavin, kar je 275 mm manj, kakor

je povprečje za omenjeno obdobje. Najbolj suh mesec v tem letu je bil april, ko je padlo le 8 mm padavin.

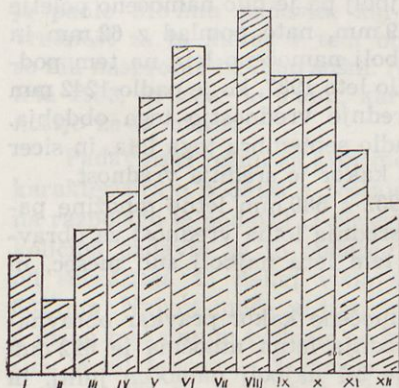
Nekoliko bolj namočeno področje z množino padavin od 800 do 870 mm letno zajema najširši del Pomurja. Po podatkih meteoroloških postaj: Lendava, Murska Sobota, Srednja Bistrica in Trdkova je tod padavinski režim soramerno bolj enoten. Značilnost padavinskega režima osrednjega Pomurja nam dobro predstavlja Murska Sobota.

V prvem obdobju (slika 75 a) srednje letne množine padavin na tem področju znašajo 869 mm, a največja množina nastopa v avgustu, to je 112 mm. Najnižja vrednost na tem področju pa je bila izmerjena v februarju, in sicer 33 mm padavin. Najbolj je bilo namočeno leto 1926, in sicer s 1145 mm, kar je za 287 mm nad srednjo vrednostjo tega obdobja. Julij je dobil najvišjo množino padavin v tem letu, in sicer 301 mm, kar je zopet za 207 mm nad srednjo vrednostjo za ta mesec. Če še analiziramo najbolj sušno leto, ki je bilo v tem času, opazimo, da je bilo to leto 1939, in sicer s 679 mm padavin, kar je manj, kot je normalna vrednost za to obdobje.

Najbolj skop s padavinami pa je bil februar: 12 mm, kar je 21 mm manj, kot je normalna vrednost za ta mesec. Razporeditev padavin po letnih obdobjih pa je podobna tisti, ki smo je že ugotovili.

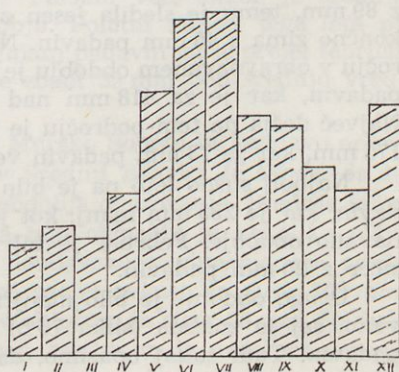
MURSKA SOBOTA

Obdobje 1925—40



Sl. 75 a

Obdobje 1951—60



Sl. 75 b

vili za vso Pomurje, in sicer, da je bilo največ padavin v poletju, a najmanj v zimskem času.

V drugem obdobju je na obravnavanem področju bilo nekaj manj padavin kakor v prvem. Srednja letna množina padavin (slika 75 b) v tem obdobju znaša v Murski Soboti 792 mm, kar je za 75 mm manj kot v prvem obdobju.

Tudi v Murski Soboti je opaziti, da se je padavinski maksimum v drugem obdobju pričel pomikati od avgusta na julij, in sicer je padlo v tem mesecu 107 mm padavin, medtem ko je junij najbolj namočen mesec s 105 mm padavin.

V tem obdobju je v Murski Soboti padlo najmanj padavin v januarju, in sicer 35 mm, drugi padavinski minimum pa je bil dosežen v marcu s 37 mm padavin. Najbolj je bilo namočeno leto 1950 z 894 mm padavin, to je 107 mm več, kakor je povprečna vrednost za to obdobje. Zanimivo je, da je v tem letu dobil november največ dežja, in sicer 145 mm, kar zopet presega normalno vrednost za 93 mm padavin. Najbolj suho pa je bilo leto 1953, ko je padlo le 675 mm padavin, to je za 135 mm manj, kakor je povprečna vrednost za to obdobje. Najmanj padavin pa je v tem letu prejel februar, in sicer le 6 mm padavin, kar je za 35 mm pod srednjo vrednostjo za ta mesec.

Dobro reprezentativnost padavinskega režima južnega in jugovzhodnega Pomurja predstavlja postaja v Lendavi. Na njej so v prvem obdobju (slika 76 a) kot srednjo letno množino padavin namebili 824 mm, a najbolj namočen je bil avgust s 110 mm padavin. V obravnavanem času je na tem področju spet dobil najmanj padavin februar, in sicer le 38 mm. Najbolj pa je bilo namočeno poletje z 89 mm, temu je sledila jesen z 79 mm, nato pomlad z 62 mm in končno zima s 45 mm padavin. Najbolj namočeno leto na tem področju v obravnavanem obdobju je bilo leto 1937, ko je padlo 1242 mm padavin, kar je za 418 mm nad srednjo vrednostjo tega obdobja. Največ dežja na tem področju je padlo septembra tega leta, in sicer 175 mm, kar je 73 mm padavin več, kakor je srednja vrednost.

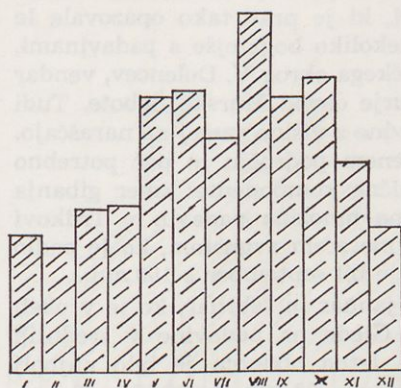
Najbolj sušno leto pa je bilo 1932 s 589 mm letne množine padavin, kar je 235 mm manj, kot je srednja letna vrednost za obravnavano obdobje. Februar je bil v tem letu najbolj suh mesec, in sicer z 20 mm padavin.

Drugo obdobje je bilo manj namočeno kakor pravkar obravnavano, saj je znašala (slika 76 b) srednja letna množina le 822 mm padavin. Tudi tukaj opazimo, da je bil najbolj namočen junij, in sicer s 97 mm padavin. Najbolj suh mesec v tem obdobju je bil marec s 44 mm, a ne februar kakor v prvem obdobju.

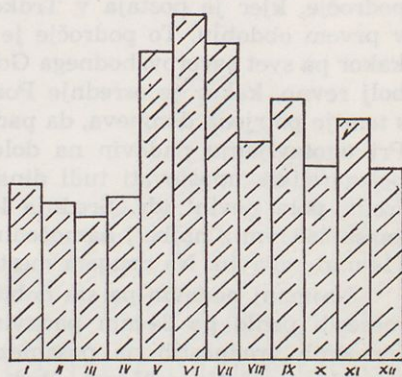
LENDAVA

Obdobje 1925—40

Obdobje 1951—60



Sl. 76 a



Sl. 76 b

Glede na letne čase je naravno za kontinentalni tip klime, da je dobilo največ moče poletje, in sicer v mesečnem povprečju 90 mm, a najmanj zima s srednjo mesečno vrednostjo 54 mm.

Glede na posamezna leta je bilo najbolj namočeno leta 1950, ko je padlo na tej postaji 1135 mm padavin, kar je za 313 mm nad normalo, a najbolj namočen mesec v tem letu je bil september, ko je padlo 219 mm padavin, kar je 145 mm več, kakor je srednja vrednost za ta mesec v tem obdobju. Poletni meseci tega leta pa so bili nasprotno izredno sušni. Najmanj padavin pa je prejel februar leta 1953, in sicer le 6 mm, kar je zopet 35 mm pod srednjo vrednostjo za ta mesec.

Padavinski režim za svet med Mursko Soboto in Lendavo dobro karakterizirajo podatki s postaje v Srednji Bistrici, le škoda, da so na razpolago le podatki iz prvega obdobja opazovanja. Srednja letna količina padavin za to obdobje na tem območju je nekoliko nižja od soboškega in nekaj višja od lendavskega območja ter znaša 832 mm. Največ moče je tudi tukaj prejel avgust, in sicer 102 mm, a drugi maksimum padavin je bil v oktobru, in sicer 98 mm. Najbolj suh je bil februar s 34 mm, a drugi minimum je padel na januar z 42 mm. Glede na letna obdobja je zanimivo, da je na tem področju bila najbolj namočena jesen, in sicer s srednjo mesečno vrednostjo

85 mm, nato sledi poletje s 83 mm, pomlad je dobila 65 mm, a najbolj suha je bila tudi tukaj zima z 42 mm kot v vsem ostalem Pomurju.

Osrednje severno Goričko predstavlja v padavinskem režimu področje, kjer je postaja v Trdkovi, ki je prav tako opazovala le v prvem obdobju. To področje je nekoliko bogatejše s padavinami, kakor pa svet severovzhodnega Goriškega okrog V. Dolencev, vendar bolj revno, kakor je osrednje Pomurje okrog Murske Sobote. Tudi s tem je potrjena domneva, da padavine z višino vselej ne naraščajo. Pri ugotavljanju padavin na določenem področju je pač potrebno poleg reliefa upoštevati tudi dinamične komponente: smer gibanja front, pota neviht idr. Srednja letna množina padavin v Trdkovi znaša 849 mm z najbolj namočenim mesecem avgustom, ko je padlo 114 mm padavin. Na drugem mestu je bil september s 100 mm.

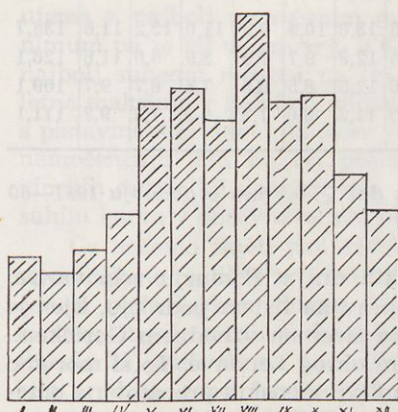
Najmanj padavin pa sta dobila januar in februar, ko je v obeh mesecih padlo po 34 mm padavin. Glede na padavine v srednjih mesečnih vrednostih na posamezna letna obdobja je bilo najbolj namočeno poletje s 85 mm, sledi jesen s 83 mm, pomlad s 65 mm, a najbolj skopa je zopet zima z 39 mm padavin, kar potrjuje, da je tudi tukaj isti tip klime kot v ostalem Pomurju: najbolj je namočeno poletje in najbolj suha je zima.

Severovzhodno in zahodno Pomurje, to je svet od Gerlinec prek Cankove in Petanjec vse do Bakovec je v Prekmurju dokaj namočen. Le škoda, da za to področje nimamo niti ene meteorološke postaje, ki bi zmogla rezultate daljših opazovanj, zato lahko za to območje delno uporabljamo podatke iz Gornje Radgone. Prav tako lahko uporabimo rezultate že na desni strani Mure ležeče postaje Veržeja na Murskem polju. Predvidevamo, da ima to področje okrog 880 mm letnih padavin. Na meteorološki postaji v Veržeju so v prvem obdobju (slika 77 a) izmerili kot srednjo množino padavin 891 mm. Največja količina je padla v agustu, in sicer 119 mm, a najmanjša v februarju 39 mm. Najbolj namočeno je bilo poletje s 100 mm (kjer so za vsa obdobja dane srednje mesečne vrednosti), nato sledi jesen z 71 mm, pomlad s 65 mm in kot je za to klimatsko področje značilno, je najmanj padavin prejela zima: le 47 mm.

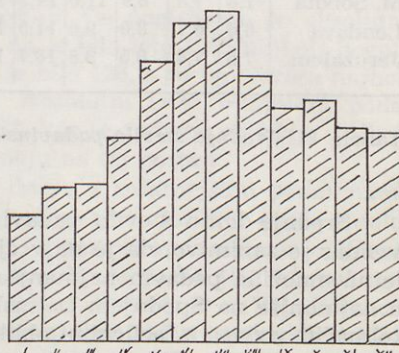
Drugo obdobje je bilo tudi v Veržeju nekoliko bolj skopo s padavinami in izkazuje (slika 77 b) srednjo letno vrednost le z 843 mm padavin. Tudi na tej postaji je lepo viden pomik maksimalne množine padavin od avgusta na julij, in sicer je bil maksimum 102 mm padavin, a minimum je v januarju z 39 mm padavin. Glede na padavine v poedinih letnih časih v srednjih mesečnih vrednostih izkazuje poletje najbolj namočen čas s 94 mm, sledi jesen z 71 mm, nato pomlad s 65 mm in končno zima s 50 mm padavin.

Obdobje 1925—40

Obdobje 1951—60



Sl. 77 a



Sl. 77 b

Čim bolj gremo proti zahodu, tem več je padavin v drugem obdobju. Tako so srednje letne množine padavin v Jeruzalemu dosegle že 992 mm, a v Gradišču celo 1009 mm. Obe omenjeni meteorološki postaji sta v gričevnem svetu in relief pokrajine je odločilen pri razporeditvi množine padavin. Da je temu tako, potrjujeta postaji Ormož in Ptuj, kjer je srednja letna množina padavin prve postaje le 982 mm, torej za 10 mm manj kot v Jeruzalemu, a postaja Ptuj ima 53 mm več padavin kakor Veržej.

Če še primerjamo množino padavin osrednje meteorološke postaje v Prekmurju v Murski Soboti z množino padavin meteorološke postaje v Ljubljani, vidimo, da je v prvem obdobju bilo v Ljubljani skoraj enkrat več padavin kakor v M. Soboti, v drugem obdobju pa se je ta diferenca močno zmanjšala.

3. Število padavinskih dni. Ta kriterij nam daje o sliki podnebja nekega področja poleg letne množine padavin in njih razdelitvi na posamezne mesece in letna obdobja izredno važno dodatno karakteristiko. Padavinski dan imenujemo vse tiste dni s padavinami, ko je bilo v 24 urah izmerjeno najmanj 0,1 mm padavin. Vsa naslednja izvajanja se bodo nanašala na obdobje 1951—60 (tabela 21.)

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letno
V. Dolenci	2,5	9,2	10,0	10,2	13,3	14,5	13,8	10,5	9,9	11,0	12,2	11,6	135,7
M. Sobota	7,8	7,8	8,9	11,0	14,2	15,5	12,9	9,7	7,9	8,9	9,0	11,6	126,1
Lendava	6,6	6,7	8,0	9,0	11,5	13,0	12,5	8,5	6,0	7,8	8,7	9,7	109,1
Jeruzalem	7,5	7,4	8,5	9,8	13,7	12,5	11,3	8,0	7,7	8,2	7,2	9,3	111,1

Tabela 21. Srednje število padavinskih dni $\geq 0,1$ mm v obdobju 1951–60

Srednje letno število padavinskih dni v Pomurju zelo varira, vendar je zanimivo, da je največje prav na tistem področju, kjer je letna množina padavin najmanjša, in sicer na vzhodnem Goričkem, a najmanjše na Spodnjem Dolinskem okrog Lendave. To si moremo tolmačiti v zvezi z različnimi oblikami vremenskih procesov na omenjenih področjih. Prav tako je s tem tudi že povedano, da množina padavin in dnevi s padavinami ne izkazujejo visoke korelacije.

V Vel. Dolencih je bilo doseženo srednje letno število padavinskih dni 135,7 s srednjim maksimumom v juniju s 14,5 dni in minimumom v januarju 2,5 dneva.

Če pa analiziramo absolutno maksimalno število padavinskih dni, opazimo, da je v letu 1955 bilo 156 padavinskih dni, kar pomeni, da je letni absolutni maksimum okrog 20 dni nad srednjo vrednostjo padavinskih dni. To leto je bilo tudi najbolj mokro v vsem obravnavanem obdobju. Letni absolutni minimum pa je bil dosežen 1959. leta s 122 dnevi, to je za 14 dni pod normalno vrednostjo, kljub temu, da to leto ni bilo najbolj suho v tem obdobju, kar zopet potrjuje naše prvotno mnenje.

V Murski Soboti znaša srednje letno število padavinskih dni 126,1, kar je okrog 10 dni manj kot v Vel. Dolencih. Srednje maksimalno število padavinskih dni v mesecu je 15,5, in sicer v juniju, kljub temu, da je bil najbolj namočen mesec julij. Srednji minimum pa je bil dosežen v januarju in februarju, in sicer 7,8 padavinskih dni, kar ustreza najbolj suhima mesecema tega obdobja. Absolutno maksimalno število padavinskih dni tega obdobja je bilo doseženo v Murski Soboti leta 1960, in sicer s 143 dnevi, kar je za 13 dni manj od števila v Vel. Dolencih. Absolutno minimalno letno število padavinskih dni na tej postaji pa je bilo doseženo leta 1952 s 112 dnevi, kar je zopet za 10 dni manj od absolutnega minimuma v Vel. Dolencih.

Najmanjše število padavinskih dni je imela Lendava, in sicer je tukaj srednja letna vrednost le 109,1 dni. Srednje maksimalno število padavinskih dni v mesecu je padlo na junij s 13,0, kar pa se lepo ujema z najbolj namočenim mesecem v tem obdobju. Srednji minimum pa je bil v januarju s 6,6 padavinskih dni, kar pa ne ustreza najbolj suhemu mesecu na tej postaji. Če pogledamo še absolutne letne maksime v Lendavi, vidimo, da je bilo leto 1955 najbolj bogato s padavinskimi dnevi, in sicer jih je bilo 126, a to ne ustreza najbolj namočenemu letu na tej postaji. Absolutni letni minimum padavinskih dni je bil dosežen leta 1957, kar se tudi ne sklada z najbolj suhim letom v obravnavanem obdobju na tej postaji.

Če hočemo zajeti padavinske dneve z izdatnejšimi padavinami, uporabljamo različne pragove za množino padavin, ki je padla v določenem padavinskem dnevu. Tukaj bomo obravnavali samo enega, in sicer število tistih padavinskih dni, ko je padlo 10,0 ali več mm (tabela 22) padavin na dan. Glede na ta kriterij je v Vel. Dolencih bilo srednje letno število padavinskih dni 26,7 s srednjim maksimumom v juniju s 4,4, čemur ustreza tudi največja množina padavin, ki je bila v istem mesecu. Srednji minimum teh padavinskih dni pa je bil v decembru z 1,1, medtem ko je absolutni minimum padavin glede na množino bil v februarju. V M. Soboti je bilo srednje letno število padavinskih dni 24,9, torej zopet manj kot v Vel. Dolencih, in to za 3,1 padavinski dan. Srednji maksimum je padel na junij, kljub temu, da je bil julij najbolj namočen. V juniju je bilo 3,5 padavinskih dni, a v januarju 1,2, kar predstavlja zopet srednji absolutni minimum in sovпада z absolutnim minimumom količine padavin.

Zanimivo je, da ima Lendava zopet višje število padavinskih dni kakor M. Sobota, in sicer je srednje letno število padavinskih dni 27,9, kar je samo za 0,1 dneva manj, kakor v Vel. Dolencih.

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letno
V. Dolenci	1,2	1,3	1,3	1,4	3,0	4,4	4,1	2,6	2,2	2,3	1,8	1,1	26,7
M. Sobota	1,2	1,7	1,3	1,7	3,0	3,5	3,2	2,0	2,4	1,6	1,7	1,6	24,9
Lendava	1,9	1,9	1,5	1,5	3,1	3,7	3,1	2,5	2,6	2,3	2,1	1,8	27,9
Jeruzalem	2,4	1,8	1,2	3,2	3,9	4,2	4,1	3,8	3,8	3,2	2,1	2,8	36,6

Tabela 22. Srednje število padavinskih dni $\geq 10,0$ mm v obdobju 1951—60

Srednji mesečni maksimum pada na junij s 3,7 padavinskih dni, to je enako kakor v M. Soboti in Vel. Dolencih, ter sovпада z maksimalno količino padavin. Srednji mesečni minimum pa zajema marec in april z 1,5 padavinskih dni, medtem ko je najmanjša količina padavin bila na tem področju v februarju.

Iz analize padavinskih dni v Pomurju vidimo, da njihova pogostost ni ozko vezana na mesečne množine padavin. Opažamo, da padavinski dnevi s količino $\geq 0,1$ mm imajo najmanjšo korelacijo z množino padavin, medtem ko padavinski dnevi s količino 10,0 ali več mm bolj sovpadajo s količino padavin, kljub temu, da tudi pri tej vrednosti ni stoodstotne skladnosti. Še ena zanimivost obstoja pri obravnavi padavinskih dni, in sicer ta, da so vse maksimalne vrednosti s padavinskimi dnevi, ki imajo 10 mm ali več padavin, koncentrirane na mesec junij v Pomurju, kar gotovo ni naključje, kajti v juniju je izredno močna labilnost pri frontalnih prodorih, ki so še pogosti v tem času na tem področju.

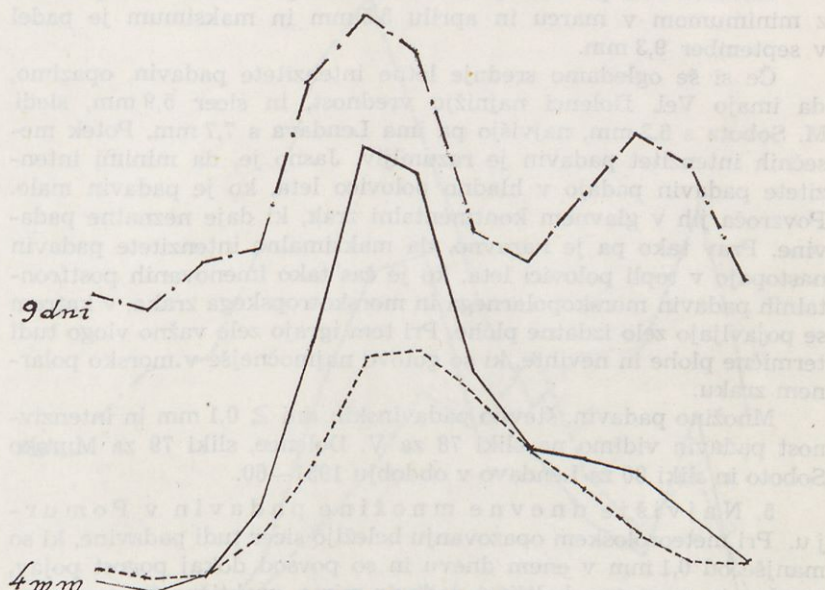
4. *Intenzivnost padavin.* Srednjo intenzivnost padavin izračunamo tako, da srednjo mesečno ali srednjo letno količino padavin delimo z ustreznim srednjim številom padavinskih dni v tem mesecu ali letu. Presenetljivo je (tabela 23), da je imela M. Sobota najmanjšo srednjo mesečno intenziteto padavin, in sicer v marcu s 4,1 mm. Največjo pa je izkazovala Lendava s 13,3 mm v septembru. To si moremo razložiti tako, da so termične nevihte najmočnejše prav na območju Lendave, kar bi do neke mere mogli obrazložiti z naravno konfiguracijo tega sveta. Lapornate gorice v okolici Lendave dajejo v poletnih in zgodnjih jesenskih mesecih labilnemu ozračju močno termično osnovo za tvorbo konvekcije, ali pa se že rojena konvektivna strujanja krepijo in s tem dajejo osnovo za močnejše plohe in nevihte.

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letno
V. Dolenci	4,5	4,3	4,3	5,2	6,3	8,2	8,3	7,5	6,5	5,7	4,5	4,4	5,9
M. Sobota	4,4	4,7	4,1	4,6	5,7	6,7	8,2	7,6	8,9	6,6	5,7	6,7	6,2
Lendava	8,2	6,2	5,5	5,5	8,1	8,0	7,9	7,8	13,3	7,6	8,5	6,1	7,7

Tabela 23. Srednja mesečna in letna intenzivnost padavin v mm za obdobje 1951—60

VELIKI DOLENCI

Obdobje 1951—60



LEGENDA

--- 1mm PADAVINE v mm

--- 1dan PADAVINSKI DNEVI ≥ 0.1 mm

--- 1mm INTENZIVNOST PADAVIN v mm

I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII

Sl. 78

Če analiziramo podatke posameznih postaj glede na potek mesečnih intenzivnosti, opazimo, da so Veliki Dolenci imeli najnižje vrednosti v zimskih mesecih in v marcu. Vrednosti so se gibale od 4,3 do 4,5 mm. Najvišje pa so bile v juniju in juliju: od 8,2 do 8,3 mm.

Murska Sobota je imela prav tako minime od januarja do maja, in sicer v vrednostih od 4,1 do 4,7 mm, a najvišje vrednosti so se gibale v juniju in septembru: od 8,2 do 8,9 mm.

Lendava ima presenetljivo visoko srednjo intenzivnost padavin z minimumom v marcu in aprilu 5,5 mm in maksimum je padel v september 9,3 mm.

Če si še ogledamo srednje letne intenzitete padavin, opazimo, da imajo Vel. Dolenci najnižjo vrednost, in sicer 5,9 mm, sledi M. Sobota s 6,2 mm, najvišjo pa ima Lendava s 7,7 mm. Potek mesečnih intenzitet padavin je razumljiv. Jasno je, da minimi intenzitete padavin padajo v hladno polovico leta, ko je padavin malo. Povzroča jih v glavnem kontinentalni zrak, ki daje neznatne padavine. Prav tako pa je naravno, da maksimalne intenzitete padavin nastopajo v topli polovici leta, ko je čas tako imenovanih postfrontalnih padavin morskopolarnega in morskotropskega zraka, v katrem se pojavljajo zelo izdatne plohe. Pri tem igrajo zelo važno vlogo tudi termične plohe in nevihte, ki so gotovo najmočnejše v morsko polar-nem zraku.

Množino padavin, število padavinskih dni $\geq 0,1$ mm in intenzivnost padavin vidimo na sliki 78 za V. Dolence, sliki 79 za Mursko Soboto in sliki 80 za Lendavo v obdobju 1951—60.

5. Najvišje dnevne množine padavin v Pomurju. Pri meteorološkem opazovanju beležijo sicer tudi padavine, ki so manjše od 0,1 mm v enem dnevu in so povsod dokaj pogost pojav, vendar ta neznatna količina padavin nima praktičnega, gospodar-skega efekta, ampak je bolj zanimiva s teoretičnega vidika. Zato na tem mestu ne bomo obravnavali teh vrednosti.

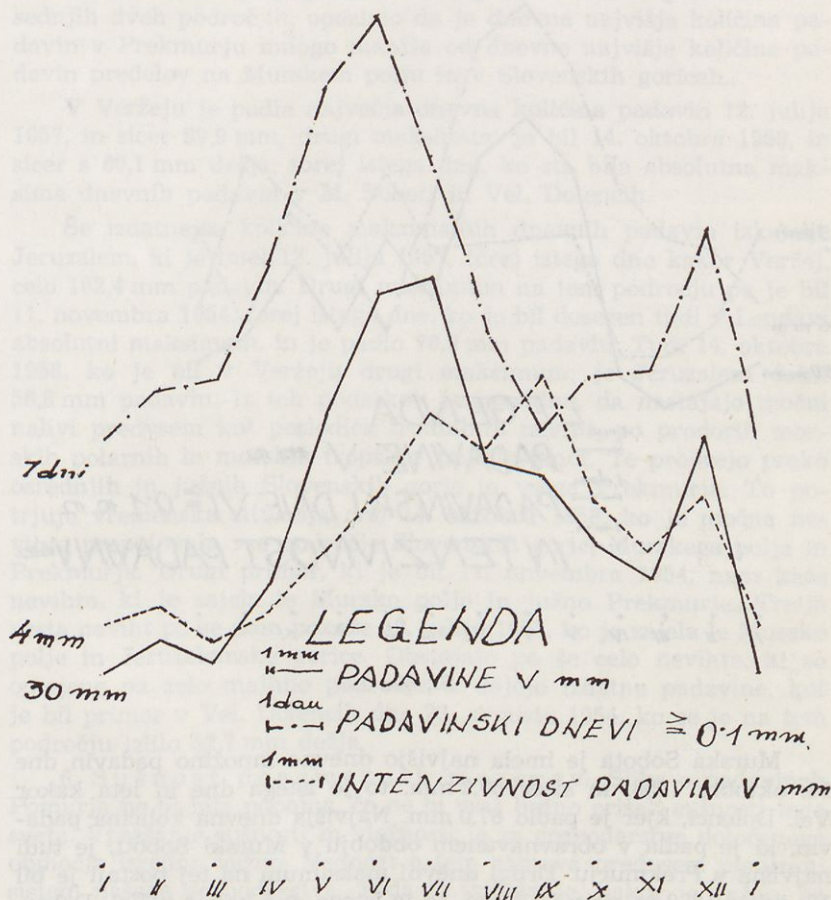
Neprimerno važnejše pa so (tabela 24) najvišje količine dnevnih padavin. Zato si bomo ogledali podatke o tem na treh področjih:

Postaja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Letno
V. Dolenci	35,0	26,3	25,7	45,0	40,0	38,4	62,9	52,7	45,7	67,0	44,0	22,2	67,0
M. Sobota	27,6	25,4	23,0	26,4	31,3	49,6	65,7	41,0	48,1	69,2	45,6	21,6	69,2
Lendava	33,7	28,4	34,7	35,9	46,5	39,7	54,4	32,5	53,7	37,2	67,1	27,3	67,1
Veržej	23,2	25,7	44,0	46,5	39,3	47,3	89,9	35,6	48,7	60,1	49,5	41,5	89,9
Jeruzalem	39,0	22,8	42,0	42,0	48,3	67,0	162,4	39,6	59,0	56,8	70,9	57,0	162,4

Tabela 24. Najvišje dnevne množine padavin v mm za obdobje 1951—1960

MURSKA SOBOTA

Obdobje: 1951—60

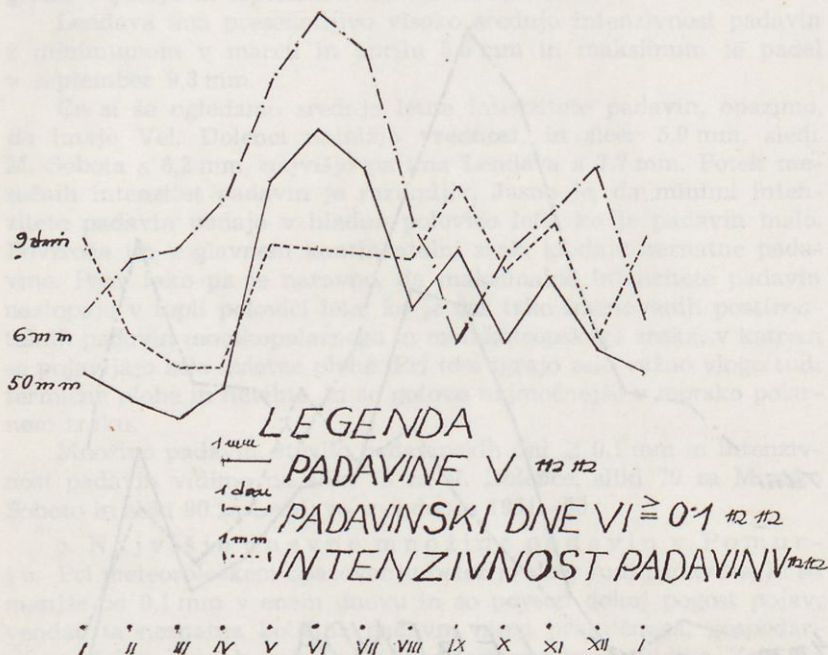


Sl. 79

v Prekmurju, na Murskem polju in v Jeruzalemskih gorica. V Vel. Dolencih so izmerili najvišjo dnevno množino padavin 14. oktobra 1958, in sicer je znašala 67,0 mm, a druga najvišja vrednost je bila 13. julija istega leta 62,9 mm na tej postaji.

LENDAVA

Obdobje: 1951—60



Sl. 80

Murska Sobota je imela najvišjo dnevno množino padavin dne 14. oktobra 1958, in sicer 69,2 mm, to je istega dne in leta kakor Vel. Dolenci, kjer je padlo 67,0 mm. Najvišja dnevna količina padavin, ki je padla v obravnavanem obdobju v Murski Soboti, je tudi najvišja v Prekmurju. Drugi dnevni maksimum na tej postaji je bil 13. julija 1960 in sicer 65,7 mm, to je istega dne kakor v Vel. Dolenjih, kjer je padlo 62,9 mm. Iz teh podatkov vidimo veliko skladnost, kar se tiče padavin na Goriškem in Srednjem Ravenskem. To si lahko razlagamo z naslednjo domnevo: v kontinentalnem klimatskem področju nastajajo izredno močne dnevne padavine kot posledica močnih termičnih neviht, ki zajemajo dokaj široka področja.

Kar se tega tiče je nekoliko drugače na meteorološki postaji v Lendavi. Največja dnevna količina padavin je padla 11. novemb-

ra 1954, in sicer 67,1 mm, a drugi maksimum je bil 15. julija leta 1958 s 54,4 mm.

Če za ilustracijo pogledamo še najvišje množine padavin v sosednjih dveh področjih, opazimo da je dnevna najvišja količina padavin v Prekmurju mnogo manjša od dnevne najvišje količine padavin predelov na Murskem polju in v Slovenskih goricah.

V Veržeu je padla največja dnevna količina padavin 12. julija 1957, in sicer 89,9 mm, drugi maksimum je bil 14. oktobra 1958, in sicer s 60,1 mm dežja, torej istega dne, ko sta bila absolutna maksima dnevnih padavin v M. Soboti in Vel. Dolencih.

Še izdatnejše količine maksimalnih dnevnih padavin izkazuje Jeruzalem, ki je imel 12. julija 1957, torej istega dne kakor Veržej, celo 162,4 mm padavin. Drugi maksimum na tem področju pa je bil 11. novembra 1954, torej istega dne, ko je bil dosežen tudi v Lendavi absolutni maksimum, in je padlo 70,9 mm padavin. Tudi 14. oktobra 1958, ko je bil v Veržeu drugi maksimum, je Jeruzalem dobil 56,8 mm padavin. Iz teh podatkov je razvidno, da nastajajo močni nalivi predvsem kot posledica frontalnih neviht, po prodorih morskih polarnih in morskih tropskih zračnih gmot. Te prodrejo preko osrednjih in južnih Slovenskih goric in vsega Prekmurja. To potrjuje vremenska situacija dne 14. oktobra 1958, ko je močna nevihta prepoštovala vse področje Slovenskih goric, Murskega polja in Prekmurja. Drugi primer, ki je bil 11. novembra 1954, nam kaže nevihto, ki je zajela le Mursko polje in južno Prekmurje. Tretja vrsta neviht pa se nam pokaže 12. julija 1957, ko je zajela le Mursko polje in Jeruzalemske gorice. Obstojajo pa še celo nevihte, ki so omejene na zelo majhno področje, a dajejo izdatne padavine, kot je bil primer v Vel. Dolencih dne 28. avgusta 1954, ko se je na tem področju izlilo 52,7 mm dežja.

6. Sušnost posameznih mesecev. Slika o padavinah Pomurja ne bi bila popolna, če ne bi vsaj bežno orisali sušnosti tega sveta. Vprašanje sušnosti in vlažnosti je za gospodarstvo določenega območja izredno važno. Vednost o tem zahteva predvsem planirani sistem našega gospodarstva. Toda to vprašanje, kakor je važno, ga je tudi težko točno opredeliti.

Pri analizi sušnih dob opazimo, da ima Prekmurje nad 100 sušnih dni z najbolj sušnim obdobjem pozimi, in sicer je to februar kot najbolj suh mesec, kar je popolnoma razumljivo glede na že ugotovljene lastnosti tega področja z ozirom na padavine.

Nekoliko bolj nas preseneča drugi sušni maksimum, ki je v septembru, ker vemo, da je september že dokaj namočen mesec. Vendar

je v zvezi s tem treba omeniti dejstvo, da so padavine v septembru v glavnem že posledica frontalnih prodorov, ki pa so bolj redki.

Najmanj sušnih dni izkazujejo poletni meseci; na prvem mestu je avgust, kar ustreza sliki o maksimalni množini padavin prvega obdobja. Toda tudi sušna obdobja se ne pokrivajo predvsem z obdobji najmanjših padavin v posameznih mesecih.

Če še omenimo najdaljše sušne dobe sploh, ki nastopajo v Pomurju, vidimo, da ne presegajo 30 dni, kar pa niso najdaljša sušna obdobja v Sloveniji. V Kočevju je v obravnavanem obdobju najdaljše sušno obdobje trajalo 40 dni, v Ljubljani 36 dni itd. Vemo, da se sušna obdobja pojavljajo predvsem v zimskih mesecih, ko se nad Panonsko nižino in ostalo srednjo Evropo zadržuje področje visokega zračnega pritiska, ki uvaja v ta svet kontinentalno polarni zrak. Ta je izredno suh in stabilen in zaradi tega imamo v tem svetu v glavnem suho vreme.

Pri pregledu mokrih razdobij opazimo, da je v Pomurju najdaljše mokro razdobje v avgustu, podobno kakor v Julijskih Alpah. V avgustu je zabeležena najdaljša mokra doba, in sicer 15 dni, ko je vsak dan deževalo na obravnavanem področju.

7. **Snežne razmere Pomurja.** Pomurje ne premore debele snežne odeje, in sicer zato, ker so zlasti januar, februar in še marec v glavnem pod vplivom že omenjenega vzhodnoevropskega anticiklona. Ta močno oslabi frontalne motnje, ki prihajajo od zahoda ali severozahoda, tako da ob takih vremenskih situacijah pade le neznatna količina padavin. Prodori zračnih gmot s severa, severovzhoda ali celo jugovzhoda, pa so tako ali tako nosilci izredno suhega zraka, ki že glede na svoj izvor ne more dati večjih padavin.

Če pregledamo snežne razmere na postaji Vel. Dolenci, opazimo, da ta ima največ dni s sneženjem, in sicer kar 24,2, sledijo M. Sobota z 21,3, Jeruzalem z 20,1 in Lendava z 19,3 dnevi na leto.

Glede na mesece pade v Vel. Dolencih največ dni s snegom na januar, in sicer 15 dni. V M. Soboti je ta maksimum v februarju z 12 dnevi, medtem ko je v Lendavi maksimum v februarju in marcu z enakim številom kot v M. Soboti, Jeruzalem ima prav tako maksimum snežnih dni v februarju in marcu, vendar samo 11 dni. Vel. Dolenci imajo v obravnavanem obdobju prav tako letni maksimum števila dni s sneženjem in to je 41 dni, a pri ostalih postajah Pomurja to število nikjer ne pade pod 34 dni. Iz omenjenih podatkov je razvidno, da je slika o dneh s sneženjem v vsem Pomurju dokaj enolična, kar je razumljivo, če upoštevamo, da sneg pada na širšem področju v glavnem iz stratusne in altostratusne oblačnosti.

Podobno, morda nekoliko bolj razgibano sliko, nam nudijo podatki o številu dni s snežno odejo debelo 1 cm ali več. Najvišje vrednosti izkazuje pri tej razporeditvi M. Sobota, in sicer 42,6, a najmanjšo Vel. Dolenci 38,5 dneva s snežno odejo na leto. To si lahko razlagamo tako, da je sončnost v zimskih mesecih večja v Vel. Dolencih kakor v M. Soboti in Lendavi, kjer v zimskih mesecih dolgo zjutraj ali pa celo po ves dan leži in se pojavi kmalu popoldne nizka megla kot posledica jezera hladnega zraka, ki leži v omenjenem ravninskem svetu. Zaradi tega je razumljivo, da na Goričkem hitreje kopni sneg kot na Ravenskem in Dolinskem, zlasti pa kmalu skopni količina snega, ki je manjša od 1 cm.

Prvi dan s snegom v zadnjem obdobju je bil 1. november, a zadnji 6. maj. Iz tega sledi, da je najdaljše možno obdobje za snežne padavine na obravnavanem področju nad 6 mesecev.

8. Nevihte in nalivi. Naravni proces, ki se pojavlja ob nevihtah in nalivih v Pomurju, nastopa predvsem na frontalnih območjih ali pa ta nastajajo po prodoru hladnega zraka, ki ustvari labilnost ozračja in tako daje osnovo termičnim procesom. Navadno so nevihte in nalivi kratkotrajni. Če pregledamo močne nalive v Murski Soboti v poedinih časovnih obdobjih, ugotovimo: v obdobju od leta 1951 do 1960 je v eni uri padlo na tej postaji največ 4,0 mm padavin, in sicer dne 29. julija 1958. Dne 12. julija 1960 je bil na tem področju najmočnejši naliv s 37 mm padavin, ki je trajal celo 6 ur. Najmočnejši naliv, ki je trajal celo 12 ur, pa je bil 13. oktobra 1958 in je dal na tej postaji 66 mm padavin. Največ padavin na področju M. Sobote v enem dnevu je bilo istega dne kakor maksimum v 12 urah, in sicer 69 mm.

Število dni s točo in sodro je v Pomurju sorazmerno majhno. V zadnjem obdobju ne preide vrednosti 1,6 dneva na leto, in sicer je ta vrednost izračunana za osrednjo postajo v Murski Soboti, kjer nastopa absolutni maksimum tega pojava, vse ostale postaje pa izkazujejo nižje vrednosti.

Podatki o nevihtnih dneh nam izkazujejo največ dni v Vel. Dolencih, in sicer 41,4 dni, a najmanj v Jeruzalemu: 17,3 dni. Ta velika razlika med številom nevihtnih dni v Pomurju in južnem delu Slovenskih goric je morda prevelika, a je najbrže rezultat netočnih opazovanj na enem ali drugem področju.

9. Močno neurje v Slovenskih goricah in izdatne padavine v Pomurju dne 15. 7. 1962.

Izredno škodo je povzročilo strašno neurje s točo dne 15. 7. 1962, predvsem v jugovzhodnem predelu Slovenskih goric, na območju Jeruzalema. To neurje ni direktno zajelo Pomurja, temveč se je raz-

vijalo le na njegovem obrobju in povzročalo v Pomurju le izdatne padavine.

Glede na splošno vremensko stanje v višjih (slika 78 a) in nižjih (slika 78 b) plasteh ozračja je v tem času bilo tole vremensko stanje: na 500 mb ploskvi se je topli, tropski zrak razširil proti severu, tako da je bil pretežni del vzhodnega in severnega Atlantika v območju močnih otoplitev. Topla in deloma vlažna zračna gmota je pritekala v Evropo in zajela pretežni del srednje Evrope. Njeno temperaturo in vlažnost, a tudi smer in jakost vetra nam kažejo (tabela 25 a) opazovalne točke s tega področja. Vse podane opazovalne točke od stalne meteorološke ladje na Atlantiku M preko Bordeauxa do Beograda imajo izredno toplo ozračje, saj se je temperatura na višinah 5700 do 6000 m gibala med -9°C in -14°C . Prevladujoča smer vetra na tem področju je bila W do WNW.

A Topel zrak

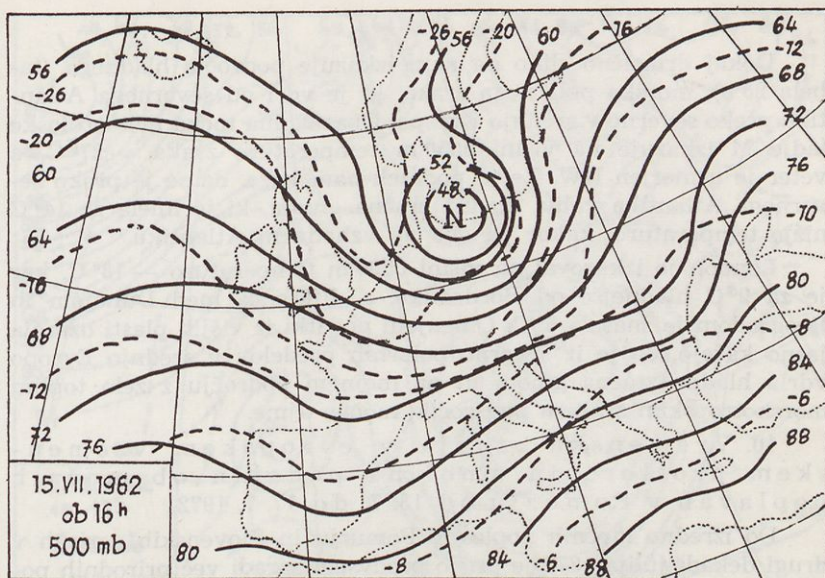
Kraj	Višina v m	Temp. $^{\circ}\text{C}$	Smer vetra	Hitrost vetra v vozlih
Stalna ladja K vzhodni Atlantik				
45° N 16° W	5770	— 13	W	40
Bordeaux	5780	— 9	WNW	30
Payern	5640	— 14	WNW	30
Beograd	5720	— 12	WNW	70

Tabela 25 a. Višinski podatki toplega zraka z dne 15. 7. 1962 ob 13. uri

B Hladen zrak

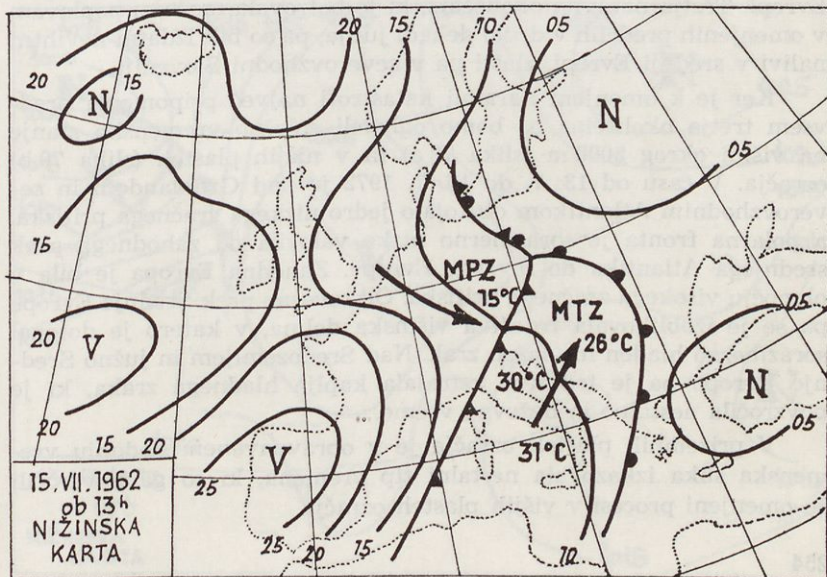
Stalna ladja M Severno morje				
66° N 2° E	5550	— 27	NW	20
London	5590	— 18	—	—
Dunaj	5650	— 17	SW	40

Tabela 25 b. Višinski podatki hladnega zraka z dne 15. 7. 1962 ob 13. uri



Sl. 78 a

Sl. 78 b



Dokaj drugačno sliko pa nam izkazuje področje hladnega (tabela 25 b), morsko polarnega zraka, ki je vdrl od severnega Atlantika preko severne v srednjo Evropo. Opazovalna točka meteorološke ladje M izkazuje na višini 5550 m temperaturo zraka — 27° C, a veter je usmerjen NW. Že ta podatek nam kaže, da se je preko severnega Atlantika valila hladna zračna gmota, ki je imela za 14° C nižjo temperaturo, kakor pa ona na vzhodnem Atlantiku.

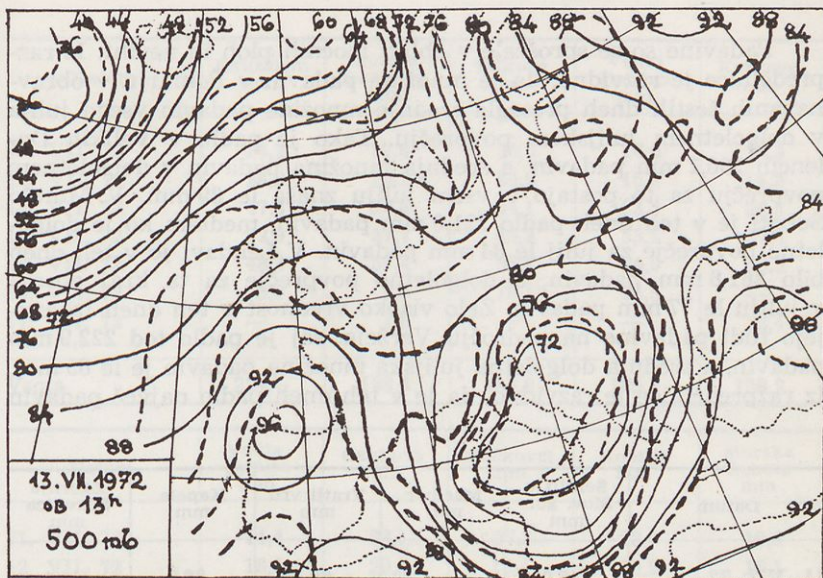
London je izkazoval na višini 5590 m temperaturo — 18° C, kar je za 9° C hladnejše od Bordeauxa, a diferenca med Dunajem in Beogradom je znašala 5° C. Omenjeni podatki iz višjih plasti ozračja jasno kažejo, da je iz severno polarnih predelov v srednjo Evropo vdrla hladna zračna gmota in na mejnem področju z zelo toplim morskotropskim zrakom povzročila močne ujme.

10. Vremenska stanja v evropskem vremenskem prostoru in množina padavin ob močnih poplavah v Pomurju od 13. 7. do 17. 7. 1972.

Do izredno močnih poplav v Pomurju in Slovenskih goricah v drugi dekadi julija 1972 je prišlo predvsem zaradi več prirodnih pogojev, in sicer: prvič se je v osrednjih Alpah leta 1972 sorazmerno kasno talila snežna odeja in zaradi tega so porečja alpskih rek dobila izdatnejšo množino vode šele konec junija in v prvi dekadi julija. Druga pomembna naravna okoliščina, ki je močno vplivala na višino gladine voda je bilo sorazmerno deževno julijsko vreme v vsej srednji Evropi. Tretja naravna okoliščina, ki je botrovala močnim poplavam v omenjenih predelih v drugi dekadi julija, pa so bili izdatni nevihtni nalivi v srednji Evropi, zlasti pa v severovzhodni Sloveniji.

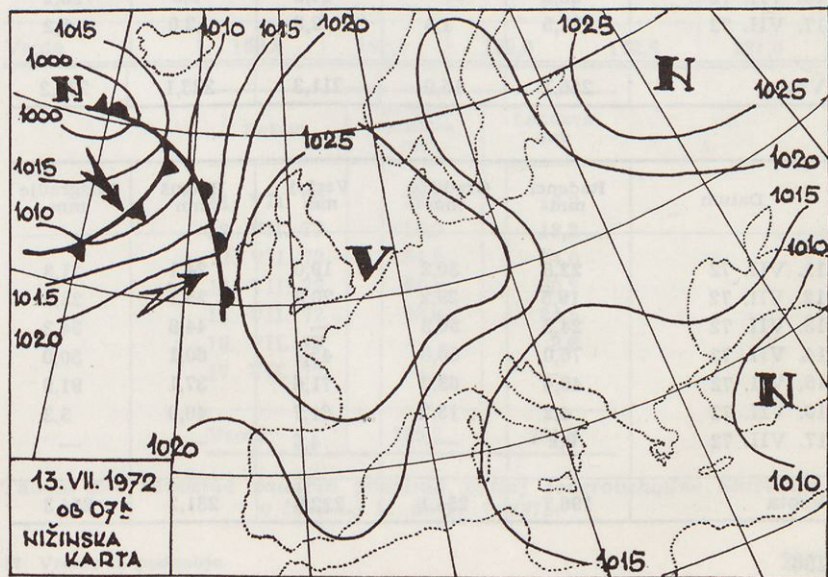
Ker je k omenjeni naravni katastrofi največ pripomogla predvsem tretja okoliščina, si bomo ogledali splošno vremensko stanje na višini okrog 5000 m (slika 79 a) in v nižjih plasteh (slika 79 b) ozračja. V času od 13. 7. do 16. 7. 1972 je nad Grönlandom in severovzhodnim Atlantikom obstajalo jedro nizkega zračnega pritiska, a polarna fronta je sorazmerno nizko valovila od zahodnega prek srednjega Atlantika do severne Evrope. Zahodna Evropa je bila v območju visokega zračnega pritiska. Od severne prek Srednje Evrope pa se je izoblikovala trdoživa višinska dolina, v katero je dotekal sorazmerno hladen in vlažen zrak. Nad Sredozemljem in južno Srednjo Evropo pa je trdoživo vztrajala kaplja hladnega zraka, ki je povzročila nestalno in deževno vreme.

V prizemnih plasteh ozračja je v obravnavanem obdobju vremenska slika izkazovala nestalni tip vremena, ki so ga povzročili že omenjeni procesi v višjih plasteh ozračja.



Sl. 79 a

Sl. 79 b



Padavine so se sproščale v obliki močnih ploh in neviht. Iz razpredelnice je razvidno, da je množina padavin v Pomurju v obravnavanih šestih dneh presegla srednje množine padavin vsega julija v dolgoletnem julijskem povprečju. Tako je padlo v Velikih Dolencih 256,1 mm padavin, a srednja množina padavin v dolgoletnem povprečju za to postajo v vsem juliju znaša le 89 mm. V Murski Soboti je v teh dneh padlo 221,0 mm padavin, medtem ko je dolgoletno povprečje za julij le 84 mm padavin. V Lendavi je v teh dneh bilo 261,8 mm padavin, a dolgoletno povprečje za ta kraj dosega v juliju le 77 mm padavin. Zelo visoko vrednost v teh dneh izkazujejo tudi padavine na področju Veržaja, saj je padlo tod 222,9 mm padavin, a srednja dolgoletna julijska množina padavin je le 85 mm. Iz razpredelnice je razvidno, da je v teh dneh padlo največ padavin

Datum	Šentilj v Slov. gor. mm	Maribor mm	Vratji vrh mm	Kapela mm	Zgornja Ščavnica mm
11. VII. 72	45,0	—	60,3	26,5	43,1
12. VII. 72	18,2	—	17,7	22,5	23,3
13. VII. 72	27,8	—	23,0	35,0	28,9
14. VII. 72	60,4	12,6	54,7	76,0	68,9
15. VII. 72	29,3	0,9	38,8	58,3	11,6
16. VII. 72	63,9	—	14,0	2,8	23,2
17. VII. 72	11,5	1,5	2,8	2,0	6,2
Vsota	256,1	15,0	211,3	223,1	235,2

Datum	Radenci mm	Gradišče mm	Veržej mm	Blaguš mm	Podgradje mm
11. VII. 72	22,8	30,2	19,0	24,1	21,3
12. VII. 72	19,5	29,2	20,3	25,1	23,5
13. VII. 72	24,5	50,3	—	44,8	54,3
14. VII. 72	76,0	66,0	45,7	60,1	50,0
15. VII. 72	49,4	63,2	71,6	37,1	91,9
16. VII. 72	4,2	15,2	61,7	40,0	3,3
17. VII. 72	0,2	—	4,6	—	—
Vsota	196,7	254,1	222,9	231,2	244,3

Datum	Jeruzalem mm	Gornja Radgona mm	Trtkova mm	Veliki Dolenci mm	Kančevci mm
11. VII. 72	24,2	27,6	30,5	16,0	17,4
12. VII. 72	28,2	19,2	24,9	15,0	14,2
13. VII. 72	47,8	32,4	44,1	23,5	30,3
14. VII. 72	72,9	57,7	45,3	53,5	37,4
15. VII. 72	48,3	57,4	35,7	24,0	46,5
16. VII. 72	3,3	2,5	19,1	33,5	—
17. VII. 72	—	1,8	—	—	12,4

Vsota	224,7	198,4	199,6	165,5	158,2
-------	-------	-------	-------	-------	-------

Datum	Vučja gomila mm	Cankova mm	Mačkovci mm	Kobilje mm	Murska Sobota mm
11. VII. 72	14,4	28,1	27,3	18,9	19,6
12. VII. 72	18,0	20,2	13,4	18,9	18,1
13. VII. 72	22,1	23,4	20,3	33,6	40,4
14. VII. 72	48,3	56,1	40,8	44,1	55,1
15. VII. 72	53,0	53,0	36,5	47,1	83,1
16. VII. 72	3,0	10,5	13,6	10,2	4,6
17. VII. 72	—	4,2	2,0	—	0,2

Vsota	158,8	195,5	159,0	172,8	221,0
-------	-------	-------	-------	-------	-------

Datum	Srednja Bistrica mm	Lendava mm
11. VII. 72	28,0	16,3
12. VII. 72	18,0	18,2
13. VII. 72	54,2	54,0
14. VII. 72	64,1	80,2
15. VII. 72	70,9	84,5
16. VII. 72	—	8,6
17. VII. 72	—	—
Vsota	235,2	261,8

Tabela 25 c. *Množina padavin poedinih postaj severovzhodne Slovenije v času od 11. do 17. 7. 1972*

Postaja	Nadm. v. m	Najvišja dnevna množ. pad. v obdobju 1925—1956 mm	Datum	Najvišja dnevna množina padavin v času od 11. do 17. VII. 1972
Maribor	270	90-4	17. IX. 50	12,6 mm 14. VII. 72
Vel. Dolenci	308	75,4	2. VI. 56	53,5 mm 14. VII. 72
Murska Sobota	192	78,5	16. VII. 37	83,0 mm 15. VII. 72
Lendava	169	133,0	2. VII. 37	84,5 mm 15. VII. 72
Veržej	176	80,5	2. VIII. 37	71,6 mm 14. VII. 72

Tabela 26. *Najvišje dnevne množine padavin z datumi v obdobju 1925 do 1956 in najvišje dnevne množine padavin v času od 11. do 17. 7. 1972*

Postaja	Nadm. viš. m	Sred. množina padavin v juliju 1925—56 mm	Množina padavin od 11. do 17. VII. 1972 mm
Maribor	270	108	15,5
Vel. Dolenci	308	89	165,5
Murska Sobota	192	84	221,0
Lendava	169	77	261,8
Veržej	176	85	222,9

Tabela 27. *Srednja dolgoletna množina padavin v juliju v obdobju 1925 do 1956 in množina padavin v času od 11. do 17. julija 1972*

na področju Lendave. Za ostale postaje obravnavanega sveta so v razpredelnici podatki o množini padavin od 11. do 17. julija 1972.

Če še primerjamo najvišje dnevne množine padavin v obdobju od 1925 do 1960 za to področje in najvišje dnevne množine padavin v obravnavanem tednu, opazimo, da je le Murska Sobota dne 15. 7. 1972 presegla dolgoletni dnevni maksimum s 84,5 mm padavin, medtem ko je bil prejšnji dnevni maksimum za Mursko Soboto 78,5 mm padavin, dosežen pa je bil 16. 7. 1937. Vse ostale obravnavane postaje niso presegle dolgoletnega dnevnega maksima, kar je razvidno iz priloženih statističnih podatkov.

Tudi primerjave srednjih dolgoletnih julijskih povprečij padavin z množino padavin v obravnavanih dneh nam kažejo prav tako v Pomurju izredno visoke presežke, od katerih je bil najvišji v Lendavi. Iz navedenih izvajanj in statističnih podatkov (tabela 25) je razvidno, da so bile padavine v Slovenskih goricah in Pomurju v obravnavanih dneh izredno izdatne. Tako je bilo naravno nujno, da so tem velikim množinam padavin sledile močne poplave, ker pač niso bili primerno urejeni hidrotehnični sistemi tega sveta.

Množina padavin poedinih postaj severovzhodne Slovenije v času od 11. do 17. 7. 1972 je razvidna iz Tabele 25 c, a v Tabelah 26 in 27 je podana primerjava padavinskega režima omenjenih predelov z obdobjem 1925—1956.

b) Temperatura

Elemente in faktorje, ki vplivajo na temperaturno polje nekega področja ali kraja, smo razložili že v prejšnjih poglavjih, vendar jih bomo tukaj posebej poudarili glede na področje Pomurja. Ta svet leži v srednjeevropskem kontinentalnem podnebju, ki ga poleg padavin dobro karakterizira tudi temperaturno polje. Če primerjamo srednje januarske temperature Murske Sobote in Kopra, opazimo, da dosega prva postaja vrednost $-2,6^{\circ}\text{C}$, a druga $4,2^{\circ}\text{C}$, iz česar sledi, da je v tem času Pomurje zelo ohlajeno. Samo ta podatek nam že kaže, da je obmorska postaja Koper v srednji januarski vrednosti za $6,8^{\circ}\text{C}$ toplejša kot Murska Sobota, kar je pripisati blagodejnemu vplivu morja. Podobne temperaturne razmere bi lahko ugotovili tudi v najbolj toplem mesecu juliju oziroma skozi vse leto.

Če tako primerjavo naredimo še za najbolj toplel mesec julij, vidimo, da je povprečna julijska temperatura v M. Soboti $19,5^{\circ}\text{C}$, a v Kopru $23,3^{\circ}\text{C}$. Torej je Koper v najbolj toplem mesecu leta le za $3,8^{\circ}\text{C}$ toplejši od M. Sobote. Da bo slika še popolnejša, vzemimo v ilustracijo še eno postajo v Prekmurju, in sicer z Goričkega, ki ima nekoliko višjo nadmorsko višino, in to so Vel. Dolenci. Če primerjamo srednje januarske in srednje julijske temperature Vel. Dolencev in M. Sobote, se nam pokaže, da imajo Vel. Dolenci v januarju za $1,1^{\circ}\text{C}$ višje temperature kakor M. Sobota, a v juliju le za $0,2^{\circ}\text{C}$.

Srednja letna temperatura zraka raste od kopnega k morju zlasti v zimskih mesecih, a mnogo manj v poletnih. Više ležeča področja imajo predvsem v hladni polovici leta višje temperature kakor nižine, kar je na videz proti osnovnemu principu, ki smo ga prvotno

postavili, to je, da temperatura z višino pada. Pri tem namreč gre za temperaturne inverzije, ki smo jih že obravnavali.

Že zdavnaj je bilo ugotovljeno, da je morje močan hranilnik toplote za naše ozračje in je s svojimi fizikalnimi lastnostmi nepri- merno bolj konservativno morje kakor kopno, to je, da se sicer počasi segreva, a prav tako počasi ohlaja. Za kopno pa vemo, da se naglo segreje in prav tako naglo ohladi.

Če k temu dodamo še splošno lastnost vremenskega dogajanja, to je, da se v zimskih mesecih nad Panonsko nižino izredno trdoživo zadržuje področje visokega zračnega pritiska, ki uvaja v te predele hladen, dokaj suh kontinentalni polarni zrak, je razumljivo, da se kopno močno ohlaja, zaradi česar sledi močan padec temperature zraka. Popolnoma drugi tip vremenskega dogajanja pa je v Pri- morju. Zaradi nizke lege polarne fronte je to področje zelo pogosto v območju ciklonalnih aktivnosti, ki povzročajo, da zlasti s toplim sektorjem ciklona priteka v ta območja topli, morsko tropski zrak. Celo hladna kraška burja, ki nastopa ravno zaradi anticiklona nad srednjo in vzhodno Evropo ter ciklona nad Sredozemljem, ne more ohladiti Primorja tako, kakor se ohladi kopno v mirnih jasnih nočeh, ko vlada polarno kontinentalni anticiklon nad Panonsko nižino. V tem anticiklonu se uveljavi predvsem močno nočno izžarevanje tal, kar snežna odeja še posebej krepí.

V poletnih mesecih so temperaturne razmere zraka nekoliko drugačne. Tudi v tem času je Pomurje v območju kontinentalnega anticiklona, vendar so lastnosti polarno kontinentalnega zraka bi- stveno drugačne kakor pozimi. Gmota polarno kontinentalnega zraka je v poletju topla in stabilna, zato zlasti preko dneva nasto- pajo močne otoplitve. Zaradi tega v Pomurju nastopajo visoke temperature. Še enkrat moramo poudariti dejstvo, da so najvišje dnevne temperature bile v področju kontinentalnega tipa vremena, kamor spada tudi Pomurje, in ne v Primorju. Obratno pa so srednje vrednosti mesečnih temperatur višje v Primorju kakor v Pomurju. Pri tem pač igra veliko vlogo temperaturna amplituda, ki je v Po- murju velika zaradi hladnih noči in vročega dneva, in majhna za- radi milih noči in dokaj toplega dneva v Primorju.

K horizontalni razporeditvi temperaturnega polja zraka pa mo- ramo dati še vertikalno komponento.

Že v uvodu smo ugotovili, da je relief zemljišča izredno važen dejavnik pri formiranju temperaturnega polja. Prekmurje je z Do- linskim in Ravenskim svetom del Panonske nižine. Goričko na se- veru in Slovenske gorice na zahodu in jugozahodu pa zapirajo ta

ravninski svet. Že v prejšnjih poglavjih smo ugotovili, da v zimskem času nad Panonsko nižino in Pomurjem stagnira področje visokega zračnega pritiska, ki uvaja v te predele hladen, polarno kontinentalen zrak. Pomembna značilnost te zračne gmote je, da je zelo suha, zaradi česar prihaja ponoči do izredno močnega izžarevanja tal in s tem se zlasti v spodnjih plasteh zrak močno ohlajuje. Dnevno obsevanje ne more nadomestiti nočne izgube toplotne energije, zato se ohladike stopnjujejo iz dneva v dan. Kakor pa smo že omenili, je Panonska nižina v velikem zopet kotlina, ki jo okrog in okrog obdajajo gorski sistemi. Ti pa prav pri ohlajevanju zraka imajo važno vlogo. Ponoči, ko nastopa močno sevanje in s tem ohlajevanje zraka, ta proces na pobočjih gora, ki obkrožajo omenjeni nižinski svet, poteka neprimerno hitreje, kakor pa na dnu kotlin. Hladne zračne gmote se zaradi večje specifične teže spuščajo s pobočij gora v dno dolin in kotlin. Tako se v vsej Panonski nižini polagoma nabira hladen zrak, ki iz dneva v dan raste. S tem nastaja tako imenovano jezero hladnega zraka, ki je tem višje, čim dalj traja ta naravni proces.

Močne ohladike zaradi temperaturnih inverzij ali jezer hladnega zraka v Pomurju, ki zaliva Dolinsko, Ravensko in Mursko polje, so pogoste v hladni polovici leta. Zaradi tega je temperatura zraka v nižjih plasteh nižja kakor pa v višjih in ta naravni pojav, kakor smo že omenili, imenujemo temperaturna inverzija. Pomembni dejavniki, ki vplivajo na porajanje in jačanje tega pojava, so predvsem: relief pokrajine (neka kotlina ali ravninsko področje, ki je orografsko zaključeno), nadalje mirno vreme, ki preprečuje mešanje zraka, snežna odeja, ki jača nočno sevanje tal, in jasno nebo.

Met. postaja	28. jan.	29. jan.	30. jan.	31. jan.
Murska Sobota				
abs. višina 192 m	— 12,0	— 22,6	— 15,2	— 18,4
Šmarna gora				
abs. višina 668 m	— 4,8	— 9,6	— 7,8	— 6,8
Planina-Križ				
abs. višina 1054 m	— 9,4	— 12,4	— 9,6	— 8,9

Tabela 28. Primer temperaturne inverzije v Pomurju od 28. do 31. 1. 1952

Temperaturne inverzije, ki jih zasledimo v Pomurju, so torej posledica jezera hladnega zraka v Panonski nižini. Domnevamo celo lahko, da absolutno najnižje temperature zraka v najnižjih plasteh ozračja povzroča prav ta naravni proces. To nam dokazuje tudi tabela 2.

Navedeni podatki minimalnih temperaturnih razmer Murske Sobotе, Šmarne gore in Planine-Križ nam jasno dokazujejo, kako močne so temperaturne inverzije ali ohladiťve v nižjih plasteh ozračja v Pomurju, saj je ob takih ohladiťvah, kakor je bila na primer dne 19. 1. 1952, tukaj celo za 13° C hladneje kakor na Šmarni gori, ki zajema plast približno 780 metrov, in končno za 10,2° C kakor na Planini-Križ, ki zajema plast zraka 1050 metrov.

Če še omenimo, da so minimalne temperature izmerili tik ob tleh istega meseca in leta: dne 28. 1. 1952 — 19,4° C, dne 29. 1. — 34,8° C, dne 30. 1. — 25,5° C in dne 31. 1. — 29,7° C, vidimo, kako močno ohlajevanje nastaja prav v prizemnih plasteh ozračja, ki po svoje vplivajo tudi na vegetacijo. Če hočemo pregledati nekatere klasične primere temperaturnih inverzij pri nas in po svetu, si oglejmo izvajanja o tem v prejšnjih poglavjih tega dela, kjer smo podrobno podali temperaturne inverzije.

Te visoke ohladiťve na dnu kotlin pa še prekašajo vrednosti, ki jih je izmeril Geiger v Alpah, in sicer v ozki kotlini Gstettneralm pri Lunzu. Na njenem dnu je odkril presenetljivo nizke temperature, in sicer — 51° C, kar je do sedaj najnižja izmerjena temperatura zraka v srednji Evropi v najnižjih plasteh našega ozračja. Na tej osnovi nastopajo tudi najnižje temperature zraka v prizemnih plasteh naše zemeljske oble. Te so nastopile v kraju Oimenkonu v severovzhodni Sibiriji. Kraj leži v ozki zaprti kotlini. Tu so izmerili najnižjo temperaturno vrednost v prizemnih plasteh ozračja, in sicer — 68° C. Take nizke vrednosti temperature zraka lahko izmerimo šele v visokih plasteh našega ozračja.

1. Letni potek temperature zraka v Pomurju. Potek temperature zraka skozi leto nam podajajo predvsem sledeči kriteriji: najnižje in najvišje srednje mesečne temperature leta, absolutno najnižje in absolutno najvišje temperature leta, srednje mesečne temperature in absolutna amplituda temperature leta.

Kakor vidimo iz podatkov, je v vsem Pomurju januar glede na dolgoletno srednjo vrednost najbolj hladen, a najnižje povprečne mesečne temperature so izmerili na področju M. Sobotе (— 2,6° C) in Beltinec (— 2,3° C). Najvišje vrednosti v omenjenem mesecu pa imajo področja, ki so dvignjena nad ravninski svet. Zato je razum-

ljiivo, da izkazujejo Vel. Dolenci že vrednost $-1,5^{\circ}\text{C}$, Kapela $-0,6^{\circ}\text{C}$ in Jeruzalem $-0,9^{\circ}\text{C}$. Iz teh podatkov je razvidno, da je tukaj močan vpliv plitve temperaturne inverzije.

Najbolj topel mesec je julij, in sicer z najvišjimi povprečnimi mesečnimi temperaturami v Lendavi: $20,0^{\circ}\text{C}$. Enako vrednost izkazuje Jeruzalem. Gor. Radgona dosega $19,3^{\circ}\text{C}$ in M. Sobota $19,5^{\circ}\text{C}$, kar sta najnižji srednji vrednosti najbolj toplega meseca v Pomurju. Vzrok temu je prav gotovo iskati v sestavi ali konfiguraciji terena. Lendavske gorice, pod katerimi je bila meteorološka postaja, kakor tudi Jeruzalemske gorice so v glavnem iz laporja, ki se močnejše segreje kakor pa zelena polja in travniki Ravenskega in ostalega Dolinskega.

Če še pogledamo srednjo letno amplitudo, opazimo, da nastopajo največje vrednosti amplitude na področju M. Sobote in Beltinec, torej tam, kjer nastajajo srednji in absolutni minimi. Če navedene podatke primerjamo s podatki ostalih krajev Slovenije, ugotovimo, da je srednja januarska temperatura M. Sobote ena najnižjih vrednosti vsega nižinskega sveta Slovenije, medtem ko Lendava in Jeruzalem imata mnogo milejše januarske temperature. Isto velja tudi za amplitudo letne vrednosti temperatur zraka. Potemtakem Pomurje ima zaradi svoje kontinentalne klime izredno močno kolebanje temperature, kar je razvidno iz srednjih letnih amplitud M. Sobote, kjer znaša celo $16,9^{\circ}\text{C}$. V poletnem času pa nastopajo nekoliko manjše dnevne amplitude, kajti nočne ohlavitve niso tako izrazite.

Še jasnejšo sliko o temperaturnih razmerah nam nudijo absolutni ekstremi. Najnižje temperature v Pomurju so doslej izmerili v M. Soboti, ko je leta 1929 v izredno hladni zimi, ki je zajela vso Evropo, 11. februarja živo srebro na omenjeni postaji padlo na $-29,2^{\circ}\text{C}$. Drugo najnižjo temperaturno vrednost obravnavanega področja so prav tako izmerili v M. Soboti, in sicer 16. februarja 1956 v vrednosti $-28,6^{\circ}\text{C}$. Vse ostale postaje v Pomurju izkazujejo nekaj višje absolutne minime, vendar je Lendava zelo blizu absolutnim minimalnim ekstremom z vrednostjo $-28,4^{\circ}\text{C}$ z dne 11. februarja 1929.

Postaja Vel. Dolenci izkazuje absolutne minimalne temperature le $-21,2^{\circ}\text{C}$ z dne 21. januarja 1954, Jeruzalem $-21,0^{\circ}\text{C}$ z dne 10. februarja 1956. Te vrednosti najnižjih temperatur nam potrjujejo dejstvo, da je v Pomurju v zimskih mesecih močna temperaturna inverzija z nizkimi temperaturami okrog M. Sobote in Beltinec, kar smo že omenili.

Navedli bomo še eno samo zanimivost glede na minimalne temperature tega področja, in sicer kje in kdaj nastopajo temperature pod 0°C . Pod to vrednostjo se pojavljajo minimalne temperature po vsem Pomurju, in sicer v januarju, februarju, marcu in decembru.

M. Sobota ima samo tri mesece, ko so absolutne minimalne temperature nad $0,0^{\circ}\text{C}$, in sicer junij, julij in avgust. Vel. Dolenci podaljšujejo to periodo v september, a Jeruzalem in Lendava celo v oktober. Če še pregledamo število dni, ko so bile minimalne temperature pod $0,0^{\circ}\text{C}$, se nam pokaže, da je v letnem povprečju zopet najbolj bogata teh dni M. Sobota, in sicer 107 dni, sledita ji Lendava z 98 dni in Jeruzalem s 83 dni.

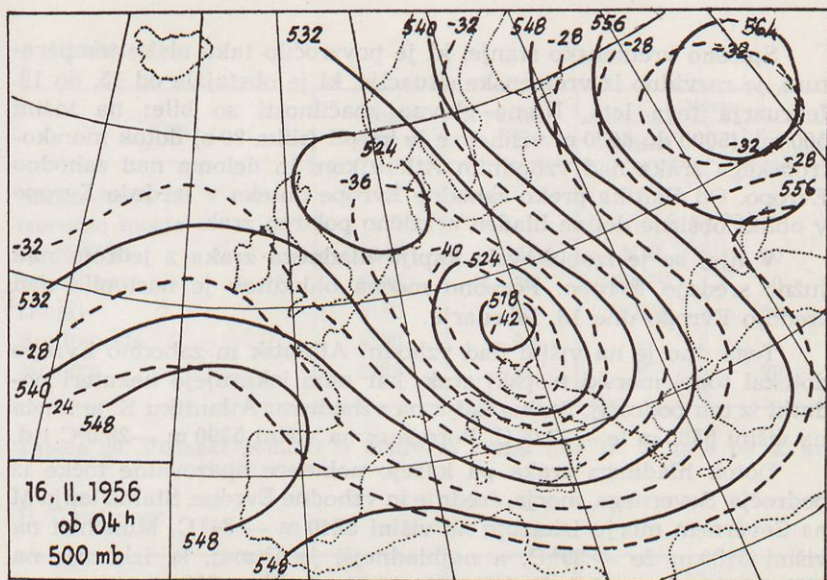
Absolutne maksimalne temperature kažejo prav tako najvišjo vrednosti v M. Soboti, in to $39,8^{\circ}\text{C}$ dne 5. 7. 1939, sledi Lendava z $38,0^{\circ}\text{C}$ dne 28. 6. 1935, nadalje Vel. Dolenci s $36,7^{\circ}\text{C}$ dne 15. 8. 1952 in Jeruzalem s $35,2^{\circ}\text{C}$ dne 7. 7. 1957.

Iz obravnavanih podatkov sledi, da je absolutno kolebanje temperature najvišje v M. Soboti, in sicer znaša $69,0^{\circ}\text{C}$, a najnižje v Jeruzalemskih gorica, kjer znaša le $56,2^{\circ}\text{C}$.

Omenjena razporeditev minimalnih temperatur ima izredno velik vpliv na vegetacijo tega področja in to predvsem na kulturne rastline. Gotovo je tukaj treba omeniti na prvem mestu vinsko trto, ki potrebuje določeno množino toplote predvsem pri zorenju grozdja, prav tako pa tudi za dobro rast. Podatki nam kažejo, da so področja okrog Lendave izredno ugodna za gojitev vinske trte, in sicer neprimerno bolj kakor svet Velikih Dolenec. Še ugodnejši pogoji pa so v okolnih področjih Jeruzalemskih gor, Kapele in okrog Gornje Radgone, kjer so za uspevanje vinske trte glede na meteorološke razmere izredno dobri pogoji.

2. Močne ohladi tve v Pomurju. Kakor smo že videli v prejšnjih poglavjih, nastopajo najmočnejše ohladi tve v Pomurju predvsem zaradi stabilizacije kontinentalno polarnega anticiklona v Panonski nižini in to zlasti v januarju in februarju. Osnovne vzroke, zakaj prav takrat nastopajo izredno nizke temperaturne vrednosti, smo tudi že obravnavali.

V tem poglavju si bomo ogledali primer, ko so nastopile v Pomurju najnižje temperaturne vrednosti v obravnavanem obdobju, in sicer dne 16. februarja 1956, ko je v M. Soboti živo srebro zdrknilo na — $28,6^{\circ}\text{C}$, kar je le nekaj desetink nad absolutnim minimom, ki so ga zabeležili na tej postaji v letu 1929. Omenjenega dne so na višini 5 cm nad zemljo izmerili najnižjo temperaturo v M. Soboti: celo — $30,2^{\circ}\text{C}$.



Splošno vremensko stanje, ki je povzročilo tako nizke temperature, je razvidno iz vremenske situacije, ki je obstajala od 15. do 18. februarja tega leta. Njene glavne značilnosti so bile: na višini 500 mb (5000 do 6000 m višine) se je krepil (slika 80 a) dotok morsko-tropskega zraka nad vzhodnim Atlantikom in deloma nad zahodno Evropo. Od Baltika preko zahodne Evrope doteka v srednjo Evropo v obliki obširne doline hladen arktično polaren zrak.

V njej se je izoblikovala kaplja hladnega zraka z jedrom nad južno srednjo Evropo. Posebno močna ohladitev je nastopila nad srednjo Evropo dne 16. februarja.

Tega dne je na višini nad vzhodni Atlantik in zahodno Evropo dotekal topel morski tropski zrak, kar nam izkazujejo nekateri podatki iz teh področij. Stalna ladja na vzhodnem Atlantiku K je imela na višini 5550 m le $-23,0^{\circ}\text{C}$, Bordeaux na višini 5390 m $-28,0^{\circ}\text{C}$ itd.

Dotok hladnega zraka pa kažejo nekatere opazovalne točke iz področja Severnega morja, srednje in vzhodne Evrope. Stalna ladja M na Severnem morju izkazuje na višini 5240 m -34°C , München na višini 5180 m že -39°C , a najhladnejši je Dunaj, ki izkazuje na višini 5180 m -42°C . Budimpešta ima nekoliko višje temperature, in sicer na višini 5180 m dosega vrednosti -38°C , a Moskva je še bolj topla, in izkazuje na višini 5480 m le -31°C .

V prizemnih plasteh pa se je od vzhodne Evrope (slika 80 b) razraščalo izredno močno področje visokega zračnega pritiska, ki je zajemalo ves svet od osrednje Sibirije preko vzhodne do srednje Evrope. Ta barični sistem je uvažal v prizemnih plasteh v predele hladen, polarno kontinentalen zrak. Področje srednje Evrope je bilo na vsem evropskem vremenskem prostoru v višinah in pri tleh najbolj hladno, a ta ohladitev je bila prav največja v Pomurju, in sicer v M. Soboti.

3. Močne otoplitve v Pomurju. Najmočnejše otoplitve, ki nastopajo v Sloveniji oziroma v Pomurju, so posledica prodora tropskih kontinentalnih zračnih gmot v to področje. Ti prodori so najbolj intenzivni navadno v mesecu juliju.

Ogledali si bomo primer izredno intenzivnega prodora že omenjenih zračnih gmot v srednjo Evropo, ki je povzročil v dneh od 3. do 8. 7. 1957 izredno visoke temperature ne samo v Pomurju, ampak tudi po vsej Sloveniji.

Na višinah (plast 5000 do 6000 m) je v teh dneh (slika 81 a) izredno močno prodiral vroč kontinentalno-tropski zrak, ki je pritekal od severne Afrike in se preko Sredozemlja vrnil v zahodno, severno

A Hladen zrak

Kraj	Višina mb	Temp. ° C	Veter	
			smer	hitrost v vozlih
Stalna ladja M (severno morje 66° N 2° E)	5240	— 34	NW	10
München	5180	— 39	NNW	10
Dunaj	5150	— 42	WNW	50
Budimpešta	5180	— 38	—	—
Moskva	5480	— 31	E	20

Tabela 29. Višinski podatki v hladnem zraku dne 16. 2. 1956 ob 4. uri

B Topel zrak

Kraj	Višina mb	Temp. ° C	Veter	
			smer	hitrost v vozlih
Stalna ladja K vzhodni Atlantik 45° N 16° W				
Raykjavik	5550	— 23	NW	40
Island	5840	— 32	W	40
Bordeaux	5390	— 28	NNW	60
Milano	5260	— 30	W	40
Rim	5360	— 27	WNW	70

Tabela 30. Višinski podatki v toplem zraku dne 16. 2. 1956 ob 4. uri

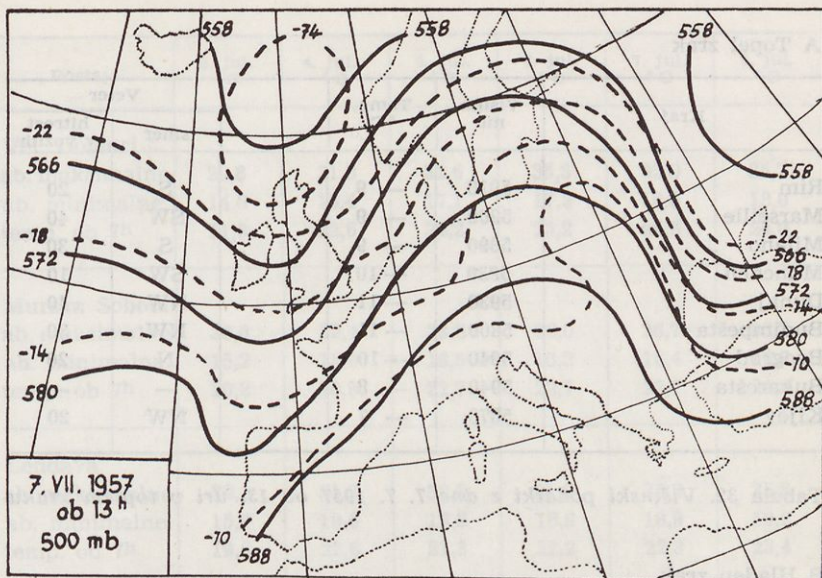
in srednjo Evropo in na Balkanski polotok ter zajel celo področje Zakarpatja in Ukrajine.

Zlasti izrazit primer absežnega prodora te zračne gmote je bil 7. 7. kar nam kaže višinska 500 mb karta in nižinska karta za ta dan. Iz njiju je razvidno, da je pretežni del evropskega kontinenta bil v območju kontinentalnih tropskih zračnih gmot, le severovzhodna Evropa s Severnim morjem je bila v območju bolj vlažnega hladnega, morsko-polarnega zraka.

Mesto	15. feb. °C	16. feb. °C	17. feb. °C	18. feb. °C
Vel. Dolenci				
minimalne	— 17,5	— 20,0	— 19,8	— 17,0
maksimalne	— 4,8	— 5,0	— 5,9	— 7,8
temp. ob 0,7 ^h	— 16,8	— 17,7	— 19,4	— 12,8
Murska Sobota				
minimalne	— 22,8	— 28,6	— 26,4	— 23,6
minimalne 5 cm	— 28,5	— 30,2	— 29,8	— 27,9
maksimalne	— 8,0	— 8,0	— 7,8	— 7,6
temp. ob 0,7 ^h	— 21,9	— 24,6	— 24,9	— 15,0
Lendava				
minimalne	— 17,0	— 21,5	— 20,3	— 17,0
maksimalne	— 6,2	— 5,9	— 6,3	— 11,2
temp. ob 0,7 ^h	— 17,0	— 18,5	— 18,0	— 13,0
Jeruzalem				
minimalne	— 12,6	— 14,2	— 14,2	— 15,2
maksimalne	— 4,1	— 3,2	— 3,9	— 9,2
temp. ob 0,7 ^h	— 12,6	— 12,0	— 13,5	— 13,1
Ljubljana obs.				
minimalne	— 19,6	— 23,3	— 21,8	— 17,5
minimalne 5 cm	— 25,0	— 27,5	— 26,1	— 24,5
maksimalne	— 7,8	— 6,6	— 5,0	— 6,6
temp. ob 0,7 ^h	— 18,9	— 22,0	— 21,0	— 11,3

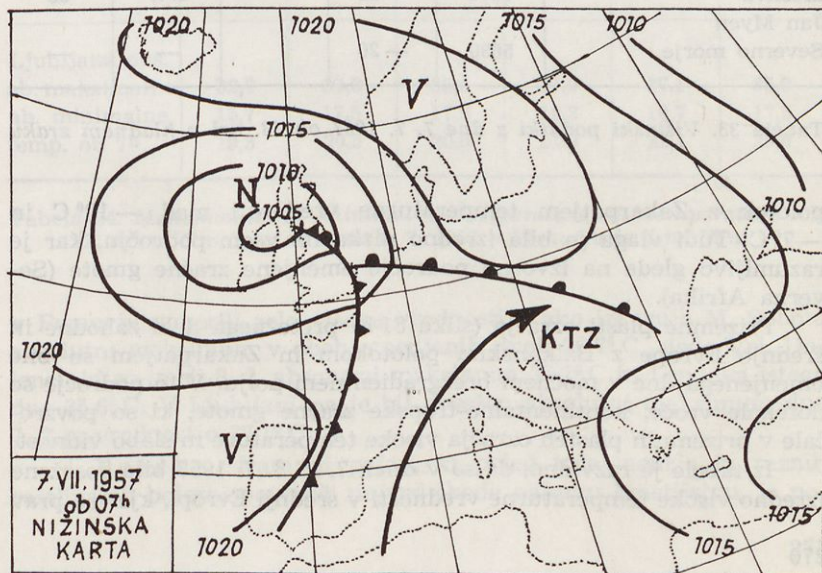
Tabela 31. Maksimalne in minimalne temperature, temperature ob 7. uri v Pomurju in Ljubljani in minimalne temperature na višini 5 cm v dneh od 15. do 18. februarja 1956

Izredno visoke temperature izkazujejo radiosondne postaje ob-ravnavanega področja, katerih podatki so razvidni iz tabele. Iz teh podatkov je razvidno, da ima Sredozemlje na višinah okrog 5900 m le — 9° C, srednja Evropa izkazuje vrednosti do — 11° C, a Balkanski



Sl. 81 a

Sl. 81 b



A Topel zrak

Kraj	Višina mb	Temp. °C	Veter	
			smer	hitrost v vozlih
Rim	5910	— 9	S	20
Marseille	5900	— 9	SW	40
Milano	5890	— 9	S	30
München	5930	— 10	SW	10
Dunaj	5930	— 11	NW	40
Budimpešta	5800	— 11	NW	30
Beograd	5940	— 10	N	20
Bukarešta	5940	— 8	—	—
Kijev	5870	— 7	NW	20

Tabela 32. Višinski podatki z dne 7. 7. 1957 ob 13. uri v toplem zraku

B Hladen zrak

Kraj	Višina mb	Temp. °C	Veter	
			smer	hitrost v vozlih
Moskva	5510	— 22	NW	60
Jan Myen				
Severno morje	5630	— 20	—	—

Tabela 33. Višinski podatki z dne 7. 7. 1957 ob 13. uri v hladnem zraku

polotok z Zakarpatjem temperaturne vrednosti med -10°C in -7°C . Tudi vlaga je bila izredno nizka na vsem področju, kar je razumljivo glede na izvorno področje omenjene zračne gmote (Severna Afrika).

Prizemne plasti ozračja (slika 81 b) pretežnega dela zahodne in srednje Evrope z Balkanskim polotokom in Zakarpatjem so bile omenjenega dne v močnem brezgradientnem polju. V to področje so dotekale vroče, kontinentalno-tropske zračne gmote, ki so povzročale v prizemnih plasteh ozračja visoke temperature in slabo vidnost.

Iz tabele je razvidno, da so v dneh 7. in 8. 7. 1957 bile dosežene izredno visoke temperaturne vrednosti v srednji Evropi, kjer so prav

Postaja	3. jul. °C	4. jul. °C	5. jul. °C	6. jul. °C	7. jul. °C	8. jul. °C
Vel. Dolenci						
ab. maksimalne	29,8	31,8	32,6	35,3	35,0	35,7
ab. minimalne	14,6	16,4	17,1	17,2	18,5	18,0
temp. ob 7 ^h	21,3	22,6	24,2	25,2	24,6	24,0
Murska Sobota						
ab. maksimalne	30,0	32,4	33,6	36,0	36,7	36,7
ab. minimalne	15,2	16,0	16,5	16,2	18,4	16,8
temp. ob 7 ^h	20,2	20,9	22,7	22,7	23,7	24,8
Lendava						
ab. maksimalne	30,1	31,7	32,8	31,2	35,3	35,6
ab. minimalne	15,6	19,6	18,2	18,8	18,9	19,2
temp. ob 7 ^h	19,8	22,6	21,3	22,2	22,8	23,4
Jeruzalem						
ab. maksimalne	28,2	32,0	33,0	35,0	35,2	35,2
ab. minimalne	18,0	20,2	22,0	23,2	23,0	24,0
temp. ob 7 ^h	21,0	22,8	25,0	25,6	25,4	24,4
Ljubljana obs.						
ab. maksimalne	32,0	34,0	35,5	37,0	37,1	35,0
ab. minimalne	15,7	17,5	17,5	19,3	18,7	17,5
temp. ob 7 ^h	19,3	20,5	20,6	21,9	22,1	20,6

Tabela 34. Maksimalne in minimalne temperature in temperature ob 7. uri v °C v času od 3. do 8. 7. 1957 v Pomurju in Ljubljani

v Pomurju izmerili zelo visoke vrednosti. Tako izkazuje M. Sobota absolutni maksimum v obeh omenjenih dneh 36,7° C, slede Vel. Dolenci, ki so imeli 8. 7. absolutni maksimum 35,7° C in Lendava istega dne 35,6° C. V Ljubljani pa je bil dosežen absolutni maksimum dne 7. 7. z vrednostjo 37,1° C.

4. P o z e b a. Naravni pojav, ki poleg toče, neurja in raznih rastlinskih bolezni povzroči največ škode našemu kmetijstvu, je po-

zeba. Pojav je ozko vezan na minimalne temperature in je predvsem nevaren v času zgodnje spomladanske vegetacije. Pozeba nastopa predvsem zaradi dveh vremenskih procesov: zaradi advektivne komponente, to je, ko vdrejo v srednjo Evropo polarne in včasih celo arktične zračne gmote, ki povzročajo ohladike v vseh plasteh ozračja in v prvi fazi zelo pogosto celo sneg. Te zračne gmote so ne samo hladne, ampak imajo tendenco, da se zelo hitro transformirajo. Zato nastopajo zlasti ponoči močne razjasnitve, ki zaradi sevanja tal še bolj ohladi najnižje plasti ozračja. Zaradi tega padejo najnižje nočne temperature močno pod 0°C in tako nastopi slana. Ta povzroči, da se v celicah rastlin ustvarijo ledeni kristali, ki raztrgajo njihove nežne obode in tako povzročijo smrt rastline.

Ko govorimo o pozebi, moramo upoštevati tri kriterije, in sicer:

1. Temperaturno polje kaže število stopinj zraka pod ničlo v neposredni bližini tal, kajti od tega so odvisne poškodbe na vegetacijskem organizmu.

2. Število dni s pozebo, kolikokrat se je torej pojavljal ta nevaren naravni pojav na določenem področju.

3. Čas zadnje in prve pozebe, ta datum je zelo važen, kajti po njem lahko izračunamo, katero časovno obdobje je v nevarnosti pozebe ali izven nje za določeno žlahtno vegetacijo.

Intenzivnost pozebe lahko delno ugotovimo s podatki absolutnih minimalnih temperatur v marcu, aprilu in maju, to je v času zgodnje vegetacije. V marcu se še pojavljajo najnižje temperaturne vrednosti; Vel. Dolenci, $-13,8^{\circ}\text{C}$, M. Sobota $-13,7^{\circ}\text{C}$, Jeruzalem $-11,2^{\circ}\text{C}$ in Lendava $-9,8^{\circ}\text{C}$.

V aprilu je podoben potek, in sicer nastopajo minimalne temperature v Vel. Dolencih do $-5,2^{\circ}\text{C}$, Murski Soboti $-5,0^{\circ}\text{C}$, Jeruzalemu $-4,3^{\circ}\text{C}$ in Lendavi $-2,6^{\circ}\text{C}$.

Maj je gotovo najbolj kritičen mesec leta, kajti vegetacija je v tem času že v bujnem razvoju. Najnižje temperaturne vrednosti v tem mesecu izkazuje M. Sobota z $-4,3^{\circ}\text{C}$, slede Vel. Dolenci z $-2,4^{\circ}\text{C}$, Jeruzalem z $-1,1^{\circ}\text{C}$. Iz teh podatkov sledi jasen zaključek, da je najhladnejše in zato najbolj nevarno za rastline prav na področju M. Sobote.

Jesenska pozeba ni tako nevarna kakor spomladanska, vendar je ne kaže podcenjevati, zlasti ne tam, kjer se pojavlja že v septembru ali oktobru, ko zorita ajda in grozdje. V septembru nastopajo minimalne temperature, ki imajo vrednosti pod 0°C , edino na področju M. Sobote, in sicer z vrednostmi do $0,8^{\circ}\text{C}$. Potemtakem je to področje najbolj ogroženo. V oktobru pa imajo najnižje minimalne temperaturne vrednosti Vel. Dolenci z $-4,6^{\circ}\text{C}$, sledita M. Sobota in

Lendava z $-4,4^{\circ}\text{C}$, medtem ko v Jeruzalemu v tem mesecu temperatura še ne pade pod 0°C . Tako so Jeruzalemske gorice izredno ugodno področje za zorenje grozdja, ki se končuje v tem mesecu.

Pozeba se najčeseje pojavlja v marcu, in sicer v Vel. Dolencih 6,8, M. Soboti 6,0 in Lendavi 4,0 dni. April tvori vmesno obdobje, medtem ko maj poleg septembra najmanjkrat ogroža pozeba, in sicer v Vel. Dolencih 1,4 sledi M. Sobota z 1,1 in Lendava z 0,7 dneva v mesecu maju.

Glede na prvi in zadnji termin, ko se pojavlja obravnavani prirodni pojav, je področje Vel. Dolencev najbolj ogroženo, saj se tod pojavlja zadnja spomladanska pozeba še 31. maja, a prva zgodnja jesenska pozeba 1. novembra. Na področju Murske Sobote se je še pojavila najbolj pozna pozeba 22. maja, a v Jeruzalemu 20. maja. V Murski Soboti je nastopila prva jesenska pozeba že 15. septembra, a na področju Lendave 19. septembra.

Iz omenjenih podatkov je jasno razvidno, da je najbolj ogroženo področje s pozebo glede na njeno intenzivnost pojavljanja okrog M. Sobote. Glede na pogostost in pozen čas pozebe pa je na prvem mestu področje Goriškega, časovno temu sledi Ravensko in temu področje Dolinskega. O metodi borbe proti pozebi je bilo že govora v tem delu.

c) *Veter*

Poudarili smo že, da je veter gibanje zraka, ki nastaja zaradi neenakega segrevanja naše zemeljske oble. Na smer in jakost vetra vplivajo predvsem: rotacija Zemlje, barično polje, relief zemeljske površine, sila trenja itd.

Ako analiziramo strujanje zraka v srednji Evropi v dveh ekstremnih letnih časih, to je poleti in pozimi, opazimo, da pozimi, ko nad vzhodno Evropo prevladuje področje visokega zračnega pritiska, priteka zrak iz omenjene barične tvorbe od vzhoda in severovzhoda preko Pomurja proti Jadranu in Sredozemlju, kjer se v tem času zelo pogosto pojavljajo področja nizkega zračnega pritiska. Ti vzhodni in severovzhodni vetrovi imajo v sebi zelo malo vlage, so zelo hladni in imajo sorazmerno veliko jakost.

V poletnem času pa pihajo čez srednjo Evropo in s tem tudi Pomurje vlažni in topli zahodni in severozahodni vetrovi, katere uvaža v omenjene predele azorski oziroma zahodno evropski anticiklon. Podčrtati pa moramo, da je to le srednja, povprečna slika gibanja zraka, ki se na smer in jakost glede mnenja od časa do časa in od enega do drugega leta.

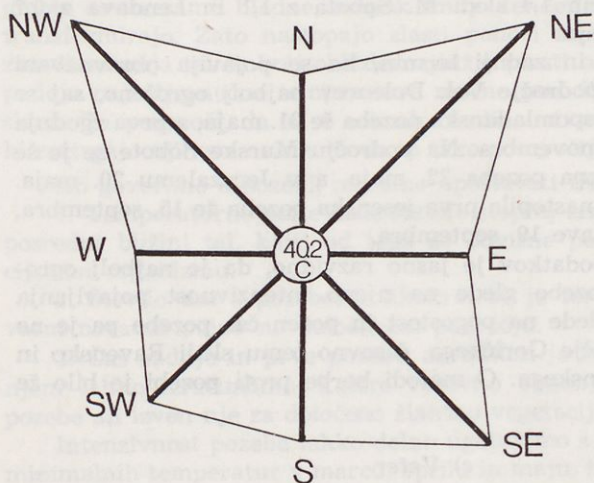
Meteorološka postaja

MURSKA SOBOTA

(doba 1951—1960, opazovalni termini 7, 14, 21h)

LETNA POGOSTOST SMERI VETROV V ‰

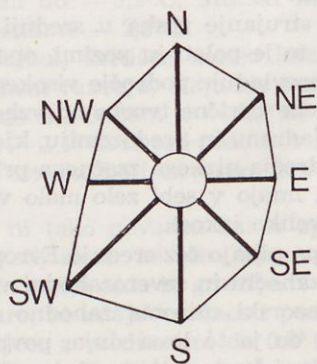
Merilo: 2 ‰ = 1 cm



	Let. pogost. v ‰	Let. sred. jak.
N	5.6	2.0
NE	11.3	1.7
E	5.2	1.3
SE	8.9	1.5
S	5.8	2.1
SW	6.7	2.4
W	5.1	1.2
NW	11.2	1.4
C	40.2	

SREDNJA LETNA JAKOST SMERI VETROV PO BEAUFORT-U

Merilo: 1 stop. jak. po Beauf. = 1 cm



Sl. 82

Glede na jakost vetra je naravno, da se pojavlja večja hitrost pozimi kakor poleti. Seveda pa je treba pri tem izvzeti primere močnih poletnih neviht ali viharjev.

Kakor smo videli, je splošna slika vetrov, ki generalizirajo poedine lokalnosti določenega področja, dokaj enovita. Če pa analiziramo posebnosti smeri vetrov na poedinah opazovalnih točkah, kjer močno vpliva relief, dobimo mnogo bolj zapleteno sliko.

Poglejmo, kakšna je vetrovna slika v Pomurju. Podatki o smeri vetrov v Vel. Dolencih dokazujejo prevladujočo smer severnega in nato južnega vetra. To nam kažejo tudi podatki iz Lendave. Obe postaji sta najbrž pod vplivom reliefa zemljišča, in sicer Vel. Dolenci Goriškega in Lendava Lendavskih gor.

Mnogo bolj reprezentativno mesto nam nudijo podatki M. Sobote (slika 82), kjer prevladujejo severozahodni vetrovi, ki so posledica že omenjenega razraščanja azorskega anticiklona v srednjo Evropo v topli polovici leta, a tudi v hladni polovici se pojavijo podobni primeri.

Kar se tiče vetrovnosti določenega področja, je naravno, da moramo na prvem mestu omeniti Goričko (Vel. Dolenci) in Lendavo, ki predstavlja spodnje Dolinsko. M. Sobota, ki je reprezentant srednjega Ravenskega, izkazuje skoraj polovico leta brezvetrje, medtem ko so Vel. Dolenci glede vetrovnosti na prvem mestu, za njimi pa pride področje Lendave.

d) *Oblačnost in sončnost*

Vse, kar v navadnem življenju imenujemo lepo ali slabo vreme, je v meteorologiji povezano predvsem s sončnostjo in oblačnostjo. V resnici je oblačnost pomemben dejavnik vremena nekega področja. Stopnja oblačnosti močno vpliva na temperaturno polje, ker preprečuje ali delno zaustavlja sončno sevanje. Zato menimo, da je oblačnost tisti vremenski element, ki sovpliva na množino toplote, ki jo zemlja lahko sprejme v določenem časovnem obdobju.

Obrazložili smo že, da je oblačnost posledica množine vodne pare v ozračju, ki se pod določenimi fizikalnimi pogoji kondenzira. Vemo, da so fronte in cikloni nosilci močne oblačnosti, predvsem v zimskih mesecih, ko imamo najbolj stabilne anticiklone, pa v kotlinah postaja megla. Tako imajo nižinski predeli ob tem vremenskem stanju oblačen tip vremena, a svet, dvignjen nad nižine, ima jasno vreme.

1. *O b l a č n o s t v P o m u r j u.* Za analizo oblačnosti v Pomurju imamo dobre rezultate opazovanj žal samo iz M. Sobote, ki

ima najbrž največjo oblačnost v vsem obravnavanem področju. Ta domneva in pa primerjava z nekaterimi drugimi kraji Slovenije in Jugoslavije nam bo pomagala prikazati značilnosti tega meteorološkega elementa v Pomurju.

Če analiziramo podatke za letno oblačnost v Pomurju, opazimo, da ima ta svet srednjo oblačnost okrog šest desetlin, kar pomeni, da spada ta svet v tisti del Evrope, ki nosi oznako srednje oblačnega področja.

V Murski Soboti znaša srednja letna oblačnost 6,1 desetlin, kar je, kakor smo že videli, glede na nižinsko lego tega področja, večja oblačnost, kakor pa jo ima Goričko. Na tem področju je najbolj oblačen mesec december s 7,5 desetlin, a najbolj sončen avgust s 4,6 desetlinami.

Jeruzalem kaže le nekoliko manjšo letno oblačnost kakor M. Sobota, in sicer 6,0 desetlin z maksimumom v decembru (7,4 desetlin) in prav tako minimum v avgustu (4,1 desetlin).

Če primerjamo te podatke z ljubljanskimi, vidimo, da je Pomurje mnogo bolj sončno kakor Ljubljana, ki ima srednjo letno

Marec	April	Maj	Jun.	Jul.	Avg.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Pov- prečje
6,1	6,1	5,9	6,1	5,3	4,6	5,1	6,1	7,4	7,5	6,7	6,6	6,1
pomlad			poletje			jesen			zima			
6,0			6,9			7,2			6,9			

Murska Sobota

Marec	April	Maj	Jun.	Jul.	Avg.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Pov- prečje
6,2	5,8	5,8	6,0	5,1	4,1	4,8	5,9	7,5	7,4	6,6	6,5	6,0
pomlad			poletje			jesen			zima			
6,0			5,1			6,1			6,8			

Jeruzalem

Tabela 35. Oblačnost v nekaterih krajih Slovenije in otoka Visa po desetlinah pokritega neba za obdobje 1949—58

Ma-rec	April	Maj	Jun.	Jul.	Avg.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Pov-prečje
6,3	6,6	6,5	6,5	5,7	5,6	6,2	7,2	8,2	8,5	7,8	7,1	6,9
pomlad			poletje			jesen			zima			
6,5			5,9			7,2			7,8			

Ljubljana

Ma-rec	April	Maj	Jun.	Jul.	Avg.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Pov-prečje
5,5	5,6	5,8	5,2	3,7	3,5	4,2	5,3	6,3	6,5	6,2	6,5	5,3
pomlad			poletje			jesen			zima			
5,7			4,3			5,3			6,6			

Koper

Ma-rec	April	Maj	Jun.	Jul.	Avg.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Pov-prečje
4,1	4,1	3,6	2,9	1,6	1,8	2,7	4,1	4,2	4,5	4,3	3,9	3,5
pomlad			poletje			jesen			zima			
3,9			2,1			3,7			4,1			

Vis

oblačnost 6,9 desetih z maksimum prav tako v decembru (8,5 desetih) in minimum v avgustu (5,6 desetih).

Še večjo sončnost kakor Pomurje pa izkazuje naše Primorje. V Kopru je srednja letna oblačnost le 5,3 desetih, a na otoku Visu samo 3,5 desetih. Najbolj sončen mesec avgust v Kopru izkazuje prav tako vrednost 3,5 desetih, a najbolj oblačen je zopet december s samo 4,5 desetinami.

Ti podatki nam jasno kažejo, da je december najbolj oblačen mesec ne samo v Pomurju, ampak tudi v osrednji Sloveniji in na Jadranu, kar je razumljivo, ker so v zimskem obdobju vremenska dogajanja mnogo bolj počasna in stabilna kakor poleti.

Če še omenimo kraje, ki imajo srednjo mesečno oblačnost (tabela 35) manj kot 5 desetlin, vidimo, da ima M. Sobota tako vreme samo v avgustu. Jeruzalem ima dva taka meseca, in sicer avgust in september, kar je izredno važno za tamkajšnji vinorodni svet, zlasti za zorenje grozdja. Po omenjenem kriteriju Ljubljana nima niti enega sončnega meseca, Koper jih ima tri: julij, avgust in september, a na Visu je po že navedenem kriteriju vse leto sončno.

2. **Sončnost.** Sončnost je odvisna od oblačnosti. Letna sončnost v M. Soboti znaša 1728 ur, kar je za dobrih 150 ur več kakor v Ljubljani. Naše Primorje je glede na sončnost daleč pred ostalimi predeli Slovenije, tudi pred Pomurjem, ki ima poleg Primorja (Tabela 36) največjo sončnost. Koper ima 2342 sončnih ur, a Hvar celo 2660 ur na leto.

Najbolj sončen mesec v M. Soboti je avgust, v Ljubljani in na Primorju julij. Najmanj sončnih ur v vseh področjih pa ima december, kar je bilo ugotovljeno tudi pri oblačnosti.

Jan.	Feb.	Ma-rec	April	Maj	Jun.	Jul.	Avg.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Letna vsota
------	------	--------	-------	-----	------	------	------	-------	------	------	------	-------------

72	77	113	151	206	218	235	242	185	132	52	46	1728
----	----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	----	----	------

Murska Sobota

48	67	103	149	204	207	238	225	158	109	34	32	1574
----	----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	----	----	------

Ljubljana

95	91	152	189	278	272	337	301	257	191	102	68	2342
----	----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	----	------

Koper

103	162	164	243	258	380	363	333	258	195	144	102	2660
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	------

Hvar

Tabela 36. Število sončnih ur v nekaterih krajih Slovenije in na Hvaru v obdobju 1954—60

e) Pomurje v luči nekaterih kompleksnih indeksov

Težnja po klasifikaciji klime, ki bi kompleksno prikazala klimatske elemente naše zemeljske površine glede na posamezna področja in cone, je že zelo stara. Znanstveniki, ki so preučevali klimo naše Zemlje, so ugotovili, da imata vreme in klima velik vpliv na vse vrste življenja na Zemlji. Posebej pa se to pozna na vegetaciji.

Že v prejšnjih poglavjih smo podali glavne metode klasifikacije bioklime glede na vegetacijo v svetu.

Za Pomurje si bomo ogledali dva kompleksna indeksa, in sicer dežni faktor K po De Martonu ter Thornthwaitovo klasifikacijo, v primerjavi z nekaterimi kraji Slovenije.

Iz vrednosti, ki jih izkazuje dežni faktor K, je razvidno (Tabela 37), da je Slovenija v območju humidnega in superhumidnega podnebja. Pomurje pa izkazuje izrazit humidni pas z najvišjo vrednostjo

Področje	K	I
Lendava	80	40
Murska Sobota	94	45
Veliki Dolenci	82	40
Ljubljana	172	83
Bovec	311	151
Koper	76	44

Tabela 37. Dežni faktor K in indeks suše I v Pomurju in nekaterih krajih SRS

Postaja	PE		Vod. odtok		Pomanjk. vode		Resnični PE		Padec rezervne vode	
	mini.	maks.	mini.	maks.	mini.	maks.	mini.	maks.	mini.	maks.
M. Sobota	608	672	44	408	— 11	— 274	375	659	10	—
Ljubljana	637	712	273	867	— 6	— 108	604	687	86	—
Bovec	629	698	1516	2735	—	—	629	698	100	56
Koper	713	856	90	433	— 20	— 289	516	740	12	—

Tabela 38. Potencialna evapotranspiracija nekaterih krajev SRS

KAZALO

Uvod	5
Prvo poglavje	
I. NASTANEK IN RAZVOJ VREMENOSLOVJA	7
II. OSNOVNI VREMENSKI PROCESI NA NAŠI ZEMELJSKI OBLI	
1. Ozračje ali atmosfera naše Zemlje	21
2. Zračne mase	25
3. Atmosferske fronte	27
4. Izventropski cikloni	32
5. Kaplje hladnega zraka	37
6. Tropski cikloni	37
7. Anticikloni	42
8. Splošna cirkulacija našega ozračja	45
9. Slika vremena — sinoptična karta in napovedovanje vremena . .	48
Drugo poglavje	
III. GLAVNI METEOROLOŠKI ELEMENTI IN POJAVI	55
1. Zrak in zračni pritisk	55
2. Izviri toplote in segrevanja ozračja ter gornjih plasti Zemlje . . .	68
3. Temperatura ozračja in gornjih plasti Zemlje	85
4. Vlaga v ozračju	109
5. Megla, oblaki in oblačnost	121
6. Padavine in ostali vremenski pojavi	140
7. Vodno kroženje	156
8. Veter	157

Tretje poglavje

IV. SPLOŠNE ZNAČILNOSTI PODNEBJA NA NAŠI ZEMLJI 177

1. Osnovni faktorji in elementi, ki določajo podnebje na Zemlji 178
2. Nekatere klasifikacije podnebja 196
3. Glavni tipi podnebja 201
4. Oris podnebja Jugoslavije in Slovenije 208

Četrto poglavje

V. VREME IN PODNEBJE POMURJA 229

1. Splošni vremenski procesi, ki vplivajo na vreme in podnebje Pomurja 229
2. Analiza glavnih vremenskih elementov in pojavov v Pomurju . . 230

Janko Pučnik
VREME IN PODNEBJE

Opremil
Franc Mesarič

Založila in izdala Pomurska založba
ZGP »Pomurski tisk« v Murski Soboti

Zanjo
Jože Vild

Natisnila
Tiskarna »Jože Moškrič«
Ljubljana 1974



Knjiga je na osnovi mnenja Sekretariata za prosveto in kulturo SRS,
št. 421-1/74 z dne 1. aprila 1974 oproščena davka od prometa proizvodov.



18-XII-1974



NARODNA IN UNIVERZITETNA
KNJIŽNICA



00000441422

00155 0



