

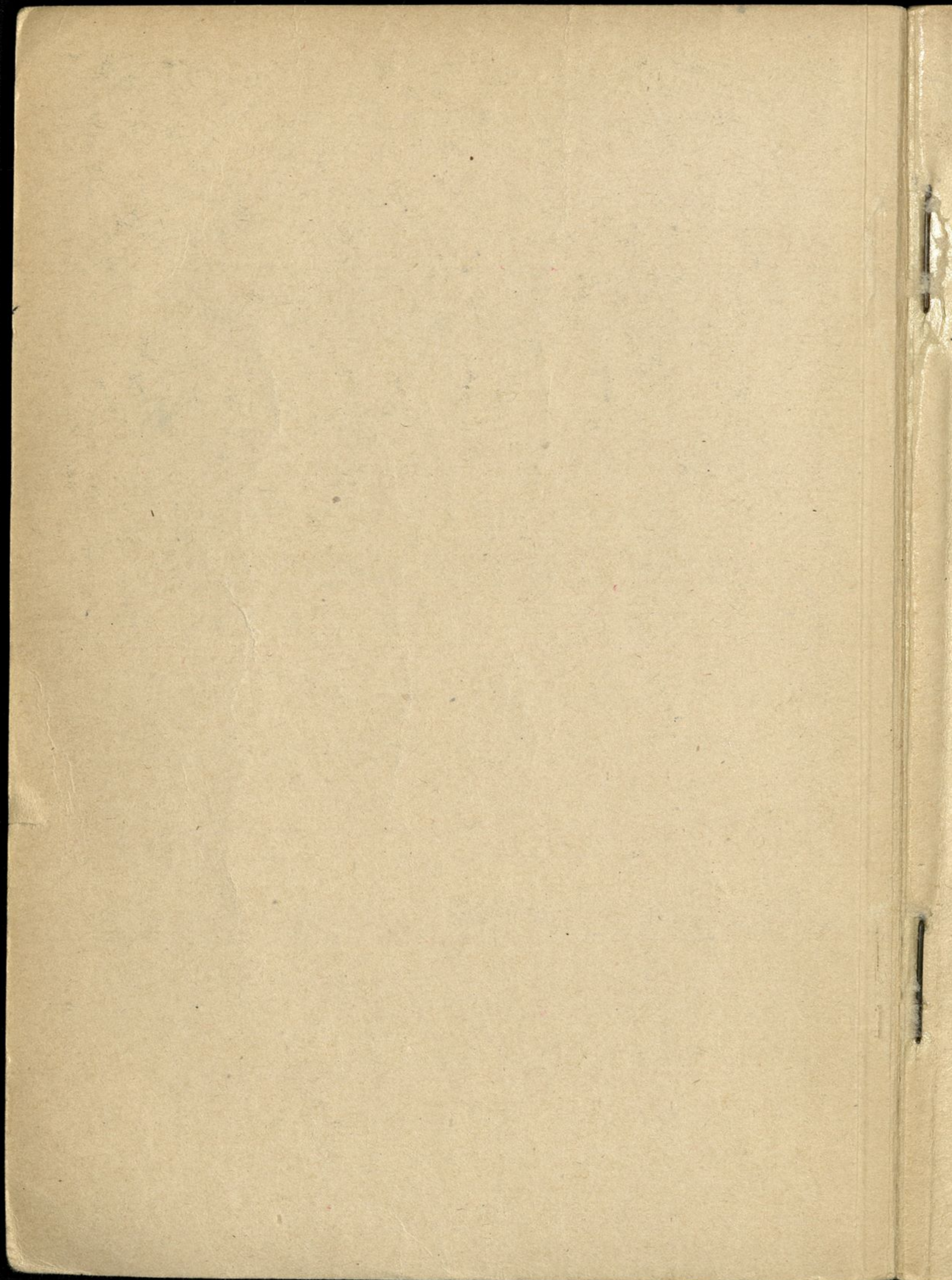
87990
Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

87990



MIHELIČ TOMISLAV

METEOROLOGIJA



MIHELIČ TOMISLAV

METEOROLOGIJA

PRIROČNIK ZA LETALCE

00078



1948

LJUBLJANA

LJUDSKA TEHNIKA SLOVENIJE

87990

87990



5614/1948

Natisnila Tiskarna „Slovenskega poročevalca“ v Ljubljani

Naj ta knjižica služi mlademu pokolenju našega svobodnega naroda:

»Naprej in vedno samo naprej!« — vendar pomni, da se neposlušnost in neznanje maščujeta sama.

* * *

Slike oblakov so kopirane iz mednarodnega atlasa oblakov, razen sl. 41., ki je original in avtorjeva last.

Ljubljana, v avgustu 1947.

Pisec

P R E D G O V O R

Ta knjiga dokazuje, da se mogočni razvoj naše nove družbe vrši vsestransko, da je v pogojih ljudske oblasti dana polna možnost delovanja progresivnemu znanstveniku in da se danes posveča vsa skrb pravilni vzgoji mladine. Vzgojiti si moramo vrsto mladih, politično zrelih in strokovno poučenih ljudi, ki bodo v doglednem času leteli hitreje in bolj daleč od vseh drugih. Kot strokovni pripomoček dviganja te vrste kadra, ki bo pomemben predvsem za naše vojno letalstvo, bo knjiga prof. Miheliča »Meteorologija« služila prav dobro. V njej bo mladina, ki danes na ta ali oni način sodeluje v letalstvu, našla več kot osnovne pojme, potrebne vsakemu, ki se hoče usposobiti v kateri koli panogi letalstva, posebno v jadralski.

Knjiga ne bo meteorološki pripomoček samo za jadralne pilote, temveč bo dobrodošla vsem, ki morajo kakor koli poznati zakone, ki vladajo vremenu. S tem bo pri nas zaprta tudi na tem področju vrzel, ki nam jo je zapustila stara Jugoslavija, ter bo pomemben prispevek v zgraditvi zgradbe, ki ji pravimo lepše življenje v socializmu.

Ne pozabimo, da nam dve desetletji stare Jugoslavije nista dali toliko knjig, to je učnih pripomočkov za vzgojo pilotov, kot naša Federativna ljudska republika Jugoslavija v treh letih po osvoboditvi.

*Republiški odbor
Letalske zveze Slovenije*

P R E D G O V O R

Knjiga, ki jo ravnokar mislite prebrati, je prvi poskus podati našim jadralnim letalcem prepotrebno znanje o vremenskih in izpodnebnih dogodkih, ki jadralcem omogočajo polet v višavah, ki mu ga pa morejo tudi preprečiti. Priporočljivo je, da vsak ljubitelj jadralnega letalstva, zlasti začetnik, knjigo najprej ne samo prebere, temveč vsestransko prouči, prebavi in si osvoji najnujnejše poznanje vremena. Šele potem, ko pozna dobre in slabe strani našega ozračja, naj nadaljuje spoznavanje tehnične strani jadralnega letenja. Za jadralca je važna vsa vsebina knjige, vendar pa priporočam VI. poglavje o vlagi in VIII. poglavje o termiki.

Jadralno letenje postaja vsak dan bolj popularno in važno, ne toliko kot športna zabava, temveč kot nujna potreba za predizobrazbo motornih letalcev, ki jih naša domovina potrebuje predvsem za obrambo našega neba. In pri tej obrambi ima ravno poznavanje vremena zelo važno vlogo.

Ljubljana, 11. septembra 1947.

Dr. Reya Oskar
profesor meteorologije na univerzi
v Ljubljani

A. SPLOŠNI DEL

I. OZRAČJE V SPLOŠNEM

Naša zemlja je ovita v debel plašč prozorne snovi, ki jo imenujemo na splošno zrak, včasih tudi ozračje ali s tujo besedo atmosfera. Zrak ni enorodna snov, ni prvina, ampak je sestavljen iz raznih plinov, ki so med seboj popolnoma pomešani. V svoji vrednosti je mešanica naslednja:

dušik (N) 78 %
kisik (O) 21 %
argon (Ar) 1 %

ki se z višino bistveno ne menja.

Poleg teh plinov nahajamo v zraku v manjših količinah še vodik (H), dalje žlahtne pline, kot helij (He), Neon (Ne), ksenon (X), potem ogljikov dvokis (CO₂) in druge. Njihov procentualni delež v zraku moremo izraziti samo še v tisočinkah %. Kot dodatek tej mešanici omenjam še vodo, t. j. vodno paro (H₂O), ki je v zraku v zelo različnih količinah; v posebnih primerih zavzema do 4 % celotne prostornine.

Poleg navedenih plinov ima zrak še precej prahu, soli, saj itd. v obliki izredno drobnih zrn, ki imajo pri kondenzaciji zelo važno vlogo.

Do kam sega zračni plašč?

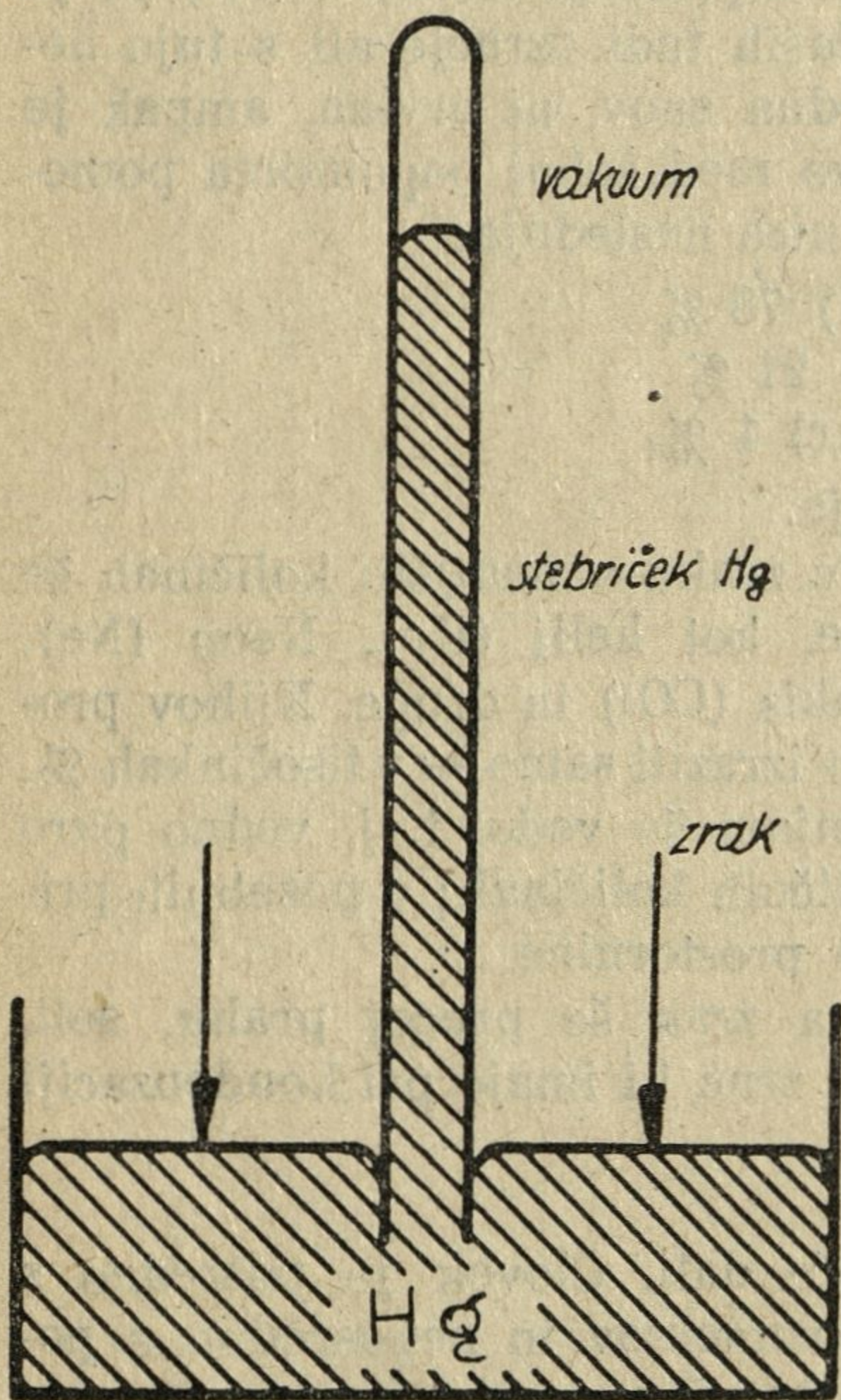
Točnega odgovora ni mogoče dati. Človek je posredno s pomočjo raznih priprav in instrumentov in neposredno s pomočjo letal in balonov došel že zelo visoko. Imamo stvarne podatke z višin do okrog 40 km. Do višine 80 km lahko ugotovimo z močnimi žarometi (reflektorji), da je tam še zrak. Tudi v višini okrog 220 km ga še nahajamo. Neposreden dokaz za to nam nudijo poizkusi z ultra kratkimi valovi (okrog 10 m), ki so sprejeti od sonca bili poslani (reflektirani) z zemlje na mesec, odkoder so se vrnili po petih minutah in pol. V višini 220 km so bili ti valovi odklonjeni in delno razpršeni, kar ne bi bilo mogoče, če tam ne bi bilo zraka. Tudi v višinah nad

700 km so ugotovljeni sledovi zraka. Tam opažamo pod posebnimi pogoji polarni sij (draperije), ki je mogoč le, če je zrak pomešan vsaj z vodno paro.

Nas zanima predvsem spodnji del ozračja, nekako do višine 9—17 km, ki nam je lažje dostopen in kjer se dogajajo vse vremenske spremembe. Imenujemo ga s tujim izrazom »troposfera«, del nad njim pa »stratosfera«. Mejo med obema označujemo kot »tropopavzo«.

Troposfera ni povsod enako visoka. Na tečajih (zemeljskih polih) ima srednjo višino 8 do 9 km in se dviga proti ekvatorju, kjer doseže višino do 17 km. V njej je približno $\frac{3}{4}$ vsega zraka okrog naše zemlje.

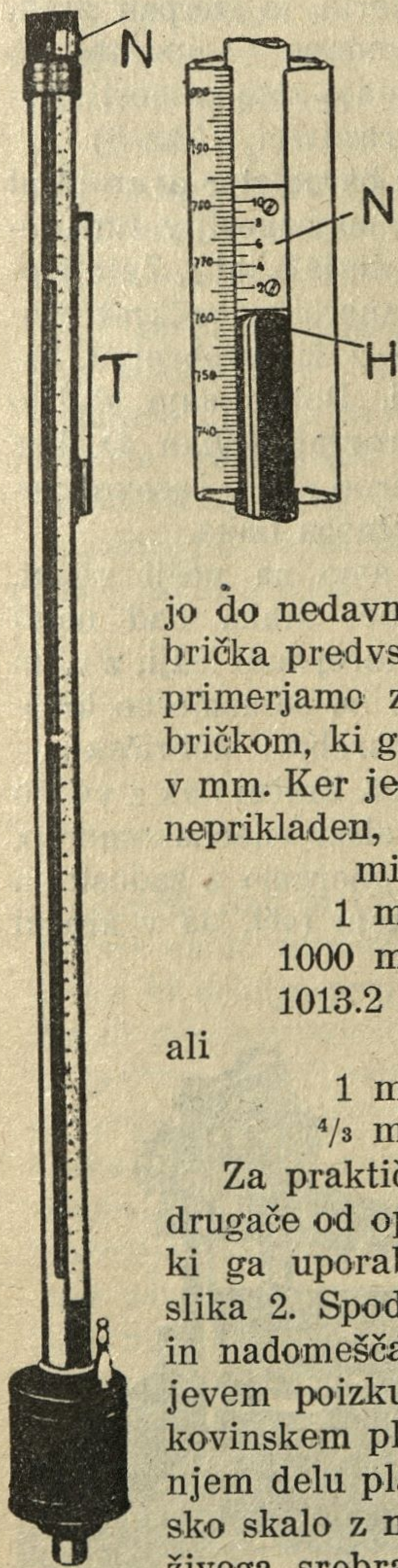
Ker je zrak snov ali materija, mora imeti svojo težo. Kubični meter suhega zraka pri 0°C na morski obali ($h = 0\text{ m}$) tehta 1.293 kg. Pri višji temperaturi in na večji višini tehta zrak seveda manj, ker je redkejši. Ker ima zrak svojo težo, nas zanima, koliko tehta cel steber zraka, ki je nad nami. Za merjenje te teže ali kakor drugače pravimo zračnega tlaka, imamo posebno zgrajeno tehtnico — barometer. Da bo ta tehtnica dala prave vrednosti, moramo en njen del izolirati od vpliva zraka. To napravimo takole:



Sl. 1

Vzamemo tanko in ravno stekleno cev, dolgo približno 1 m z zaprtim dnom. Napolnimo jo z živim srebrom, zamašimo odprtino s prstom, cev obrnemo in vtaknemo v posodo z živim srebrom (Torricellijeva cev — sl. 1). Tako smo dobili tehtnico, pri kateri je vzvod posoda z živim srebrom, breme zrak, ki

pritiska na živo srebro v posodi, utež pa stebriček živega srebra v cevi.



Ko prst odmaknemo, vidimo, da se je steber živega srebra v cevi skrajšal. Gornji del cevi je ostal prazen (vakuum), živosrebrni stebriček pa ima (pri $t = 0^{\circ} \text{C}$, $h = 0 \text{ m}$ in zemljepisni širini 45°) višino okrog 760 milimetrov, drugače povedano: stebriček živega srebra je z okolnim zrakom v ravnotežju. Težo stolpiča lahko izračunamo, ker poznamo specifično težo živega srebra (13.59), torej:

$$13.59 \times 76 = 1033 \text{ g/cm}^2$$

To vrednost v odnosu do površine 1 cm^2 imenujemo zračni tlak in smo jo do nedavnega označevali v mm živosrebrnega stebrička predvsem zaradi tega, ker zračni tlak še danes primerjamo z njegovo protitežo — živosrebrnim stebričkom, ki ga na barometru merimo po njegovi višini v mm. Ker je ta način glede na naš merski CGS-sistem neprikladen, je izbrana druga enota:

milibar (kratica mb) po odnosu

$$1 \text{ mb} = 1000 \text{ dyn/cm}^2$$

$$1000 \text{ mb} = 750.1 \text{ mm}$$

$$1013.2 \text{ mb} = 760 \text{ mm}$$

ali

$$1 \text{ mb} = \frac{3}{4} \text{ mm}$$

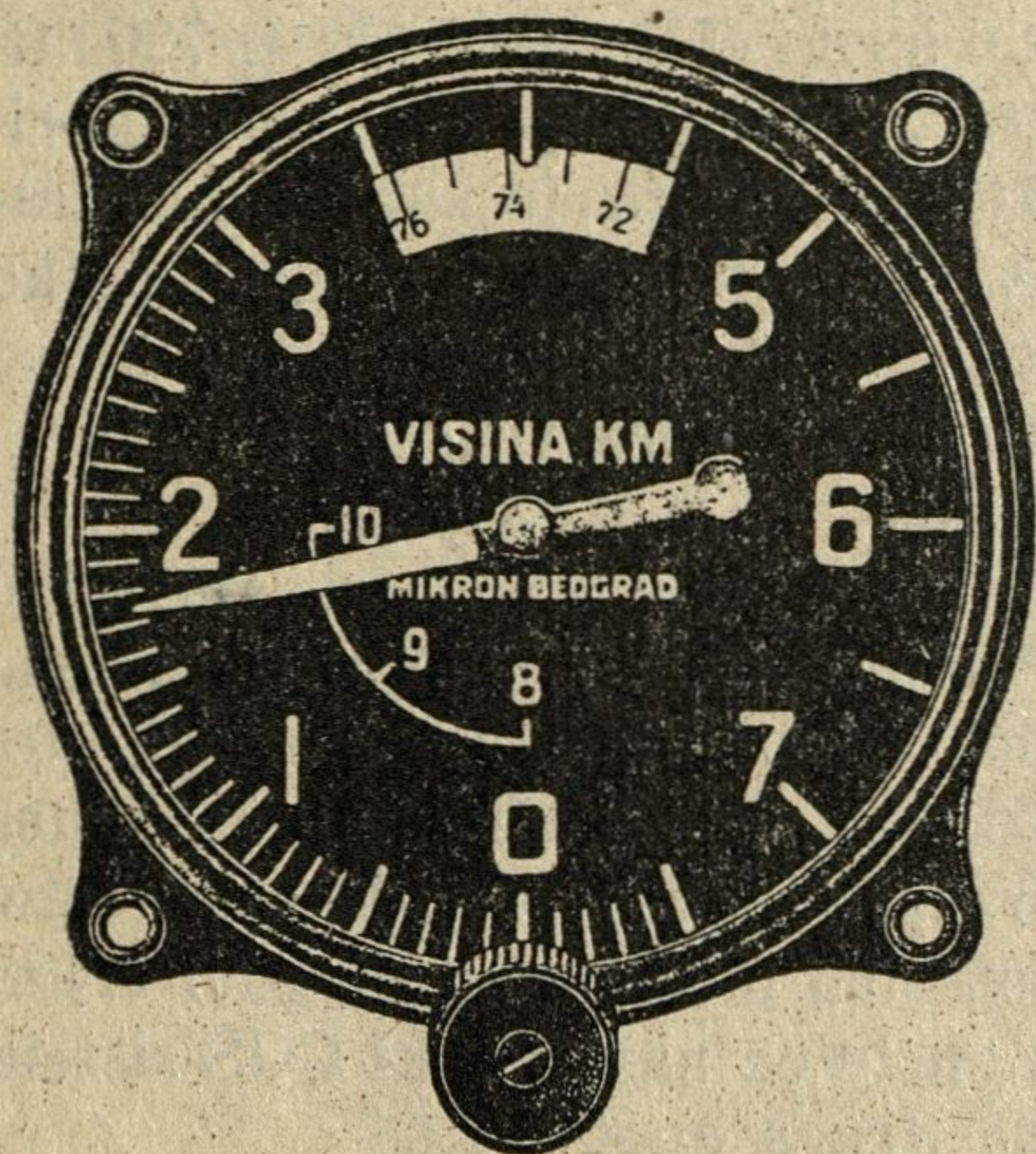
$$\frac{4}{3} \text{ mb} = 1 \text{ mm}$$

Za praktično uporabo so danes barometri izdelani drugače od opisane Torricellijeve cevi. Tak barometer, ki ga uporabljajo meteorološke postaje, predstavlja slika 2. Spodnji ojačeni del je živosrebrni rezervoar in nadomešča posodo z živim srebrom pri Torricellijevem poizkusu. Steklена cev z živim srebrom je v kovinskem plašču. Navadno je ta cevka vidna na gornjem delu plašča ob špranji. Tam ima plašč milimetrsko skalo z nonijem (N), katerega moramo dovesti do živega srebra (H), kakor kaže slika 2. Na srednjem delu plašča pa je pritrjen še termometer (T).

Sl. 2

Zelo pogosto uporabljamo poleg živosrebrnih barometrov kovinske barometre (aneroide). Njihov bistveni del je skupina prožnih kovinskih škatljic (doz), iz katerih je izčrpan zrak.

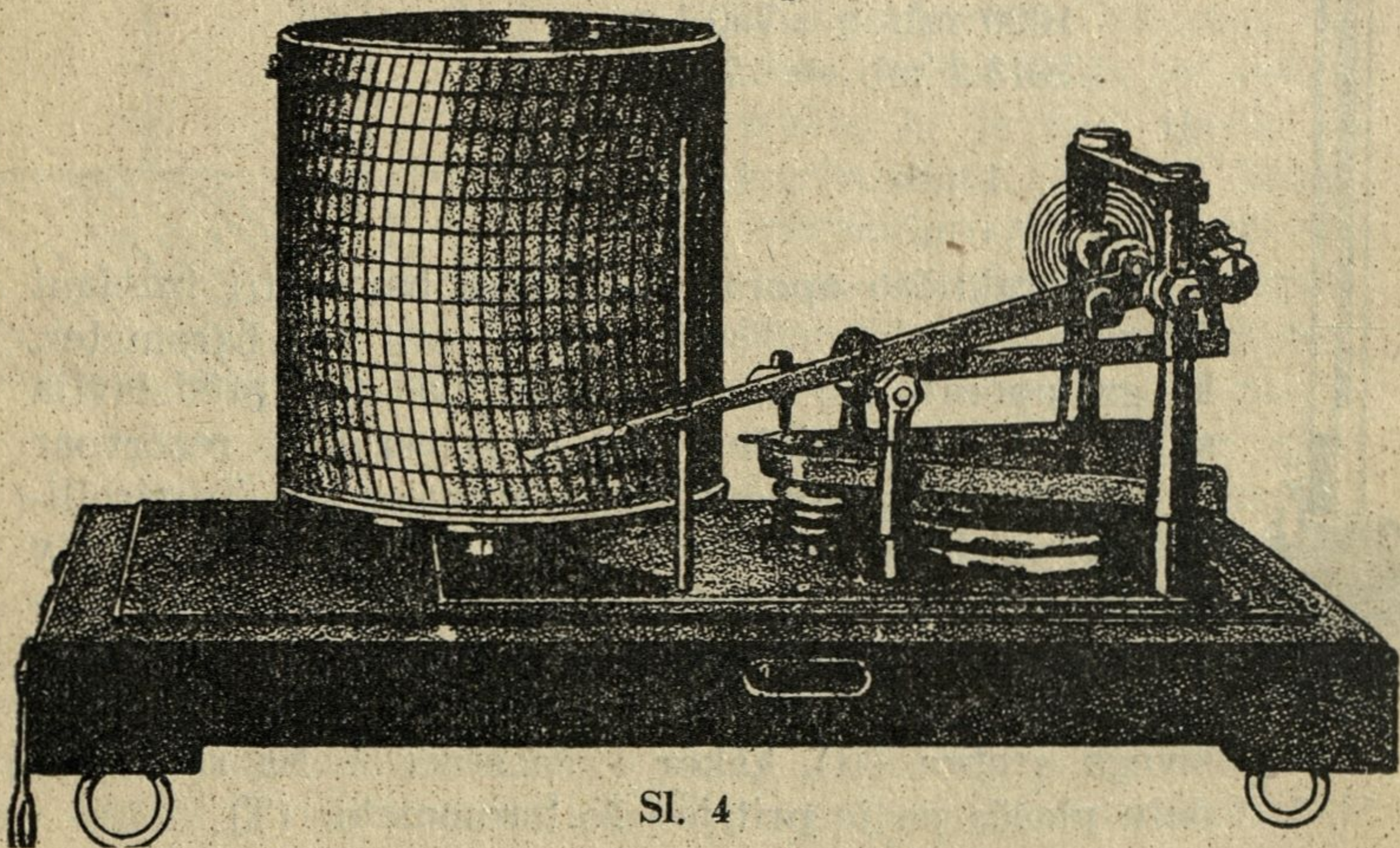
Taki barometri se — mimogrede povedano — uporabljajo v letalstvu predvsem kot višinomeri in imajo zato namesto milimetrске skale višinsko skalo v metrski razdelbi (slika 3).



Sl. 3

Kot barometer aneroid ni popolnoma zanesljiv (utrujenost materiala itd.). Zato moramo aneroide večkrat primerjati z živosrebrnimi barometri. Dobro nam služijo kot barografi (Slika 4), ker nam verno rišejo časovni potek zračnega tlaka.

Če smo na večji višini, bo steber zraka nad nami krajši, torej tudi lažji, z njim vred se bo sorazmerno krajšal živosrebrni stebriček — protiutež. Zračni tlak z višino pada, sicer neenakomerno, vendar moremo z zadostnim približkom reči, da v zračni



Sl. 4

plasti do 2000 m absolutne višine zračni tlak pada povprečno na vsakih 11 m višine za 1 mm.

Ker barometer na mestu, kjer je postavljen, navadno ne izpolnjuje zahtevanih pogojev ($t = 0^{\circ} \text{C}$, $h = 0 \text{ m}$ in zemljepisna širina 45°), moramo podatke, ki jih dobimo od njega, popraviti za vrednosti, ki nastanejo zaradi različne nadmorske višine (h), temperature (t) in zemljepisne širine. Za te popravke izkoriščamo v praksi posebne tabele. Čitanje na barometru mora biti na 0.1 mm točno.

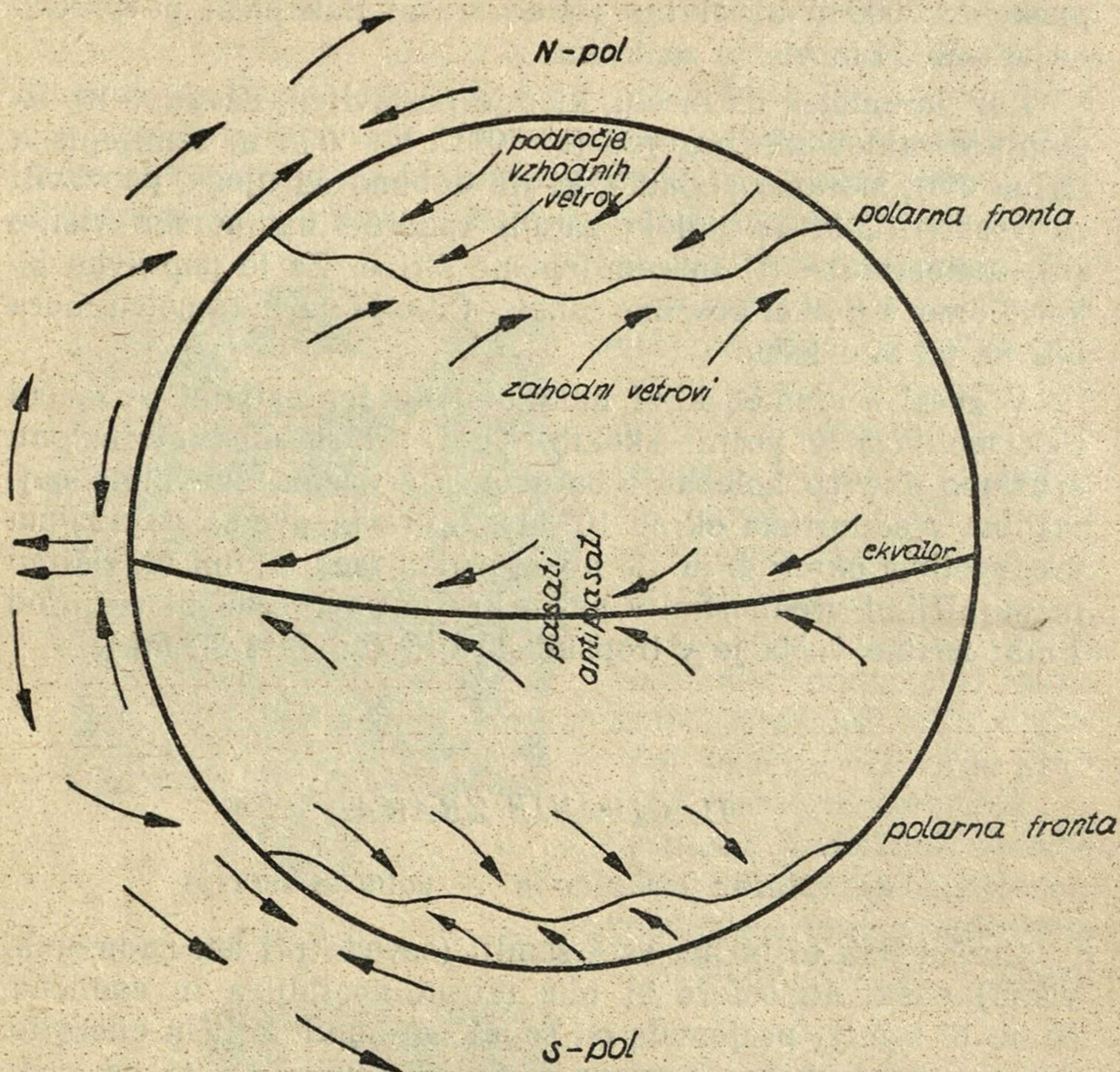
V zvezi z vremenskimi motnjami — depresijami se zračni tlak menjava v večjih skokih. Tudi pri stabilnem vremenu opazamo dnevno kolebanje barometra z dvema dnevnima najvišjima vrednostima okrog 10. in 22. ure in dvema najnižjima vrednostima okrog 4. in 16. ure. Razlika med takimi najvišjimi in najnižjimi vrednostmi v naših krajih povprečno ni večja od 1 mb; znatno večja je v tropskih krajih (na Javi 3.5 mb).

II. GIBANJE ZRAKA

a) Splošna cirkulacija — polarna teorija

Zračni tlak bi bil na vsej zemlji (seveda pri isti nadmorski višini) enak, atmosfera bi bila mirna, negibljava in enolična, če ne bi zemlja prejemala od sonca ogromnih količin energije. Sonce neenakomerno segreva zemeljsko površino, ta pa zrak, ki postaja zaradi tega redkejši tam, kjer je bolj segret. Nujno se pojavljajo razlike v zračnem tlaku, ki povzročajo gibanje zraka, da bi se zopet vzpostavilo porušeno ravnotežje. Manj segreti, torej gostejši in težji zrak, se bo začel pomikati v področje toplejšega, t. j. redkejšega zraka, ki ga bo iztisnil in sam zasedel njegovo mesto. V glavnih potezah poteka to premikanje zraka na naši zemlji nekako tako, kakor je to prikazano na sliki 5.

Na ekvatorju (do $\pm 30^{\circ}$) se zrak močno segreva, postaja redkejši in zračni tlak pada. Razredčeni, segreti zrak se dviga, na njegovo mesto prihaja v obliki pasatnih vetrov hladnejši zrak iz manj segrelih področij severno in južno od ekvatorja. Segreti zrak, ki se dviga v velike višine (preko 4000 m), od-



Sl. 5

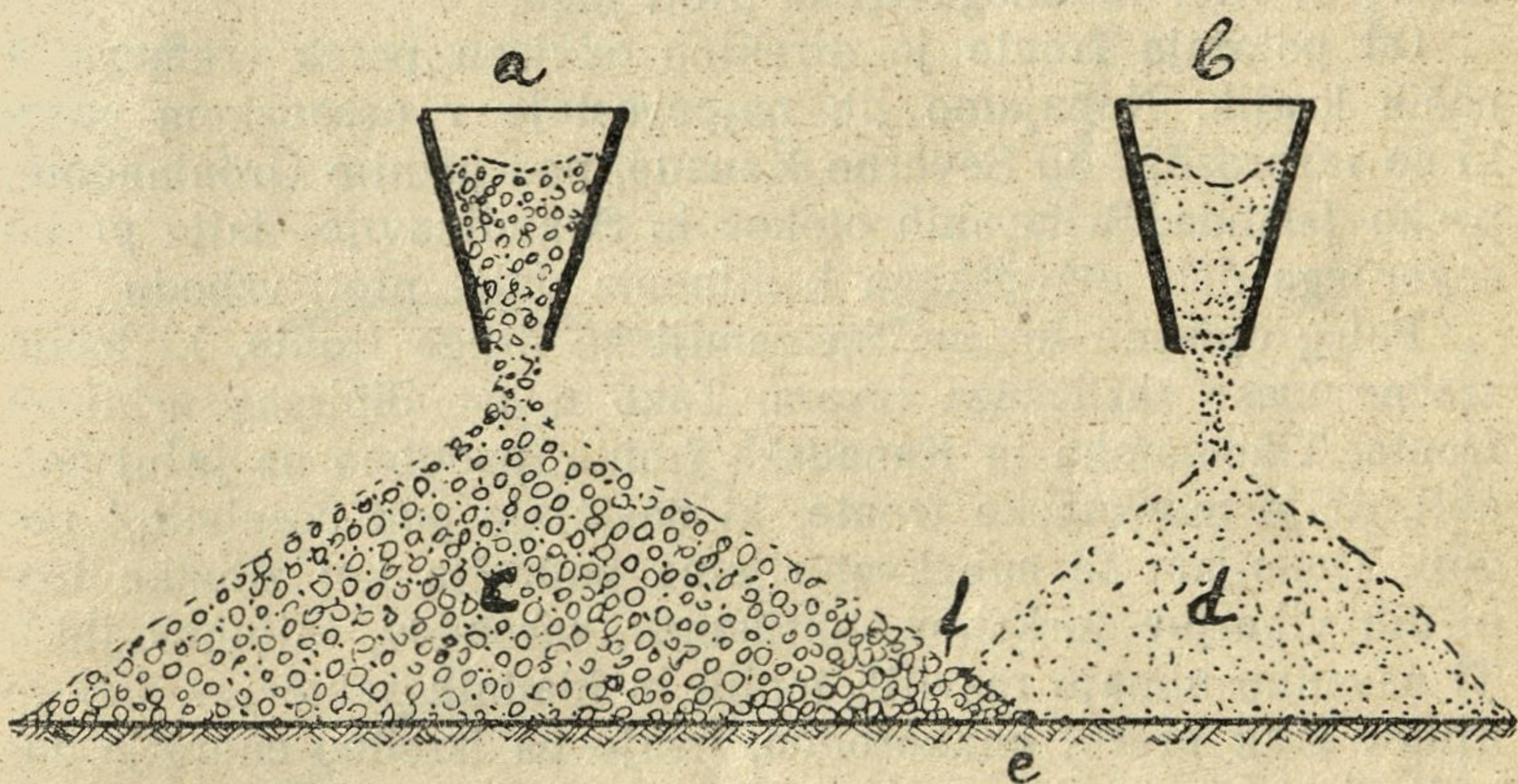
teka z ekvatorijalnega pasu proti severu in jugu v obliki višinskih antipasatnih vetrov. Okrog vzporednika 35° se tedaj pokaže višek zraka, t. j. tisti, ki je bil že prej tam, in tisti, ki so ga prinesli antipasatni vetrovi. V teh krajih pokaže barometer v povprečku zvišan zračni tlak, ki na eni strani pospešuje pasatne vetrove, z druge pa omogoča kompenzacijske vetrove proti polom, kjer se na 60° — 70° širine (Island — Grönland) srečujejo s hladnimi zračnimi masami, ki prihajajo s polov. Tu je zračni tlak precej nižji in nestalen

Zaradi vrtenja zemlje (Coriolisova sila) ti vetrovi počasi spreminjajo smer sever-jug v smer vzhod-zahod. Naši kraji

leže v področju severno od pasu s povišanim zračnim tlakom. Zrak odteka v glavnem proti severu. Ta odtok opazamo v obliki jugozahodnih vetrov, ki v naših krajih prevladujejo.

Kraji s pasati za naše vremenske razmere praktično niso odločilni, važna pa so za nas področja, kjer se sestajajo hladni severozahodni vetrovi s toplimi jugozahodnimi. Tam se odigravajo prizori, ki so podobni prizorom na razgibanem bojišču. Črta na zemlji, ki loči topli zrak od hladnega, imenujemo analogno — fronto, v tem posebnem primeru — polarno fronto.

Zaradi boljšega razumevanja pojma fronte, ki se tudi sicer pojavlja kot meja med dvema različnima zračnima masama, navajam na sliki 6 za primer:



Sl. 6

Iz lijaka a teče pesek. Na podlagi, s katero sem prestregel curek, se bo oblikoval lep stožčast kupček. Lijak zaprem in v bližini odprem drugega b, skozi katerega naj teče drobnejši pesek. Stožec se bo večal in bo sčasoma pri e dosegel dolnji rob kupčka c). Če dotok peska iz b ne bo prenehal, se bo kupček večal, in pesek se bo začel zlivati med e in f tudi na pesek sosednega kupčka.

Vrhovi teh peščenih stožcev naj predstavljajo središča anti-ciklonov (področij visokega zračnega tlaka). Črta e na podlagi naj predstavlja v naravi črto na zemlji, kjer mejita dve zračni masi. Imenujemo jo fronto. Stikalna ploskev e-f pa naj bo tudi

v naravi ploskev dotika. Tako ploskev imenujemo diskontinuitetno površino.

Meja med vzhodnimi in zahodnimi vetrovi ali med hladnim zrakom s severa in toplim z juga — polarna fronta ni stalna. V meridionalni smeri se pomika s položajem sonca, leži poleti precej visoko na severu (nekako na črti južni Grönland — Novaja zemlja), pozimi pa bolj južno (Anglija — Skandinavija). To fronto na več mestih trgajo vdori hladnega zraka v srednjo in južno Evropo. Posamezni kosi fronte so izkrivljeni; vsak od njih pa predstavlja skupino 3—5 ciklonov (depresij) v raznih razvojnih fazah. Take skupine ciklonov imenujemo ciklonske družine (familije), ki jim navadno sledi prenehanje fronte in vdor hladnega zraka proti jugu.

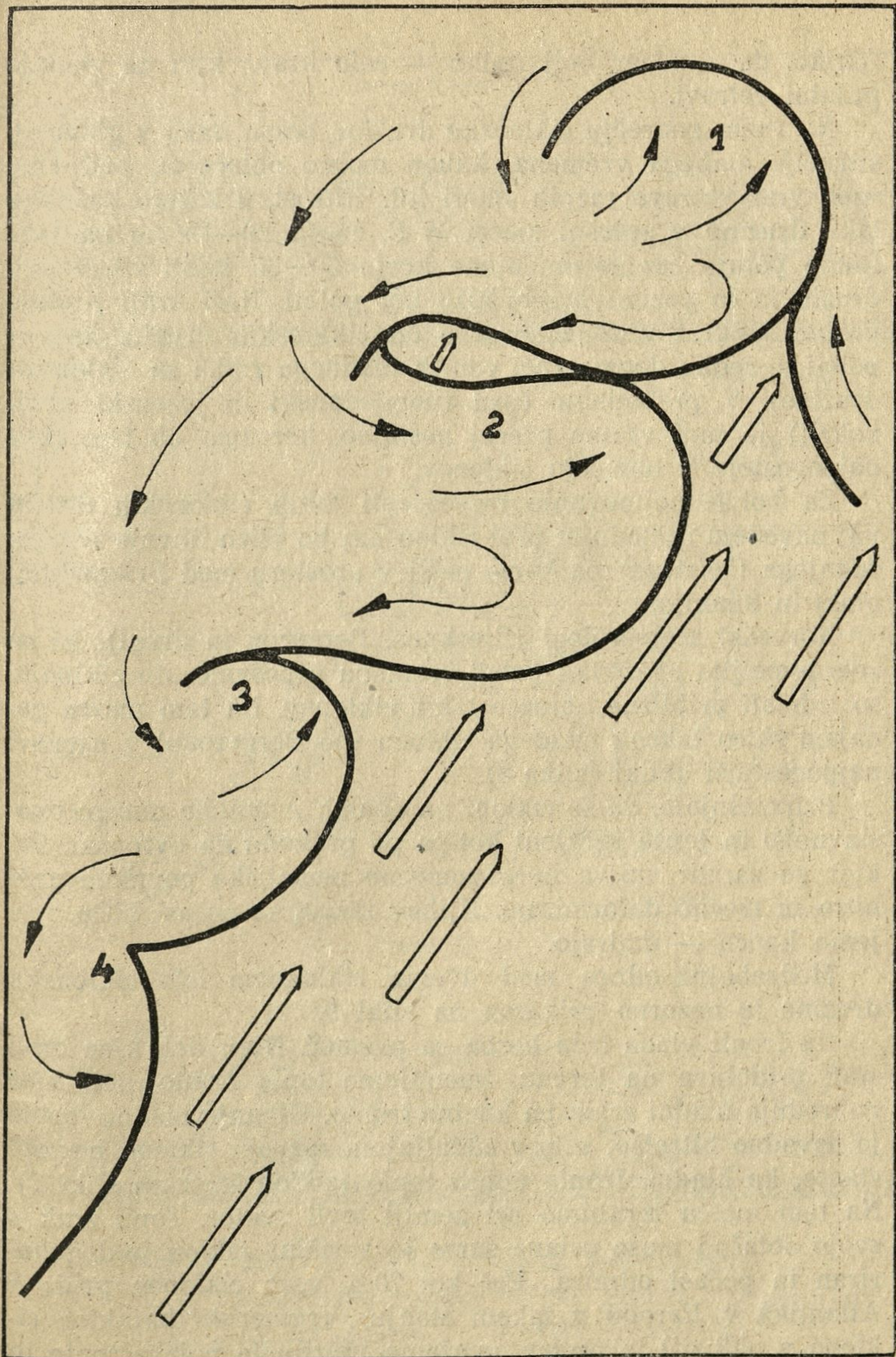
Od položaja fronte je direktno odvisen potek vremena v naših krajih. Nahajamo jih najpogosteje v oceanskem pasu, ki se razprostira od Severne Kanade, pod južnim Grönlandom, preko Islanda, Britanskih otokov in Skandinavije, dalje preko severnega dela evropskega kontinenta dalje proti vzhodu.

Poleg opisane imamo na zemlji še druge fronte, ki ločijo zračne mase različnega izvora. Tako n. pr. Sibirski arktična fronta, Tihomorska in Kanadska fronta, podobno na južni polobli, dalje monsunske fronte, ki nastajajo pod posebnimi pogoji. Omenjam še subekvatorijalna področja kot zibelke tropičnih viharjev (orkanov, hurikanov, tornadov, tajfunov itd.). Ti navadno nimajo razvitih toplih in hladnih sektorjev, ker je njihov zrak precej enakoroden, imajo pa izredno energijo zaradi visoke temperature in velike vlage.

V najenostavnejši obliki ima ciklonska družina nekako takole obliko (slika 7):

Debela črta predstavlja potek fronte, številke 1—4 vrstni red ciklonov, tokovnice hladnega zraka so označene z enojnimi puščicami, tokovnice toplega zraka z dvojnimi. Zračni tlak je najnižji v vrhu ciklonov, izobare potekajo približno tako, kot so narisane tokovnice.

Prvi ciklon, ki ima svoj položaj najvišje na severu, je tudi najstarejši. Večinoma doseže evropsko obalo v svoji končni fazi — okluziji. Ostali cikloni so primerno situaciji pomaknjeni proti jugozahodu. Najmlajši je zadnji (četrti), ki leži tudi najbolj na jugu. Njemu sledi navadno vdor hladnega zraka v meridionalni smeri. Taki vdori dosežejo večkrat severno



Afriko, da — sicer bolj redko — celo kraje, kjer že vladajo pasatni vetrovi.

Na vsem področju ciklonske družine bomo našli v glavnem situacije slabega vremena, kakor močno oblačnost, padavine vseh vrst, vetrove raznih smeri itd. Hitrost, s katero potujejo take družine v splošni smeri W-E, znaša 20—40 km na uro. Letno potuje čez že omenjene kraje 60—65 takih ciklonskih družin in to pozimi precej niže kot poleti. Naši kraji pridejo pozimi večkrat v zone severno od ciklonskih družin, kar se poleti le redko dogaja (pri vdorih hladnega zraka za ciklonsko družino). V prehodnem času (pomladanski in jesenski ekvinox) je tudi vreme precej nestalno, ker smo ob tem času najpogosteje v območju ciklonov.

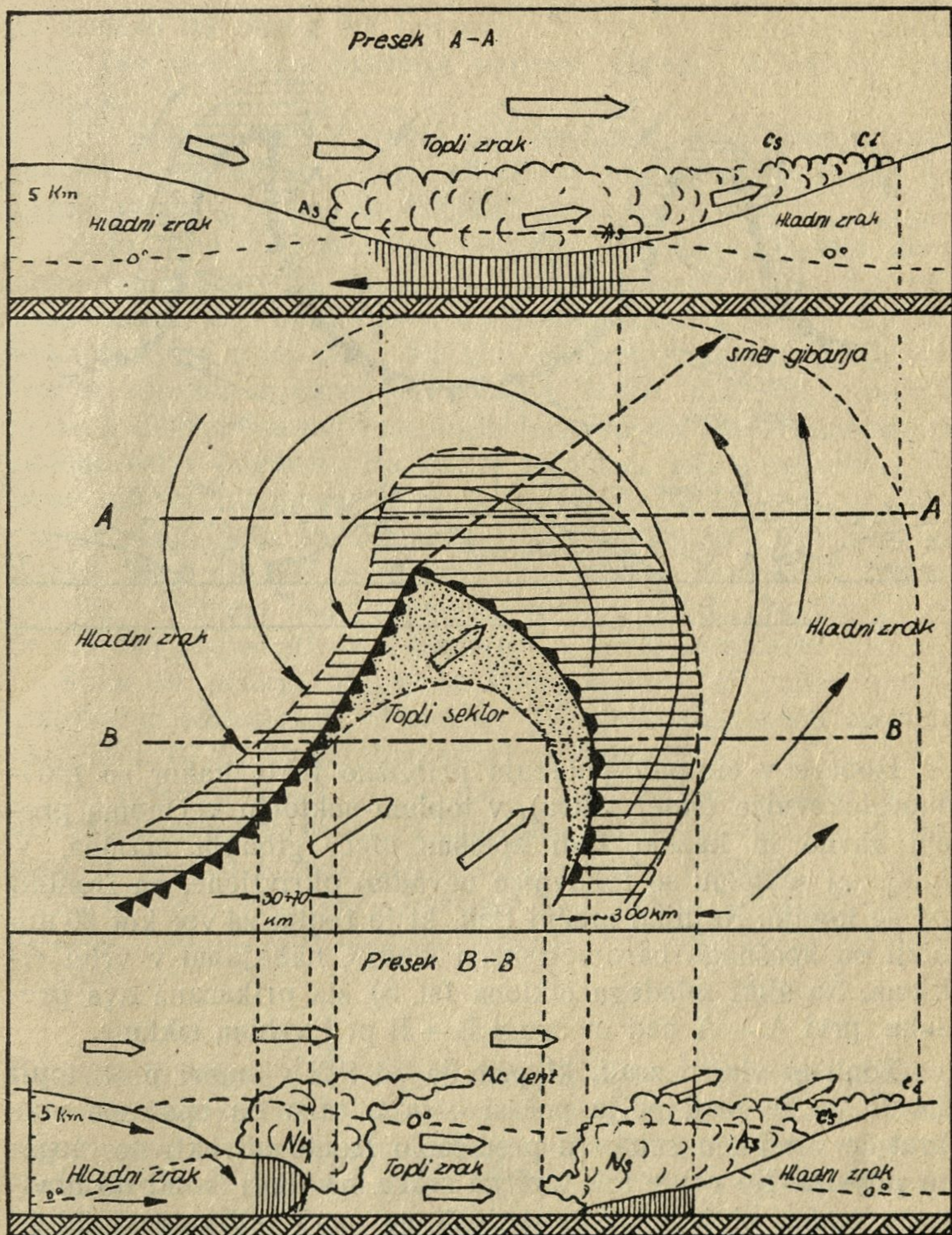
Za boljše pojmovanje razsežnosti takih ciklonskih družin naj navedem naslednje: prvi ciklon naj bo blizu Novaje zemlje, zadnjega (četrtga) pa bomo našli v prostoru med Britanskimi otoki in Španijo.

Norveški meteorologi (Bjerknes, Bergeron in drugi), ki so zelo temeljito opazovali potek vremena v posameznih ciklonih, so izdelali približne obrazce takih ciklonov. Na tem mestu podajam skico takega mladega ciklona (po Bergeronu) v njegovi najpogostejši obliki (slika 8).

Pripominjam, da so cikloni na obalah Atlantika mnogo enostavnejši in lepše zgrajeni kot pa po prehodu na evropska tla, kjer se zaradi vpliva neravnomerne zemeljske površine zelo hitro in močno deformirajo. Njihov razvoj se počasi bliža svojemu koncu — umirajo.

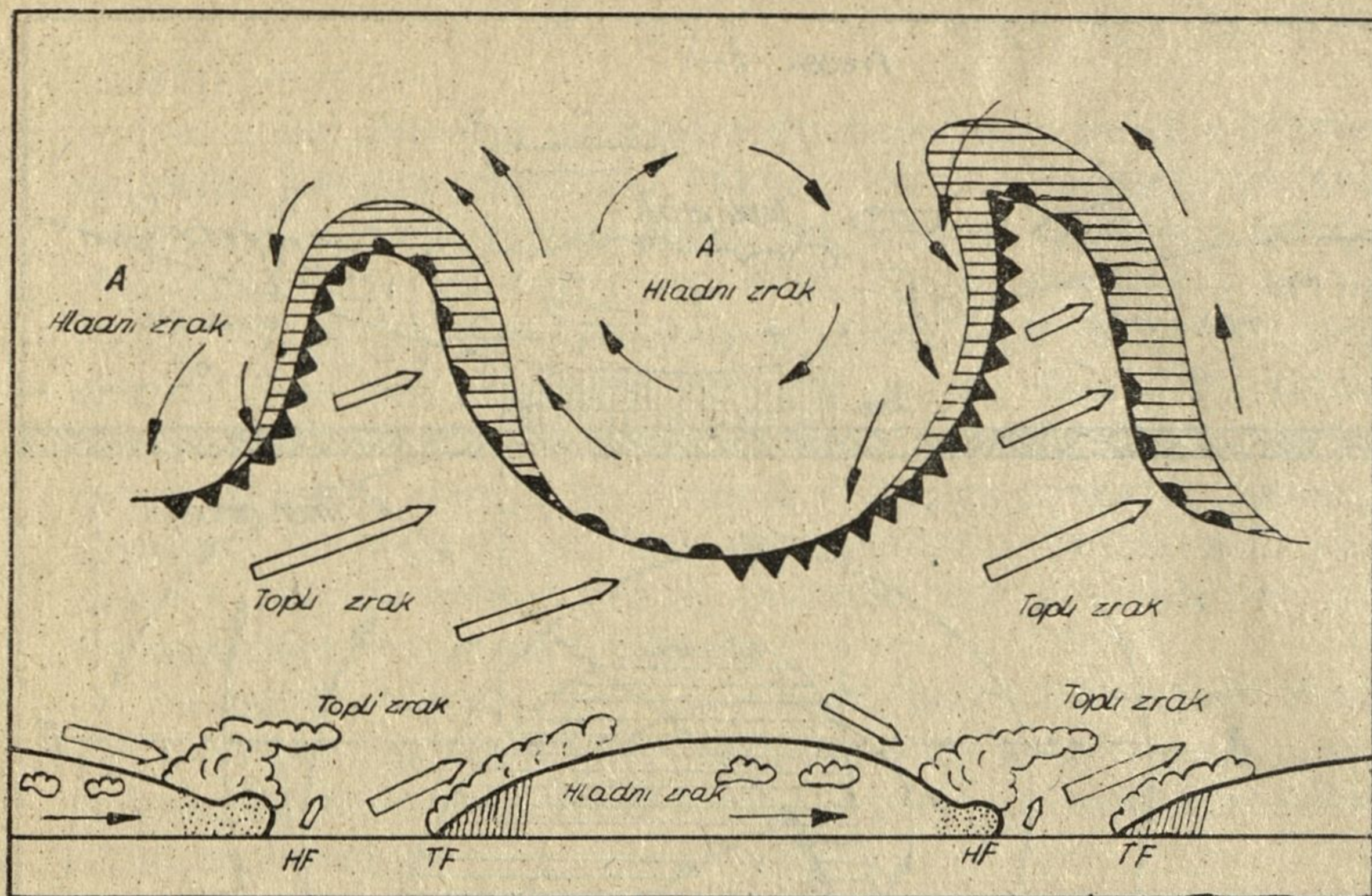
Medsebojni odnos med dvema ciklonoma iste ciklonske družine je nazorno prikazan na sliki 9.

Na fronti vlada trda borba za premoč. Njen del, kjer topli zrak pridobiva na terenu, imenujemo toplo fronto, del, kjer napreduje hladni zrak, pa hladno fronto. Gibanje hladne fronte je navadno hitrejše, zato v nadaljnjem razvoju ciklona nastopi stanje, ko hladna fronta dohiti toplo (ciklon št. 2 na sliki 7). Na tem mestu izgubimo pri zemlji topli sektor. Topli zrak s svojo oblačno maso ostane samo še v višini, ciklon je degeneriran in počasi odmira. Več kot 70% vseh ciklonov pride z Atlantika v Evropo v takem stanju. Vremenski karakter ciklona v okluziji je mešan, opazamo neizrazite pojave tople in hladne fronte.



| | | | | |
|---|--------------------------------|--|----------|----------|
|  | oblaki |  | padavine | } fronta |
|  | { področje megel in pršenja |  | topla | |
| | |  | hladna | |

Sl. 8



Sl. 9

Izobare v ciklonu potekajo približno tako, kakor so narisane tokovnice (smer vetra), v toplem sektorju večinoma precej ravno in kažejo tudi splošno smer gibanja ciklona. V hladnem sektorju so tokovnice navadno ukrivljene, na frontah pa se lomijo. Najnižji zračni tlak, ki je redko za več kot 20 mb nižji od spošnega barometriškega stanja, nahajamo v vrhu ciklona. Na sliki mladega ciklona (sl. 8) sta prikazana dva preseka, prvi A — A nad in drugi B — B pod vrhom ciklona.

Topli in vlažni zrak, ki prihaja od SW v smeri proti topli fronti, se že med potjo počasi ohlaja, tako da opazamo večkrat že v toplem sektorju pred toplo fronto advektivno meglo in pršenja. Ko pride tok toplega zraka na topli fronti do hladnega zraka, ki je težji in gostejši, se mora odtrgati od tal in začne drseti po zelo blagi strmini (nagib okrog 2%) po hladnem zraku navzgor. S svojo težo počasi iztiska pod seboj hladni zrak, ki se pod njim izmika v obliki vetrov iz smeri S—SE. Pri dviganju doseže topli zrak stopnjo nasičenosti, ki se v vidni obliki pokaže v oblačnem pokrivaču pred toplo fronto: najprej kot oblaki tipa Ci na višinah okrog 6000 m, slede jim As, St

in končno na okrog 300 km pred fronto Ns, iz katerih pada dež. Tak dež nima obeležja nalivov, čeprav je večkrat kaj izdaten.

Pri prehodu tople fronte dež preneha, veter menja smer na SW, temperatura raste, oblačnost pojenjuje (opazamo še nekaj oblakov, največ Sc, načelno pa je nebo jasno).

Malo pred hladno fronto vetrovi prenehajo. V tem delu namreč naletimo na močno izmikanje toplega zraka v vertikalni smeri, ker hladni zrak na hladni fronti s svojim klinom nasilno dviga topli zrak. Ta klin pri zemlji zaradi frenja zastaja. Opažamo ogromne oblačne stene tipa Cb, prednji spodnji del ima zaradi tamošnjih tokov obeh vertikalnih smeri obliko valja (cigare). Po nekaj minutah tišine začutimo že prve udarce hladnega vetra iz W—NW. Njim sledi nevihta (naliv, ploha, toča, snežni metež), ki traja $\frac{1}{2}$ do 1 ure (pas na zemlji je širok 30 do 70 km). Za hladno fronto se vreme zboljša. Opažamo vedrine, včasih še kak oblak tipa Cu, ki je še zmožen pretvoriti se v lokalni Cb. Zrak se ohladi.

Slika 10 podaja diagrame instrumentov, ki kažejo spremembo meteoroloških elementov pri prehodu takega ciklona za presek B—B. Značilni so skoki na frontah.

Pri preseku A—A (sl. 8) nad vrhom ciklona imamo poleg neizrazite oblačne mase in manjših količin enoličnega dežja počasen prehod k razvedritvi. Če je ciklon pomaknjen dovolj daleč od nas proti jugu, opazimo na južnem horizontu samo oblačno liso, ki predstavlja severni del oblačnega sistema ciklona.

b) Vetrovi

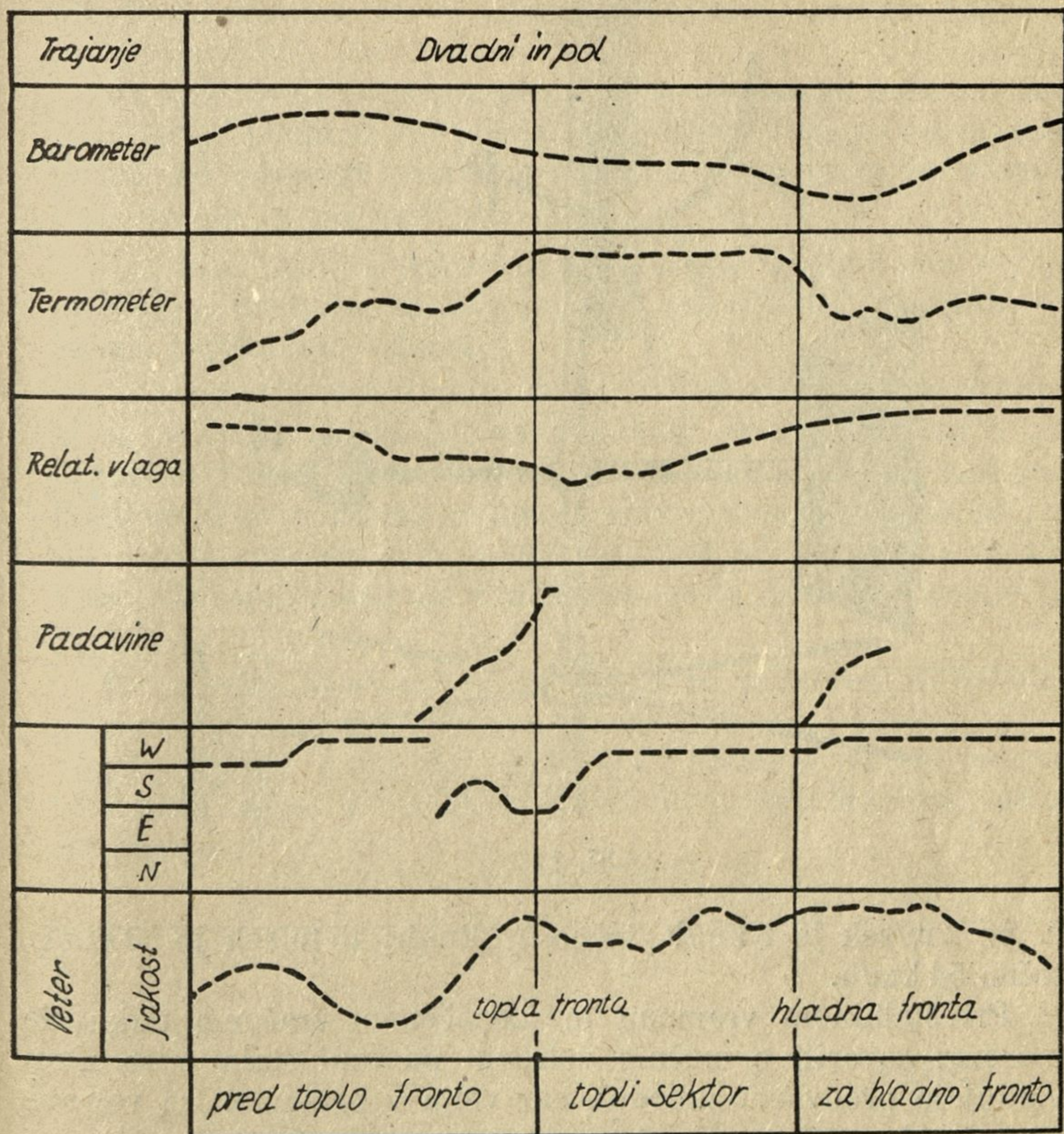
Smer in jakost vetrov je v naših krajih v splošnem odvisna od razporeda zračnega tlaka. Smer vetra označujemo glede na stran neba, od koder piha. Da jo točneje ugotovimo, uporabljamo vetrnice različnih tipov. Tako enostavno vetrnico predstavlja slika 11.

Orientacijski križ spodaj je pričvrščen tako, da kaže N proti severu; gornji del vetrnice je gibljiv in se obrača po vetru. Masivna kroglica K kaže smer, od koder piha veter, njegovo jakost pa merimo s pomočjo nagiba ploščice P. Ob tej ploščici je pritrjeno nekaj zobcev, ki nam povedo, kolikšno jakost po Beaufortovi lestvici ima veter.

Beafortova vetrovna lestvica

| Beaufortova skala | Hitrost vetra | | Opažanja in znaki | Šifra |
|-------------------|---------------|----------|---|-------|
| | m/sek | km/h | | |
| 0 | 0 - 0.5 | 0.5 - 1 | Tišina, dim se dviga vertikalno, listje na drevju je mirno. | 0 |
| 1 | 0.6 - 1.7 | 2 - 6 | Slabo pihljanje, listje na drevju se še ne giblje. | 1 |
| 2 | 1.8 - 3.3 | 7 - 12 | Slab vetrič, listje na drevju se že premika. | 2 |
| 3 | 3.4 - 5.2 | 13 - 18 | Slab veter, dim je nagnjen, zastavice in vejice se gibljejo, listje na drevju je razgibano. | 3 |
| 4 | 5.3 - 7.4 | 19 - 26 | Močnejši veter, zastave plapolajo, sliši se šumenje listja na drevju, dviga se prah. | 4 |
| 5 | 7.5 - 9.8 | 27 - 34 | Močan veter, upogiba tanjša stebela, že neugoden. | 5 |
| 6 | 9.9 - 12.4 | 35 - 44 | Močan veter, že tuli okrog oglov, žice brnijo. | 6 |
| 7 | 12.5 - 15.2 | 45 - 54 | Zelo močan veter, nagiba močnejše drevje, ovira prosto gibanje. | 7 |
| 8 | 15.3 - 18.2 | 55 - 65 | Viharen, lomi veje. | 8 |
| 9 | 18.3 - 21.5 | 66 - 77 | Vihar, odnaša opeko s streh. | 9 |
| 10 | 21.6 - 25.1 | 78 - 90 | Močen vihar, ruši manjše dimnike in slabše drevje. | 9 |
| 11 | 25.2 - 29.0 | 91 - 104 | Zelo močan veter, odkriva strehe. | 9 |
| 12 | nad 29 | nad 104 | Orkan, ruši dimnike, lomi močno drevje. | 9 |

Za vetrove pod 10, 11 in 12 se na kraju poročila dodaja še »sturm« in vrednost 10, 11 ali 12.

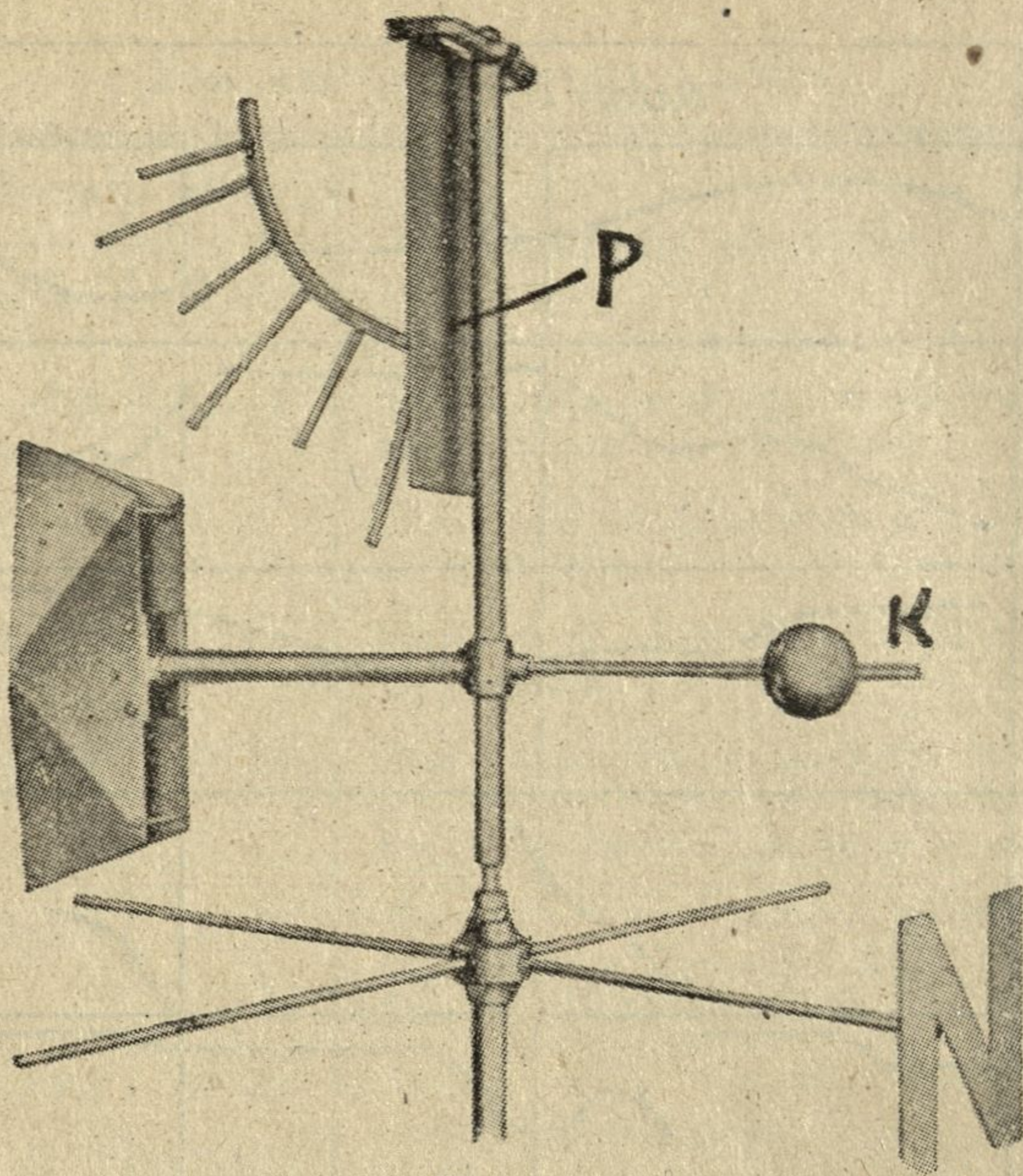


Sl. 10

Včasih moramo jakost vetra oceniti sami. V takih primerih se poslužujemo znakov, katere nam podaja že omenjena Beaufortova lestvica. Moremo pa določiti jakost vetra tudi s posebnimi pripravami (anemometri in anemografi), ki nam dajo jakost v m/sek. Taki aparati morajo biti postavljeni 10 metrov nad zemljo in na odprtem terenu.

Za približno preračunavanje iz m/sek v km/h velja:

$$\text{m/sek} \times 4 = \text{km/h}$$



Sl. 11

n. pr 2 m/sek je 8 km/h, točno 7,2 km/h; 15 m/sek je 60 km/h, točno 54 km/h.

Pri stabilnem vremenu in izenačenem zračnem tlaku ne moremo govoriti o močnih vetrovih pa tudi stalni niso. Prevladujejo predvsem zahodni, kar velja v prvi vrsti za vetrove na višinah.

V ozkih alpskih dolinah pihajo pogosto čisto lokalni vetrovi periodičnega značaja. Ti so posledica toplotnih razlik med zrakom na hribih, v prosti atmosferi in dolinah. Pri nas so znani pod imenom danjik (piha ob prisojni strani gorovij navzgor, je slab in topel; opažamo ga poleti podnevi pri lepem, mirnem in stabilnem vremenu; traja samo po nekaj ur dnevno in preneha že pred sončnim zahodom) in nočnik (z obratno smerjo od danjika; vezan je na noč in na topli del leta; čutimo ga v toplih poletnih večerih kot prijetno osvežujočo sapico, ki prihaja s hribov v doline; je posledica intenzivnega ohlajevanja zraka na pobočjih, kjer se zrak hitreje in močneje

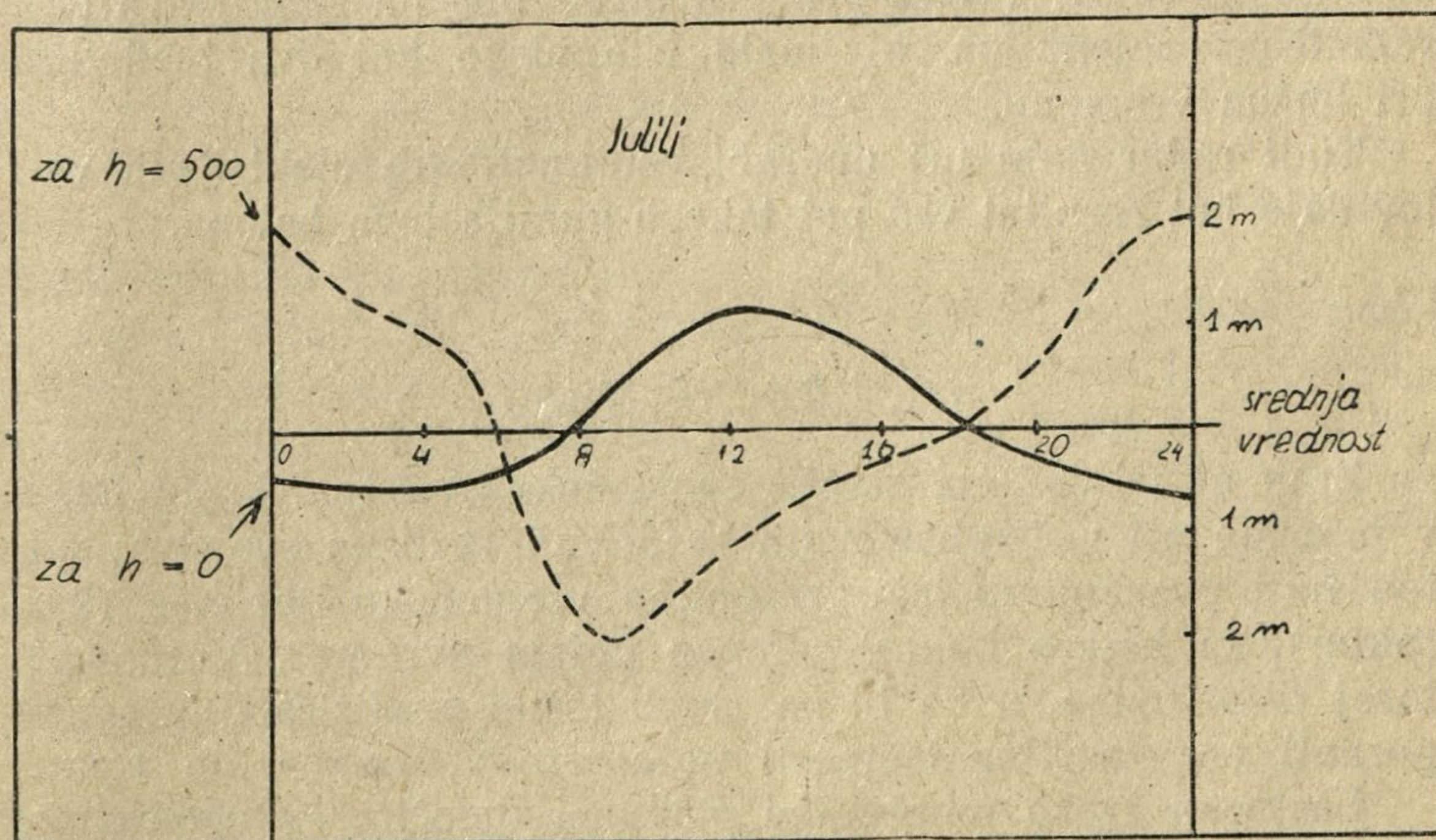
ohlaja od zraka v prosti atmosferi in začne zaradi svoje teže polagoma drseti navzdol v dolino).

Na naši obali opazamo podobne, le močnejše vetrove: maestral (piha podnevi od morja proti kopnemu) in burin (piha ponoči od kopnega proti morju). Oba sta vezana na stabilno lepo vreme in na topli del leta.

Vsi taki lokalni vetrovi imajo skupno lastnost, da pri poslabšanju vremena izostanejo, ker se cirkulacija zraka prilagodi baričnemu sistemu.

V nekaterih naših pokrajinah nahajamo značilne vetrove, ki so posledica splošnega vremenskega stanja. Taki so n. pr.: burja na Krasu in na Jadranu, široko na Jadranu, košava v Podunavju in vardarac v dolini reke Vardar. Večkrat so precej močni, opazamo jih v glavnem kot spremljevalce in značilce slabega vremena v hladnem delu leta in trajajo po več dni.

Za jadralni šport nobeden od njih ni primeren. V izjemnih primerih, n. pr. pri vetrovni termiki in na pobočjih, jih je včasih mogoče s pridom izkoristiti. Nikakor pa ne moremo izkoristiti burje, ker piha v sunkih in doseže trenutno orkansko jakost.



Sl. 12

Hitrost vetra pri zemlji ni stalna. Svojo največjo vrednost doseže med 14. in 15. uro, najmanjšo pa ponoči (slika 12 za $h = 0$). Na višini 500 metrov in navzgor kaže jakost vetra že drugačen potek; največja je ponoči in najmanjša okrog 10. ure dopoldne (slika 12 za $h = 500$).

Višinski vetrovi se ravnaajo po splošni vremenski situaciji in trajajo navadno dalje časa. Njihovo jakost merimo pri jasnem vremenu na ta način, da spustimo v zrak balon iz gume, napolnjen z vodikom, tako da se dviga s stalno hitrostjo. Če tak balon zasledujemo z enim ali dvema teodolitoma in pri tem vsake pol ali celo minuto ugotavljamo njegov položaj, dobimo smer in hitrost vetra na odnosnih višinah. Moderniziran postopek predstavljajo za večje višine (do 30 km) dimni artilerijski naboji. Pri tem opazujemo premikanje dimnega traku.

Približno moremo ugotoviti smer in jakost vetra na višinah tudi z opazovanjem oblakov, bodisi s cenitvijo, bodisi s pripravo, imenovano nefoskop.

Tudi pri slabi vidljivosti (megla, oblaki, noč) moremo uporabiti gumijaste balone, toda opremljene z radijskim oddajnikom, ki ga zasledujejo z zemlje radiogoniometri, postavljeni v trikotu z osnovnico okrog 40 km. Moremo pa take balone opremiti namesto z radijskim oddajnikom samo z odbojnikom električnih valov. V tem primeru postavimo na zemlji dva parabolična prejemnika, ki imata isto vlogo kot dva teodolita pri lepem vremenu.

Tudi radar nam pri uporabi centimetrskih električnih valov daje kot rezultat vso pot takega gumijastega balona.

III. ZRAČNE MASE

Zrak ni povsod na zemlji enak, celo na istem kraju kaže v manjših ali večjih časovnih razdobjih različna svojstva; od tod tudi posebno in tako raznotero vremensko obeležje (karakter), za katero imamo skupen pojem »vreme«. Vreme je torej raznovrstno, a da bi ga mogli točno analizirati, moramo poznati vse značilne lastnosti posameznih vremenskih tipov.

Lastnosti zraka moremo v glavnem določiti, če ugotovimo njegovo temperaturo in količino vlage v njem. Študij vremenske (sinoptične) karte nam pove, da sta ta elementa, t. j.

temperatura zraka in njegova vlaga na širokih področjih prilično enaka, vsaj brez vidnih prehodov. Tudi sprememba teh elementov po višini je enotna. Tak del ozračja, ki ima iste lastnosti in pokriva večje zemeljsko področje, imenujemo v meteorologiji »zračno maso«. V slovenščini bi si morda mogli za ta pojem izbrati izraz »zračni sklad«.

Zračne mase delimo (klasificiramo) glede na že omenjene elemente in druge značilnosti najlaže po njihovem izvoru, t. j. po mestu, kjer so te zračne mase nastale. Vemo namreč, da se zrak na zemlji neprestano giblje, prav tako potujejo tudi zračne mase. Vemo tudi, da obstajajo neka več ali manj stalna področja, kjer se take zračne mase oblikujejo. Tam dobijo te mase svoje obeležje, t. j. svoje tipične lastnosti. Izvori posameznih zračnih mas so stalni anticikloni; za naše širine so važni anticikloni visokih polarnih širin, azorski anticiklon in pozimi še sibirski anticiklon.

Anticikloni polarnih širin in sibirski so hladni, azorski je topel; zato so tudi njihove zračne mase hladne (polarne) in tople (tropske ali subtropske). Za primer navajam, da je v sibirskem anticiklonu bila zabeležena pozimi temperatura okrog -70°C v mestu Verhojansk (vzhodna Sibirija), čeprav je tam poleti pod drugim režimom toplomer pokazal že okrog $+40^{\circ}\text{C}$. Na Azorih (Ponta Delgada — v območju azorskega anticiklona) pa je zabeležena dosedaj najvišja temperatura $+28.5^{\circ}\text{C}$ in najnižja samo $+6.6^{\circ}\text{C}$. Že samo na tem primeru pridemo do zaključka, kakšno vlogo ima izvor zračnih mas, četudi sta obe hladnega tipa.

Važno je tudi, ali je taka zračna masa nastala pretežno nad suho ali nad morsko površino. V prvem primeru ima zračna masa v sebi le malo vlage in je suha (kontinentalna), v drugem pa je količina vlage velika, zračna masa je vlažna (maritimna). V meteorologiji je za vse vrste zračnih mas, s katerimi imamo opravka v Evropi, glede na njihov izvor izvedena klasifikacija, ki jo podajam v naslednji tabeli. V njej uporabljene kratice pomenijo:

| | | |
|------------------|---------------|--------------------------|
| A = arktična | } zračna masa | m = maritimna (vlažna) |
| P = polarna | | c = kontinentalna (suha) |
| T = (sub)tropska | | k = hladna |
| | | w = topla |

| Zračna masa | Zaradi vpliva tal | Izvor | Nastopa kot |
|-------------|--------------------------|---|--|
| A | mA cA | Grönland, Spitzbergi, severna Rusija, Novaja zemlja, Barentsko morje | mAk cAk |
| P | mPA mPT cPA cPT | Sev. Atlantik (event. Kanada), sev. Atlantik (šir. 50 ⁰), notranja Rusija, Skandinavija, južna Rusija, Balkan | mPAk, mPAw mPTk, mPTw cPAk, cPAw cPTk, cPTw |
| T | mT cT | Azori, Sredozemno morje, Sev. Afrika, Balkan | mTw cTw |

Dovolj pove že ta tablica, vendar potrebujemo še malo pojasnil. V naših krajih imamo največ opravka s tropskim (T) in polarnim (P) zrakom, zato navajam njihove značilnosti:

1. Polarna zračna masa (P) v splošnem: nastopa kot hladna (t. j. relativno hladna, ker je temperatura tal ali morske površine višja od temperature zraka). Njena višina je majhna (1000 do 4000 m). Temperaturni gradient (t. j. padec temperature) po višini je velik (0.6° do 1.2° C na 100 m višine), zato je nestabilna, t. j. ima izrazite vertikalne tokove s konvekcijskimi oblaki, predvsem tipa Cu; je turbulentna; absolutna vlaga pri zemlji je nizka, relativna visoka; vidljivost dobra, vreme lepo, nagnjenost k nevihtam, barometer visok ali raste.

a) Maritimnega izvora posebej: je precej vlažna, podpira oblačnost tipa Cu, nestabilna, pogoste kratke plohe, se počasi segreva. Če potuje pozimi preko razhlajenih tal, nastopa kot (relativno) topla. V tem primeru so za njo značilne advektivne (potujoče) megle z nizkimi oblaki (tudi tipa St). Kondenzacijski nivo je nizek. Včasih se vrača proti polu (povratni mPw) in se obnaša kot topla zračna masa. V tem primeru velja za njo isto kot za tropsko maritimno zračno maso (mTw).

b) Kontinentalnega izvora posebej: zelo hladna pozimi, zelo topla poleti, večinoma zelo suha in navadno brez oblakov.

Pri svojem potovanju se hitro in močno segreva in ohlaja. Pri segrevanju sprejema vlago (suši).

2. Tropska zračna masa v splošnem: nastopa kot topla (w), je vlažna, stabilna (temperaturni gradient do 0.8°C na 100 m), seže visoko, z jasnim vremenom brez oblakov ali kvečjemu s turbulentnimi oblaki tipa St ali Sc. Na njeni periferiji se pojavljajo megle, meglice in rado prši. Barometer je razmeroma nizek. Javljajo se nočne inverzije, prva na višini 500 m, druga na 2000 m, ki še bolj omejujeta vertikalno mešanje zraka. Vidljivost je precej slaba (zrak je môtén).

a) Maritimnega izvora posebej: vedno zelo vlažna, pogosti so težki, nizki oblaki in megla, iz katere prši. Če potuje poleti preko segretega kopnega, se njena svojstva približujejo svojstvom polarnega zraka (mPk), t. j. opažamo močno konvekcijo, oblake tipa Cu, plohe in nevihte. Zanimivo je navesti, da so jadralci dosegli skoraj vse pomembnejše rekorde na daljavo vprav v tem zraku (mTw).

b) Kontinentalnega izvora posebej: ni vedno vlažna, vsaj relativna vlaga je nizka (okrog 60 %). Večinoma je brez oblakov in megle. Nad segreto zemljo je poleti zelo suha, vroča in brez oblakov.

3. Arktične zračne mase (A) prodrejo do nas zelo redko in še to samo v trdi zimi. Na poti do nas že toliko menjajo lastnosti, da sličijo polarnim zračnim masam (P) in se tako tudi obnašajo. So vedno hladne.

Iz vsega do sedaj navedenega lahko posnamemo to, kar je za jadralca najvažnejše:

1. V naših krajih v glavnem lahko računamo z dvema vrstama zračnih mas: s toplimi in hladnimi. Ako ne upoštevamo njihovih obmejnih področij, tako imenovanih front, ampak njihova jedra, ugotovimo naslednje:

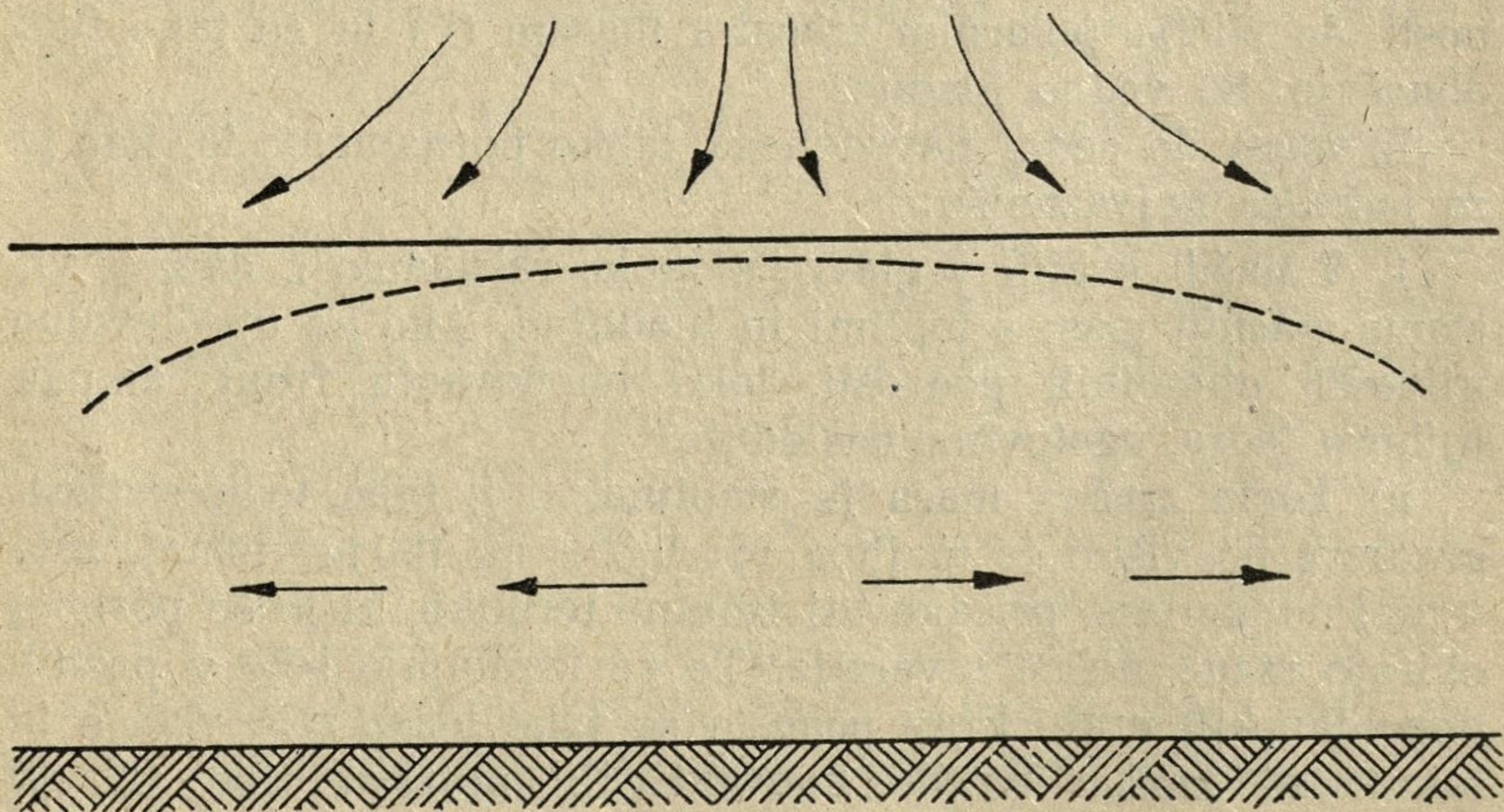
a) Topla zračna masa je stabilna, t. j. njen temperaturni gradient po višini je majhen (do 0.8°C na 100 m višine), zato v njej ne moremo pričakovati izdatne termike, ki jo še posebej ovirajo razne nočne inverzije. Te se izgubljajo šele v poznih dopoldanskih urah. Prav pogosto so take mase zelo vlažne in takrat so možne tvorbe konvektivnih oblakov tipa Cb, ki lahko dosežejo višino do 6000 m; v tem primeru je mogoče te oblake izkoristiti za polete v večje višine.

b) Obratno je hladna zračna masa nestabilna, njen temperaturni gradient po višini je precej velik (0.6° do 1.2° na 100 m višine), kar pospešuje konvekcijo — termiko. To se kaže v oblikovanju oblakov Cu. Termika v taki zračni masi je v splošnem dobra, nedostatek je samo v tem, da hladne zračne mase navadno nimajo izdatne višine. Zaradi močnih vertikalnih zračnih tokov je ozračje zelo turbulentno, t. j. nemirno, kar je posledica vrtincev, ki nastajajo pri mešanju zraka.

V vlažnih zračnih masah naletimo na razvite oblake tipa Cu do Cb, v katerih morejo jadralci, ki so izšolani v letanju brez vidljivosti, doseči lepe uspehe.

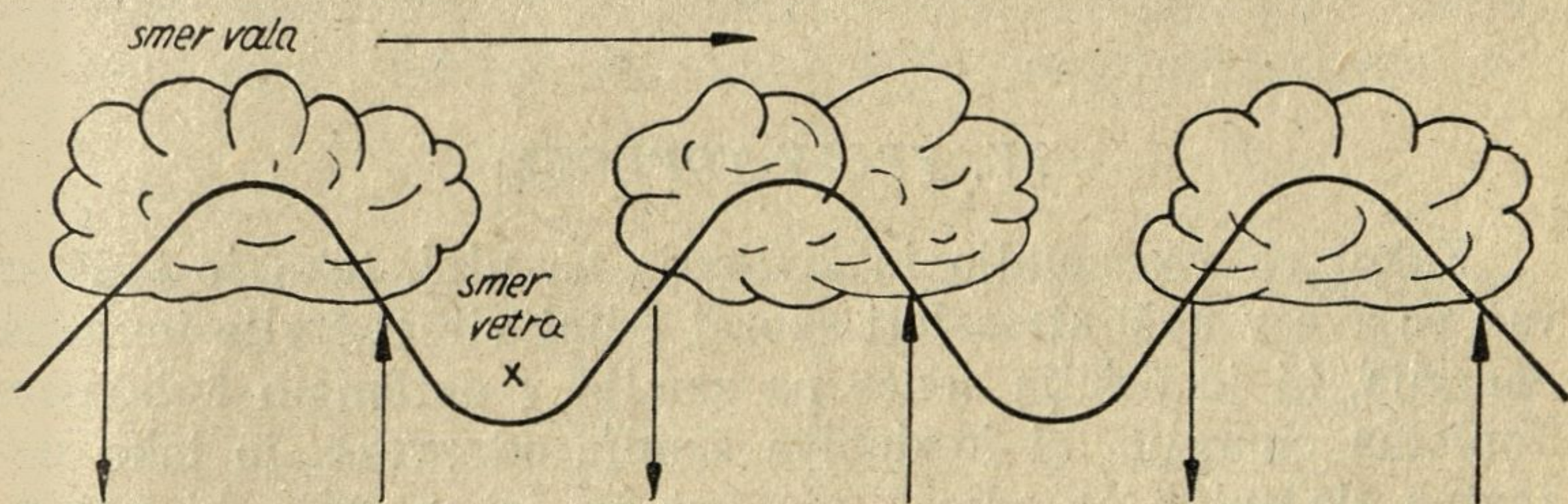
3. Pri tej priložnosti omenjam še eno vrsto zračnih mas, ki so za jadralca pri nas tudi lahko važne; to so indiferentne zračne mase. O njih govorimo samo na mestih njihovega izvora, to je tam, kjer se je taka masa popolnoma prilagodila klimatskim pogojem odnosnega področja. Take mase nahajamo v naših krajih takrat, kadar vlada dalje časa režim visokega pritiska (anticiklon). Vzrok je v tem, da je zračni tlak na spodnji meji stratosfere visok. Zaradi tega pritiska zrak od zgoraj na spodnje plasti, od koder pa mora odtekat v področja z nižjim zračnim tlakom (slika 13).

Posledica tega je, da se višina spodnjih plasti zmanjša (izčrtkana linija), pa ne izgine, temveč, ker je za take padajoče



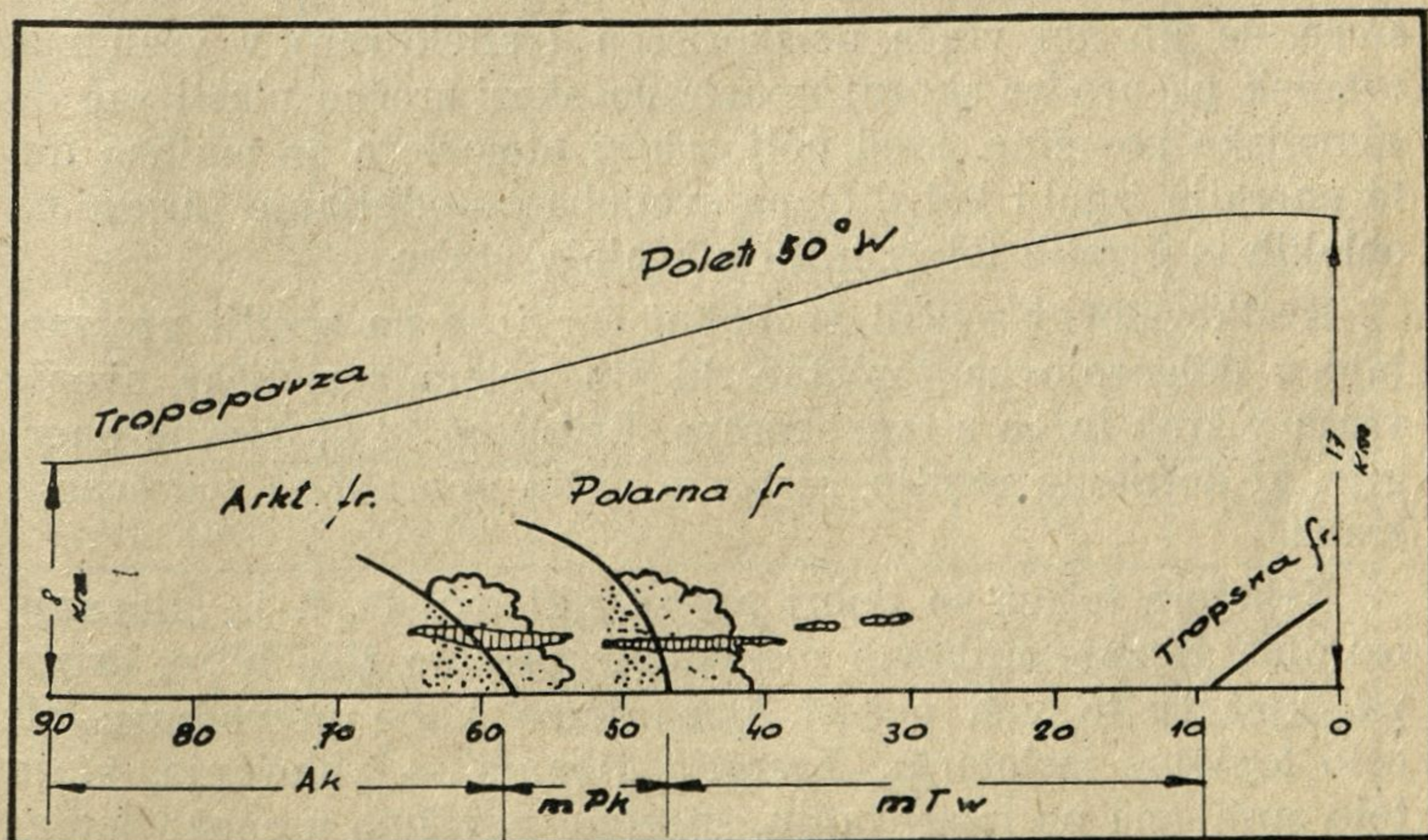
Sl. 13

tokove značilno jasno nebo, se spodnje plasti zraka pod inverzijo močno segrevajo, posebno poleti. Imamo primer podoben primeru suhega, toplega zraka, to je: od tal se zrak hitro segreje, pojavijo se obširna področja vertikalnih tokov. Tako splošno labiliteto nam potem kažejo na meji inverzije dolgi oblačni valjki (slika 14) z osjo v smeri vetra, pri nas navadno



Sl. 14

v popoldanskih urah. Pod temi oblaki je termika vedno celo na velike daljave uspešna.



Sl. 15

Nad suho zemljo je večkrat precej težko odrediti značaj zračne mase, ker nas motijo orografski in številni drugi vplivi. Mnogo bolj pravilen je potek nad gladkimi morskimi površinami. Da bo poglavje bolj jasno, podajam še srednji vzdolžni razpored zračnih mas in njihovih front od severnega tečaja do ekvatorja na geografski dolžini 50° W (nekako sredina Atlantskega oceana, — slika 15) v mesecu juliju.

IV. VPLIV TOPLOTE

Kakor za vso zemljo in življenje na njej, tako je tudi za vse pojave v naši atmosferi skoraj edini vir energije toplotna energija, ki jo pošilja sonce na zemljo v ogromnih količinah. Toplotna energija, ki jo dobiva zemlja od zvezd, je tako neznatna, da sploh ne odloča, medtem ko je energija, ki jo prejema zemlja od meseca, sposobna, da poviša efektivno temperaturo zemlje za $1/2000^{\circ}\text{C}$. Tok toplotne energije iz notranjosti naše zemlje pa bi mogel povišati temperaturo zemeljske površine za 0.1°C . Praktično pa tudi s to vrednostjo ne moremo računati; preostane nam le dovedena sončna energija.

Od sončnih žarkov, ki dospejo do gornje meje naše atmosfere, se jih del vrača neizkoriščen (reflektiran) v vsemirje, ostanek pa prodre skoraj neovirano skozi zračne plasti vse do zemeljske površine. Med potjo skozi atmosfero se majhen del te energije izgubi kot difuzna svetloba — odbijanje žarkov na oblakih in čvrstih telesih, ki plavajo v zraku.

Kratkovalovni sončni svetlobni žarki se na zemlji pretvarjajo v dolgovalovne toplotne, ki jih potem zemeljska skorja vrača v zrak in ga s tem segreva. Približno 14 % sončne energije, ki dospe do zemlje, se na ta način uporabi za segrevanje zraka.

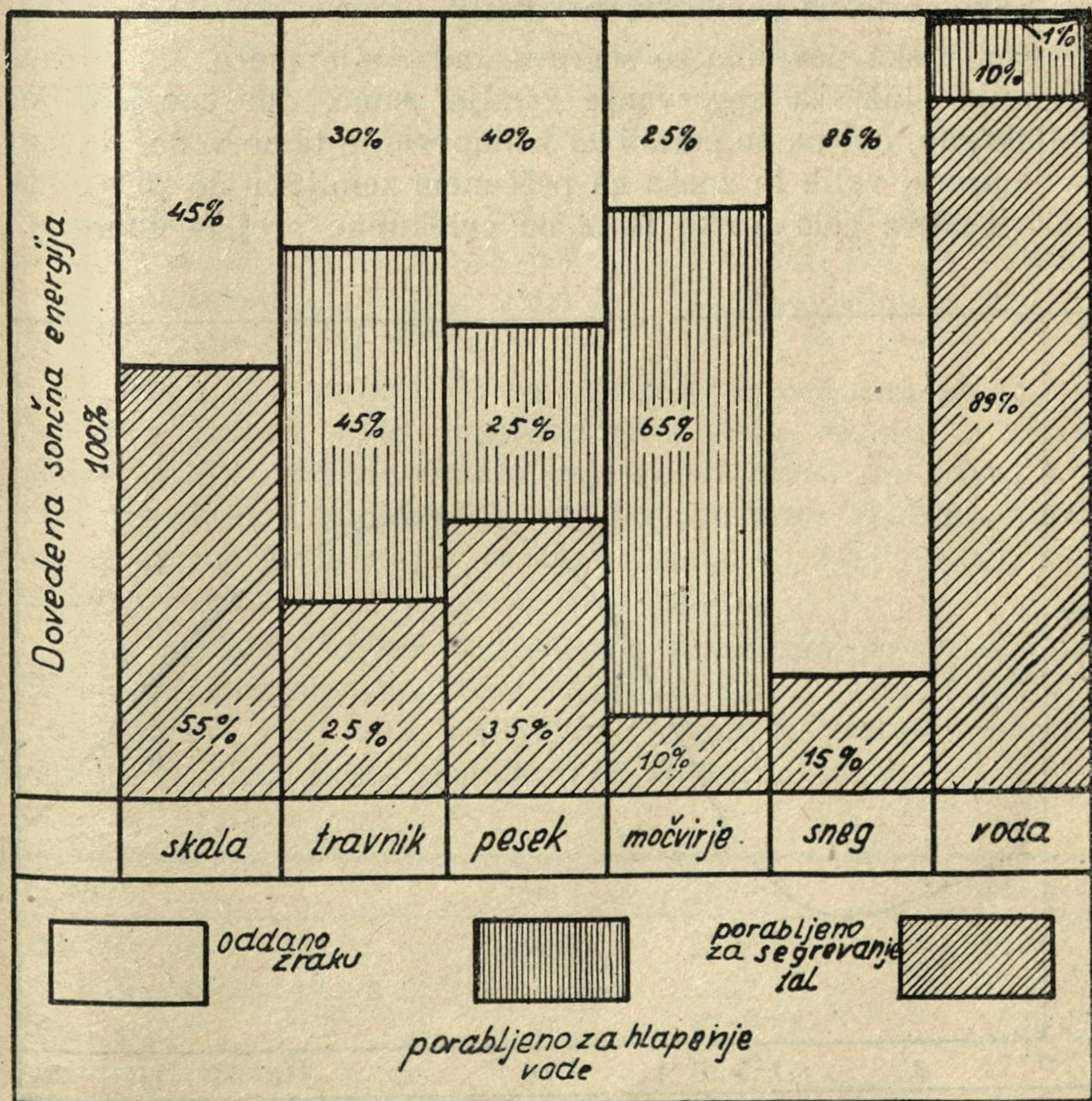
Nekatera telesa so dobri prevodniki toplote, t. j. valovanje oziroma gibanje njihovih molekul se presaja zelo hitro, druga pa, kjer se to vrši počasi, imenujemo slabe prevodnike ali celo toplotne izolatorje. Energijo gibanja — valovanja, ki jo telo sprejema po izžarevanju, sprejme površina z enako intenziteto, pa naj bo telo dober ali slab prevodnik toplote; pri dobrih preide ta energija kmalu v notranjost telesa, pri slabih

pa se površina nesorazmerno močno segreje, v notranjosti pa ostane temperatura skoraj neizpremenjena.

Telo z visoko površinsko temperaturo to toplotno energijo zelo hitro zopet oddaja in se tako ohlaja, ker v svoji notranjosti nima skoraj nobene rezerve. Pri dobrih prevodnikih se ohlajevanje zaradi večje notranje zaloge vrši počasneje.

Toplotna energija se prenaša v sosesčino ali z drugimi besedami: telo izžareva sorazmerno svojemu toplotnemu stanju toploto v svojo okolico. Po Stefan-Bolzmannovem zakonu je:

$$Q = s \cdot T^4$$



Sl. 16

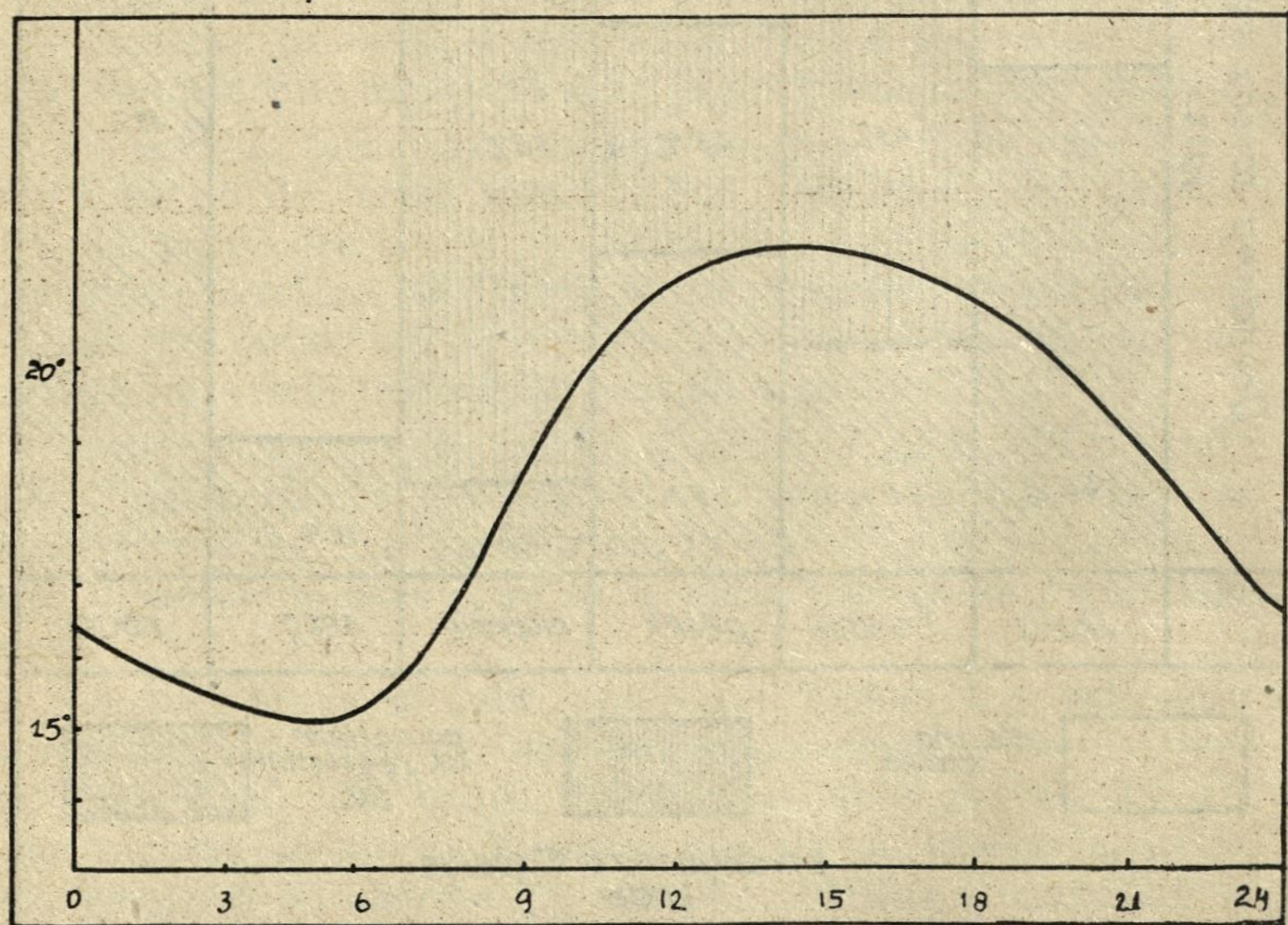
kjer je T absolutna temperatura po K° , s je stalnica v vrednosti $1.37 \times 10^{-12} \text{ kal. cm}^{-2} \cdot \text{sek}^{-1} \cdot \text{grad}^{-4}$, Q pa količina toplotne energije, ki jo 1 cm^2 površine telesa izžari v eni sekundi pri določeni temperaturi T . Iz tega vidimo:

Da je pri višji površinski temperaturi tudi izžarjena toplotna energija višja in to v razmerju s četrto potenco absolutne temperature, ali čim toplejše je telo, tem hitreje pada njegova temperatura.

Dovedeno toplotno (sevalno) energijo popolnoma absorbirajo samo docela črna telesa, ostala jo pa več ali manj odbijajo. Skoraj popolnoma jo odbijajo bela telesa.

Kako je to na zemeljski površini?

Zemeljska površina se segreva kadar sije sonce. Dovedena energija služi za segrevanje zemlje same, del energije je reflektiran, del pa se porabi za izhlapevanje talne vode. Ravno ta je precej velik in znaša na peščinem zemljišču do 25 %, na močvirnatem celo preko 60 % od celokupne prejete energije.



Sl. 17

To opazamo posebno po tem, da se tla pri močni rosi ali ako so mokra, dopoldne zelo počasi segrevajo. Približen odnos nam pokaže slika 16.

Suha zemlja se segreva predvsem na površini in to hitro ter močno, vodna površina in mokra tla pa zelo počasi, ker prodirajo sončni žarki v notranjost, kjer se prejeta energija zbira in od koder se, ko preneha dovod, zopet vrača v zrak. Lep primer imamo na Sibirskih stepah, kjer znaša razlika med letom in zimo preko 70°C , na Atlantskem oceanu pa le kakih $15-20^{\circ}\text{C}$.

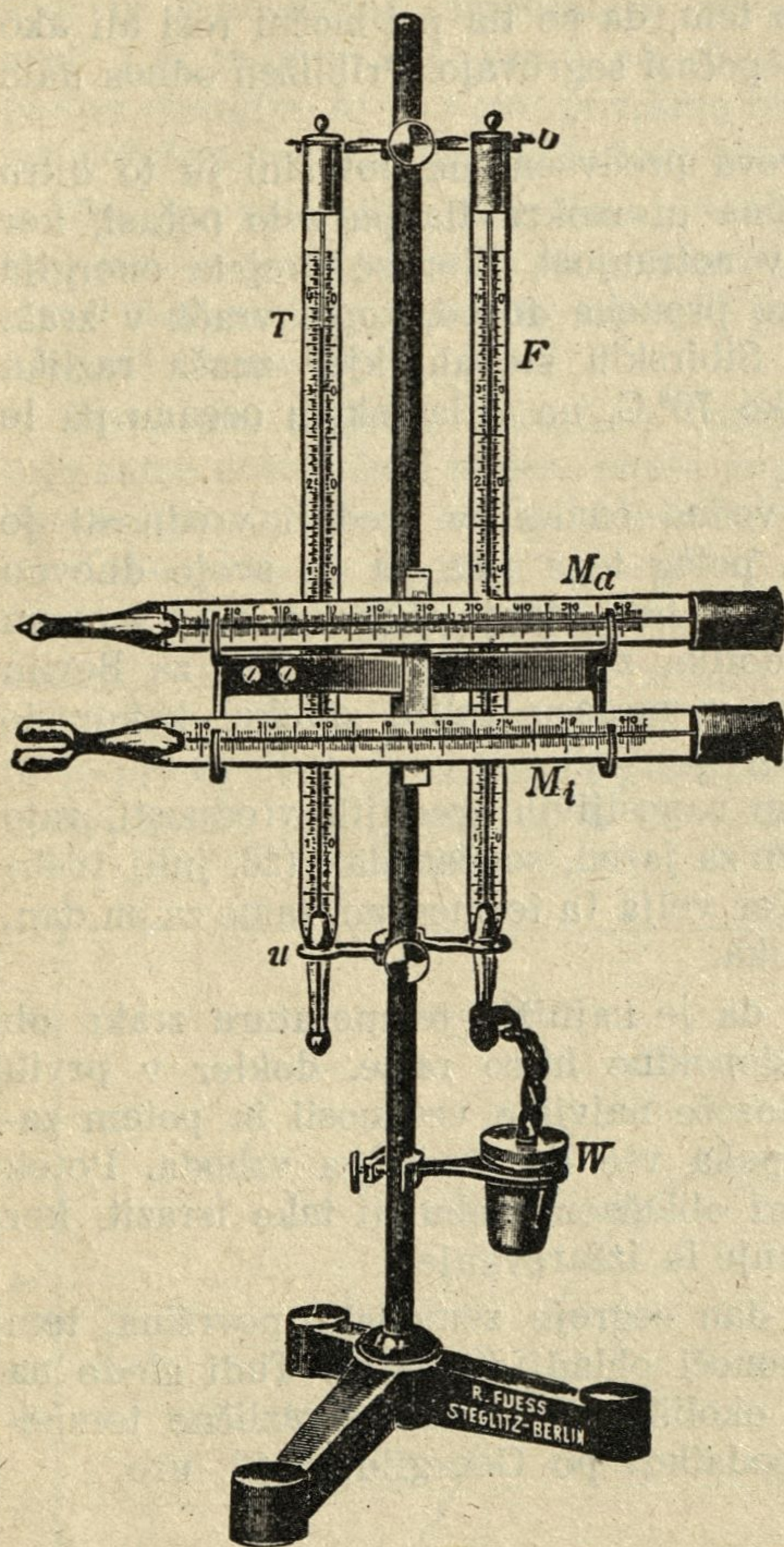
Temperatura tal ni vedno enaka; v srednji vrednosti je poleti višja kot pozimi, poleg tega ima pa še svoje dnevno nihanje. Nekako podobno je tudi stanje v zraku, vsaj v onem najnižjem sloju, ki se dotika zemlje. Po podatkih za Berlin ima to dnevno nihanje v mesecu juliju obliko, kakor jo kaže sl. 17.

Za naše kraje nimam zanesljivih srednjih vrednosti, zato podajam samo termogram za jasen, sončen dan (26. julij 1945) v Ljubljani (slika 19). Ker velja ta termogram samo za en dan, je amplituda precej velika.

Iz obeh slik vidimo, da je najnižja temperatura zraka ob sončnem vzhodu, nato dopoldne hitro raste, dokler v prvih popoldanskih urah ne doseže najvišje vrednosti in potem zaradi izžarevanja zopet pada vse do sončnega vzhoda. Potek temperaturne krivulje pri oblačnem nebu ni tako izrazit, ker odpade direktno segrevanje in izžarevanje.

Čim močneje se čez dan segreje zemeljska površina, tem hitreje in močneje se ponoči ohladi (Sahara). Tudi glede na vrsto tal pri sicer istih okoliščinah opazamo različne temperature. Tu sledi nekaj podatkov po Georgiiu za 13. uro.

| Vreme | jasno | oblačno |
|---------------------------------|------------------------|------------------------|
| peščena tla | 23.2°C | 18.8°C |
| gozd na peščenih tleh | 13.9°C | 15.5°C |
| žitno polje | 17.4°C | 16.5°C |
| močvirnat travnik | 18.4°C | 17.7°C |
| močvirnat gozd | 12.8°C | 13.9°C |
| zrak na višini $h = 2\text{ m}$ | 17.4°C | 17.2°C |



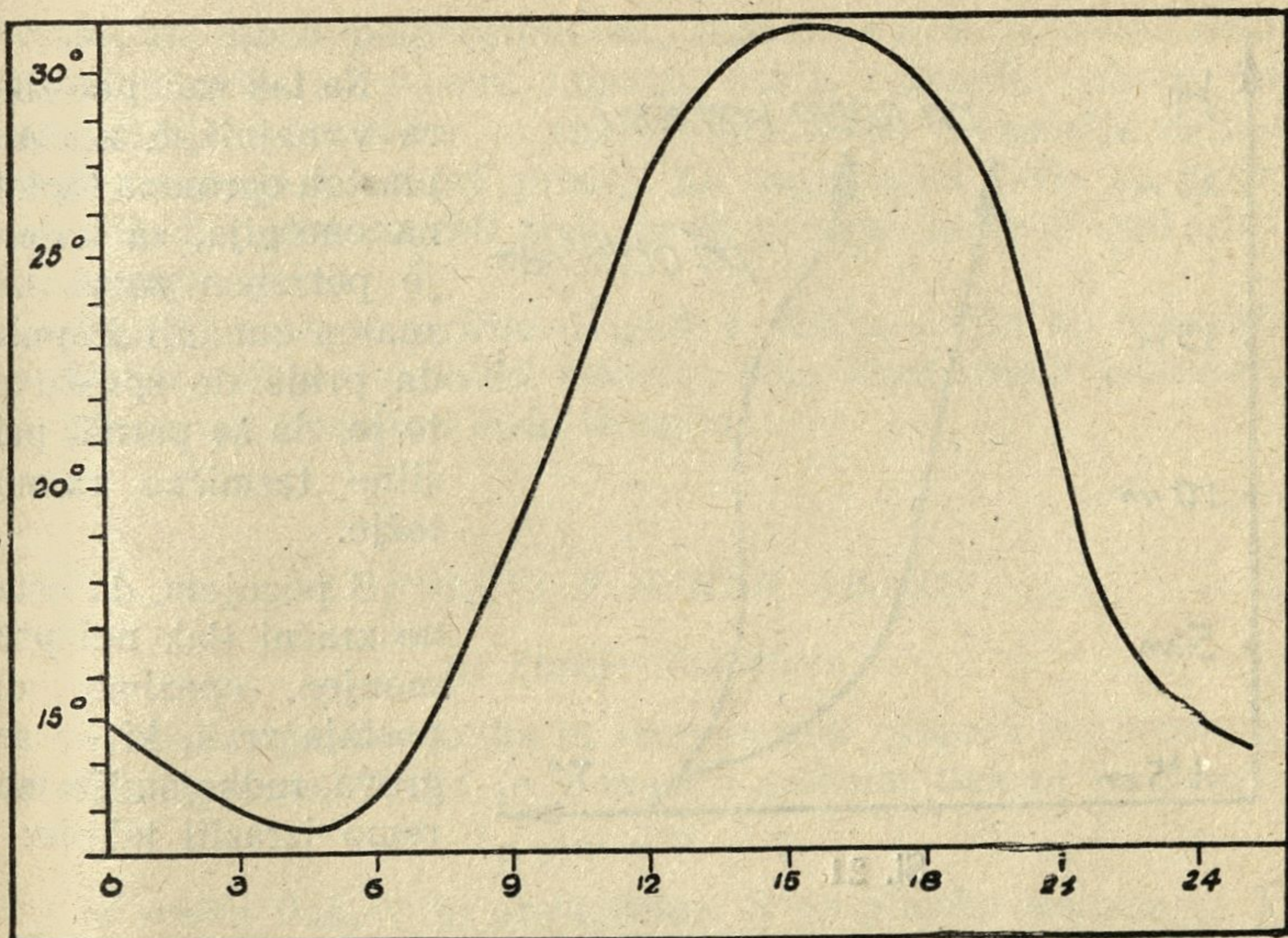
Sl. 18

Pozornost vzbujajo vpliv gozdnega terena, ko je v obeh primerih temperatura tal pri jasnem vremenu nižja od temperature pri oblačnem vremenu.

Temperaturo zraka merimo z živosrebrnimi (včasih alkoholnimi) termometri v senci (vremenski hišici) in na višini 2 m nad zemljiščem. V meteorološki službi uporabljamo skupino štirih termometrov (slika 18). Od teh nam rabi pokončni levi (T) kot navadni termometer za zrak, oba ležeča za merjenje maksimalne (Ma) in minimalne (Mi) temperature. Desni pokončni termometer (F) uporabljamo za ugotavljanje relativne vlage.

Namesto tekočinskih termometrov uporabljamo, posebno na letalih, kovinske termometre, prav tako pa tudi pri registrirnih pripravah, ki jih imenujemo termografe (sl. 20).

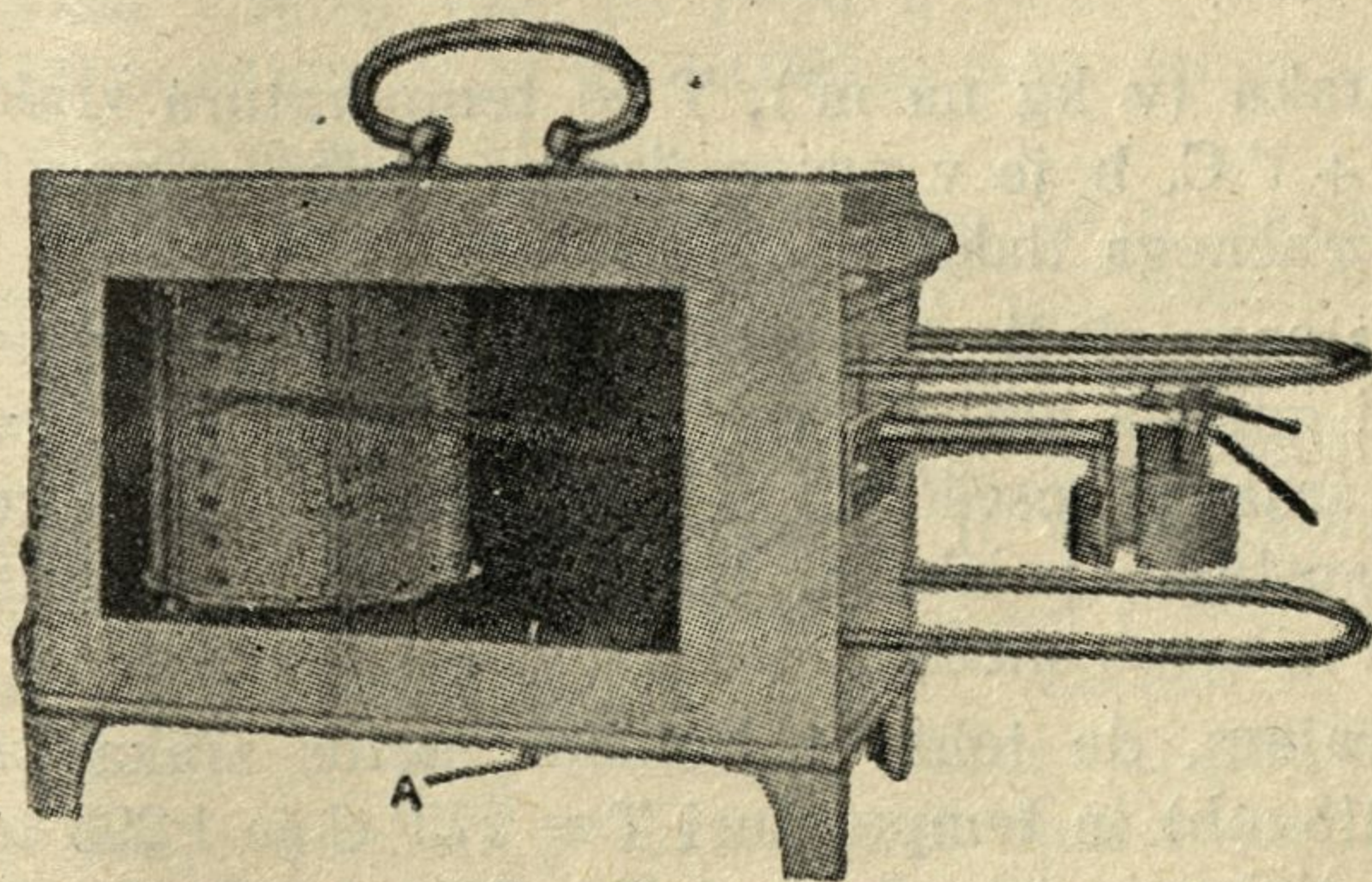
Zrak nad segreto zemeljsko površino je sicer slab prevodnik toplote, vendar se po dotiku z zemeljsko površino segreva in to precej močno; opazili pa bomo že na majhni višini nad tlemi, da to segrevanje ni več intenzivno. Toplotni gradienti po višini so v najnižjem sloju do 1 m večkrat zelo veliki, zna-



Sl. 19

šajo v skrajnih primerih celo do 500°C na 100 m. Po podatkih R. Geigerja kaže gibanje temperature v najnižjih zračnih plasteh

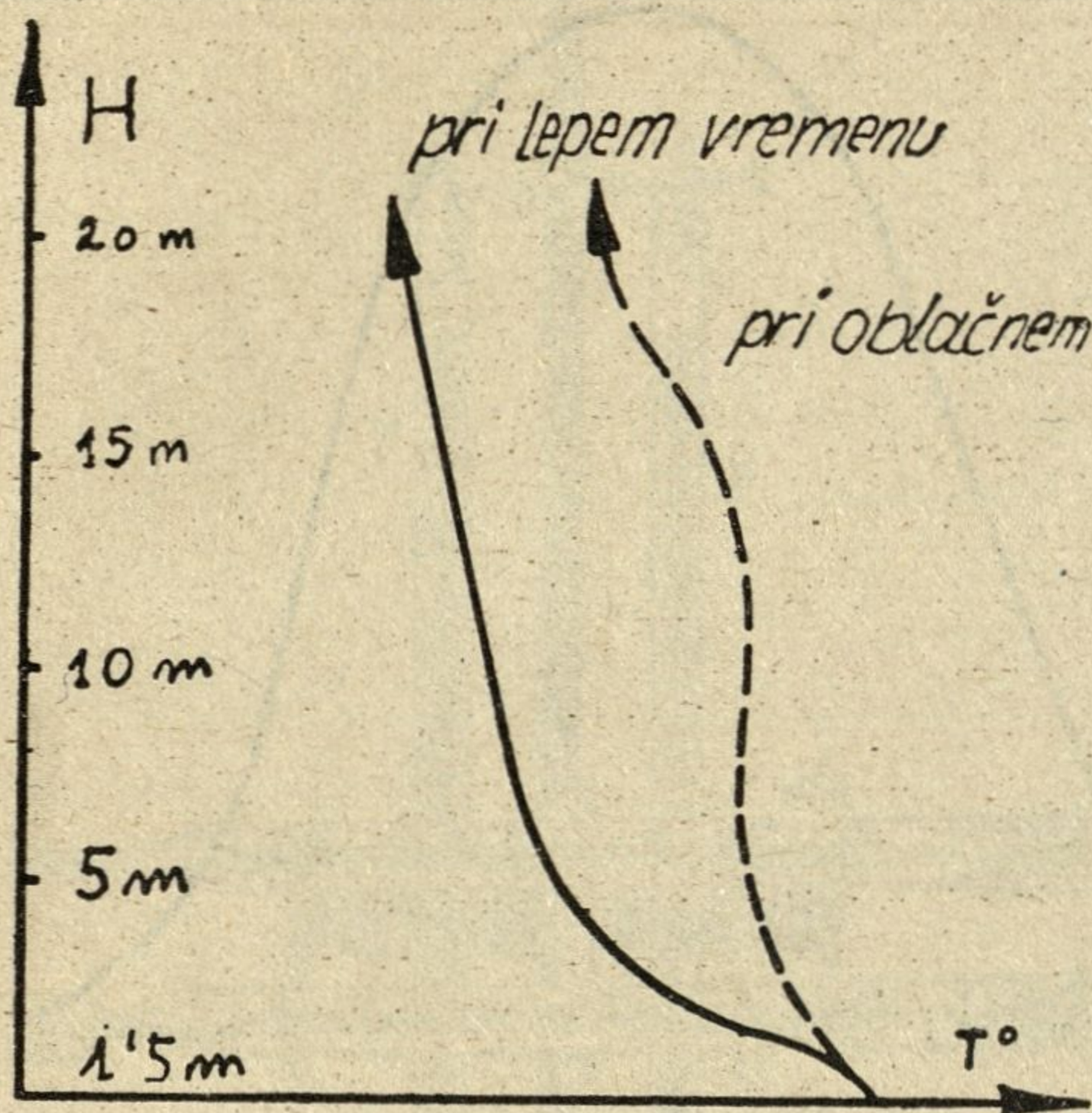
v srednji vrednosti opoldne potek (grafično) po sliki 21.



Sl. 20

Že večkrat je bilo z merjenjem ugotovljeno, da znašajo temperature tal pri mirnem in jasnem vremenu, ko se temperatura zraka v vremenski hišici (2 m vi-

šine) giblje med 25°C in 30°C , celo več kot 70°C . Že slabi vetrovi te razlike občutno zmanjšajo (mešanje — turbulenca).



Sl. 21

$$\rho = 0.465 \times \frac{b}{T}$$

ali

$$\rho = 0.345 \times \frac{b}{T}$$

Tu je ρ gostota zraka (v kg na m^3), T je temperatura zraka po skali $T = 273^\circ + t^\circ C$, b je v prvem izrazu podan v mm, v drugem pa v mb zračnega tlaka.

Iz navedenih izrazov sledi, da se mora pri zvišanju temperature T zmanjšati gostota zraka. Zrak postane redkejši, torej lažji; zato ga bo zrak v sosesčini, ki ni pretrpel take spremembe, je torej gostejši, poizkušal izpodriniti, t. j. dvigniti, sam pa bo zasedel njegovo mesto.

Za primer navajam, da tehta 1 kubični meter zraka pri $b = 760$ mm (= 1013 mb) in temperaturi $T = 273^\circ C$ še 1.293 kg, pri istem zračnem tlaku in temperaturi $T = 300^\circ$ (= $27^\circ C$) pa samo 1.178 kg.

Omenil sem že, da je v segretem zraku nakopičena ogromna toplotna energija, ki jo je mogoče spremeniti v energijo druge

Na tak način se zbere v najnižjih zračnih plasteh ogromna toplotna energija, za katero je potreben samo neznamenit zunanji impulz, da pride do sprožitve, to je, da se poruši prisilno termično ravnotežje.

S pogojem, da ostane zračni tlak neizpremenjen, opazimo, da postaja zrak, ki se segreva, redkejši. To moremo izraziti takole:

vrste: kinetično, potencialno itd., vendar je za to potreben neki zunanji vpliv — začetni impulz. Takih zunanjih vplivov, ki dovedejo do sprožitve — rušenja prisilnega ravnotežja segretega zraka, je v naravi precej. Na nagnjenem svetu se more zgoditi, da začne segreti zrak drseti navzgor in se dvigati brez zunanjega vpliva.

Segreti zrak se prične dvigati v obliki večjih ali manjših mehurjev ali pa v obliki stebrov, tako imenovanih kaminov, t. j. opraviti imamo s čisto termiko.

V. POJAVI V SUHEM ZRAKU

a) Stanje atmosfere

Vemo, da gostota zraka in obenem tudi njegova temperatura z višino padata. Oboje je v zvezi z zračnim tlakom po izrazu

$$p \times v = R \times T$$

(p je zračni tlak, v je prostornina, R je plinska stalnica in T je temperatura zraka). Prostornina v je obratno sorazmerna gostoti ρ .

Da stvar ne bo preveč zamotana, naj na kratko povem, da temperatura zraka v splošnem z višino pada in da je normalni padec temperature v prosti atmosferi 0.3° do 1.2° C na 100 m višine. Zračni tlak pa pada z višino, tako da ima na višini 5000 m samo $1/2$ in na 10.000 m samo še okroglo $1/4$ svoje vrednosti na morski gladini.

Neka količina suhega zraka je v ravnotežnem položaju, kadar ima isto težo ali kar je pri normalnih razmerah isto, kadar ima enako temperaturo kot njegova okolica.

V atmosferi kakor povsod na naši zemlji vlada trdi in neizprosni zakon ravnotežja, t. j. vsaka količina zraka, ki je zaradi svojega momentanega stanja prišla iz ravnotežja, se bo morala gibati v odrejeni smeri, dokler ne bo dosegla ravnotežja ali pa vsaj oscilirala okrog njega. Zrak, ki je glede na svojo okolico preveč segret, ima tendenco dviganja, zrak pa, ki je preveč hladen, tendenco padanja.

Kljub temu naša atmosfera ni uravnotežena: na enem mestu zasledimo pad temperature (= toplotni gradient) 0.5° C na 100 m višine, drugje zopet kar 1° C ali še več na 100 m. Tudi

časovno to stanje ni vedno enako. Naslednja tablica nam podaja srednje vrednosti takega gradienta v naših krajih za vsak mesec posebej.

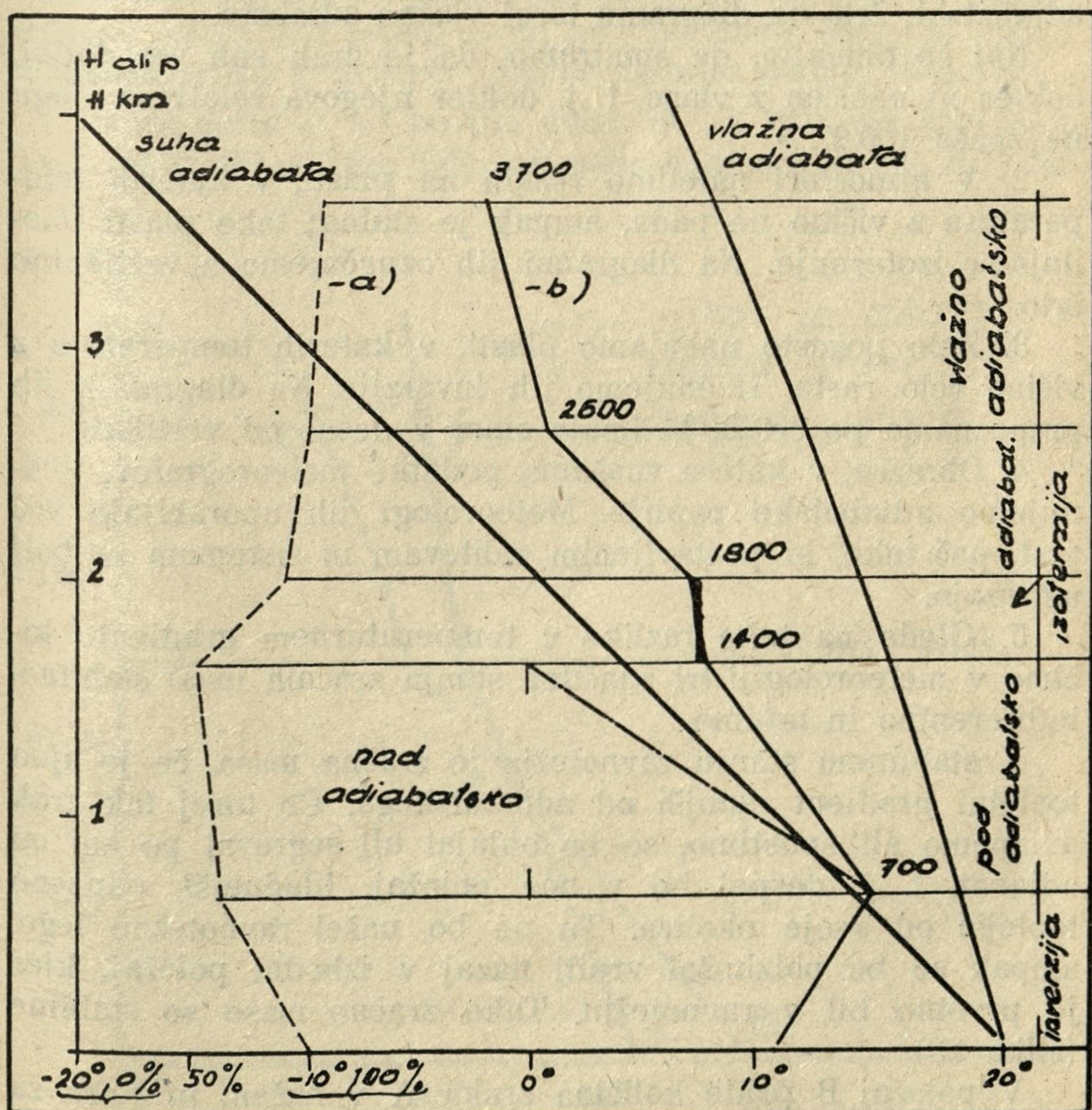
Srednji toplotni gradient po višini

| Višina v km | | 0 — 1 | 1 — 2 | 2 — 3 | 3 — 4 | 4 — 5 | 5 — 6 | 6 — 7 |
|-------------|-----------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Mesec | januar | 0·12 | 0·27 | 0·44 | 0·59 | 0·62 | 0·71 | 0·70 |
| | februar | 0·20 | 0·31 | 0·48 | 0·60 | 0·62 | 0·75 | 0·73 |
| | marec | 0·30 | 0·41 | 0·52 | 0·61 | 0·65 | 0·74 | 0·75 |
| | april | 0·42 | 0·51 | 0·55 | 0·59 | 0·68 | 0·70 | 0·74 |
| | maj | 0·48 | 0·56 | 0·55 | 0·56 | 0·70 | 0·64 | 0·70 |
| | junij | 0·46 | 0·55 | 0·53 | 0·55 | 0·66 | 0·63 | 0·67 |
| | julij | 0·41 | 0·54 | 0·51 | 0·55 | 0·60 | 0·66 | 0·66 |
| | avgust | 0·38 | 0·54 | 0·51 | 0·56 | 0·56 | 0·69 | 0·69 |
| | september | 0·38 | 0·54 | 0·51 | 0·57 | 0·55 | 0·69 | 0·72 |
| | oktober | 0·35 | 0·51 | 0·50 | 0·55 | 0·60 | 0·66 | 0·72 |
| | november | 0·27 | 0·42 | 0·47 | 0·56 | 0·62 | 0·64 | 0·70 |
| | december | 0·17 | 0·42 | 0·43 | 0·57 | 0·63 | 0·66 | 0·68 |

Že takoj na prvi pogled opazimo, da so gradienti najmanjši pozimi in največji v maju, odnosno spomladi, ko se pri raz-

meroma hladnem zraku že občutno opaža vpliv sonca na segrevanje zemeljske površine.

Prav tako opažamo temperaturne razlike, ki so včasih zelo velike, tudi v vodoravni smeri. Da moremo točno ugotoviti stanje atmosfere, se poslužujemo podatkov, ki jih dobivamo dnevno s pomočjo meteorografov (montiranih na letalih, zmajih ali balonih) od vseh večjih meteoroloških postaj. Te podatke (temperaturo, zračni tlak in vlago) vnašamo v razne diagrame, ki nam nazorno kažejo, kakšno je stanje atmosfere na raznih višinah. Poenostavljen diagram je takle (slika 22):



Sl. 22

Pri tej priložnosti je treba razjasniti nekaj pojmov:

1. Če vzamemo odrejeno količino suhega zraka, ga toplotno izoliramo in dvigujemo, ali kar je isto, če ta zrak zapremo in mu znižujemo tlak, bomo opazili, da se ohlaja točno za 1°C na vsakih 100 m višine. Tak toplotni gradient imenujemo suho-adiabatski, črto pa, ki ga na diagramu predstavlja, suho adiabatô.

Isto velja za vlažen zrak. Če namreč z vlago nasičen zrak (relativna vlaga $f = 100\%$) podvržemo istemu postopku, opazimo, da se na vsakih 100 m višine ohladi za nekaj manj, t. j. okroglo za 0.6°C na 100 m. Ta gradient imenujemo vlažno-adiabatski, črto na diagramu torej vlažno adiabatô.

Naj še omenim, da smatramo, da je zrak suh vse dotlej, dokler ni nasičen z vlago, t. j. dokler njegova relativna vlaga ne znaša 100% .

2. V atmosferi naletimo včasih na plasti, v katerih temperatura z višino ne pada, ampak je stalna; take plasti imenujemo izotermije. Na diagramu jih označujemo z vertikalno črto.

3. Zelo pogosto nahajamo plasti, v katerih temperatura z višino celo raste. Imenujemo jih inverzije. Na diagramih jih prepoznamo po črtah, ki imajo smer v desno od vertikale.

4. Obrazce, v katere vnašamo podatke meteorografov, imenujemo adiabatske papirje. Meteorologi jih uporabljajo več vrst, pač take, ki postavljenim zahtevam in sistemom najbolj ustrezajo.

5. Glede na take razlike v temperaturnem gradientu ločimo v meteorologiji tri značilna stanja zračnih mas: stabilno, indiferentno in labilno.

V stabilnem stanju ravnotežja je zračna masa, če je njen toplotni gradient manjši od adiabatskega. Če torej tak zrak dvignemo ali spustimo, se bo ohlajal ali segreval po eni od adiabat, t. j. dospel bo v nov položaj, hladnejši, odnosno toplejši od svoje okolice. Tu ne bo našel ravnotežne lege, ampak se bo poizkušal vrniti nazaj v izhodni položaj, kjer je prvotno bil v ravnotežju. Take zračne mase so stabilne (slika 23).

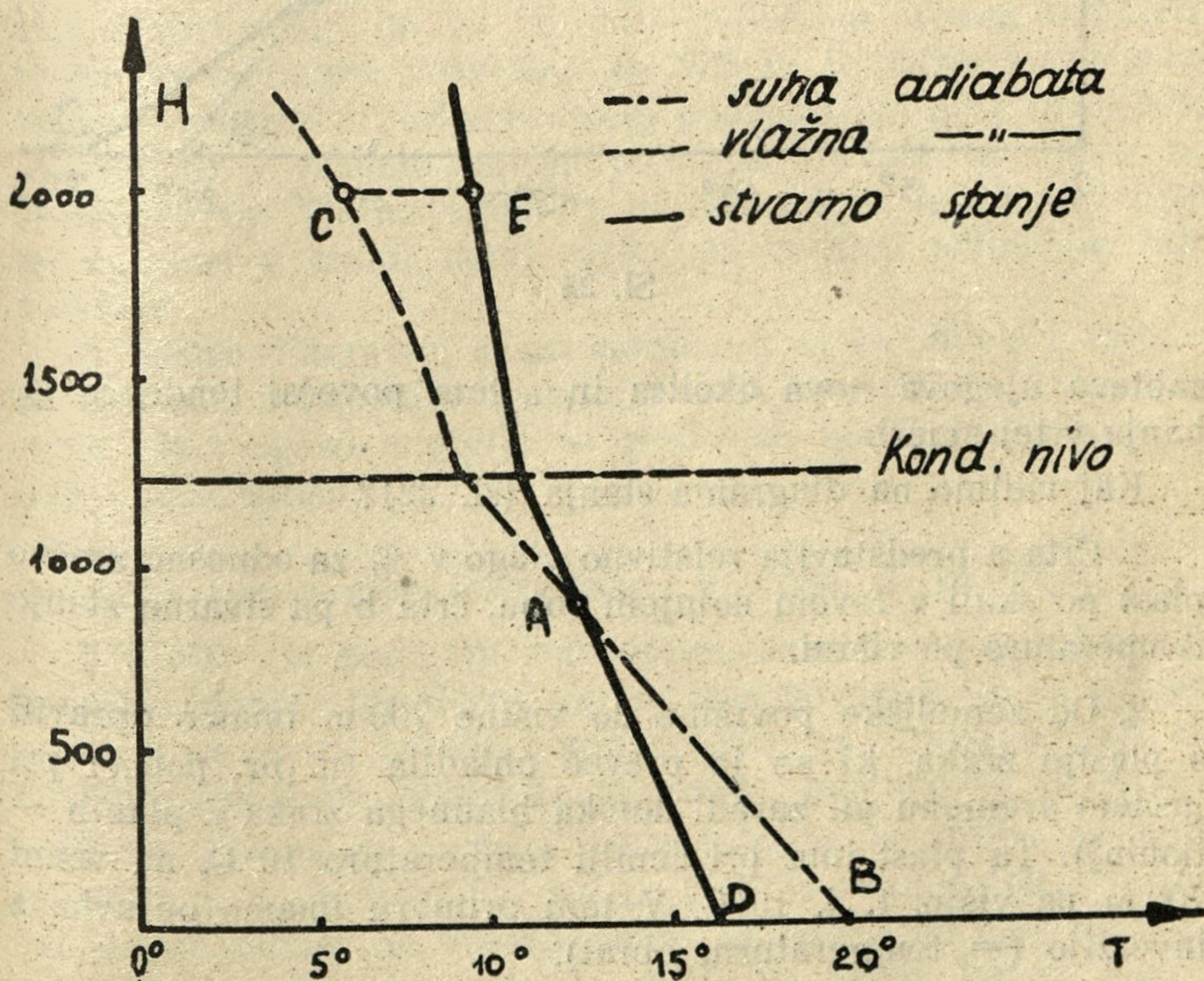
V položaj B pride količina zraka A v našem primeru za cca 4°C pretopla; v položaj C pa za cca 4°C prehladna od svoje okolice na teh višinah.

Tako se obnašajo predvsem tople zračne mase, katerih karakteristike (značilnosti) še enkrat ponavljam: majhen temperaturni gradient, izotermije in inverzije. Termika v takih masah, v kolikor sploh pride do izraza, je nestalna — dušena.

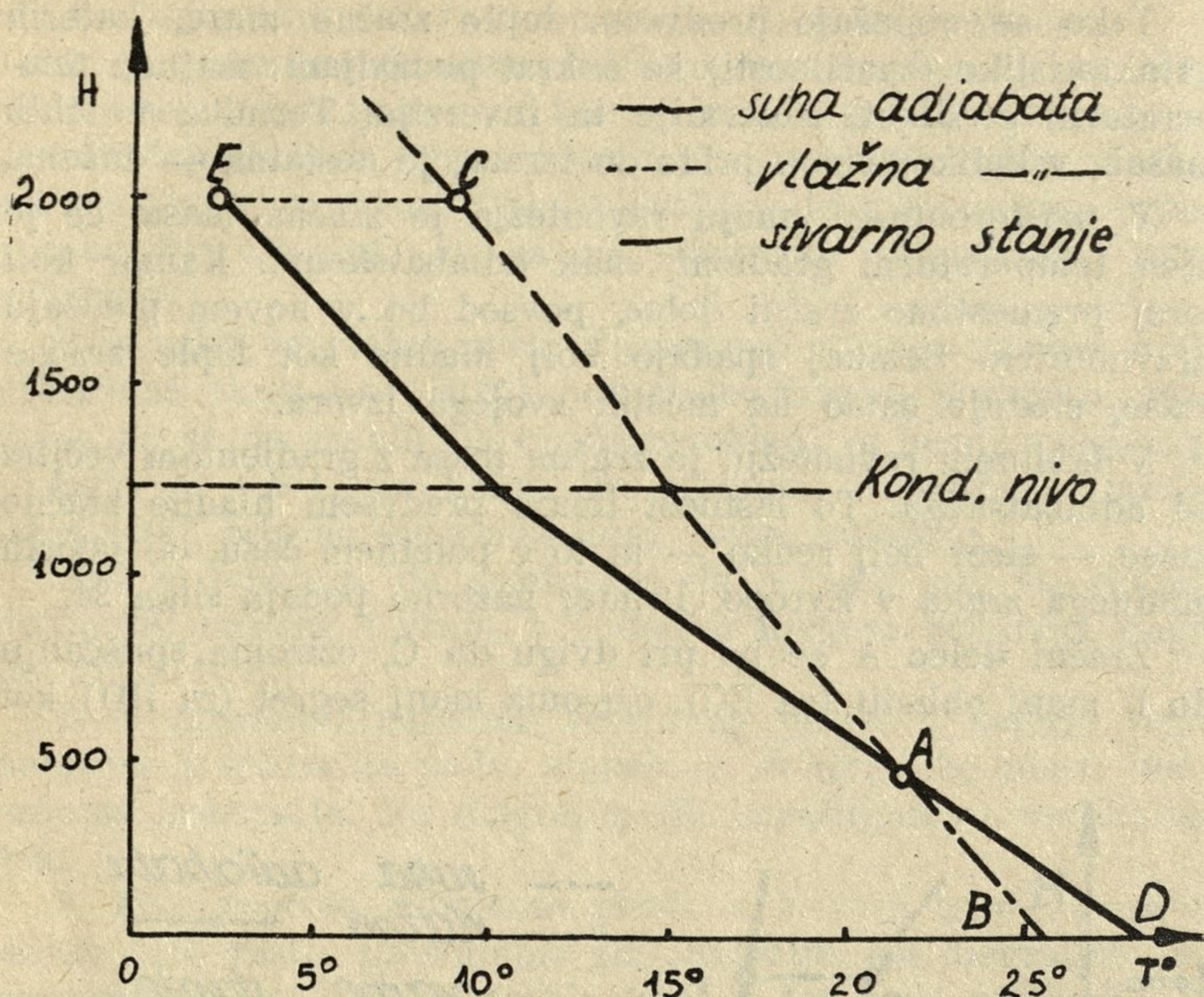
V indiferentnem stanju ravnotežja je zračna masa, če je njen temperaturni gradient enak adiabatškemu. Kamor koli torej premestimo zračni delec, povsod bo v novem položaju uravnotežen. Semkaj spadajo bolj hladne kot tople zračne mase, slednje samo na mestih svojega izvora.

V labilnem ravnotežju je zračna masa z gradientom večjim od adiabatškega. To lastnost imajo predvsem hladne zračne mase — sicer bolj redko — in to v poletnem času, ob vdorih hladnega zraka v Evropo. Primer nazorno podaja slika 24.

Zračni delec A se bo pri dvigu do C, oziroma spuščanju do B manj ohladil (za EC), oziroma manj segrel (za BD) kot



Sl. 23



Sl. 24

zahteva njegova nova okolica in s tem povečal tendenco gibanja v tej smeri.

Kaj vidimo na diagramu stanja (sl. 22)?

1. Črta a predstavlja relativno vlago v % za odnosno zračno plast po skali v levem dolnjem robu, črta b pa stvarno stanje temperature po višini.

2. Od zemeljske površine do višine 700 m imamo opraviti s plastjo zraka, ki se je preveč ohladila (n. pr. ponoči pri jasnem vremenu ali zaradi dotoka hladnega zraka s planin — Bohinj). Ta plast ima pri zemlji temperaturo 10°C , na višini 700 m pa višjo, t. j. 15°C . V tem primeru imamo opravka z inverzijo (= temperaturni obrat).

Od 700 m do 1400 m temperatura zraka enakomerno pada in sicer za nekaj manj kot 1°C na 100 m višine. Tako stanje

imenujemo podadiabatsko; zračna plast pa je stabilna, ker bi se zrak v njej (če ne bi bilo izgub, kakor trenje itd.), če bi ga po suhi adiabati pomaknili iz njegovega ravnotežja, vrnil na staro mesto. Obratno pa bi nadadiabatsko stanje, ki sem ga na diagramu predstavil s črticami, označevalo nestabilno zračno plast: pod istimi pogoji bi se zrak, vzeti iz ravnotežnega položaja, ne vrnil več, ampak bi nadaljeval svojo pot pospešeno v isti smeri naprej.

Na višini med 1400 m in 1800 m imamo sloj zraka, pri katerem se temperatura z višino ne menja. To je izotermija.

Od 1800 do 2600 m pade temperatura zraka za 1°C na 100 m; ima torej suhoadiabatski gradient, njegovo stanje pa je indiferentno, t. j. kamor koli ga dvignemo ali spustimo, sledeč suhi adiabati, bo v ravnotežju s svojo okolico.

Na 2600 m nam pokaže krivulja vlage *a*, da je zrak z vlago nasičen, t. j. njegova relativna vlaga znaša 100%. Od tod dalje nimamo več opravka s suhim zrakom, pač pa z vlažnim; za stanje ravnotežja bo od tu dalje odločilna vlažna adiabat. Pade temperature med 2600 in 3700 m je točno vlažnoadiabatski; vsak zračni delec bo torej podobno kot prej (med 1800 in 2600 m) v vsakem novem položaju uravnotežen glede na svojo okolico. Vlažna adiabat ni ravna črta, ker je pri nižji temperaturi v zraku manj vlage, pa se tam približuje suhi adiabati.

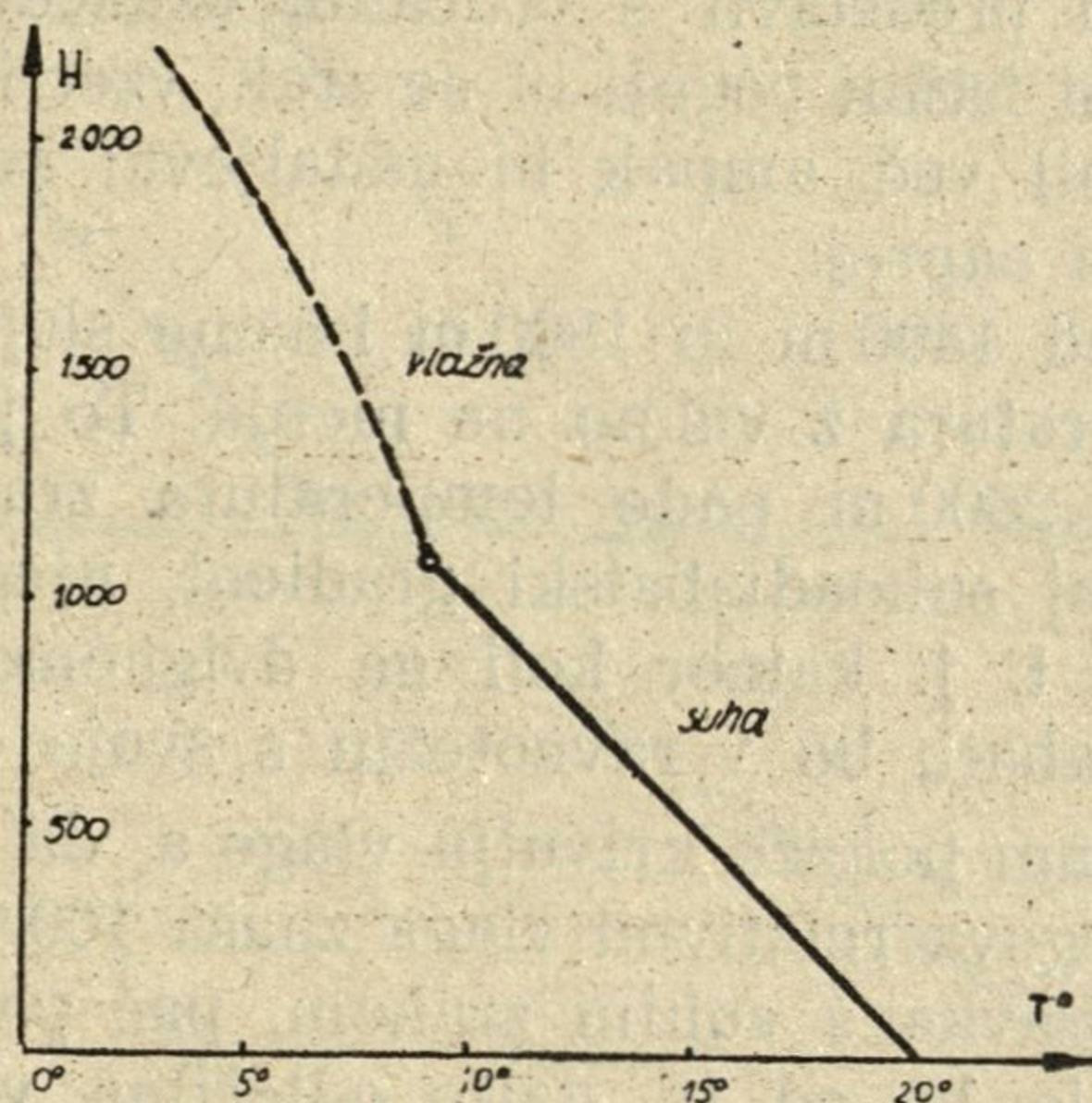
Iz takega diagrama, ki ga moramo prej še obdelati, izvemo čisto točno, s kakšnim zrakom imamo opraviti in kako, oziroma kje njegovo energijo — predvsem vertikalne tokove — lahko izkoristimo.

b) Sprememba temperature v zraku, ki se dviga

V prejšnjem poglavju sem opisal, kako izvemo, kakšno je trenutno stanje atmosfere; zanima nas pa še, kako se obnaša zrak, ki se mora zaradi neuravnoteženega stanja dvigati ali spuščati. Sprožitev, povod za ta proces, pustimo še ob strani.

Zrak, ki ima za to določene pogoje, se bo dvigal po suhi adiabati, t. j. ohlajeval se bo za 1°C na vsakih 100 m višine vse dotlej, dokler ne doseže višine, na kateri bo njegova temperatura že tako nizka, da bo glede na vlago, katero nosi s seboj, postal nasičen, t. j. ko bo njegova relativna vlaga *f*

znašala 100%. To višino imenujemo kondenzacijski nivo. Od tam naprej se bo zrak ohlajal po vlažni adiabatni, torej počasneje, obenem bo pa izločil vso vlago, kolikor je bo imel odveč.



Sl. 25

Vzemimo n. pr. 1 m^3 zraka pri normalnem zračnem tlaku $p = 760 \text{ mm}$ ($= 1013 \text{ mb}$), temperaturi $t = +20^\circ \text{ C}$; pri merjenju pa smo ugotovili, da je imel pri zemlji relativno vlago $f = 60\%$. Zrak je glede na svojo okolico pretopen, torej tudi preredeč in se zato mora dvigati. Kako se bo obnašal (sl. 25)?

Vemo, da bo ta količina zraka približno na 1000 m višine dosegla stanje nasičenosti. Tam bo njegova temperatura znašala še $t = +10^\circ \text{ C}$. Od tu dalje se bo zrak ohlajal po vlažni adiabatni, tako da bo imel na višini 2000 m še $t = +4^\circ \text{ C}$. Ta njegova pot (od kondenzacijskega nivoja $h = 1000 \text{ m}$ naprej) bo za nas vidna, ker bo izločal del vlage v obliki drobnih vodnih kapljic (oblak).

Dviganje zraka se bo nadaljevalo vse dotlej, dokler na svoji poti ne pride do sebi enake okolice ali pa dokler na poti ne zadene na take ovire (inverzije, trenje), da njegova energija ne bo več zadostovala, da bi nadaljeval pot.

Za vlažni, t. j. nasičeni zrak velja v glavnem isto, kar je rečeno za suhi zrak, le da se ohlaja z višino po vlažni adiabatni, ki ima svojo srednjo vrednost 0.6° C na 100 m.

Pri spuščanju zraka je potek obraten. Zrak se adiabatno segreva, pri tem pa pada njegova relativna vlaga.

Labilitetno energijo zračne mase, ki se more spremeniti v vertikalne zračne tokove, dobimo iz krivulje stanja atmosfere. S pomočjo teh krivulj jo lahko izračunamo in obenem ugotovimo, na kakšni višini in v kakšni meri so dani pogoji za uporabne vertikalne tokove.

VI. VLAGA V ZRAKU

a) Splošno

Zrak ni nikdar popolnoma suh, vedno bomo našli v njem večjo ali manjšo količino vodne pare. Vodna para ima zelo važno vlogo v naši atmosferi, v kateri more zavzeti do 4 % prostornine. Nahajamo jo v nevidni obliki popolnoma pomešano z zrakom in v vidni, kot so vodne kapljice in ledene iglice, ki jih opažamo kot meglo, oblake ali padavine.

Vlago v zraku moremo meriti na več načinov. Glede na lastnost zraka, da pri višji temperaturi lahko sprejema več vlage, a da jo pri tem še ne mora izločati, t. j., da ostane za naše oči nevidna, je v splošnem osvojen način merjenja relativne vlage s skalo v %. Ugotavljamo torej, da je v zraku X % tiste količine vlage, ki bi jo ta zrak imel pri vladajoči temperaturi, če bi bil nasičen.

Kot primer navajam nasičenost zraka (E) v gr/m^3 za nekaj temperatur t pri normalnem zračnem tlaku $p = 760 \text{ mm}$ ($= 1013 \text{ mb}$):

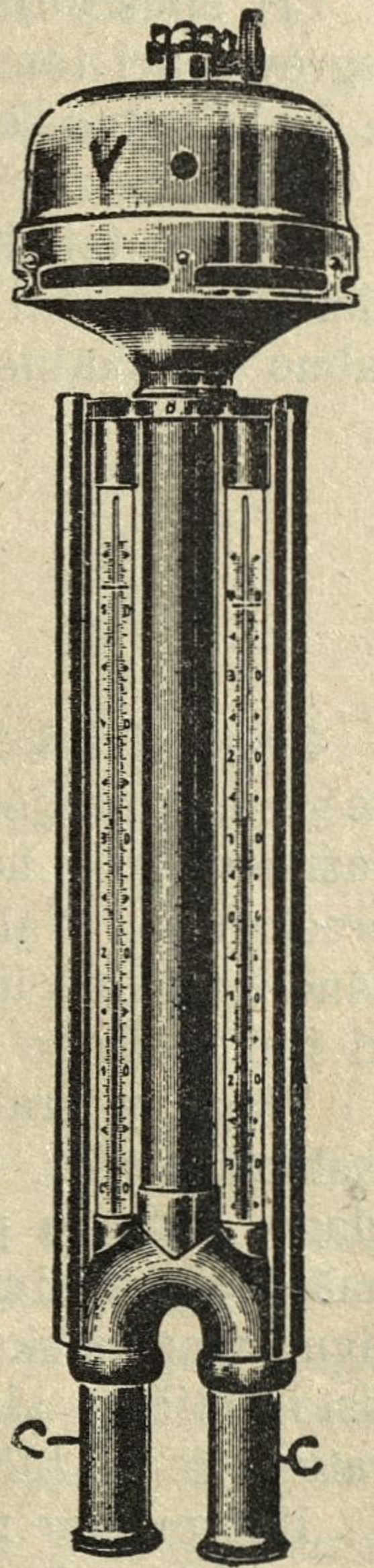
| Temperatura | Teža vodene pare |
|--|--|
| $t = -20^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 1.10 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |
| $t = -10^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 2.38 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |
| $t = 0^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 4.85 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |
| $t = +10^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 9.39 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |
| $t = +20^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 17.53 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |
| $t = +30^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 30.66 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |
| $t = +40^\circ \text{ C}$ nasičenost nastopa z | $E = 55.32 \text{ gr. vod. pare na m}^3$ |

Procentualno relativno vlago dobimo z instrumenti (higrometri, psihometri). Higrometri temeljijo na lastnosti razmaščenih ženskih las, ki se pri spremembi vlage zdaljšujejo in skrajšujejo. Psihometri (slika 26) pa so sestavljeni iz dveh enakih termometrov, od katerih je eden spodaj ovit z mokro muselinovo krpico. Oba rezervoarja teh termometrov sta vgrajena v zaščitni cevki (C), ki sta spodaj odprti, zgoraj pa podaljšani do ventilatorja (V), ki skrbi za redno izmenjavo zraka. Pri psihometrih, kjer dobimo razliko med »suhim« in »mokrim« termometrom, uporabljamo navadno posebne tablice, zadostuje pa že naslednji diagram (slika 27), kjer so v vodoravni smeri nanešene temperature suhega termometra, krive črte pa označujejo razliko med suhim in mokrim termometrom ($t_1 - t_2$). Iz teh dveh vrednosti dobimo na strani ustrezajočo relativno vlago v %.

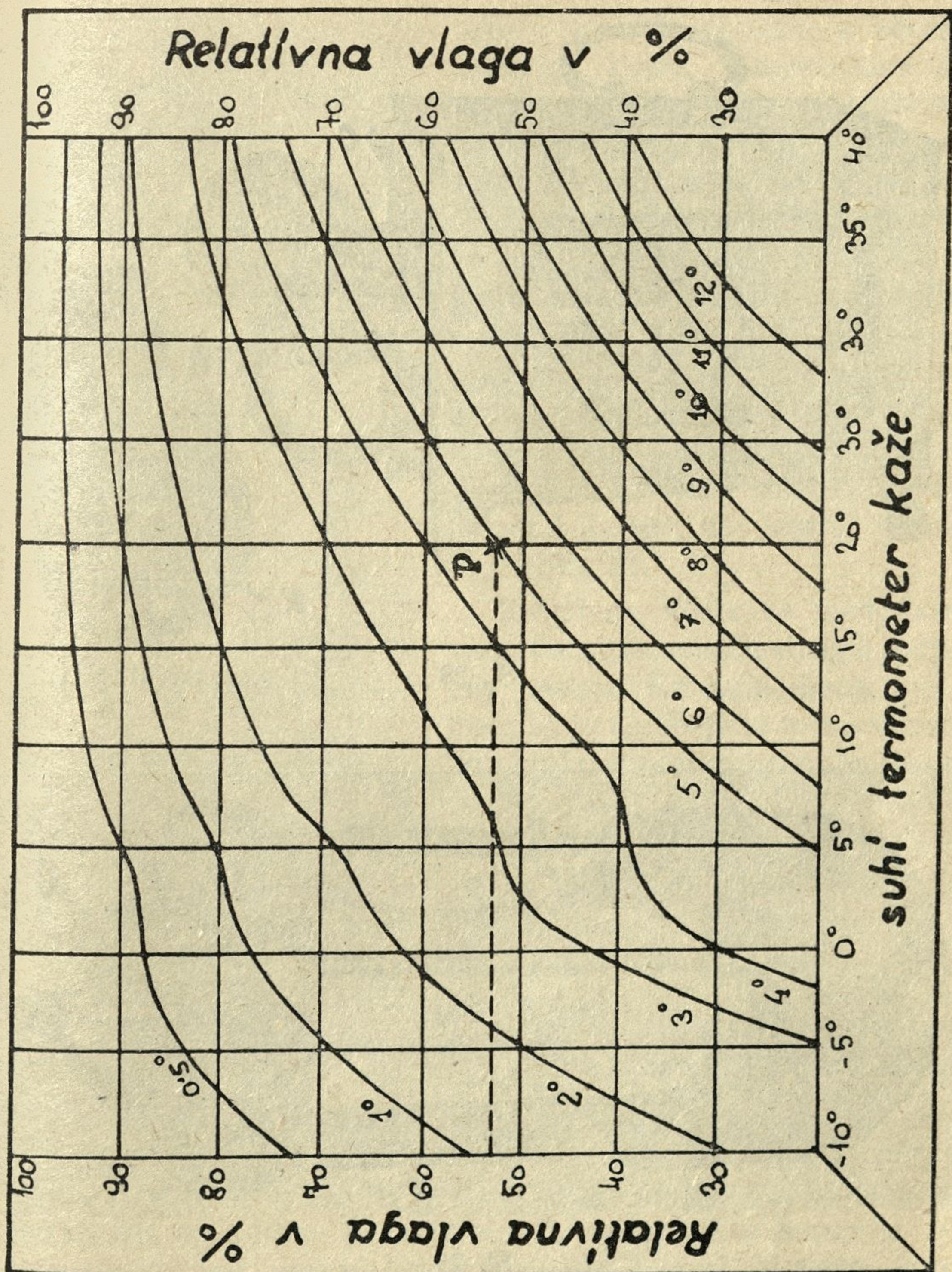
Primer: Suhi termometer je pokazal $t' = + 20^{\circ} \text{C}$, mokri $t'' = + 15^{\circ} \text{C}$, razlika znaša torej 5° . Dobimo točko P z relativno vlago $f = 53 \%$.

Za tekoča opazovanja rabimo tudi tu registrirne priprave, ki jih imenujemo higrografe (slika 28). Pri C je pritrjen snopič las. Njihovo raztezanje se preko prenosa S prenaša na pero, ki piše na bobniču T. Pokrov K je za zaščito las.

Temperaturo in vlago na višinah dobimo z meteorografom; to je skupina, ki sestoji iz barografa, termografa in higrografa. Vsi instrumenti so pokriti navadno s kovinskim ali celuloidnim plaščem. Slika 29 predstavlja gornji in slika 30 spodnji del meteorografa tipa Wigand-Koppe z odstranjenim plaščem. Oznake na slikah predstavljajo: G valj, na katerega napnemo počrnjen papir (U); W je mehanizem za pogon valja (podoben uri); D je aneroid, H je higrometer v zračni cevi (L); A je prenos za aneroid (D); S je pero, ki beleži podatke aneroida;

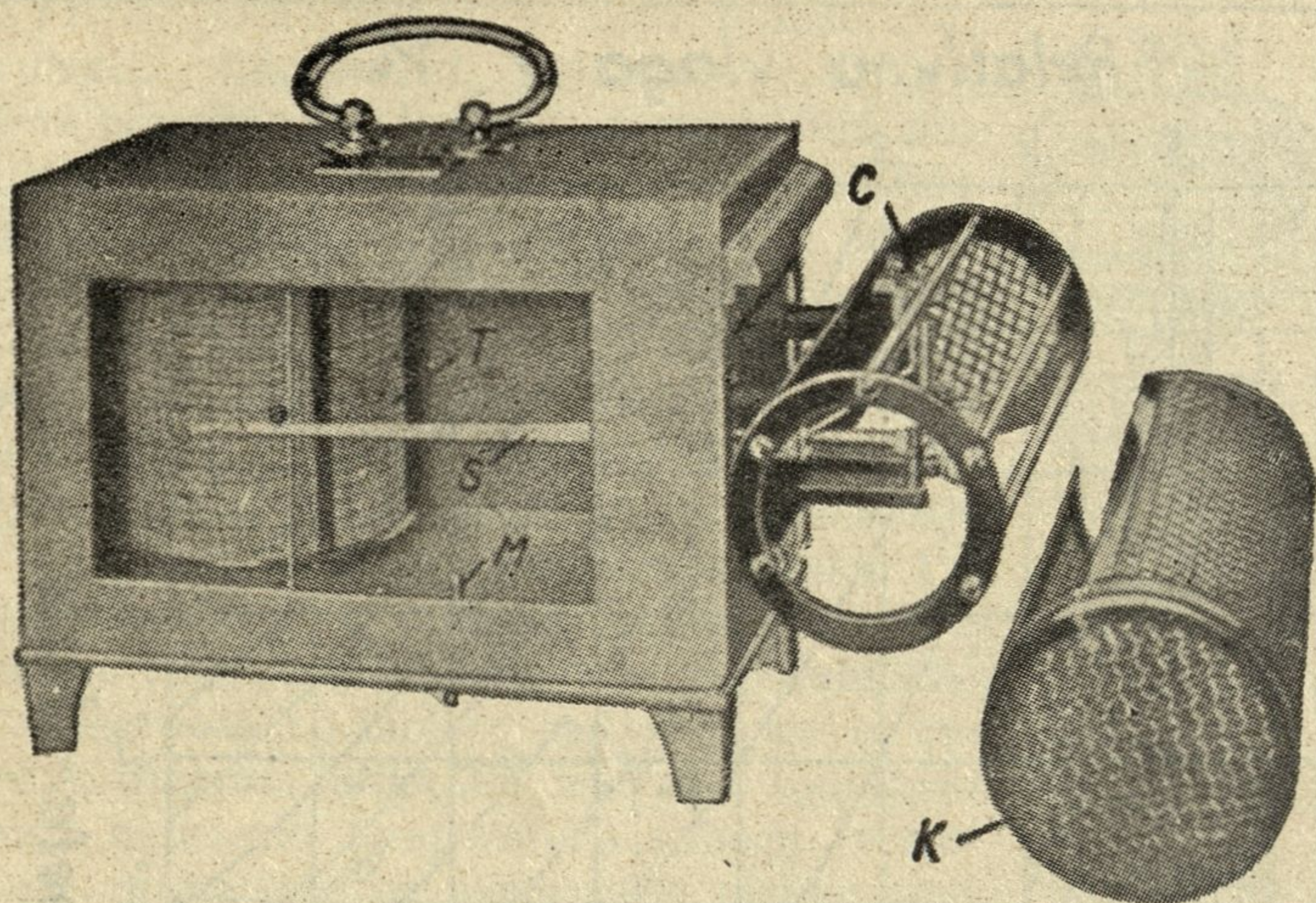


Sl. 26

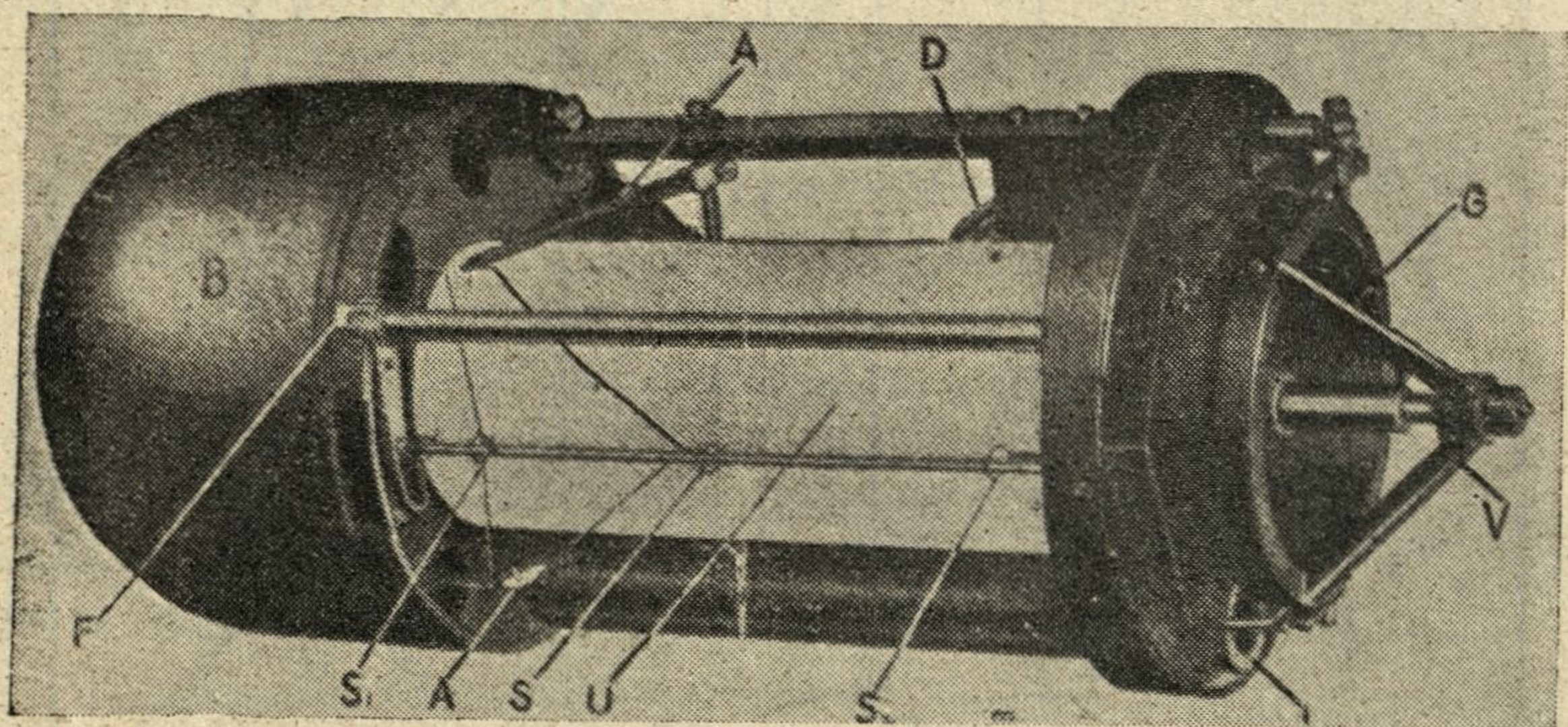


Sl. 27

S_1 je pero termografa, ki je montiran sredi zaprtega dela B;
 S_2 je pero higrometra; F priprava za aktiviranje in V ležaj
 za valj G.

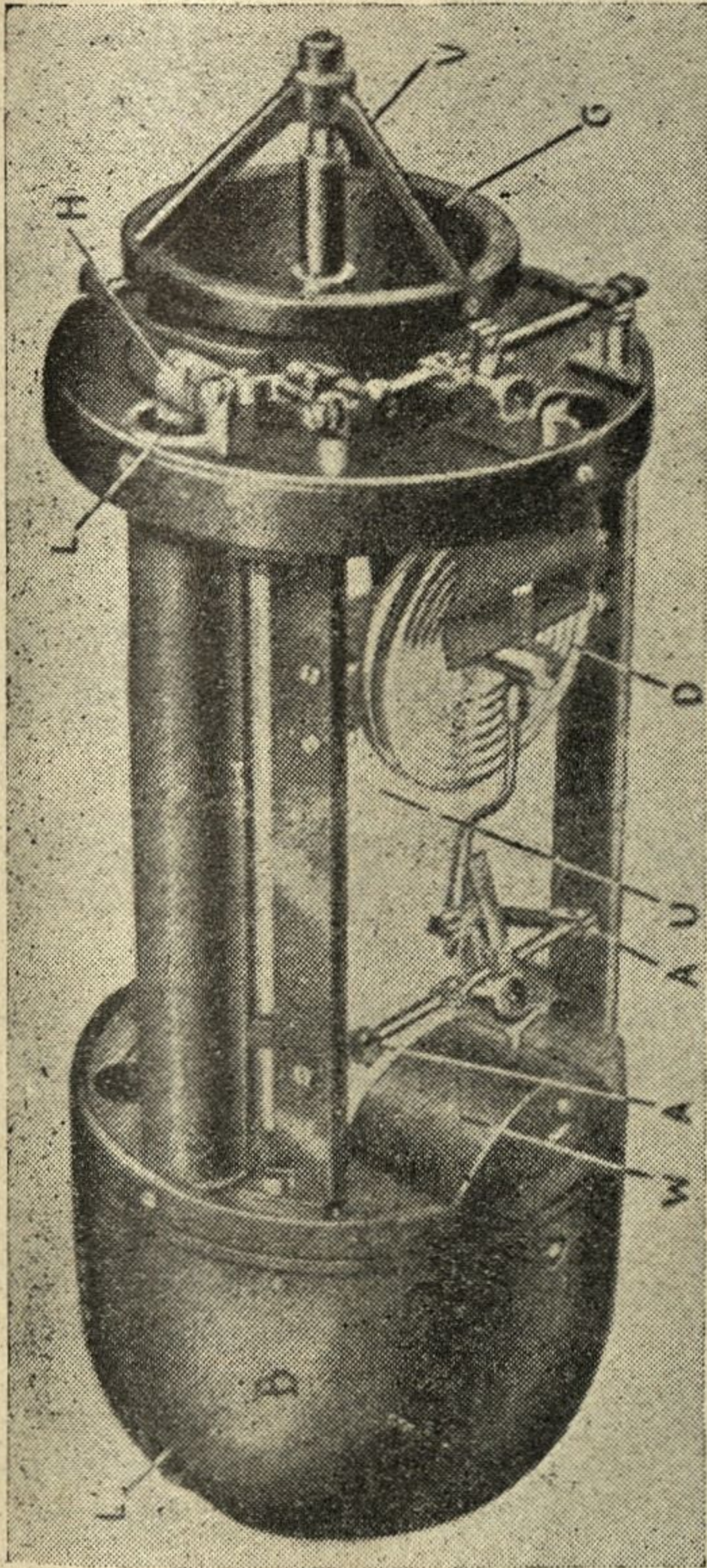


Sl. 28



Sl. 29

Meteorografe moremo pričvrstiti na balon, napolnjen z vodikom, ki na večji višini počne, meteorograf pa se, viseč na padalu, spušča nazaj na zemljo. Ta postopek je dolgotrajen in za današnje razmere ni več primeren. Zato takim meteorografom dodajamo majhen radijski oddajnik, ki po ključu in



Sl. 30

tekoče sporoča podatke o stanju zračnega tlaka, temperature in vlage na višinah. Take kombinacije imenujemo radiosonde. V nekaterih državah uporabljajo posebno opremljena letala, sposobna za letenje tudi pri slabem vremenu. En član posadke je specializiran meteorolog, letalo pa nosi s seboj poleg meteorografa še druge priprave, potrebne za opazovanje meteoroloških elementov. Montažo meteorografa Wigand-Koppe na letalu prikazuje slika 31.

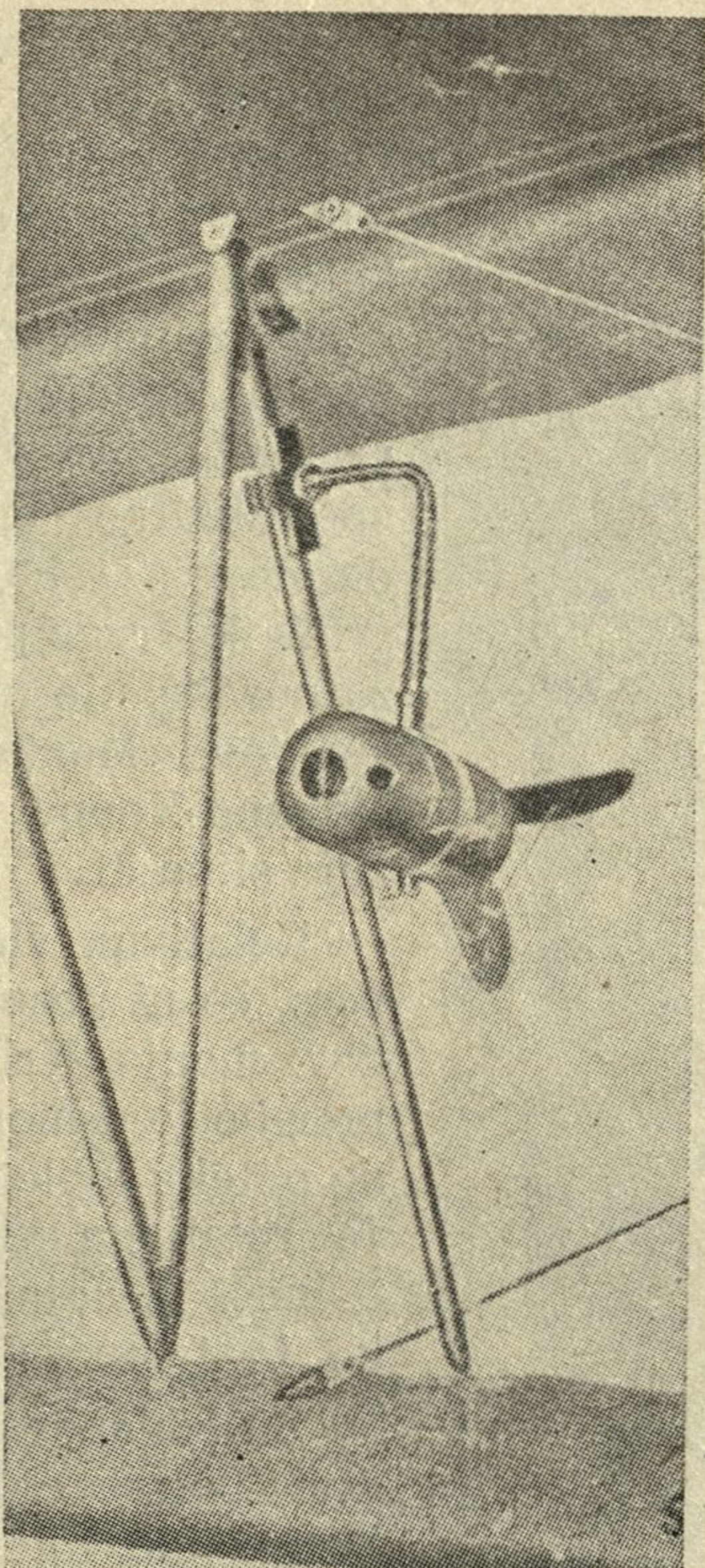
Relativna vlaga se med dnevom, če ni posebnih drugih vzrokov, menja. Krivulja njene spremembe je usmerjena točno obratno poteku toplotne krivulje. Tako je relativna vlaga najvišja po polnoči in najnižja okrog poldne, ko je temperatura najvišja.

Za izhlapevanje vode je v naravi potrebno mnogo energije. Da preide 1 g vode iz tekočega v plinsko stanje, je potrebnih 607 kalorij. Ta toplota je deloma odvzeta zraku, deloma zemeljski površini, spravljena pa ostane v

zraku in se kot latentna toplota pojavlja zopet pri obratnem procesu, ko se vodna para izloča iz zraka. Kondenzacija je obratni proces od vrenja. Pri vrenju ali kar je bistveno isto, pri hlapenju, dovajamo vodi toplotno energijo, pri kondenzaciji pa postaja ta zopet prosta.

Na tem mestu nas zanima predvsem potek izločanja vode iz nasičenega zraka. Nasičenje zraka nastopa navadno z ohlajevanjem in to večinoma po enem naslednjih načinov:

a) Pri dviganju v višino se zrak ohlaja po suhi adiabati



Sl. 31

za 1°C na 100 m višine. Od kondenzacijskega nivoja dalje se ohlaja po vlažni adiabati.

b) Pri horizontalnem pomikanju iz toplejših v hladnejše kraje se zrak spotoma ohlaja na zemeljski površini.

c) Z mešanjem dveh ali več vrst različno segretega zraka.

V prvem primeru dobimo oblake ali visoko meglo, eventualno padavine, v drugem in tretjem pa v glavnem meglo in le včasih oblake.

V prvem primeru se zrak dviga in ohlaja tako dolgo, da dobi temperaturo, pri kateri je glede na začetno vlago postal

nasičen, t. j. njegova relativna vlaga dobi vrednost 100 %. Pravimo, da je zrak došel do kondenzacijskega nivoja. Zrak se dviga dalje in se seveda ohlaja še naprej. Ker pa je že v takem stanju, da nikakor ne more zadržati vse vlage v sebi, jo začne postopoma izločevati v obliki prav majhnih vodnih kapljic. Pri tem se sprošča latentna toplota (607 kal. za 1 g vodne pare), ki segreva zrak. Imamo torej dvoje: zrak bi se moral po eni strani zaradi dviganja ohlajati za 1° C na 100 m višine, z druge strani pa se istočasno segreva za vrednost latentne toplote izločene vodne pare. Učinek je ta, da se zrak stvarno ne bo več ohlajal za 1° C na 100 m višine, pač pa za nekaj manj. To ohlajevanje je izraženo v vlažni adiabatni.

Ker se pri nižjih temperaturah izloča manj vlage kot pri višjih, je tudi sproščena latentna toplota manjša in vlažno-adiabatski gradient dobiva večjo vrednost, dokler se končno pri zelo nizkih temperaturah praktično ne izenači s suho adiabato. Zaradi orientacije navajam nekoliko podatkov za vrednosti vlažnoadiabatskega gradienta pri raznih temperaturah:

| | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|------|---------|----------|
| grad. | 0.91 | 0.86 | 0.75 | 0.62 | 0.54 | 0.44 | 0.37° C | za 100 m |
| t | —30° | —20° | —10° | 0° | +10° | +20° | +30° | |

Sproščena kondenzacijska toplota krepi vertikalne tokove v oblaku; oblak vertikalnega razvoja n. pr. »vleče«, vendar ne vsak, ker oblaki, pri katerih je kondenzacijski proces že dokončan, niso več aktivni.

Pri tej priložnosti omenjam še tako imenovano 0°— izotermo, t. j. višino, na kateri doseže zrak temperaturo 0°. Na njo opozarjam letalce predvsem zaradi tega, ker obstaja v njeni bližini največja nevarnost zaleditve letala in instrumentov. Pri instrumentih je pomniti: dokler so v redu, kažejo normalno in so zelo občutljivi (oscilacije), malo pred zaleditvijo so »dušeni«, ko se zaledijo, obstanejo vsi kazalci na 0.

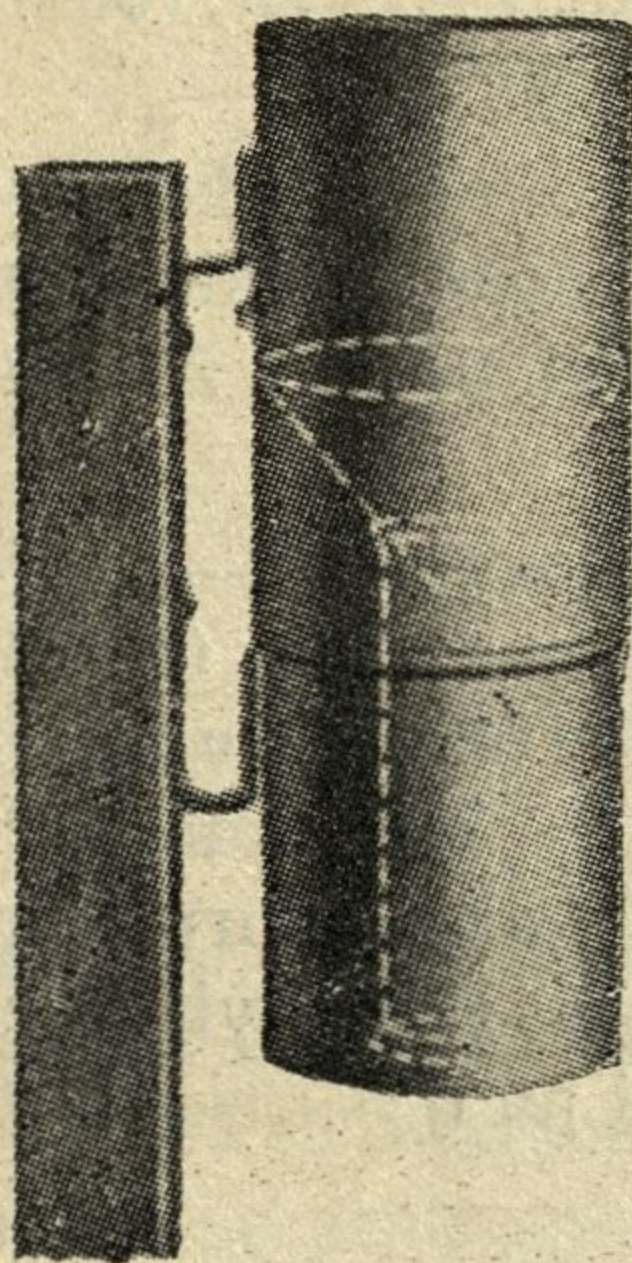
b) Vodne kapljice

Pretvarjanje vodne pare v vidno obliko, v vodne kapljice, zahteva poleg 100 odstotne nasičenosti še en pogoj, namreč prisotnost čvrstih higroskopskih teles (prah, saje, solni kristalčki itd.), ki jih imenujemo kondenzacijska jedra. Šele na teh jedrih se vodna para lahko spremeni v vodne kapljice. Te

kapljice privlačuje k zemlji sila teže (težnost, gravitacija) in zato padajo — sorazmerno svoji velikosti. Tu nekaj podatkov:

| | premer \varnothing | hitrost padanja vodnih kapljic |
|------------------|----------------------|-----------------------------------|
| pri slabi megli | 0.02 mm | 1.3 cm/sek ⁻¹ |
| pri gosti megli | 0.2 | 78.0 |
| pri pršenju | 0.4 | 180.0 |
| pri slabem dežju | 0.9 | 426.0 |
| pri močnem dežju | 3—4 | 700.0 |
| pri nalivih | 6—10 | 800.0 |

Le zelo zelo majhne vodne kapljice s premerom manj kot 0.005 mm še lebdiyo v zraku. Zelo pogosto pa opažamo, da tudi večje kapljice ne padajo, celo dvigujejo se. Ta pojav je rezultanta vpliva sile teže in vertikalnih tokov v oblakih. Če so vertikalni tokovi močnejši od 8 m/sek., ne bo nobena vodna kapljica navedenih dimenzij več padla iz oblaka, ampak bo v rezultanti sledila vertikalnemu toku. Da je res tako, se lahko



Sl. 32

prepričamo, če presekamo zrno toče (ki je prvotno bilo ledeni kristal ali snežinka), pri katerem bomo videli več plasti; to dokazuje, da je zrno večkrat potovalo v oblaku navzgor in navzdol. Pri vsaki taki poti je dobilo sloj ledu več.

V splošnem lahko rečemo, da so spodnji deli oblakov bogatejši z vodo od gornjih; prvič zaradi višjih temperatur, drugič zaradi dotoka vodnih kapljic od zgoraj.

Kadar so vodne kapljice, snežinke ali ledena zrna pretežki, začno padati iz oblakov. Letalca padavine sicer ovirajo, ne predstavljajo pa zanj — razen v posebnih primerih — resnih težav.

Količino padavin merimo na meteoroloških postajah dvakrat dnevno, in to ob 7. uri zjutraj količino padavin, ki je padla čez noč, ob 19. uri pa količino, ki je padla čez dan. Poročila oddajamo z navedbo višine padavin v mm, podatke pa dobivamo od dežjemernih priprav, ki jih imenujemo ombrometre (slika 32) in ombrografe.

c) Oblaki

Z izločanjem vlage stopa vodna para v vidno fazo, ki jo na višinah imenujemo s splošnim imenom oblak. Glede na način, kako nastajajo oblaki, kakšne so njihove oblike in kaj se v njih dogaja, jih ločimo v več vrst, od katerih ima vsak po mednarodnem dogovoru točno določeno ime. Podajam najvažnejše v dveh glavnih skupinah:

- a) oblaki lepega vremena
 - Cc cirokumulus
 - Ac altokumulus
 - Sc stratokumulus in megla
 - Cu kumulus
- b) oblaki slabega vremena
 - Ci cirus
 - Cs cirostratus
 - As altostratus
 - St stratus
 - Ns nimbostratus
 - Cb Kumulonimbus

Njihovo srednjo višino in približno obliko nazorno kaže slika 33.

Ta razdelitev oblakov sicer ni praktična za naše namene, je pa primerna, ker že sam pogled na vremensko (sinoptično) karto omogoča izvežbanemu opazovalcu oceno vremenske situacije. Za jadralčeve potrebe bomo oblake delili drugače:

a) Oblaki, ki niso lokalnega izvora in od katerih jadralci ne more pričakovati pomoči. To so predvsem oblaki tipa Ci in Ac, dalje vse vrste oblakov St razen Sc.

b) Oblaki mešanja (turbulence) na mejah med različnimi zračnimi plastmi. V jadralnem športu so praktično tudi ti brez pomena.

c) Oblaki vertikalnega razvoja, ki je pod njimi in tudi v njih mogoče uspešno jadranje; to so oblaki tipa Cu, Sc in Cb, všteti čelne oblake na hladni fronti.

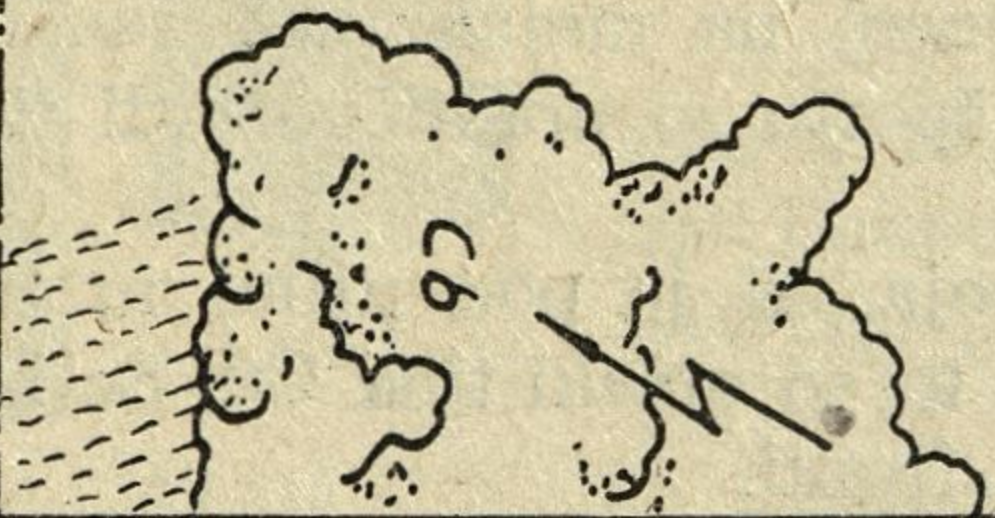
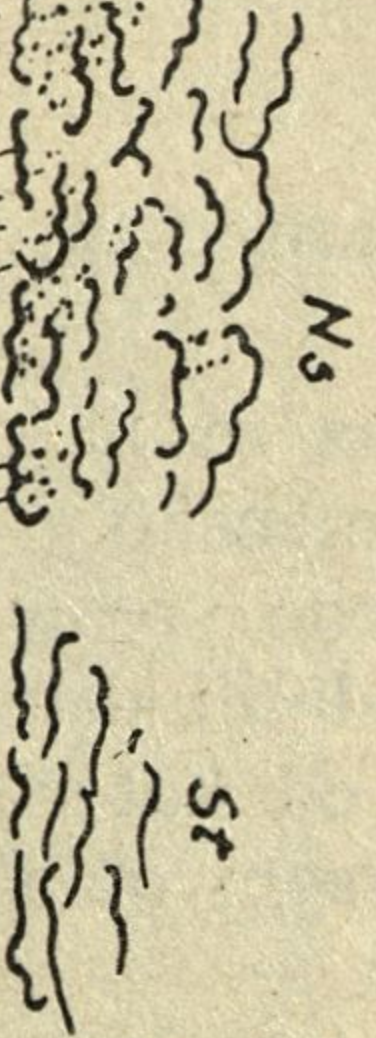
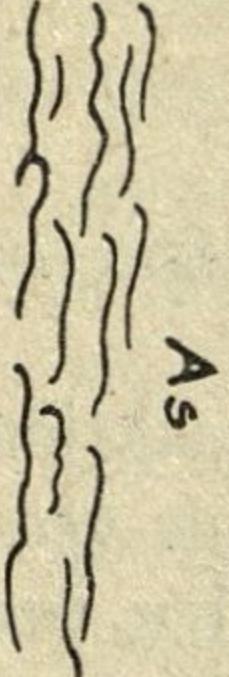
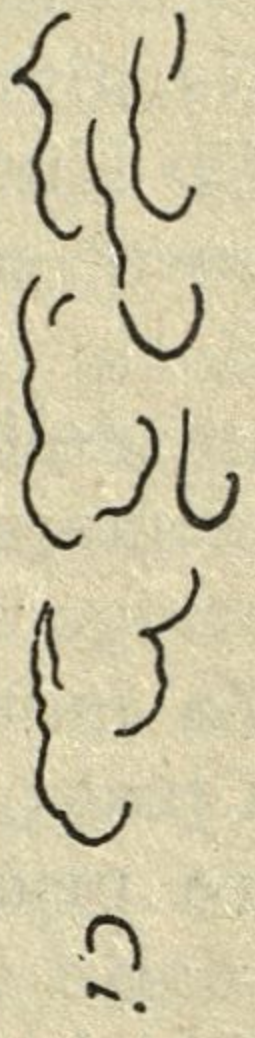
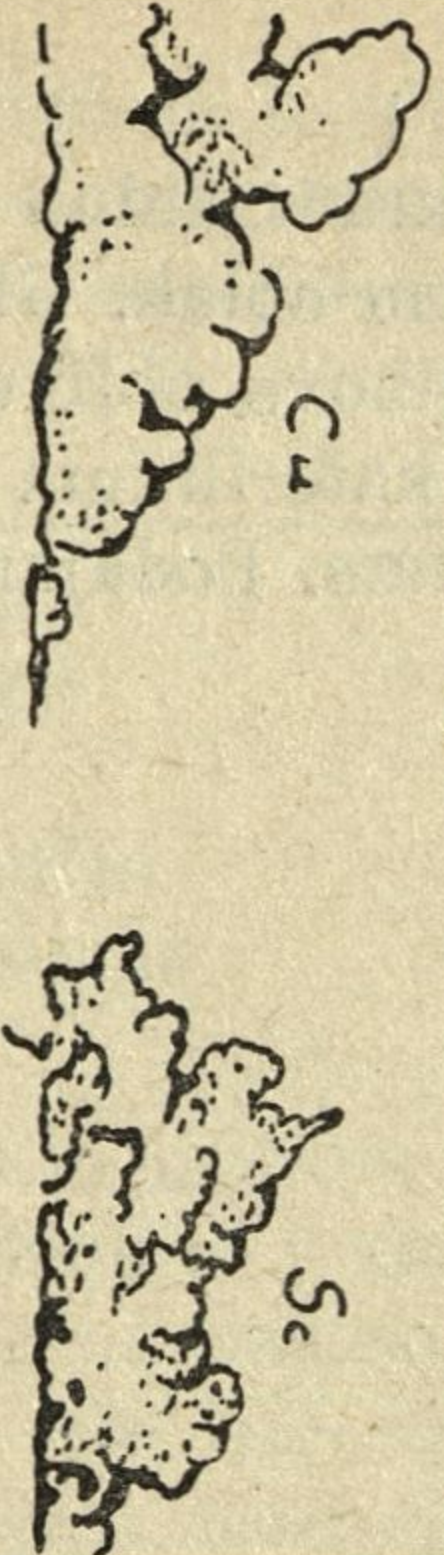
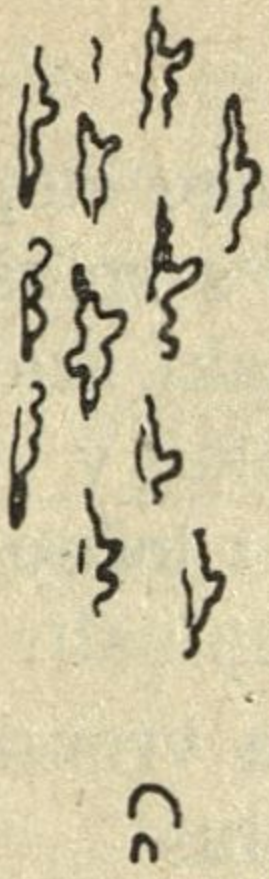
Oglejmo si te oblake bolj od blizu:

a) Ci-oblaki (slika 34) so visoki, peresni oblaki najrazličnejših oblik, v glavnem pramenasti in tanki. Njihova struktura je igličasta — ledena. Opažamo jih na višinah od 7000 do 9000 m. Potujejo v glavnem v smeri W-E in so znanilci

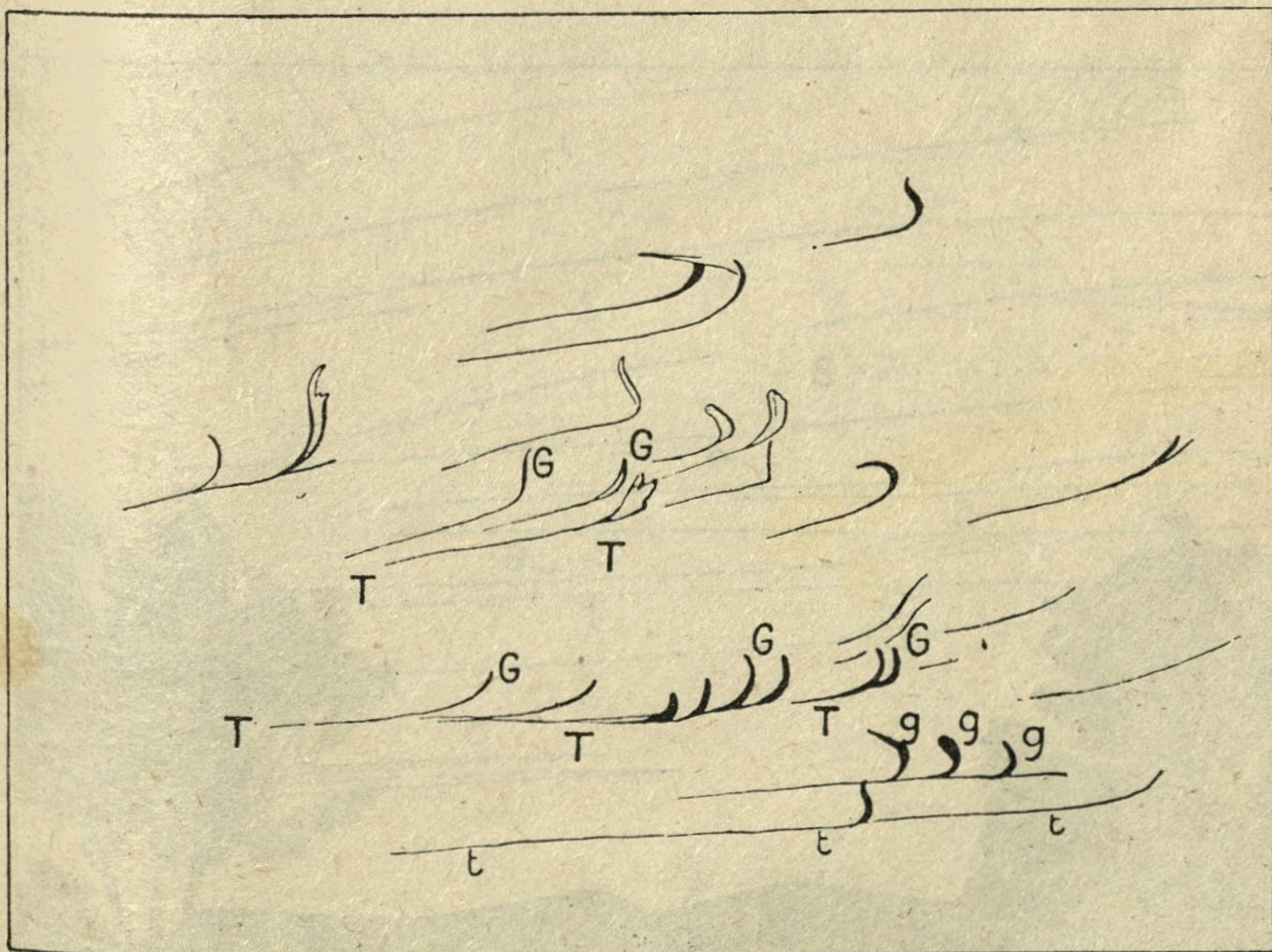
Oblaki lepoga vremena

Oblaki slabega vremena

Višina

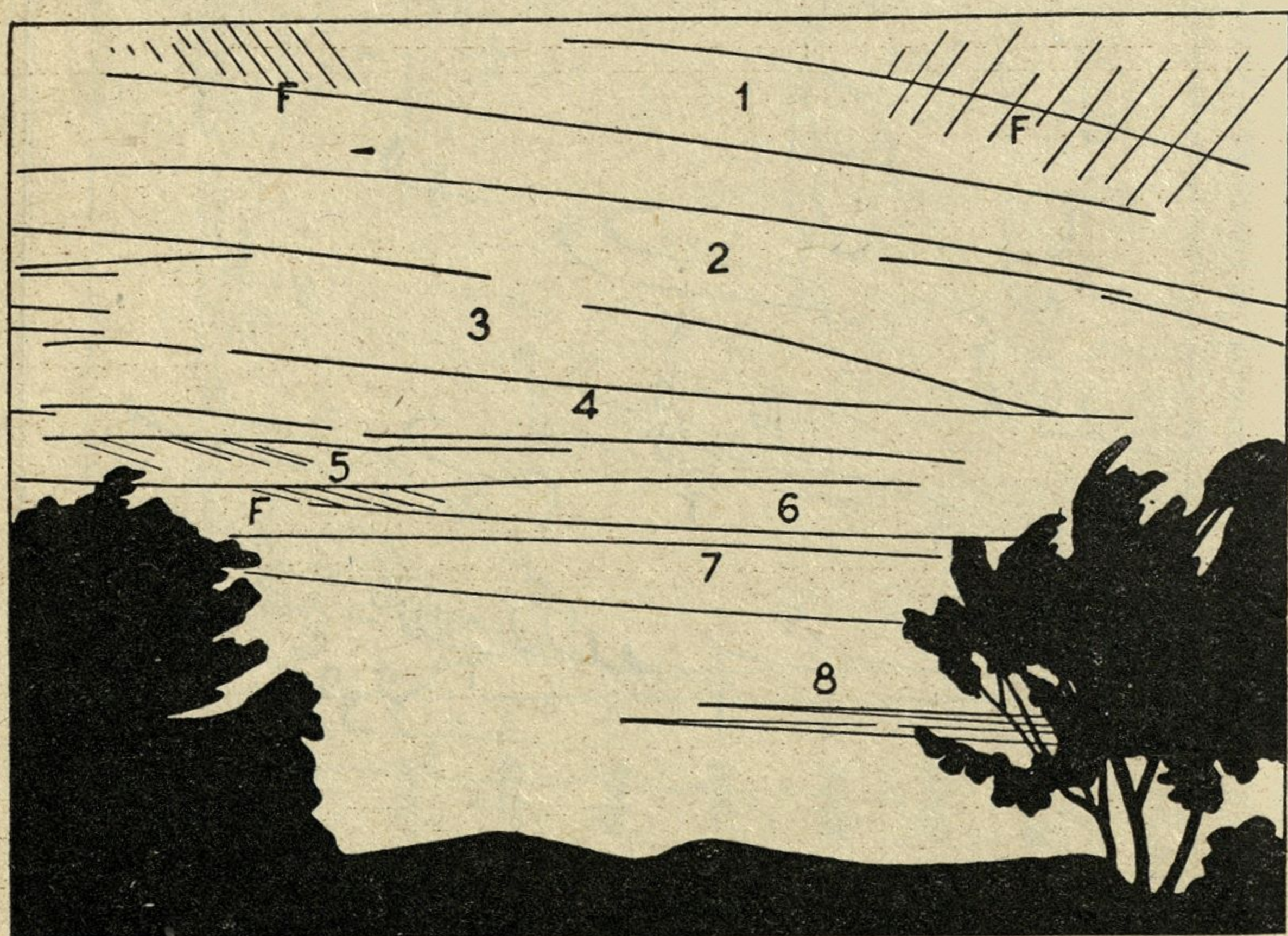
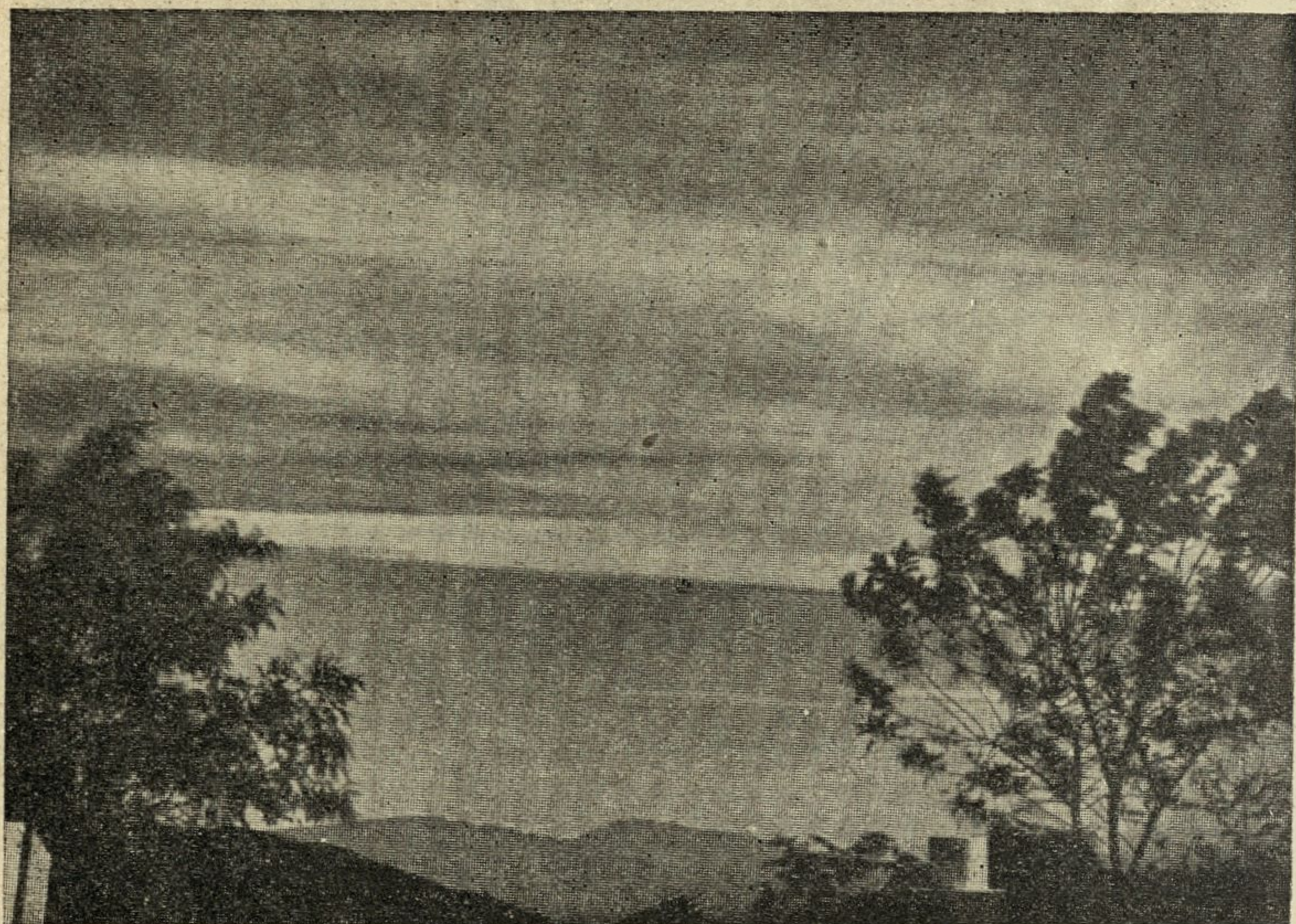


1000 — 2000 — 3000 — 4000 — 5000 — 6000 — 7000 — 8000 — 9000

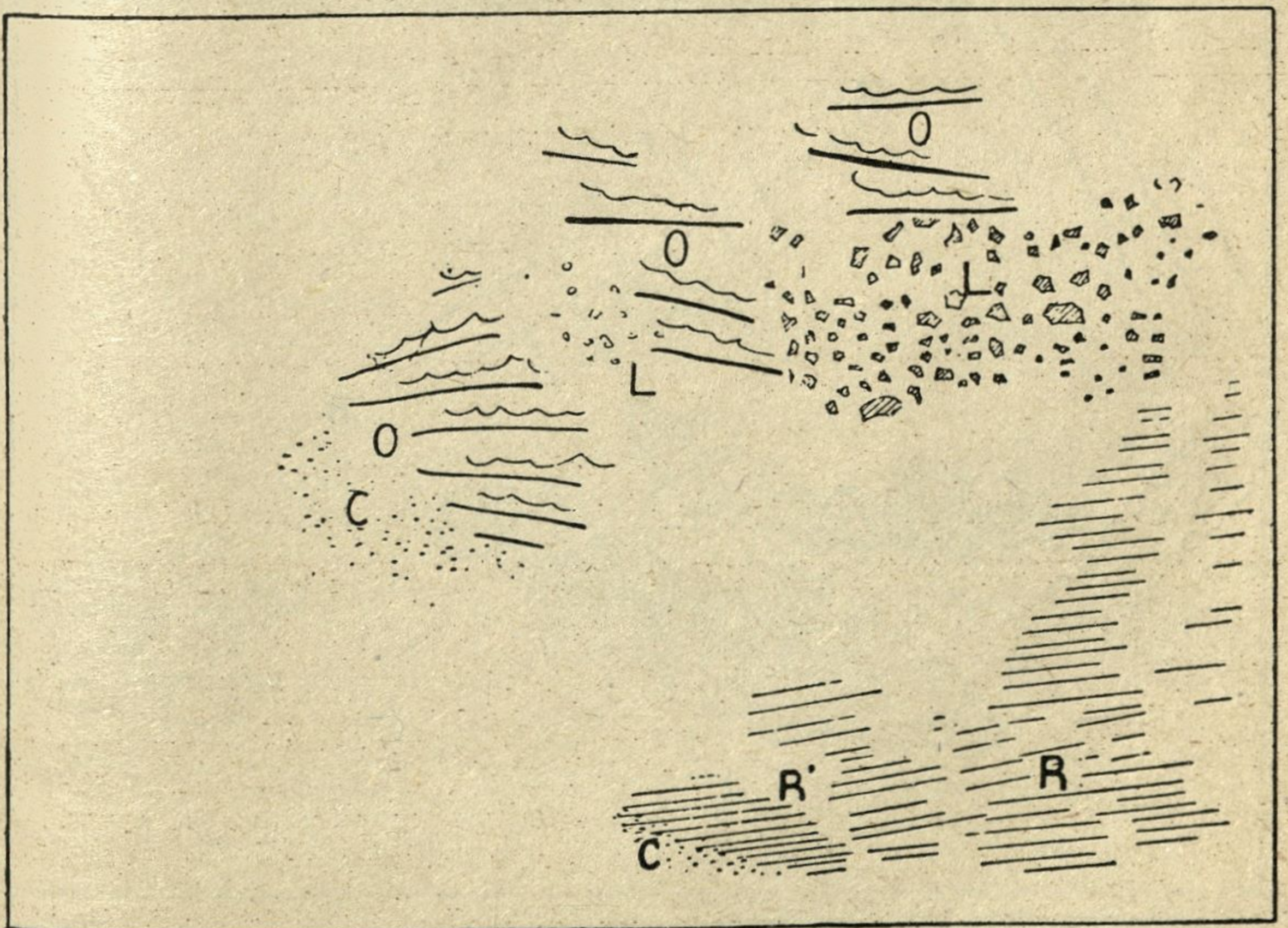
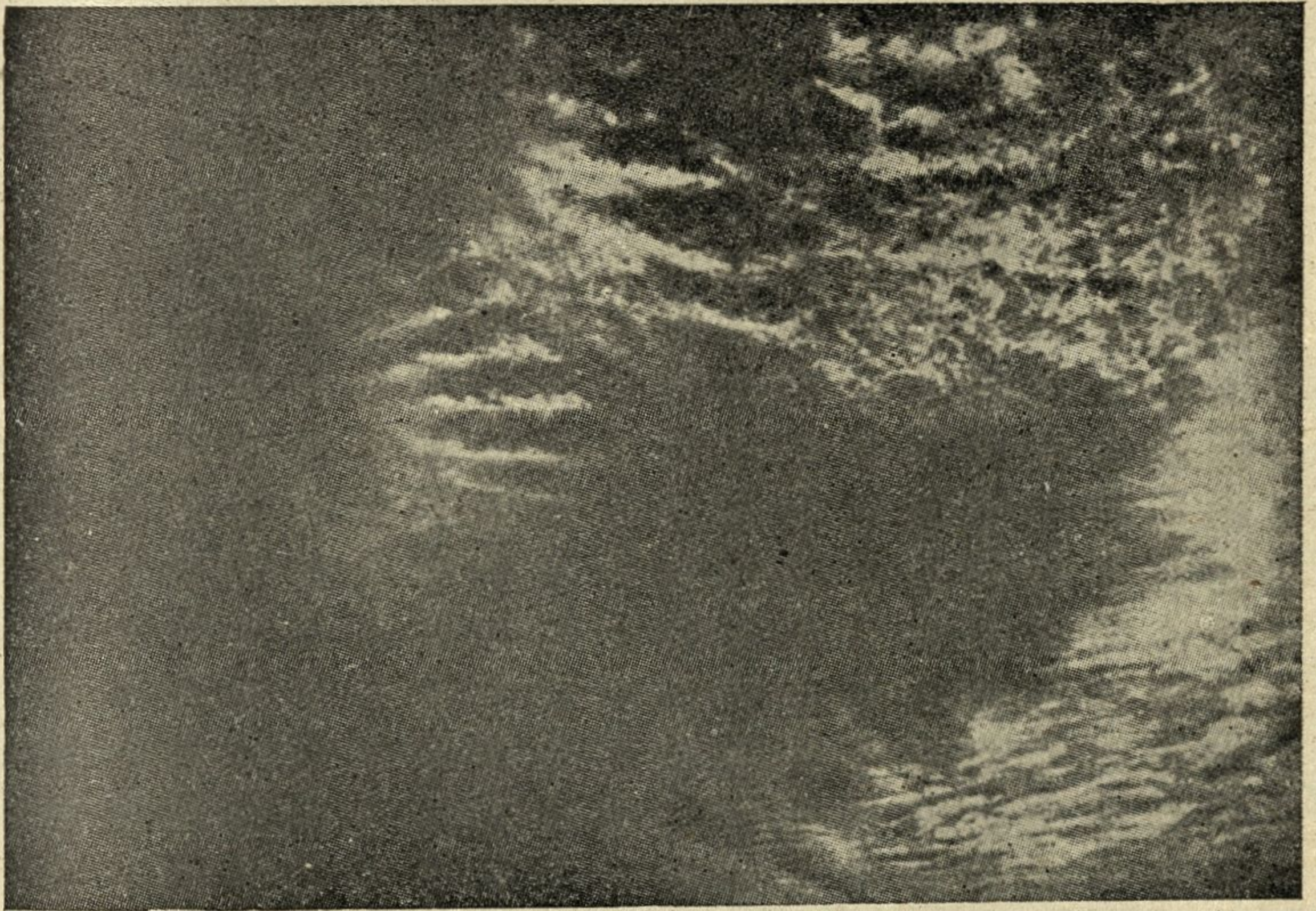


Sl. 34. Ci-oblak; značilna so vlakna (T, t) in zakrivljene pahljače (G, g).

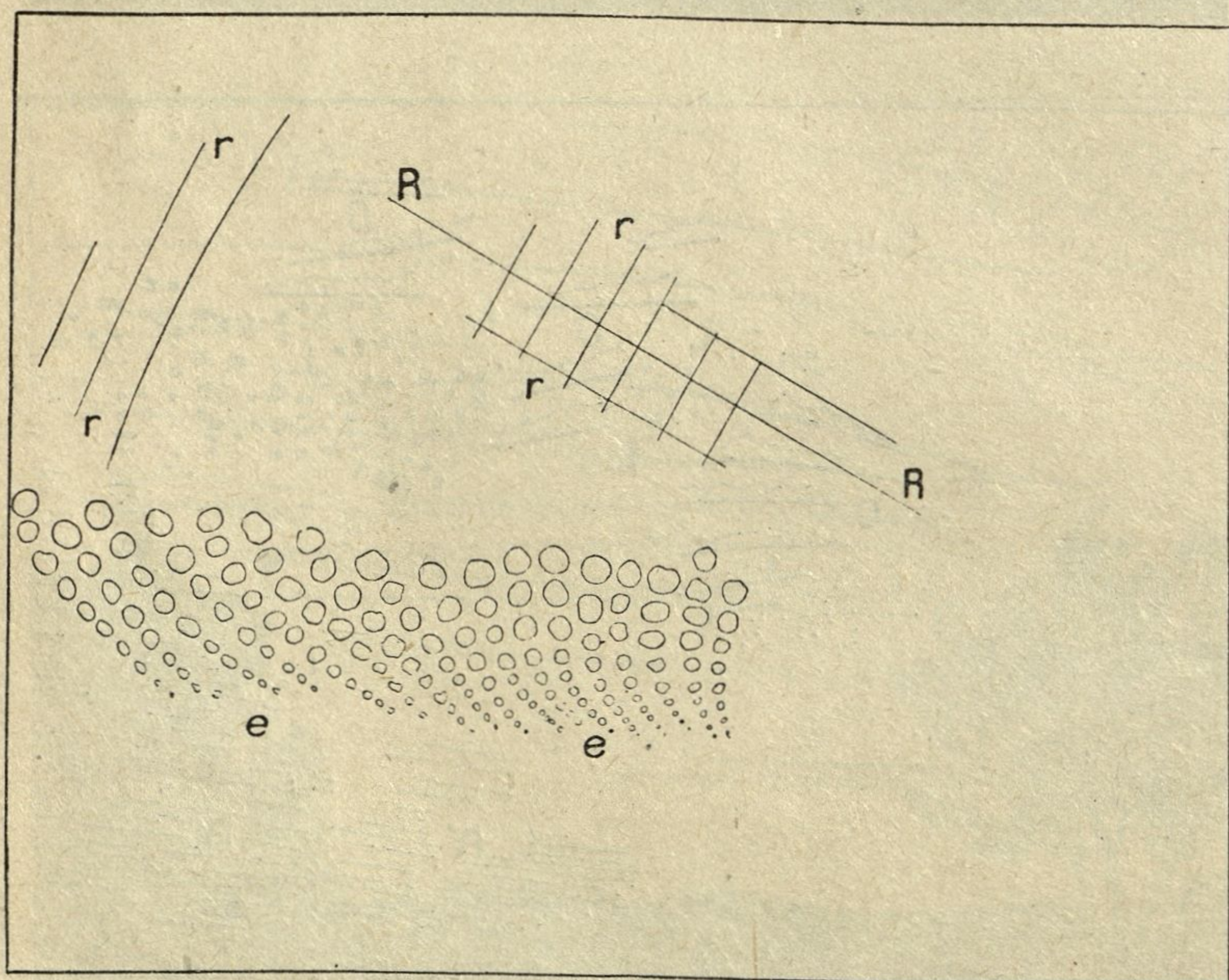
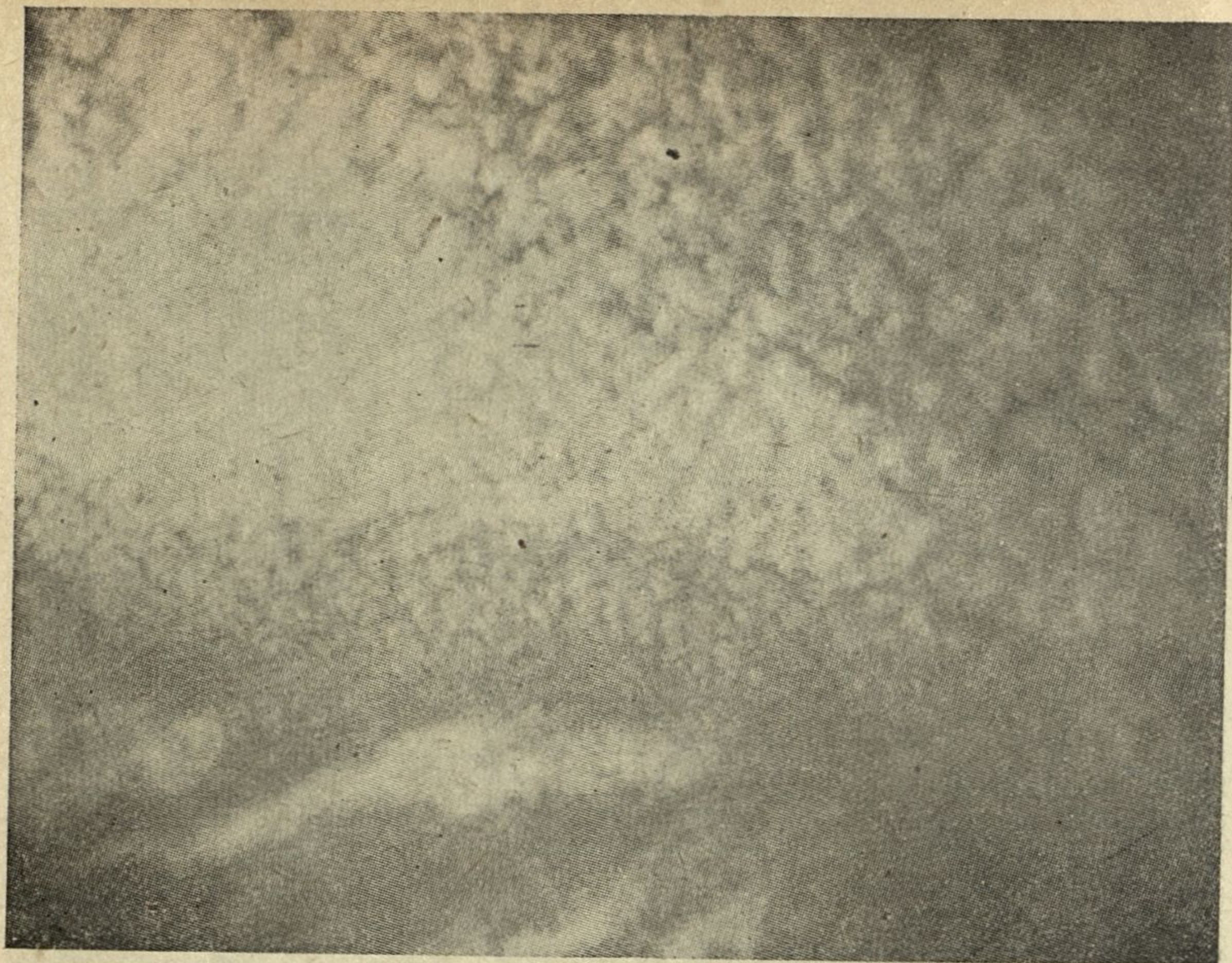
Cirrocumulus



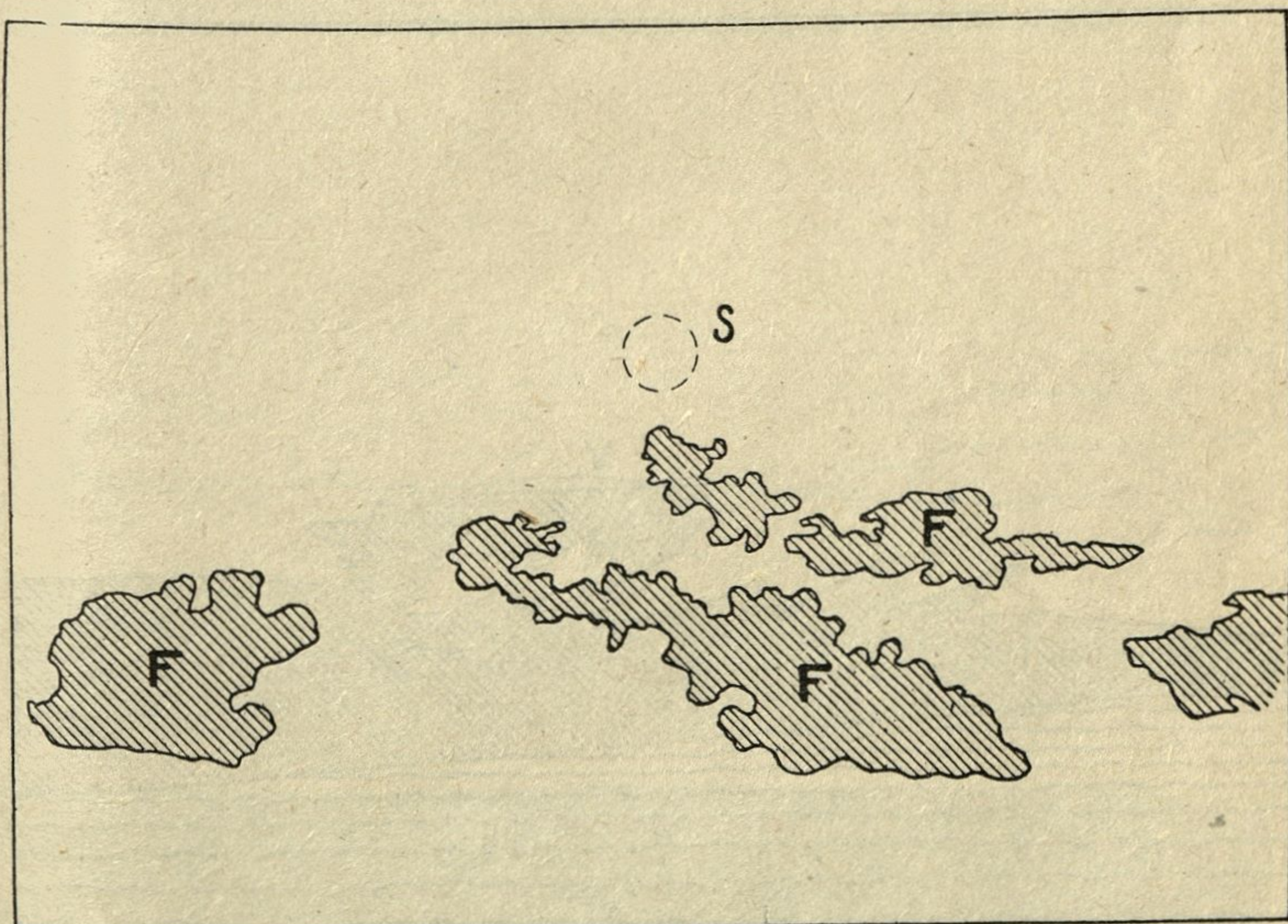
Sl. 35. Cs-oblak, sestavljen iz pasov (1—8); vidna je valovita struktura pri F.



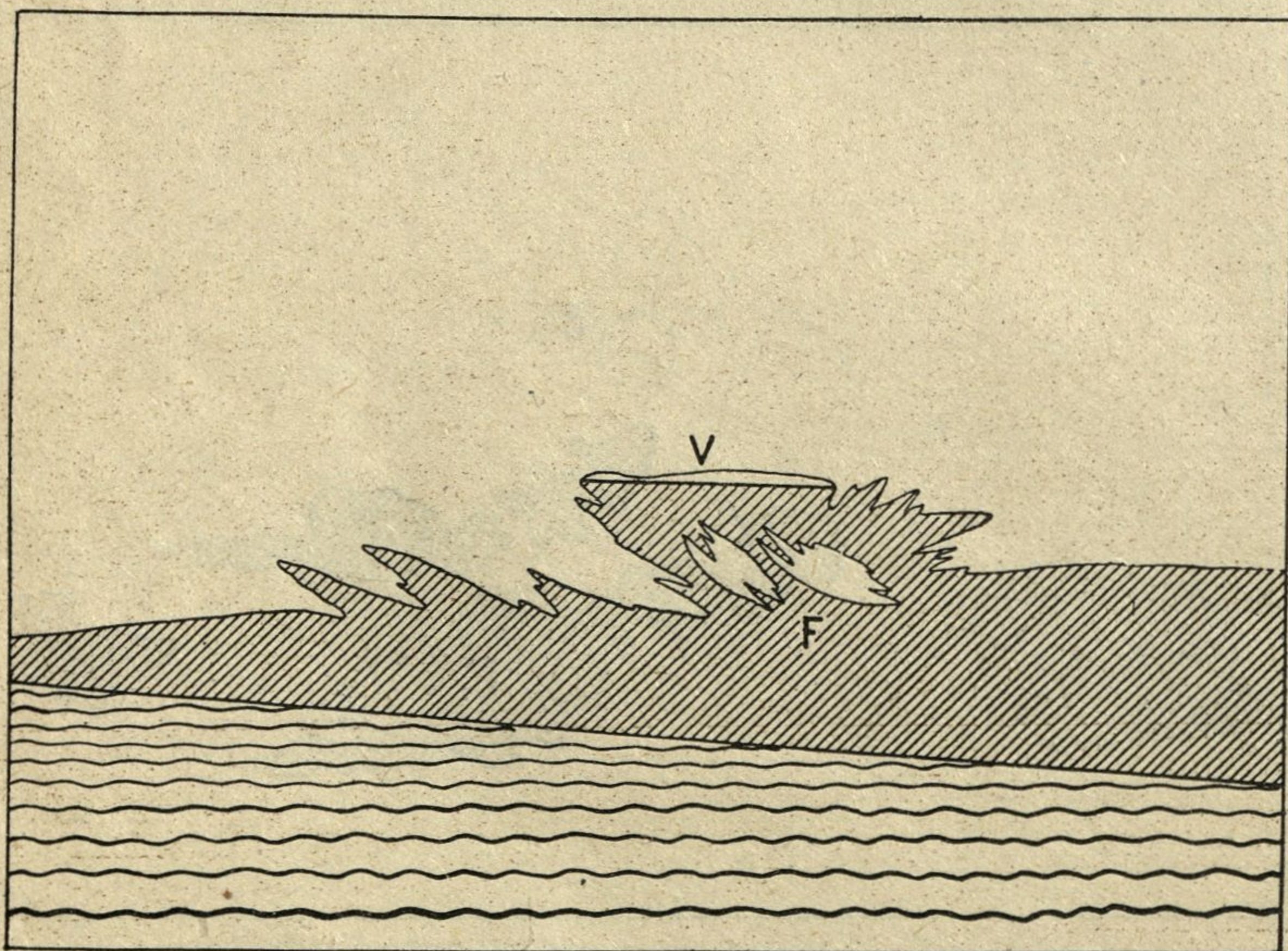
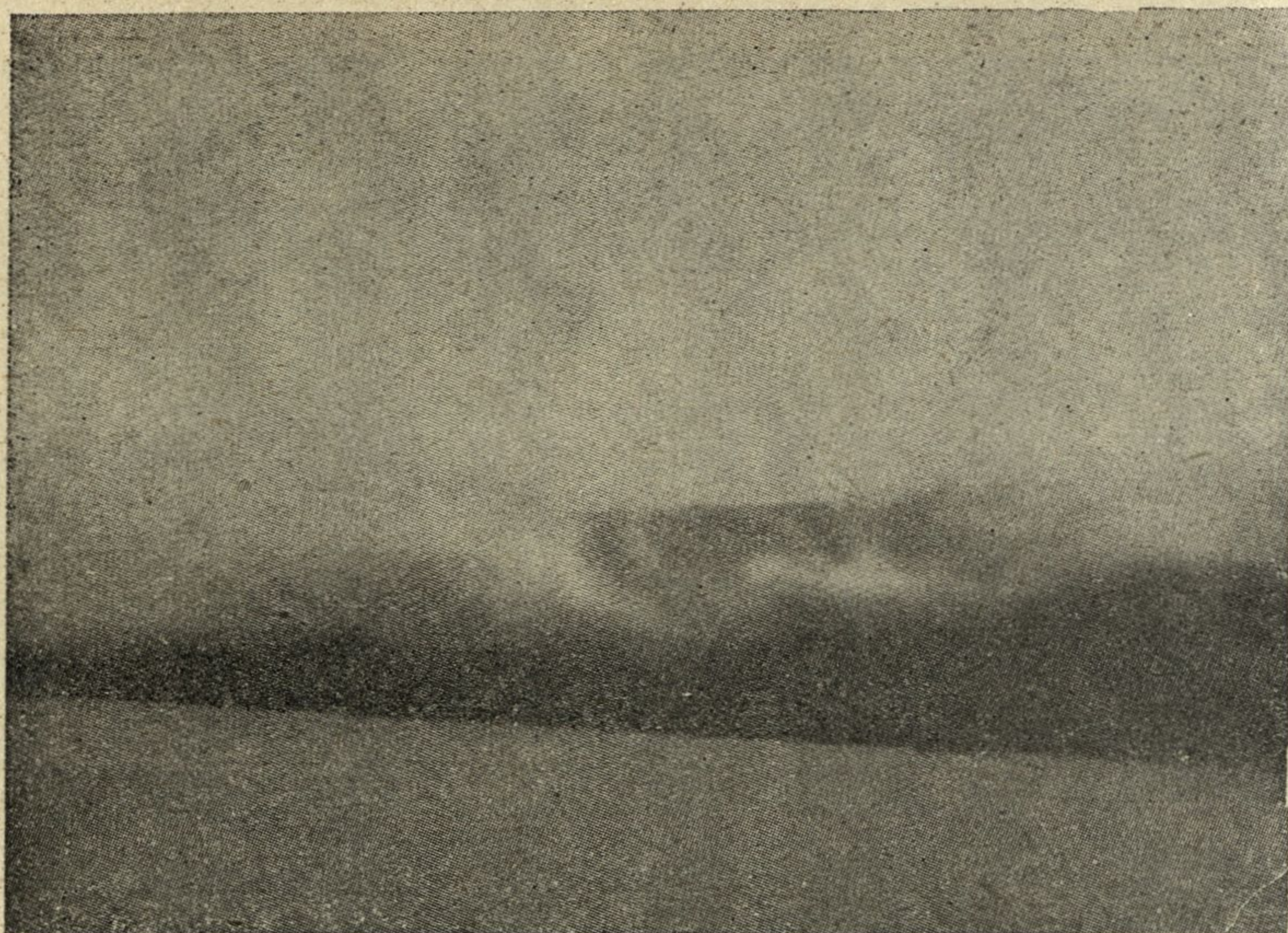
Sl. 36. Cc-oblak, valovita oblika (O in R), posebno značilna pri R₁; skozi oblak se vidi jasno nebo pri L.



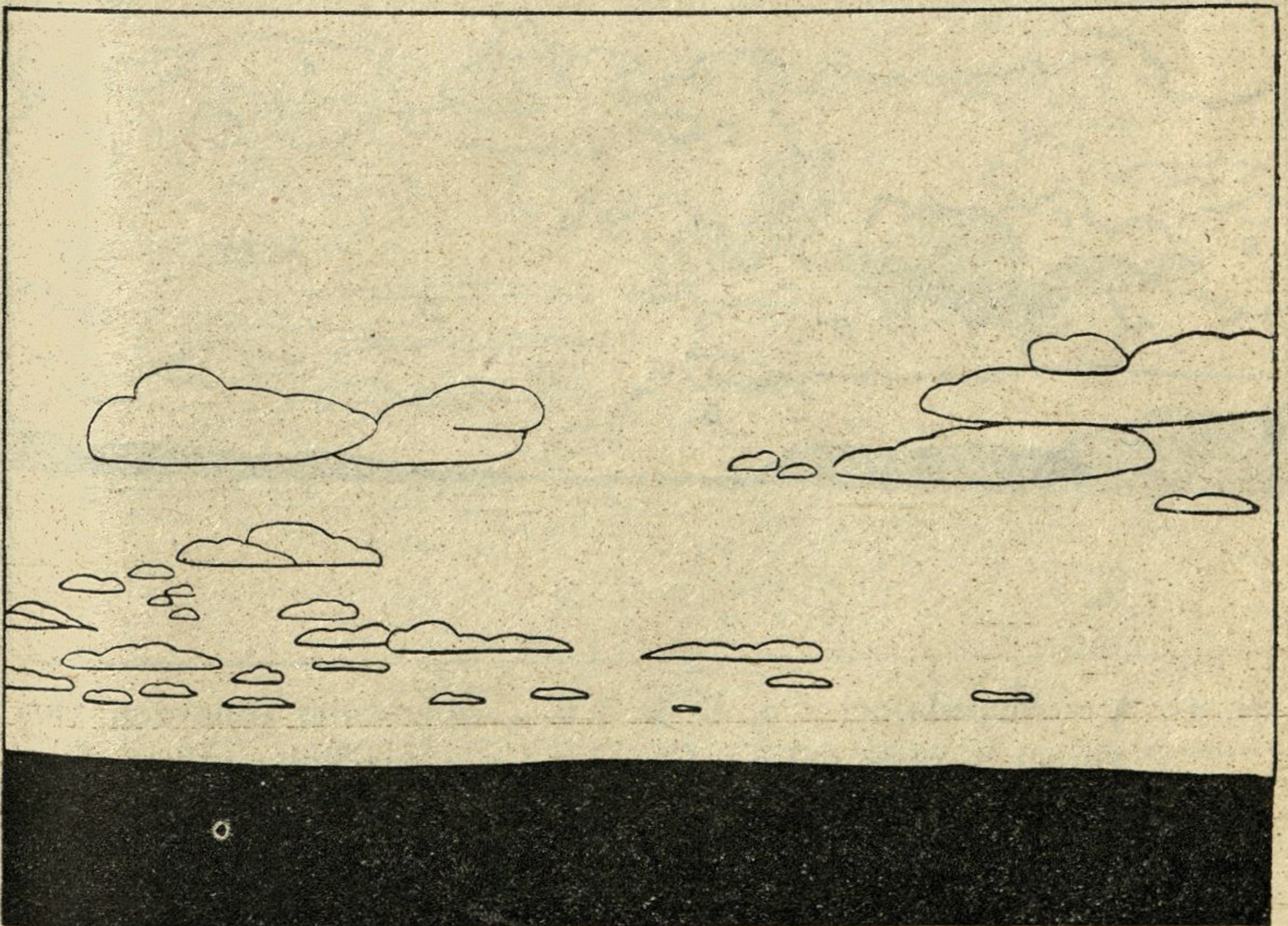
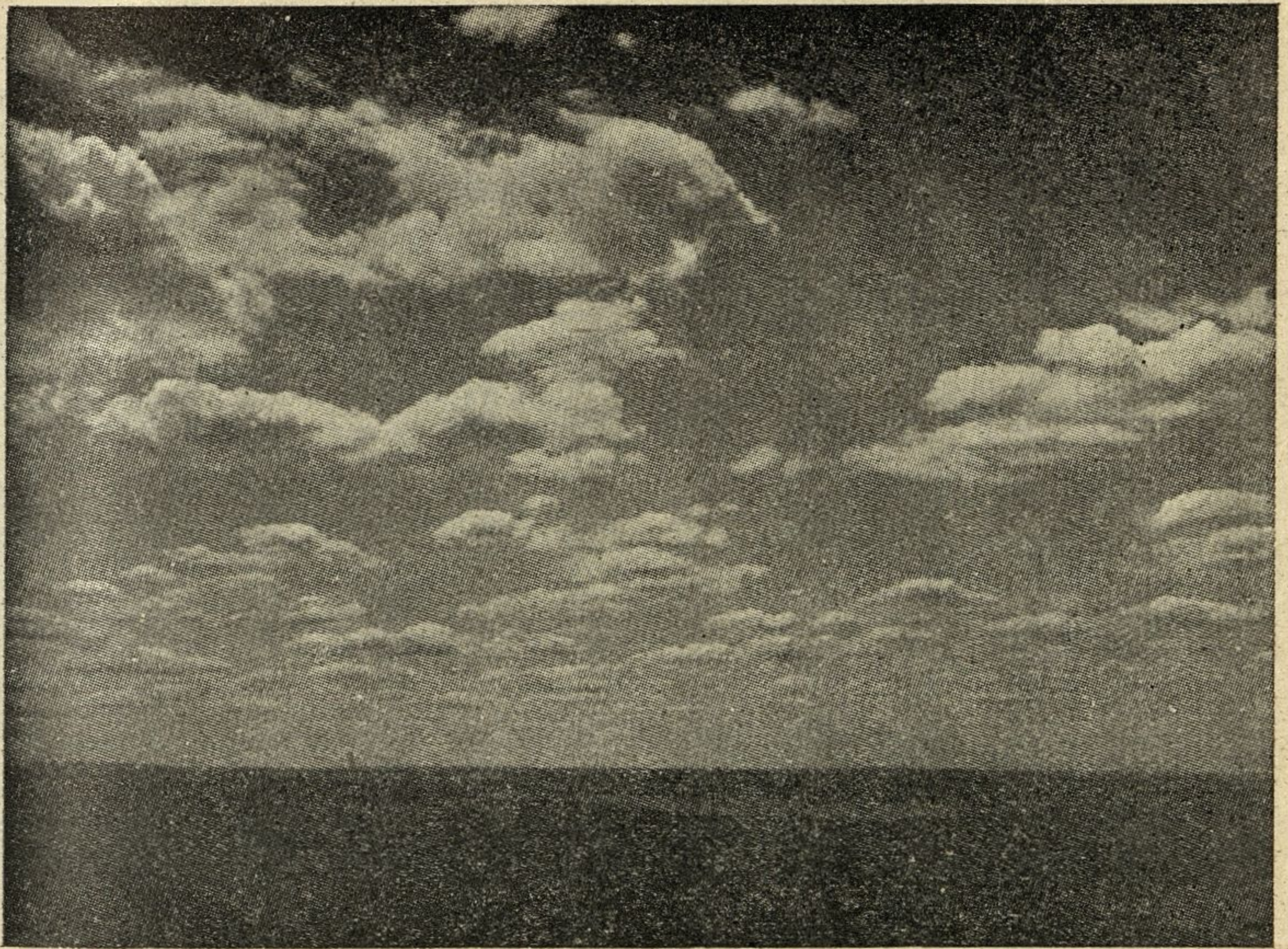
Sl. 37. Ac-oblak, valovanje RR in rr povzroča razkrojenost; na robovih (e) so oblike manjše. Ta vrsta oblakov naznačuje nagnjenost ozračja k nevihtam.



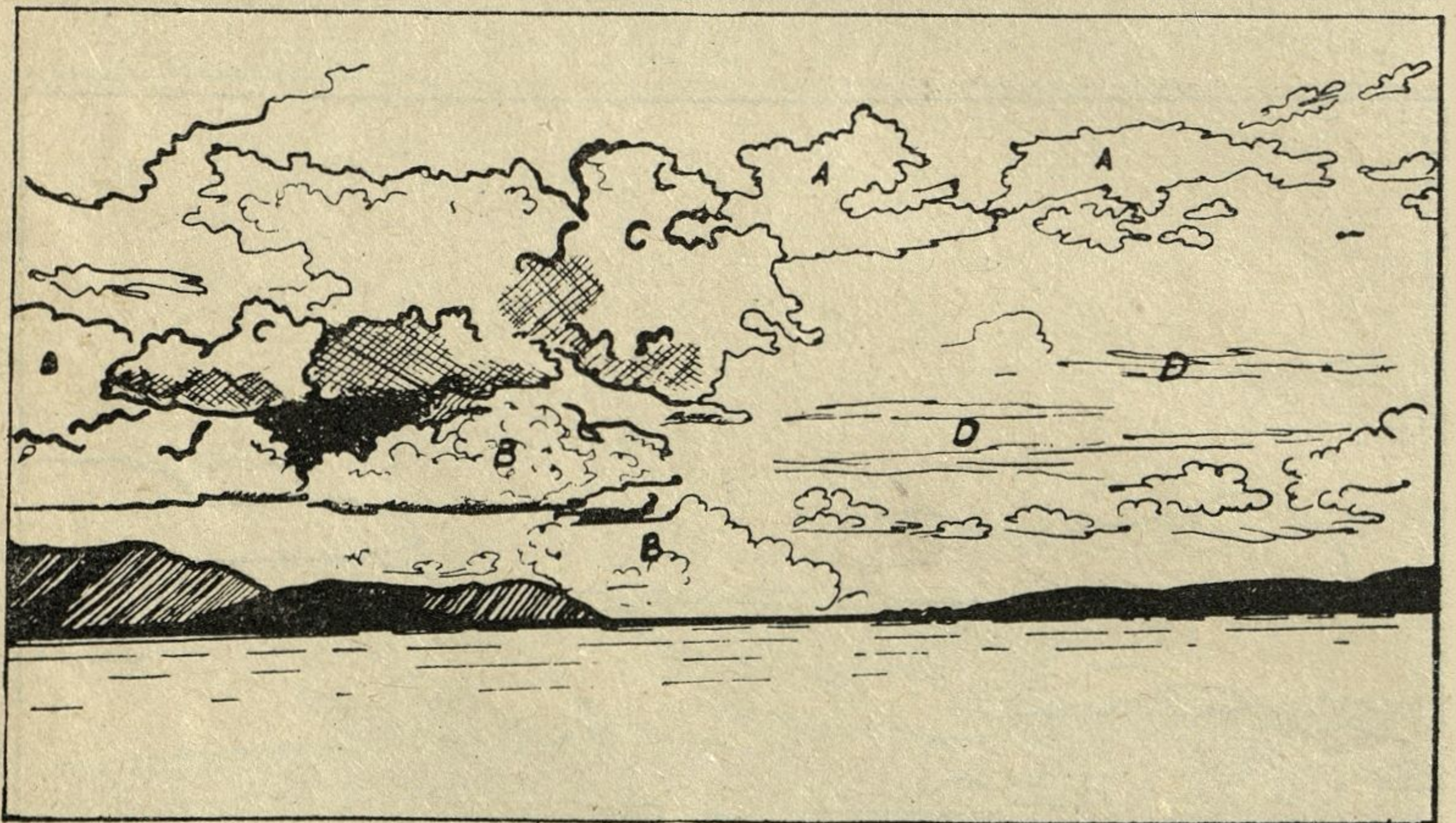
Sl. 38. As-oblak, sonce (S) prodira skozi mreno As. Pri F opažamo nižje, raztrgane oblake tipa St.



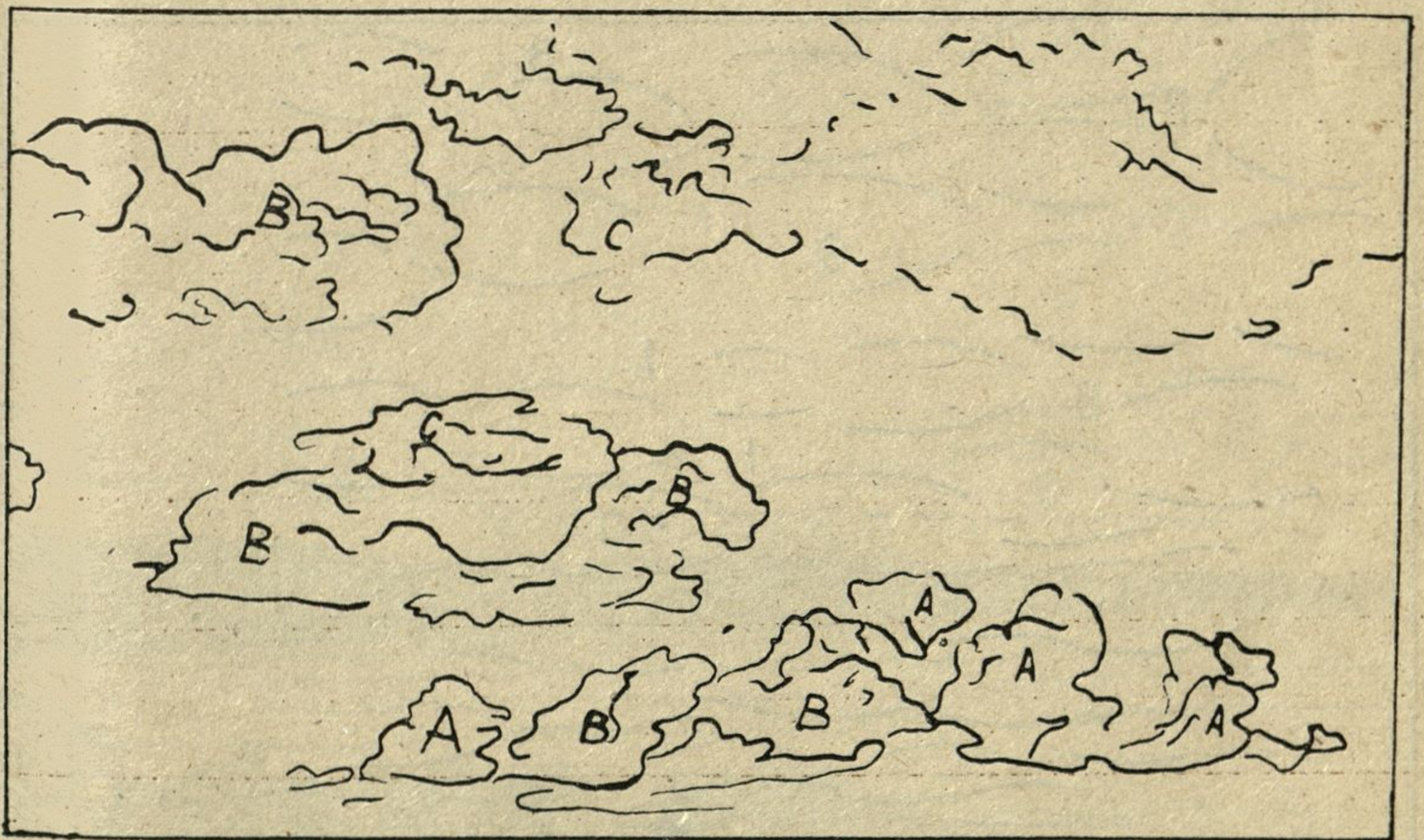
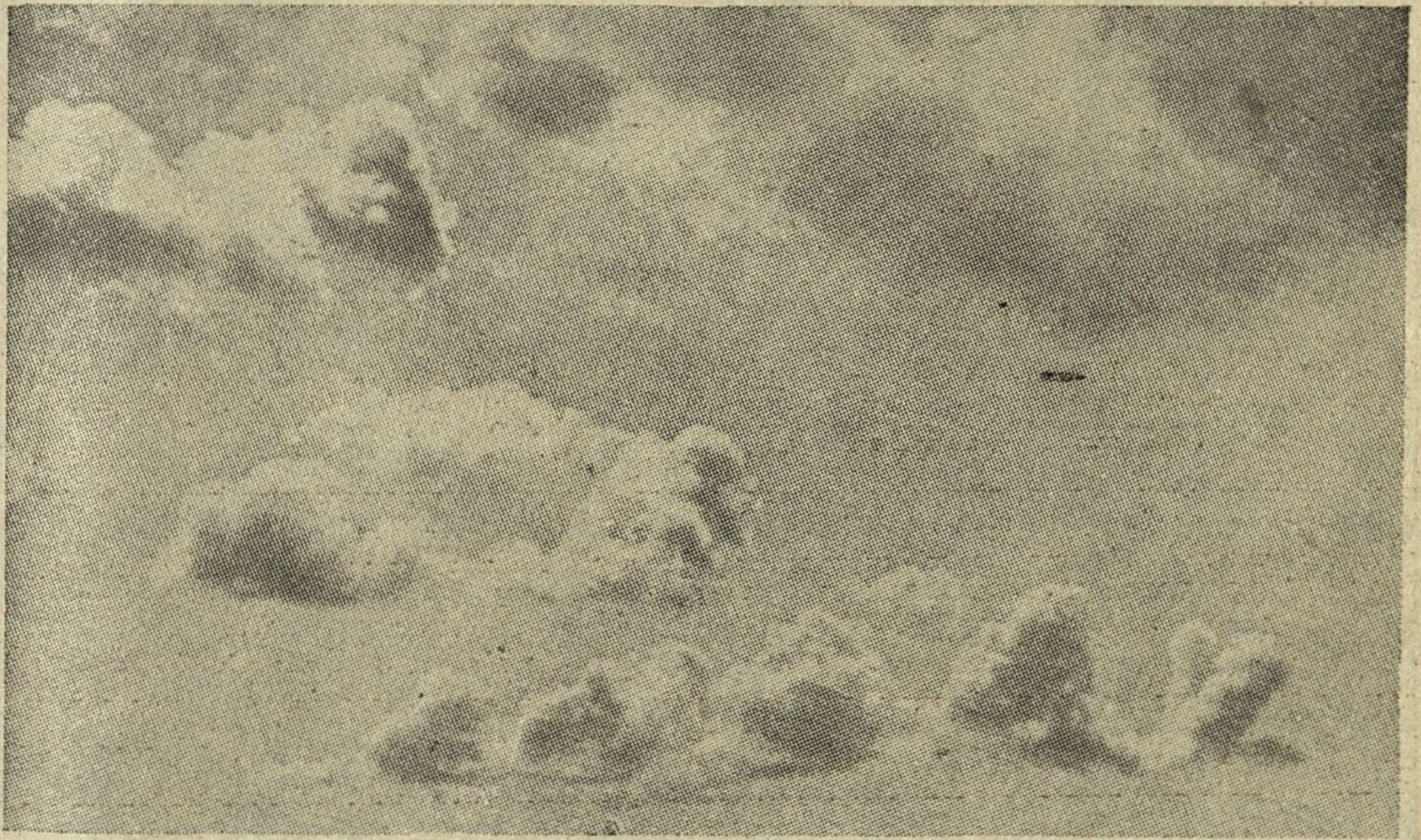
Sl. 39. St-oblak; pri V opažamo še gornji greben hriba, pri F je oblak raztrgan (močni zračni tokovi).



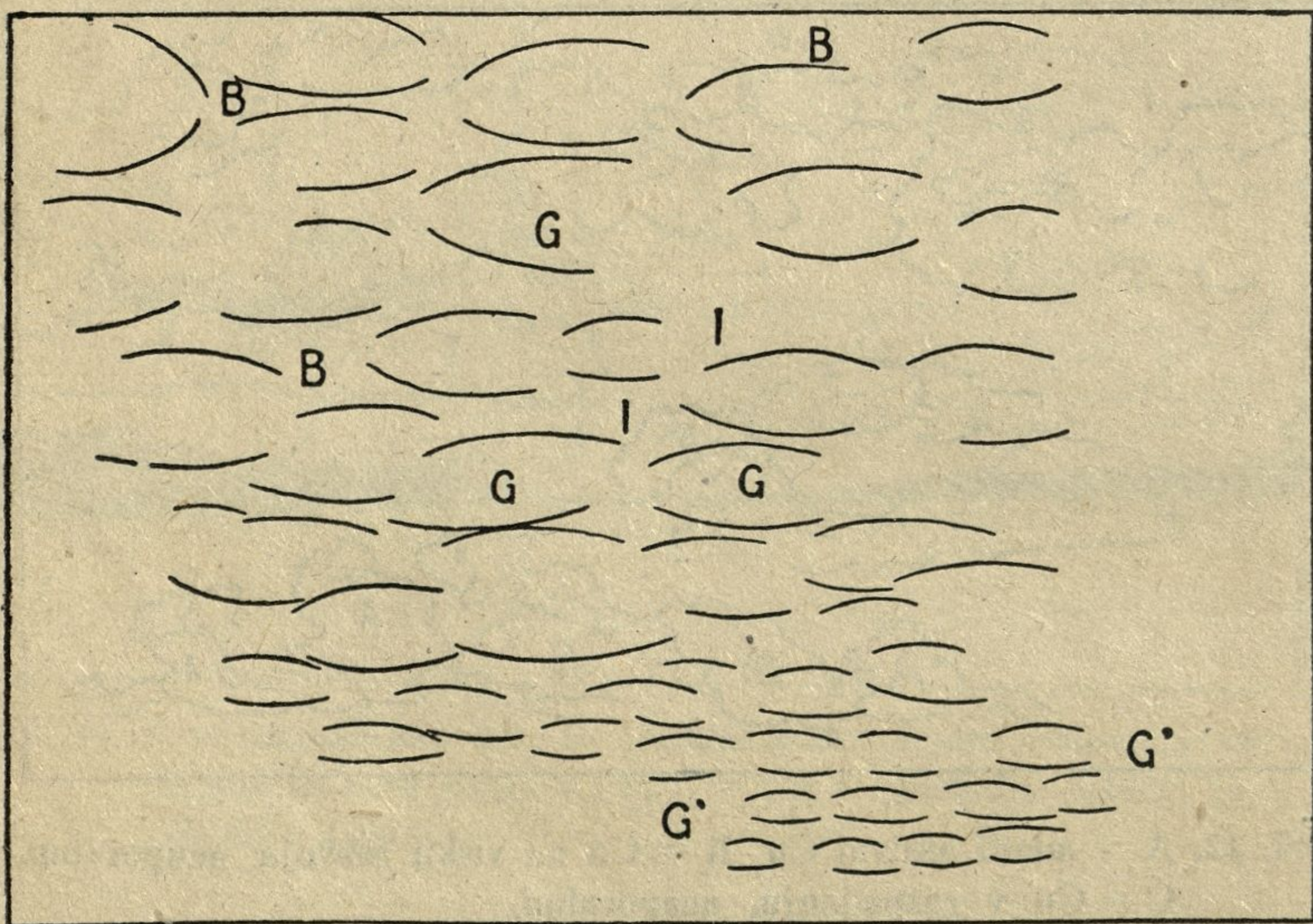
Sl. 40. Cu-oblak.



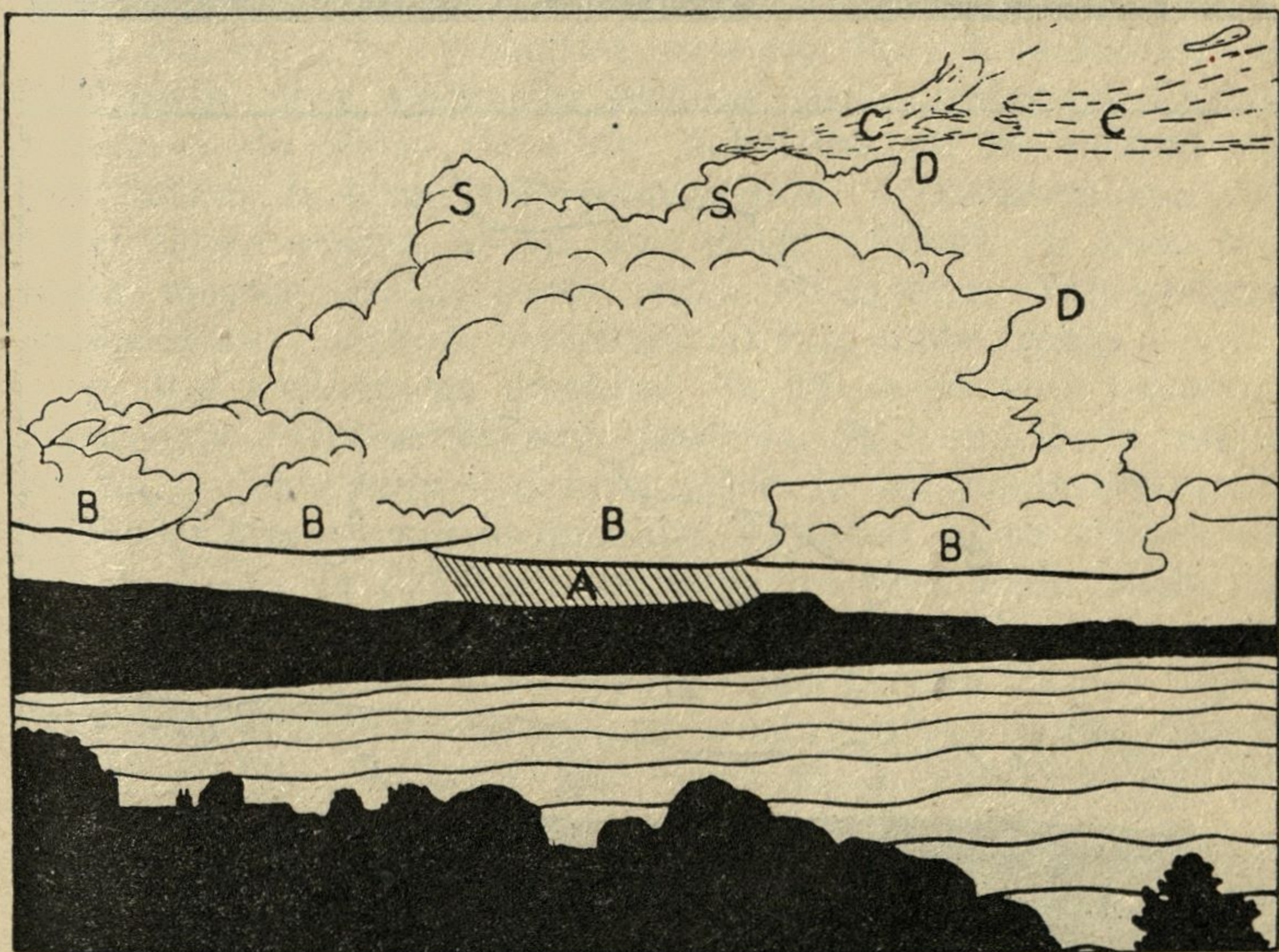
Sl. 41. A = razpadajoči Cu, B je Cu z dovršenim osnovnim razvojem in raste dalje v Cb, C = Cu z značilnim vrhom, D = visoki Cs-oblaki.



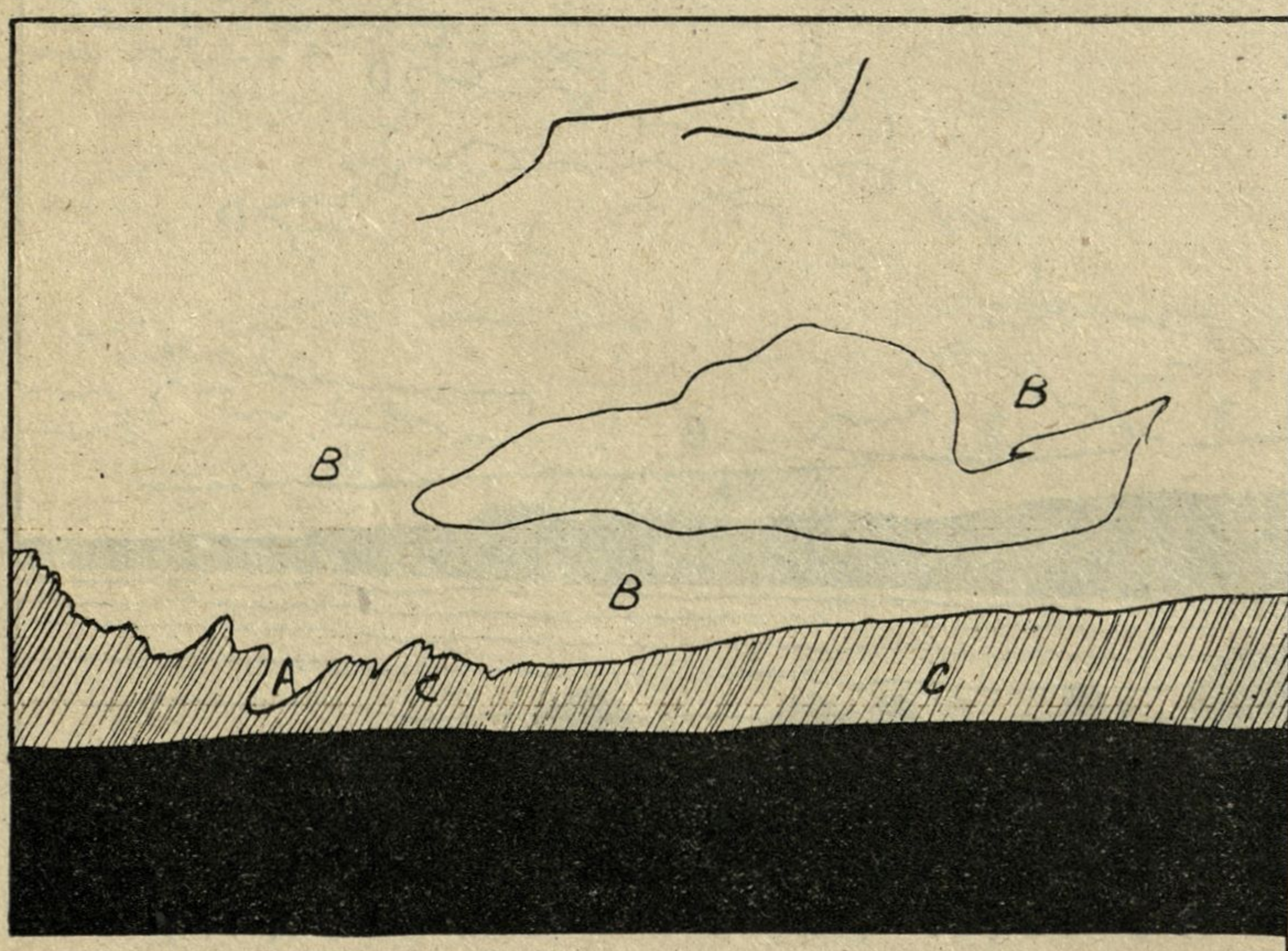
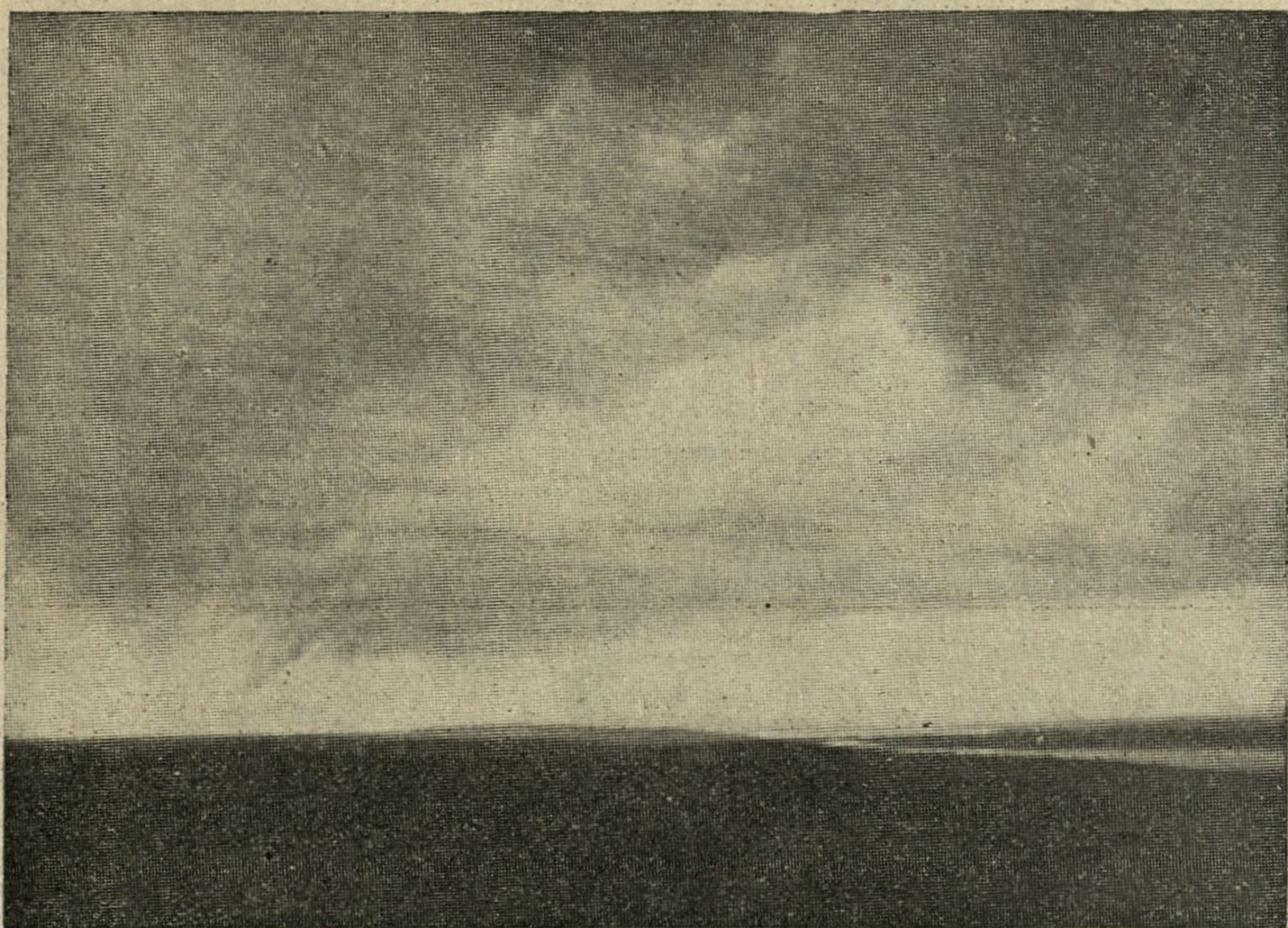
Sl. 42. A = mladi aktivni Cu, B = Cu na višku razvoja, neuporabni, C = Cu v razpadanju, neuporabni.



Sl. 43. Sc-oblak, izrazite so oblike pri G in G₁, ki so medsebojno ločene s tanjšimi plastmi (I), pri B opažamo celo jasno nebo.



Sl. 44. C-oblak, A = ploha, B = vodoravna osnovica, ki predstavlja kondenzacijski nivo, D = izrastki, značilni za ledeno strukturo oblaka, S = krona (vrh) oblaka, značilen za vodno strukturo, C = sledovi Ci-oblakov.



Sl. 45. A = vrtinec na spodnji čelni strani oblaka, B = področje močnih vertikalnih tokov, C = padavine hladne fronte.

slabega vremena. Sončni žarki prodirajo skozi skoraj neovirano; okrog meseca opazamo kolobar.

b) Nekoliko nižji (5000—7000 m) večinoma v zvezi s prednjimi so oblaki Cs (slika 35), ki imajo v glavnem isto strukturo, le da so kompaktnejši in debelejši. Sonce še prodira skozi, mesec dobi močan venec. Sledi poslabšanje vremena.

c) Tem podobni so oblaki Cc ali, kakor jim mi pravimo, »ovčice«. Opazamo jih pri stabilnem vremenu na višinah okrog 6000 m, večkrat v toplem sektorju aktivnih ciklonov. Njihov izgled nam podaja slika 36.

d) Nekoliko nižji (3000—5000 m) so Ac (slika 37), ki imajo že vodeno strukturo. So precej debeli: samo skozi razpoke (propuste) še prodirajo sončni žarki.

e) Nadaljevanje Cs oblakov so na manjši višini (2000 do 4000 m) oblaki As (slika 38). To so oblaki večinoma vodene strukture, neizrazitih oblik, velikih površin in so videti kot nekak pokrivač, s katerim je pokrito nebo. Sonce se skozi komaj še vidi, mesec večinoma ne več.

f) Naslednji iz te skupine je oblak tipa St (slika 39), ki predstavlja sivo, neizrazito oblačno maso, večinoma vodene strukture, do 200 m debeline. Nahajamo ga na višinah od 200—2000 m. Iz njega zelo pogosto prši. V splošnem ima podobo visoke megle, ki ne seže do tal. Včasih je skozi tak oblak mogoče opaziti odsev sonca ali meseca. Najpogosteje ga opazamo v sestavu oblačnega sistema tople fronte.

g) Kot naslednjega omenjam Ns, ki je po svoji izgradnji popolnoma podoben svojemu predniku St. Večinoma — razen pozimi — je vodene strukture, videti je kot temna neizrazita oblačna masa precejšnje debeline. Najdemo ga na višinah od 100 do Ci-nivoja (6000 m), večinoma tik pred toplo fronto. Iz njega dežuje ali sneži. Tak dež nima obeležja nalivov ali plohe, je pa izdaten, kakor pravijo naši kmetje. Zaradi velike debeline (do 2000 m) so njegove spodnje plasti temne (sonce ga ne prebija), njegova baza (osnovna ploskev) je večkrat neizrazita.

h) Med oblaki vertikalnega razvoja je najvažnejši oblak Cu (slika 40 in 41). To je lep, bel oblak, ki ima obliko cvetače in ravno osnovico. Navadno ni sam; nebo je posuto z njimi. Nastaja na višinah od 1000—2000 m kot posledica vertikalnih zračnih tokov. Njegova osnovica leži v kondenzacij-

skem nivoju dvigajočega se zraka. Višina takega oblaka je do 500 m. Pod njim je vsaj v njegovi začetni razvojni fazi vedno mogoče najti dobro termiko. V njem more jadralec brez nevarnosti krožiti in se dvigati, s tem da izkorišča pojačane vertikalne tokove v njegovi notranjosti. Ti oblaki so vedno sestavljeni iz drobnih vodenih kapljic.

Slika 42 predstavlja skupino oblakov Cu, ki pa niso vsi v isti razvojni fazi. Pod onimi, ki so označeni z A, to so mladi kumulusi, je vzgornik dober; ne bomo ga pa našli pod onimi, ki so označeni z B, ker so ti oblaki že končali svoj razvoj. Še manj pa moremo pričakovati uporabne vertikalne tokove pod oblaki, označenimi s C, ki že razpadajo, ker je prenehal dovod energije z zemlje.

Pri močnejšem vetru imamo na nebu cele vrste takih oblakov.

Sc (slika 43) so oblaki lepega vremena iste višine kot Cu, tudi oblike so precej podobne, le da imajo veliko površino. Za jadranje niso prikladni.

i) Oblaki Cb (slika 44) so oblaki tipa Cu velikega obsega. To so razsežne grozeče oblačne mase. Opažamo jih v glavnem ob poletnih toplotnih nevihtah. Njihova osnovica leži na višinah okrog 1000 m, vrhovi pa segajo do višine 5000 m in še više. Struktura je v spodnjem delu vodena, nad 0⁰-izotermo pa mešana. Nastajajo v labilnih — hladnih zračnih masah, kadar je zrak vlažen; zelo često se iz njih razvije oblak z nevihto, t. j. s težko ploho — nalivom s točo ali brez nje.

Pod takimi oblaki imamo močne vertikalne tokove obeh smeri, še močnejše pa v oblaku samem. Zračni tokovi pod oblakom so dobro uporabni za jadralka, nevarni pa so tokovi v oblaku, ker so premočni (njihova hitrost znaša v posameznih primerih preko 20 m v sekundi) in neurejeni.

j) Čelni oblak hladne fronte (slika 45) je tudi tipa Cb, samo da je včasih dolg po nekaj sto kilometrov, pač toliko, kolikor je dolga fronta. Prerez skozi ta oblak nam podaja slika 46.

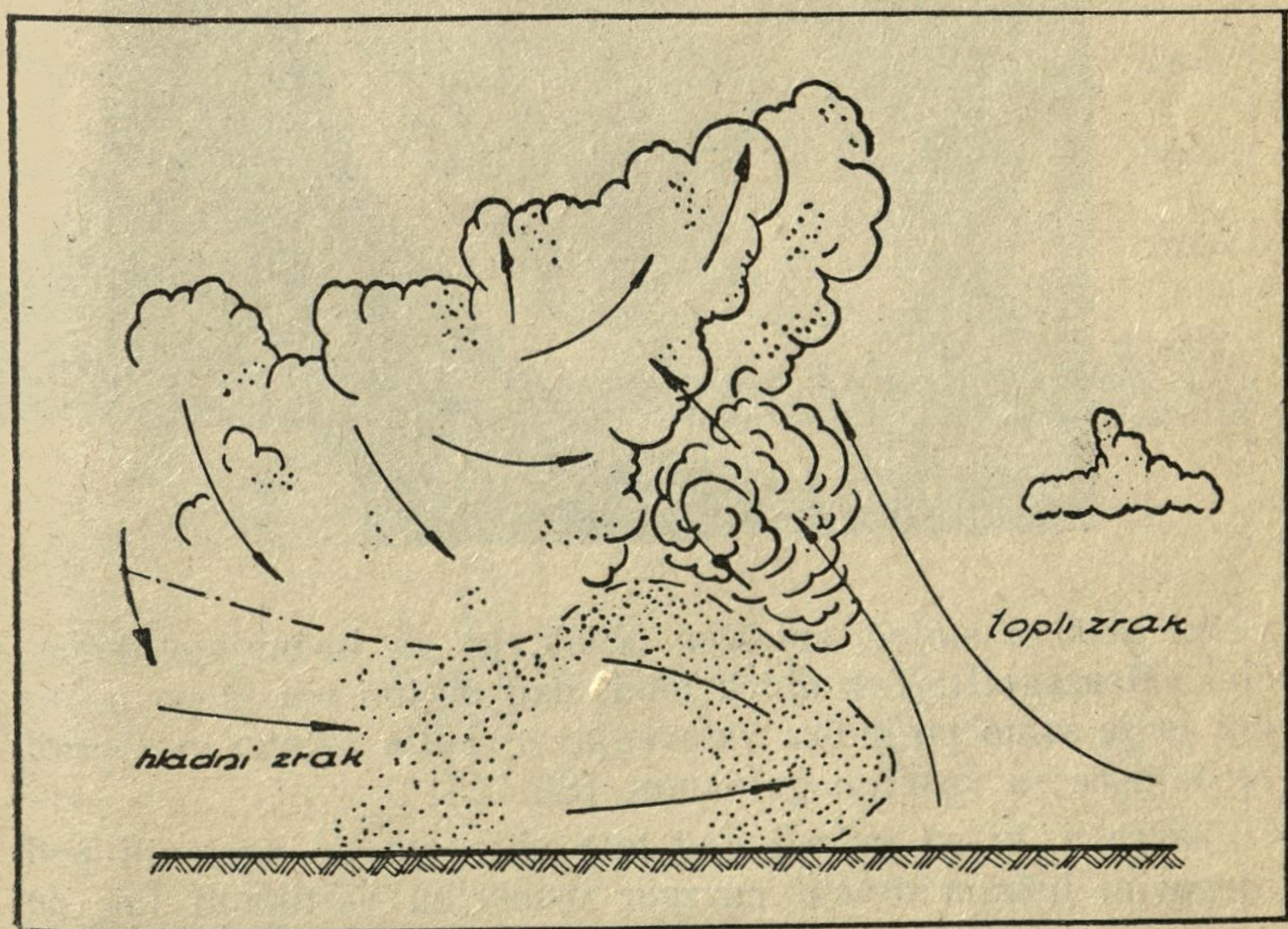
Klin hladnega zraka pri zemlji izpodriva topli zrak in ga nasilno dviga. Na višini kondenzacijskega nivoja se pojavi oblačni valj, ki je v glavnem posledica trenja med zračnimi tokovi raznih smeri. Za njim nastaja ogromna oblačna masa, ki daje iz sebe močne nalive, spremljane z grmenjem. Po-

zimi imamo namesto nalivov snežne meteže. Pred čelnim oblakom obstajajo vertikalni tokovi toplega zraka z močnim vzgonom, na njegovem zadnjem delu pa padajoči hladni tokovi, ki tudi niso slabi.

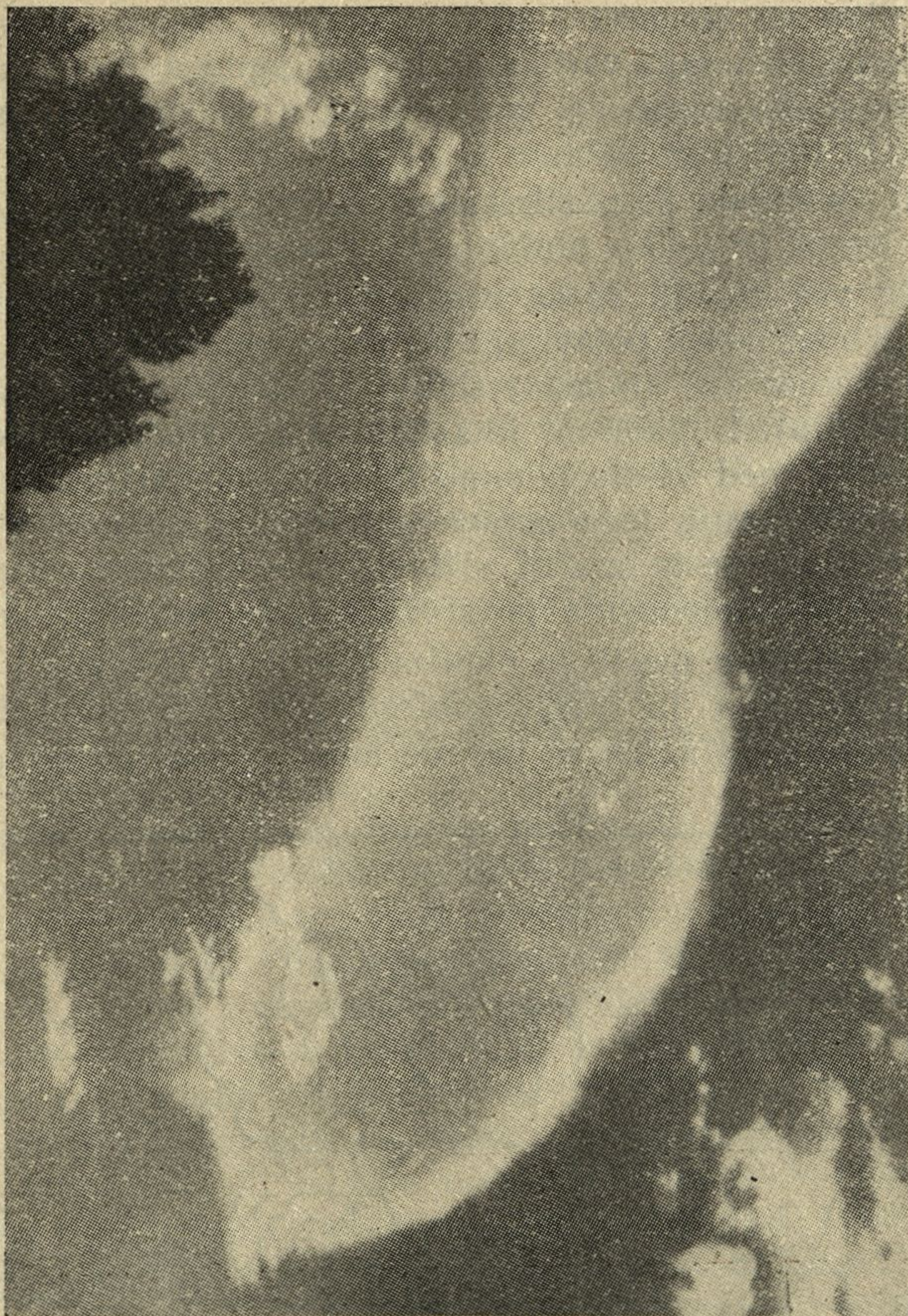
k) Omenjam še oblak »Moazagotl«, ki je dvignil v jadralnem svetu že toliko prahu.

Na več mestih se za orografskimi ovirami (gorski venci) pri stalnem vetru pojavljajo vertikalna nihanja zraka, ki imajo za posledico več ali manj stalne (= negibne) oblake tipa Cu (fenski tip). Kolikor mi je znano, opažajo take oblake v okolici Sofije med Vitoša planino (2300 m) in Balkanom (1500 m). Pri raziskovanju tega pojava s pilotnimi baloni so bili ugotovljeni na mestu zračni vrtinci, katerih navzgor usmerjena vertikalna komponenta povzroča stoječe sploščene oblake.

Drugo tako mesto je okolica Grunaua (Nemčija) med Boberkatzbachom in Riesengebirge. Približno situacijo predstavlja slika 47a. Tu se pri močnem vetru S in SW pojavi na



Sl. 46

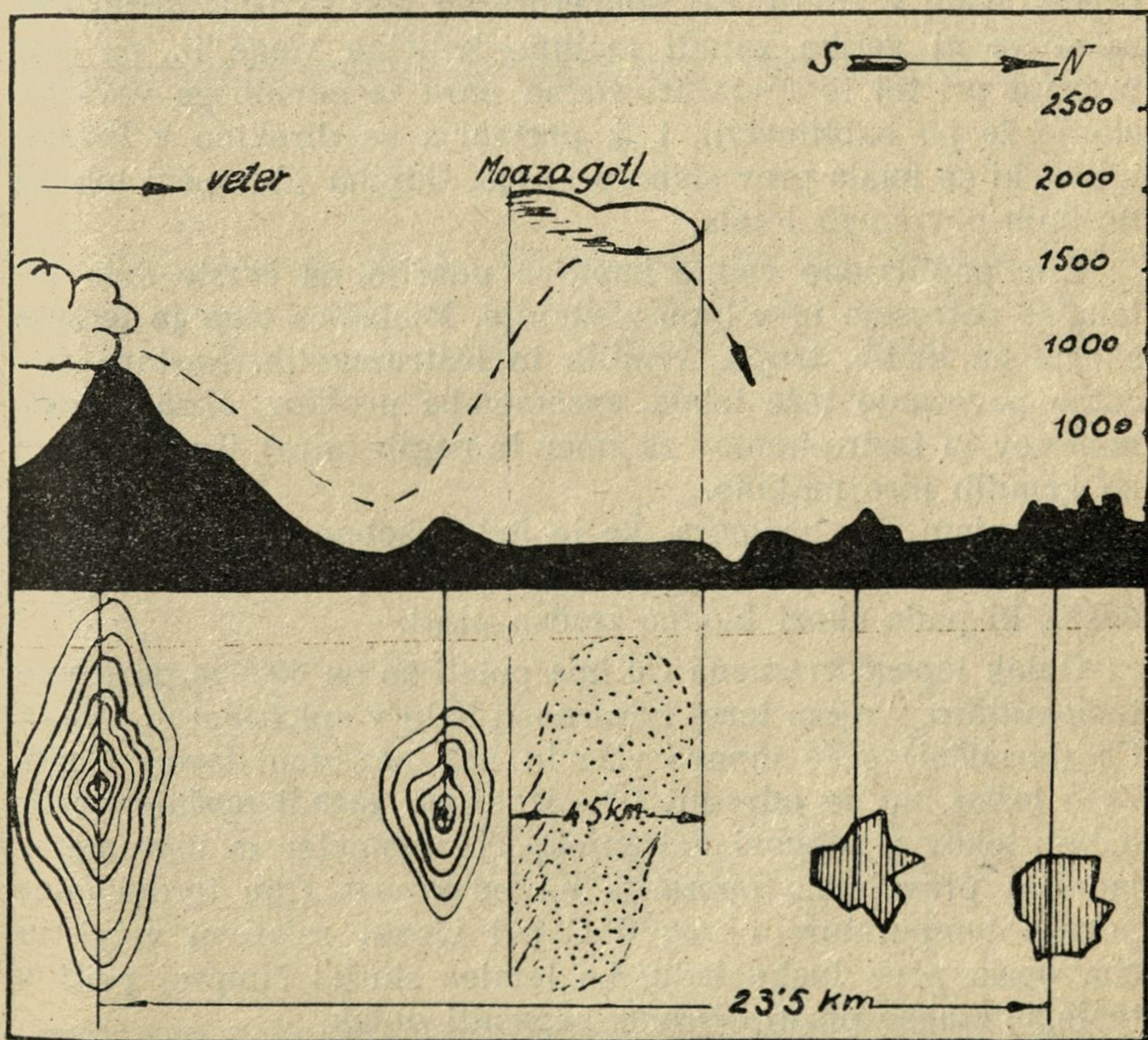


višini 2000 m stoječ, sploščen oblak, ki ga imenujejo domačini »Moazagotl«. Tak oblak lebdi nad dolino včasih po nekaj dni in je samo posledica valovanja ali bolje rečeno, posledica turbulence za visokim gorovjem. (Sl. 47.)

Jadralci, ki so jadrali pod tem oblakom, so ugotovili pod njegovim južnim delom navzgor usmerjen vertikalni tok do 4 m/sek jakosti, na njegovi severni strani pa prav tako močan padajoči tok (črtkano).

Tudi pri nas so možni taki primeri. Sam sem nekako v maju mesecu 1936. leta pri močnem vzhodniku opazil nad Solinom med Mosorom (1300 m) in Kozjakom (780 m) celo dva sploščena oblaka slične vrste drugega nad drugim. Nižji je bil v višini okrog 1300 m, gornji pa na 1600 do 1800 m. Opazil sem ju okrog 14. ure popoldne in sta bila vidna do pozne noči. Domačini pomnijo nekaj takih primerov, trdijo samo, da dveh takih oblakov drugega nad drugim še niso videli.

Večkrat moramo v raznih poročilih tudi navesti, koliko oblakov je na nebu. Tudi klimatologija rabi take podatke. Zato količino oblačnosti označujemo v desetinkah pokritega neba. Če take podatke med seboj primerjamo, bomo kaj kmalu



Sl. 47a

opazili, da je oblačnost največja popoldne, najmanjša pa okrog polnoči.

d) Led v zraku

Tudi led je za jadralca večkrat velika ovira, da ne more doseči tega, kar je sicer mogoče. Lahko je nevaren, zato nekaj besed o tem.

Vodne kapljice v oblakih morejo doseči temperaturo do -20°C , pri tem pa še vedno ohraniti tekočo strukturo. Imenujemo jih podhlajene vodne kapljice.

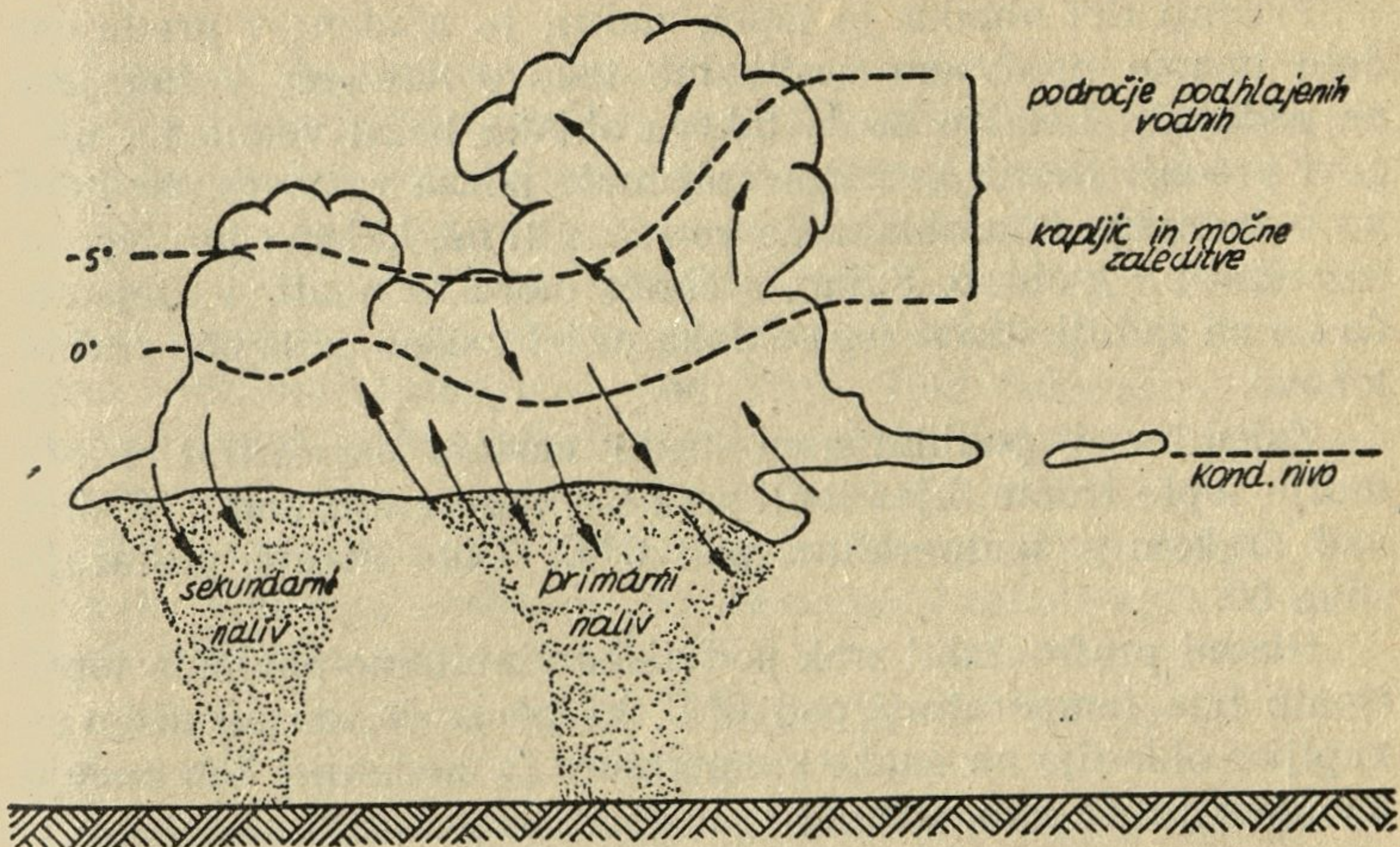
Nevarnost zaleditve letala obstaja povsod tam, kjer naletimo na take podhlajene vodne kapljice. Najpogosteje se to dogaja okrog 0° — izoterme, ker je pri tej temperaturi še precej vlage v zraku. Pri temperaturah pod -20°C nevarnost zaleditve ni velika zaradi majhne količine vlage in pa ker prehaja pri tej temperaturi vodna para iz nevidnega v vidno stanje že po sublimaciji, t. j. pretvarja se direktno v ledene iglice, ki se letala prav slabo primejo. Odpiha jih zračni tok ob nosilnih površinah letala.

Čim podhlajene vodne kapljice udarijo na čvrste dele letala, se potresejo in v hipu zledenijo. Posledica tega je ledena skorja na krilih, trupu, krmilih in instrumentih. Nastopa občutno povečanje teže letala, sprememba profilov, okvara brzinomerov in instrumentov za smer in nagib (giro). Tudi motnje na krmilih niso majhne.

Omenjam dva primera, ko je led posebno nevaren, t. j. v oblakih ali megli pri temperaturi od -5°C do $+4^{\circ}\text{C}$ in pa v dežju, ki pada skozi hladno zračno plast.

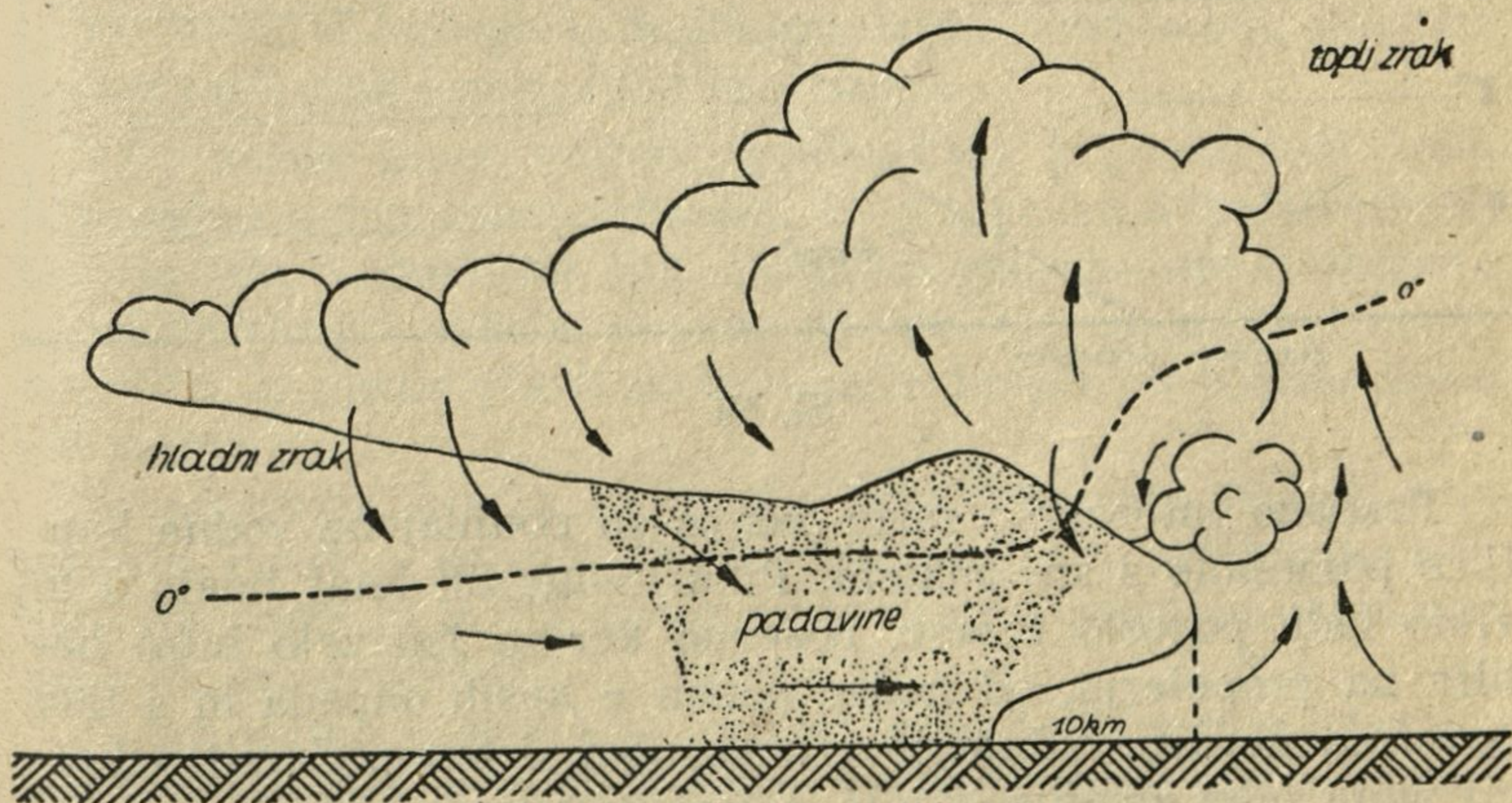
Oblak lepega vremena Cu ima poleti še na 4000 m pozitivno temperaturo, v njem torej nevarnosti ledu v splošnem ni. Oblak Cb (termični) seže mnogo više in ima navadno dovolj vlage. Zelo težko mu je odrediti 0° — izotermo zaradi močnih vertikalnih tokov v njegovi notranjosti. Termometer in higrometer jadralca pravočasno opozorita na nevarnost. Čim termometer pokaže temperaturo okrog 0°C pri visoki relativni vlagi in čim opazi prve luske ledu, bo letalec skušal čimprej priti v toplejše zračne plasti oziroma zapustiti oblak.

Na sliki 48 je grafično ponazorjeno stanje v termičnem oblaku Cb.



Sl. 48

V frontalnem oblaku Cb je stvar precej podobna. Ker pa je ta navadno dolg in jadralec večinoma nima pravega pregleda, podajam za boljšo orientacijo še tega v preseku (slika 49).

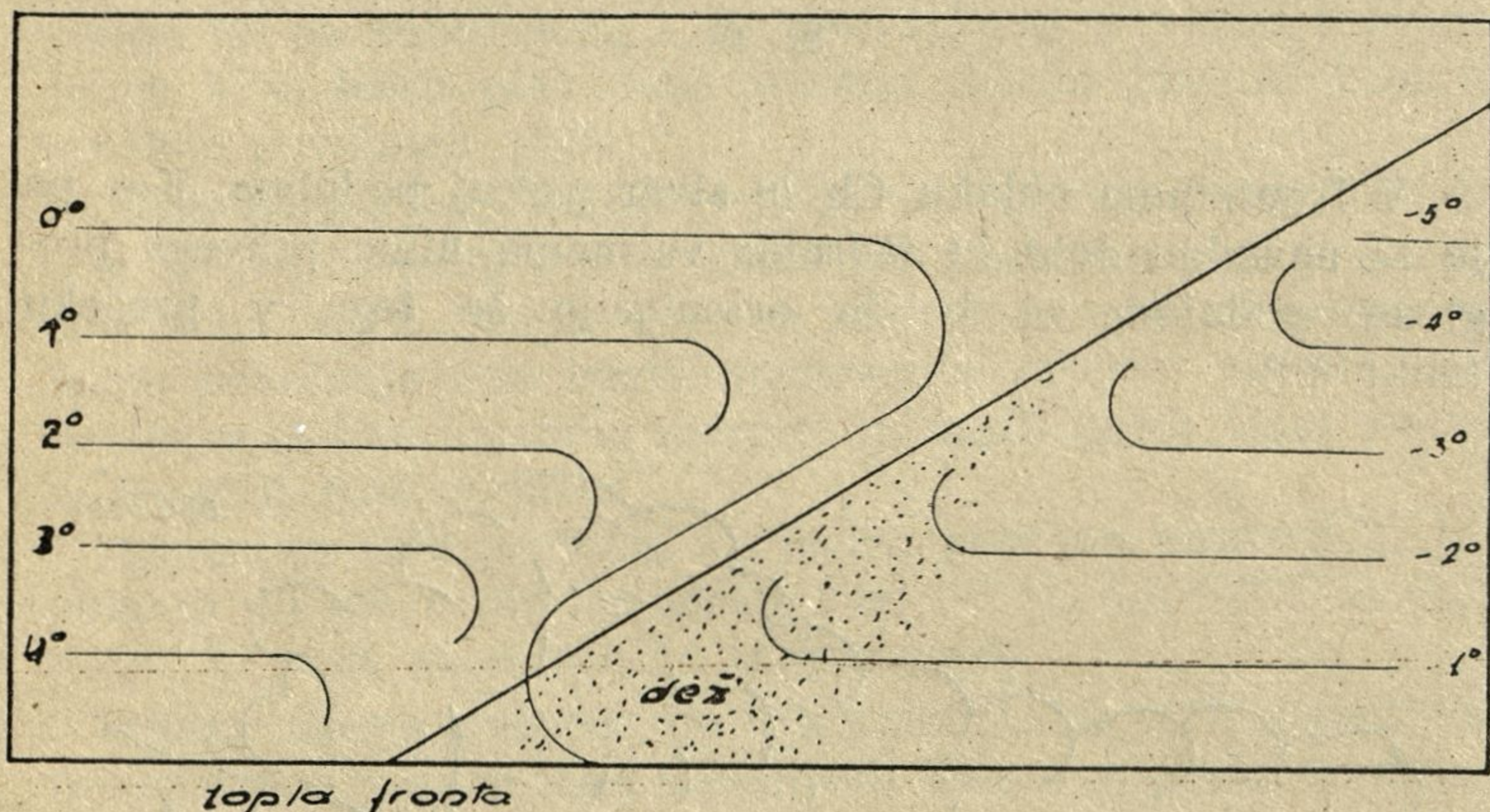


Sl. 49

Prednji del oblaka je topel, zadnji je hladen; v prednjem delu imamo predvsem vertikalne tokove navzgor, v zadnjem pa padajoče. Letalec bo iz takega oblaka bežal vedno na njegovi prednji strani, ker tam vsaj malo pozna razmere, medtem ko o zadnjem delu oblaka ne ve nič, niti ne, kakšna je njegova razsežnost v globino. Edino, s čimer more računati, je dejstvo, da bo na zadnji strani tega oblaka našel močne padajoče zračne tokove.

Zaleditev v podhlajenem dežju nastopi največkrat v območju tople fronte, kjer topli zrak s temperaturo nad 0°C drsi nad zrakom s temperaturo pod 0°C . Tako stanje prikazuje slika 50.

Hladni profrontalni zrak pod diskontinuitetno površino tople fronte ima temperaturo pod 0°C , ki povzroča, da se deževne kapljice ohladijo na enako temperaturo in zledenijo, čim padejo na kako trdno telo (letalo).



Sl. 50

Posebno intenzivno raste led, če so podhlajene vodne kapljice pomešane s snežinkami. Piloti motornih letal imajo s to vrsto ledu pogosto težave, posebno ker se led zelo hitro nabira na propelerju, od koder potem v kosih odpada in s tem povzroča nevarne vibracije v motornem sistemu. Zaradi vibracij mora pilot zmanjšati plin, s tem pa poveča nevarnost zaleditve razplinjača.

e) Megle

Večkrat bo letalec, posebno spomladi in v jeseni imel opravka z meglo, ki more biti zanj zelo neprijetna, posebno pri pristajanju, ker mu takrat občutno manjša vidljivost.

Kaj prav za prav razumemo pod pojmom »megla«?

Meglo tvorijo mikroskopsko majhne vodne kapljice, ki pri visoki relativni vlagi plavajo v zraku. Zaradi njih je horizontalna vidljivost zmanjšana pod 1 km. Pod določenimi pogoji moremo take vodne kapljice celo videti. Večinoma, z izjemo industrijskih področij, je megla belkaste barve.

Megle nastajajo prav tako kakor oblaki zaradi močnega ohlajevanja vlažnega zraka in so navadno kratkotrajne. Glavni vzroki nastanka so:

a) Izhlapevanje deževnih kapljic, ki so toplejše od okolnega zraka (navadno na frontah).

b) Izhlapevanje vode nad vodnimi površinami (rečne in jezerske megle pozimi).

c) Ohlajevanje vlažnega zraka pri dviganju na pobočjih (visoke megle; opažamo jih pogosto na višinah nekaj sto metrov, potem ko je prenehal dež).

d) Ohlajevanje zemljišča in zraka nad njim (jutranje megle).

e) Premikanje vlažnega in toplega zraka v hladnejša področja (advektivne megle pozimi v toplih sektorjih ciklonov).

f) Mešanje toplega in hladnega zraka med seboj, posebno če ima topli zrak visoko relativno vlago.

Čim začne sonce močno pripekati, se segreva tudi zrak. Vzporedno s tem začno razpadati megle, razen advektivnih, ki morejo biti dolgotrajne (na Atlantiku celo po nekaj tednov) in nastopajo pri oblačnem nebu in celo pri močnejšem vetru. Debelina meglenih plasti znaša v naših krajih povprečno okrog 100 metrov.

V nekaterih krajih so megle, predvsem one pod d) zelo pogoste. Posebno značilna je ta vrsta megle za ljubljansko kotlino. Na srečo je ta tip megle kratkotrajen, navadno izgine že pred 10. uro dopoldne.

V hribovitih predelih je večkrat težko ločiti meglo od oblakov tipa St. Kar je za opazovalca v dolini oblak, bo za opazovalca na hribu čisto navadna megla.

Pri slabši (redkejši) megli vidimo zelo pogosto nad seboj jasno nebo (tudi sonce in mesec), letalec pa vidi čisto razločno z višine orise zemljišča. Vendar je tudi v tem primeru horizontalna vidljivost precej slaba. Na to dejstvo opozarjam, ker je med mladimi letalci zahtevalo že precej žrtev. Vertikalna vidljivost v megli je v splošnem 2 do 3 krat večja od horizontalne. Nimamo pa danes še možnosti, da bi pilotu povečali vidljivost v megli.

Vidljivost ocenjujemo tako, da v raznih smereh okolice izberemo nekaj točk, oddaljenih 25 km do 50 km od mesta opazovanja. Pri vsaki priložnosti potem ugotavljamo, katero od teh točk še vidimo.

Jadralec naj se v vsakem primeru megle izogiba, ker mu je v njej orientacija težka, čeprav bo morda v času, ko še leti nad meglo, zelo pogosto videl zemljo. Ne sme pozabiti, da se takrat, ko leti v megli, nahaja že blizu zemlje in da v megli ne bo našel nobenih vertikalnih tokov. Če je le mogoče, naj pristane na terenu, ki ni pokrit z meglo, čeprav morda ni posebno ugoden.

VII. VREMENSKA SLUŽBA

Že dolgo časa je vreme, še bolj pa njegovo stanje v bližnji bodočnosti predmet splošne pozornosti. Pri sistematski obdelavi vremenskih elementov (temperature, zračnega tlaka, vlage, stanja neba in tal, oblakov, padavin, vetra itd.) so opazili, da so ti elementi med seboj v neki določeni zvezi, da se vreme ponavlja in da to ponavljanje kaže precej pravilnosti. Posledica te ugotovitve je cela vrsta vremenskih pravil. Da bi zbirka postala popolnejša in da bi pravila dobila tudi stvarne temelje, so že pred več kot 100 leti začeli s sistematskim opazovanjem vremena. Postavili so več meteoroloških postaj, ki so po večkrat dnevno opazovale potek vseh vremenskih elementov. Kot prvi rezultat teh sistematskih opazovanj je bila ugotovitev, da vreme ni odvisno od naključja in da potuje v Evropi v splošni smeri W — E. Pozneje, z razvojem brzojava, so te podatke začeli zbirati v meteoroloških zavodih in jih vnašati v posebne vremenske karte, ki so počasi postale osnova za vremenske napovedi. Z izpopolnjevanjem tehnike in izboljšanjem organi-

zacije je prišlo do visoko sposobne sinoptične vremenske službe, kakršno imamo danes.

Vremenske napovedi starega tipa so le prepogosto temeljile na ugibanjih, vreme je bilo v rokah neke višje sile. Kot zapuščino iz teh časov še danes radi uporabljamo celo vrsto pravil. Ta so z ene strani rezultat dolgoletnih krajevnih opazovanj posameznih vremenskih elementov, ki se pod danimi pogoji pravilno menjajo in si v nekem redu tudi sledijo, z druge strani pa temeljijo na dognanjih fizike. V obeh primerih imajo v glavnem krajevno vrednost in dobro služijo ob pomanjkanju drugih virov za približno določanje vremenskega značaja za sledečih 24 do 48 ur. Podajam nekaj takih:

1. Rdeče večerno nebo obeta lepo vreme, jutranje rdečilo pa naj bi bilo znak poslabšanja vremena.

Fizik razlaga to takole:

Pri lepem, stabilnem vremenu podnevi zaradi močnega segrevanja tal, izhlapi mnogo vode, ki se pomeša z zrakom. Ob sončnem zahodu, oziroma takoj za njim, morajo sončni žarki, ki še dosežejo zemeljsko površino, napraviti zelo dolgo pot poševno skozi našo atmosfero. Velika količina vodne pare v spodnjih zračnih plasteh absorbira večino ultravijoličastih in plavih svetlobnih žarkov, medtem ko žarki večje valovne dolžine, predvsem rdeči, prodirajo skozi atmosfero z manjšimi izgubami. Nebo bo pri takem stanju dobilo lepo, živordečo barvo.

Velik del te vlage se ponoči izloči iz zraka v obliki rose ali slane; zato je zjutraj ob sončnem vzhodu v zraku precej manj vlage, ultravijoličasti in plavi žarki utrpijo manjše izgube, jutranje nebo pa dobi čisto sivkastomodro barvo.

Opisani pojav opažamo le pri lepem, stabilnem vremenu in to takrat, kadar so tudi višje plasti atmosfere stabilne; zato pravilo v večini primerov drži.

Ako pa so gornji sloji atmosfere polni vodne pare, kar se dogaja zlasti pri prodiranju toplega in vlažnega tropskega zraka proti severu, v nižjih zračnih plasteh pa zaradi dnevnega izhlapevanja vlaga tudi poraste, so zvečer ob sončnem zahodu v zraku ogromne količine vodne pare. Vpijanje sončnih žarkov se pojača v vsem spektru, tako da nam od njega ostane le malo — in v takih primerih zaznava naše oko oranžno barvo zapadnega neba.

Ponoči se vlaga iz spodnjih zračnih plasti delno izloči, sončni žarki so zato pri sončnem vzhodu manj absorbirani, do nas pride velik del rdečega spektra, izgubljen je predvsem ultravijoličasti del. Za naše oči je nebo rdeče pobarvano.

Ker nastopa prodiranje tropskega zraka večinoma v zvezi s poslabšanjem vremena, nam tudi ta del pravila dobro služi. V 24 urah moremo pričakovati močnejšo oblačnost, včasih celo še padavine.

2. Oblaki Ci so prvi znak poslabšanja vremena, so predhodniki kompaktnega As-oblačnega sistema, ki mu sledi dalje St in končno Ns. Smer gibanja oblakov Ci je tudi približna smer potovanja vremenske motnje.

Venec okrog meseca ali sonca je posledica oblačnega sistema As, ki je navadno nadaljevanje oblakov Ci. Skozi oblake As se sonce in mesec še dobro vidita, povzročajo pa razpršitev (difuzijo) svetlobnih žarkov, kar ima za posledico venec. Padavine lahko pričakujemo v 12 do 24 urah.

Slojeviti oblaki St navadno sledijo prejšnjim in pomenijo poslabšanje vremena. So posledica stabilnih, toplih zračnih tokov, ki se pred toplo fronto aktivno dvigajo. Padavine nastopijo v 12 urah. V takem primeru so tudi gorski vrhovi večinoma že pokriti s sivim oblačnim plaščem (kapa). V ljubljanski okolici je tak vremenski prerok Krim, na Gorenjskem Stol, na Primorskem Nanos itd.

3. Ako se v dopoldanskih urah pojavijo na nebu grmadasti oblaki Cu, pričakujemo med popoldnevom toplotno ali planinsko nevihto. Slednje se morejo pojaviti celo v prvih nočnih urah. Atmosfera je nestabilno (labilno) slojevita. To pravilo velja posebno za kraje, kjer so nevihte bolj pogoste. Jadralec bo take primere izkoristil, ker more upravičeno pričakovati dobro termiko.

4. Razni periodični vetrovi lokalnega značaja (v hribih danjik in nočnik, na morju maestral in burin itd.) pred poslabšanjem vremena izostanejo. Lokalna zračna cirkulacija se namreč prilagodi bližajočemu se ciklonskemu sistemu. Tudi v krajih, kjer je navadno tišina, opažamo ob približevanju depresij ojačane vetrove iz smeri E in S.

5. Pojavi na zemlji:

a) Pred spremembo (poslabšanjem) vremena postanejo razne žuželke nemirne. Pajek n. pr. izgine v svojo luknjo, muhe

so sitne itd. Pojav je fiziološke narave in ga povzroči padec zračnega tlaka in porast vlage.

b) Ljudje, ki so podvrženi raznim revmatičnim obolenjem, trganju in vnetjem, dalje taki, ki so imeli polomljene kosti itd., čutijo pred poslabšanjem vremena bolečine (trganje). Tudi ta pojav je fiziološke narave in je močno subjektiven.

c) Pri poslabšanju vremena se širi smrad iz kanalov, stranišč, greznic itd. Zaradi splošnega padca zračnega tlaka udarja zrak iz takih objektov (zemlje) prepojen z elementi smrada na površino.

d) Posebej za Jadransko morje: voda pri poslabšanju vremena narašča. Ta pojav je deloma v zvezi s padcem zračnega tlaka, glavno vlogo pa imajo pri tem močni južni vetrovi (široko), ki potiskajo velike količine morske vode iz Sredozemskega morja v zaprti jadranski bazen.

e) Motnje v radijskih aparatih, oziroma v nalašč za to zgrajenih pripravah prenehajo, ko se približa topla fronta (stabilna slojevitost zraka brez vertikalnih tokov), zato pa se močno jačajo, ko se približa hladna fronta ali okluzija (področja vertikalnih tokov).

6. Instrumenti (termo-, baro- in higrometer), ki so dostopni širši javnosti, so v splošnem dobri vremenski preroki. Velja naslednje:

a) Izboljšanje vremena nastopi, če barometer raste, če je absolutna vlaga nizka ali pada (relativna vlaga je visoka), če temperatura pada pri obračanju vetrov na W in N.

b) Vreme se bo poslabšalo, če barometer pada, če absolutna vlaga raste in relativna pada, če temperatura pozimi raste in poleti pada, če se pojavijo vetrovi iz I. in II. kvadranta.

c) Stabilno vreme pričakujemo pri visokem zračnem tlaku, severnih in zahodnih vetrovih, nizki absolutni in visoki relativni vlagi, pri nizki temperaturi pozimi in visoki poleti.

č) Pri jasnem vremenu in zadostni vlagi je mogoče, da se najnižje plasti zraka ponoči ohladijo tako močno, da se v jutranjih urah, ko je temperatura najnižja, pojavi megla, namesto rose pa slana. Za take primere obstajajo posebne tabele, ki podajajo verjetnost megle ali slane. Pri uporabi tabel so potrebni elementi: temperatura zraka in vlaga pri sončnem zahodu in verjetna ohladitev med nočjo.

Od instrumentov, ki so dostopni javnosti, omenjam barotbemometer, to je kombinacija dveh termometrov, ki prav tako nima stvarne vrednosti, kot jo nimajo napisi »lepo«, »stanovitno« itd. na barometrih.

Hišica z moškim in žensko je le bolj igračka in okrasni predmet. Temelji na pojavu, da se vsukana struna iz živalskega črevesa pri povečanju vlage v zraku odvijaja (neke vrste higrometer).

Strogo je ločiti od vremenskih pravil vremenske vraže, ki so med ljudstvom močno razširjene, n. pr.:

Pri mladem mesecu naj bi bilo vreme večinoma lepo, pri zadnjem kraju slabo; pri mesečevih menah naj bi se menjalo tudi vreme. Statistično je dokazano, da ta trditev ne drži. Med ljudstvom velja prvi krajec (tudi polna luna) za nosilca lepega vremena predvsem zato, ker je viden zvečer, ko ljudje še ne spe, dočim je zadnji krajec, ki je viden v zgodnjih jutrajnih urah, manj dostopen splošnemu opazovanju.

Isto vrednost ima tudi vera, da mesec razganja oblake. To bi mogli trditi v posebnih primerih le za sonce, ki s toplotnimi žarki omejuje kondenzacijo. Splošno je znano, da proti večeru razpadajo oblaki vertikalnega razvoja (tipa Cu), ki jim je s sončnim zahodom usahnil dotok nove energije z zemeljske površine, pa naj mesec sveti ali ne.

Stoletni koledar in pratika imata le še muzejsko vrednost.

Mnogo je še takih vraž, ki se opirajo na posamezne koledarske dneve in razne svetnike, vendar so za našo prakso neuporabne. V vsakem primeru jih visoko nadkriljuje današnja dobro organizirana splošna in posebna meteorološka služba.

Večina držav ima široko razpredeno mrežo meteoroloških postaj (njihova medsebojna razdalja naj ne znaša več kot 50 kilometrov). Na teh postajah se vrše v točno odrejenem času (glavni termini ob 7., 13. in 19. uri, pomožni ob 1., 4., 10., 16. in 22. uri) opazovanja vseh meteoroloških elementov (zračni tlak, temperatura zraka in njegova vlaga, veter s podatki o hitrosti in smeri, stanje neba in zemeljske površine, stanje vremena, vidljivost, po dvakrat na dan količina padavin in enkrat trajanje sončnega sija). Na važnejših postajah se dodajajo še poročila o vetrovih, temperaturi in vlagi na višinah. Ti podatki se potem s pomočjo posebnih ključev (šifer) dostavljajo centrom in od tam preko dodeljene radioslužbe v svet.

Najnavadnejši sistem šifer predstavljajo skupine od $5 \times 5 = 25$ številke za vsako postajo. Prve tri številke prve skupine označujejo meteorološko postajo, na katero se ti podatki nanašajo. Take podatke od večjega števila postaj vnesemo s pomočjo raznih znakov (simbolov) v mrežasto (skeletno) karto, tako da dobimo na njej grafično dobro predočeno stanje za določen čas.

Zaradi boljšega razumevanja postopka podajam primer takega vremenskega poročila. Telegrafist je prejel:

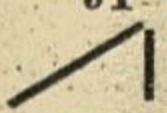
70622 91654 04588 17718 83012

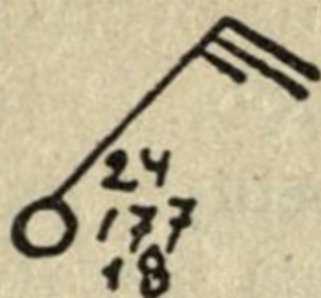
Prve tri številke prve skupine (706) označujejo meteorološko postajo, v našem primeru je to Ljubljana. Na mrežasti karti poiščemo njen položaj. Navadno ga označimo s kolobarčkom. V tretji skupini dobimo od prvih dveh številke (04) smer vetra, t. j. NE, ki jo označimo s črtico proti kolobarčku. Tretja številka (5) nam da jakost vetra po Beaufortovi skali. Na že postavljeno črtico dodamo dve daljši in eno krajše peresce:



V četrti skupini dajo prve tri številke (177) podatek za zračni tlak v desetinkah mb, stotice in tisočice so izpuščene. Zračni tlak znaša torej 1017.7 mb. Poleg kolobarčka vpišemo samo številke 177. Od četrte in pete številke (18) iste skupine dobimo vrednost za temperaturo zraka; tudi to vpišemo poleg postaje:



V peti skupini pokaže tretja številka (0) barometrično tendenco. Ničla nam pravi, da se je barometer v zadnjih treh urah najprej dvigal in potem padal. Ta podatek označimo z znakom  poleg vrednosti za zračni tlak. Vrednost tendence, t. j. razlika med sedanjim stanjem barometra in stanjem pred tremi urami, dobimo od zadnjih dveh številke (12) iste skupine, izraženo v petinkah mb, t. j. barometer se je v zadnjih treh urah dvignil za 2.4 mb. Navadno napišemo številko iz šifre nad vrednost za barometrični tlak:



lahko pa tudi

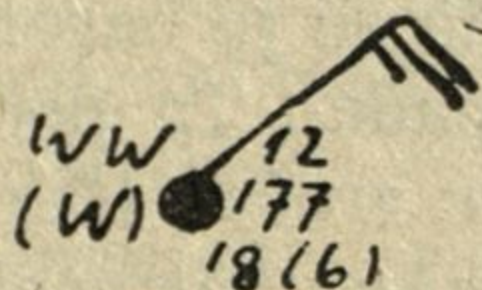


Negativne tendence, t. j. padanje barometra vpišemo z rdečilom.

V drugi skupini da tretja številka (6) podatek za vidljivost. Vpišemo jo v oklepaju poleg temperature. Od prvih dveh številk iste skupine (91) dobimo splošno stanje vremena, ki ga tudi označimo blizu kolobarčka s simbolom (v našem primeru je vstavljena splošna oznaka WW). Za dež rabimo simbol • , za sneg * , za meglo ≡ itd.



Četrta številka (8) tretje skupine poroča o preteklem vremenu. Tudi to vpišemo pod (WW). Za naš primer sem uporabil splošno oznako (W). Peta številka iste skupine nam pove, da je nebo popolnoma oblačno. To označujemo s tem, da kolobarček počrnimo:



Po potrebi dodamo še simbole za nizke in srednje oblake, o katerih nam poročata četrta in peta številka (22) prve skupine, dalje podatke za vlago (prva številka pete skupine — 8) itd.

Zaradi boljše preglednosti uporabljamo več barv (črno, rdečo, zeleno).

Poleg takega splošnega ključa razpolaga meteorološka služba še s celo vrsto posebnih ključev, od katerih se dobršen del nanaša na stanje vremena v višjih slojih atmosfere s posebnim ozirom na letalstvo.

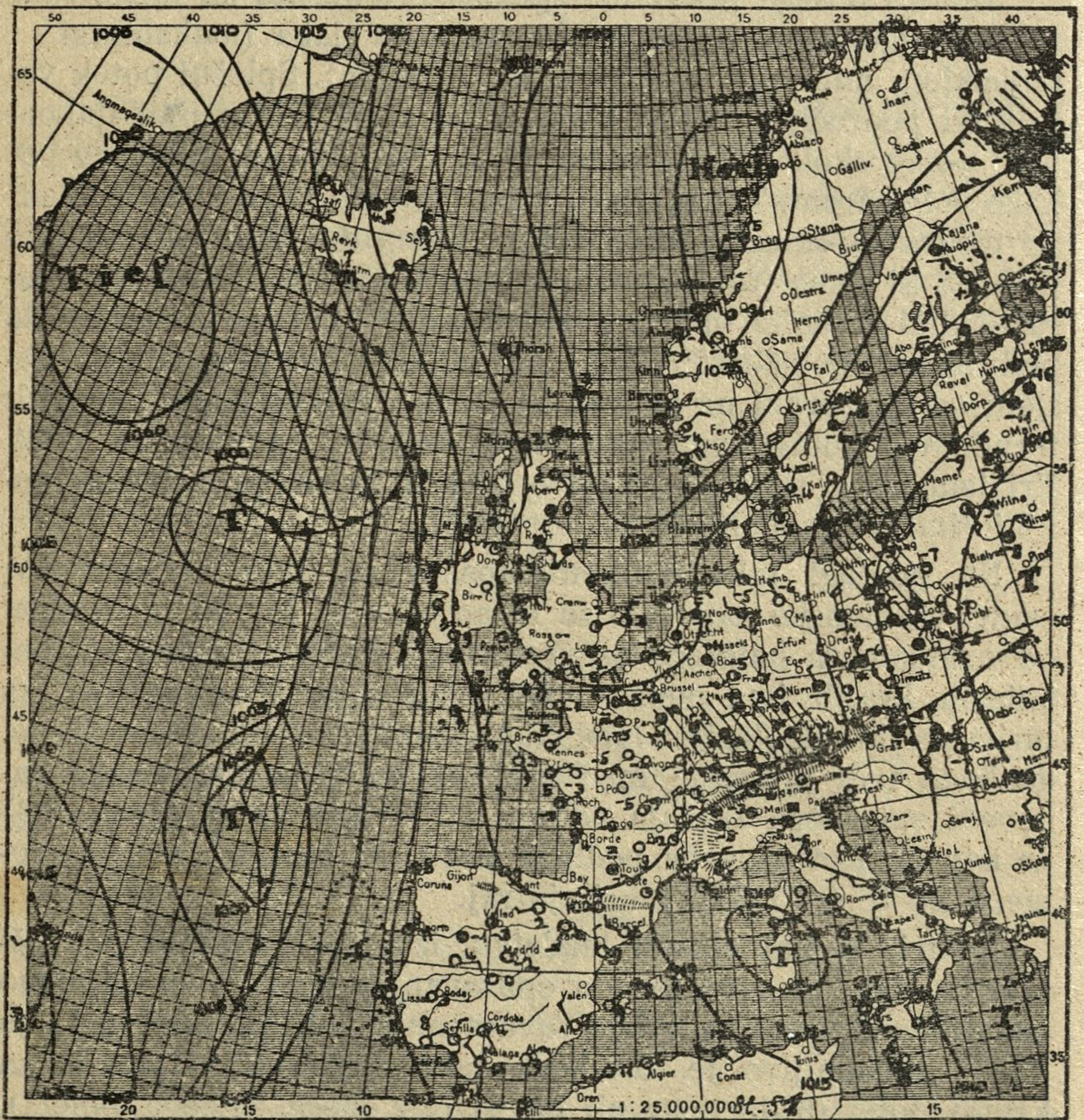
Ko je mrežasta karta izpolnjena, izvlečemo približne izobare in šele potem začnemo temeljito proučevati vremensko stanje (analiza).

Analiza obsega predvsem splošno orientacijo na karti. Sem spadajo ugotovitve o razporedu zračnega tlaka (maksimum — anticiklon, minimum — depresija — ciklon). Splošni potek vetrov od področij z višjim v področja z nižjim zračnim tlakom nam poleg skokov v temperaturi in vrst oblačnih sistemov pokaže potek front. Te začrtamo v karti (toplo fronto rdeče, hladno modro in okluzijo vijoličasto). Zatem definitivno izvlečemo izobare, ki se na frontah lomijo. Fronte predstavljajo meje med različnimi zračnimi masami, katerih karakteristike moramo do podrobnosti določiti. Pri tem nam odlično služijo podatki, dobljeni od opazovanj na višinah in pa že izdelane karte starejših terminov. Ugotavljamo premikanje depresij in njihovih front. Pri tem bomo posebno pazljivo proučili področja z močno menjajočimi se meteorološkimi elementi.

Na podlagi tako dobljenih osnov izdajajo meteorološki centri vremenske napovedi za točno odrejen čas, ki je odvisen od namena, za katerega se vremenska napoved izdaja. V nekaterih krajih ima meteorološka služba posebne naloge: za turistikó, klimatologijo, medicino, kmetijstvo itd. Naravno je, da bodo tudi prognoze upoštevale te potrebe. Vremenske napovedi splošnega značaja veljajo v glavnem za 24 (redko 36) ur naprej. Kot osnovna podlaga jim služi navadno stanje vremena ob 8. (= 7 GMT) uri zjutraj.

Centri, ki naj služijo letalstvu, izdajajo prognoze po večkrat na dan (za vsak termin opazovanja) in samo za odrejeno področje, obvezno pa vršijo zavarovanje poti, po katerih letijo letala. Razumljivo je, da bodo take napovedi veljale le za krajšo dobo (3 do 6 ur ali pa za čas enega samega poleta), bodo pa zato bolj izčrpne. V njih bodo navedeni vetrovi v raznih zračnih plasteh, oblačnost in turbulenca bosta defini-

rani po višini, vrsti in obsegu, sploh je v njih vse, kar zanima pilota in kar potrebuje v zraku. Da bo delo take meteorološke službe uspešnejše in točnejše, obstajajo vsaj na večjih letališčih posebni letalski oddelki, ki izvršijo dnevno vsaj po en polet v višino (do 5000 m) s potrebnimi instrumenti (meteorografi) za ugotovitev stanja atmosfere. V najnovejšem času take polete že pogosto nadomeščajo radiosonde. Tudi take podatke odstopajo obveščevalni službi.



Sl. 51

Dolgoročne vremenske napovedi niso povsem zanesljive, imajo predvsem splošni informativni značaj in temelje na posebnih metodah. Take napovedi je za Evropo pred vojno izdajal nemški meteorološki institut v Homburgu za 10 dni naprej, vendar samo poleti; med vojno pa so skoraj vse večje države imele v sestavu svojega letalstva posebne meteorološke skupine, ki so za potrebe operativnega vojnega vodstva izdajale prognoze za čim daljšo dobo. Take dolgoročne vremenske napovedi bodo zelo dobro koristile tudi našim jadralnim centrom, ki jim bo na ta način omogočen boljši raspored dela pri izobrazbi letalskih kadrov.

Da se olajša delo pri splošnem studiju meteoroloških kart v posameznih centrih, so začeli nekateri višje organizirani meteorološki instituti, ki imajo največ možnosti, izdajati meteorološke konzultacije, t. j. v zgoščenem tekstu podano splošno vremensko stanje z njegovo verjetno spremembo. S tem je slabše organiziranim centrom prihranjeno delo pri preučevanju splošnega stanja in jim ostane več časa za preučevanje lokalnih sprememb.

Podajam vremensko karto švicarskega meteorološkega instituta v Zürichu za 22. januar 1947, ki je namenjena široki javnosti (slika 51).

Na tej karti vidimo grafično predočeno stanje vremena za 0730 tega dne. To nam pove, da se je zadnji člen ene ciklonske družine odmaknil že precej daleč v Poljsko. V srednji Evropi je od njega ostala samo še neizrazita hladna fronta, ki poteka preko Slovaške in se naslanja na vzhodne obronke Alp. Južno od te fronte opazamo precej meglà (topel zrak), severno od nje pa sneži. Ostanki te ciklonske družine se opazajo še v Sredozemskem morju v obliki dveh slabih sekundarnih depresij (nad Sicilijo in Grčijo). Anticiklon s središčem nad Norveško omogoča vdor hladnega zraka v Evropo, ki se čuti že v Koroški. Ker spada ta anticiklon v skupino polarnih maritimnih zračnih mas, ohlajevanje ni tako občutno. Nova ciklonska družina nad Atlantskim oceanom (od južnega Grönlanda do Azorov) je še dovolj daleč. Njen vpliv pa se že pozna na zahodnih evropskih obalah v obliki okrepljenih SE in S vetrov. Meteorolog je situacijo opisal takole (v prevodu):

»Evropski anticiklon na severu se je še nekoliko pojačal, v splošnem pa je ostal bistveno nespremenjen. Na njegovi

vzhodni strani je prodrl hladnejši zrak do naših krajev (= do Švice). Ta povzroča, da v vzhodni Švici slabo sneži. Področje nizkega tlaka na Atlantiku je še brez vpliva na naš kontinent.«

Na podlagi teh ugotovitev je bila izdana vremenska napoved, veljavna do o p o l d n e 23. januarja 1947:

»Spremenljiva, včasih močnejša oblačnost. Neznatne količine snega v posameznih krajih Jure, Alp in na vzhodu. Temperatura brez spremembe ali pa bo nekoliko padla.««

Taka vremenska napoved zadostuje za normalne potrebe, za katere je tudi bila izdana, ni pa še uporabna za letalstvo, ker so njene ugotovitve le preveč splošnega značaja.

B. POSEBNI DEL

VIII. TERMIKA

Pod izrazom termika razumemo v jadralnem športu tiste vertikalne tokove, ki nastopajo zaradi temperaturnih razlik, oziroma zaradi termičnega neravnotežja. Ker je takih primerov več vrst, govorimo tudi o raznih termikah:

1. sončna ali čista termika,
2. večerna termika,
3. oblačna termika,
4. frontalna termika,
5. obalna termika,
6. vetrovna termika itd.

a) Sončna ali čista termika.

S sončno termiko moremo računati ob jasnih poletnih dneh v času med 9. uro zjutraj in sončnim zahodom. Pod kakšnimi pogoji?

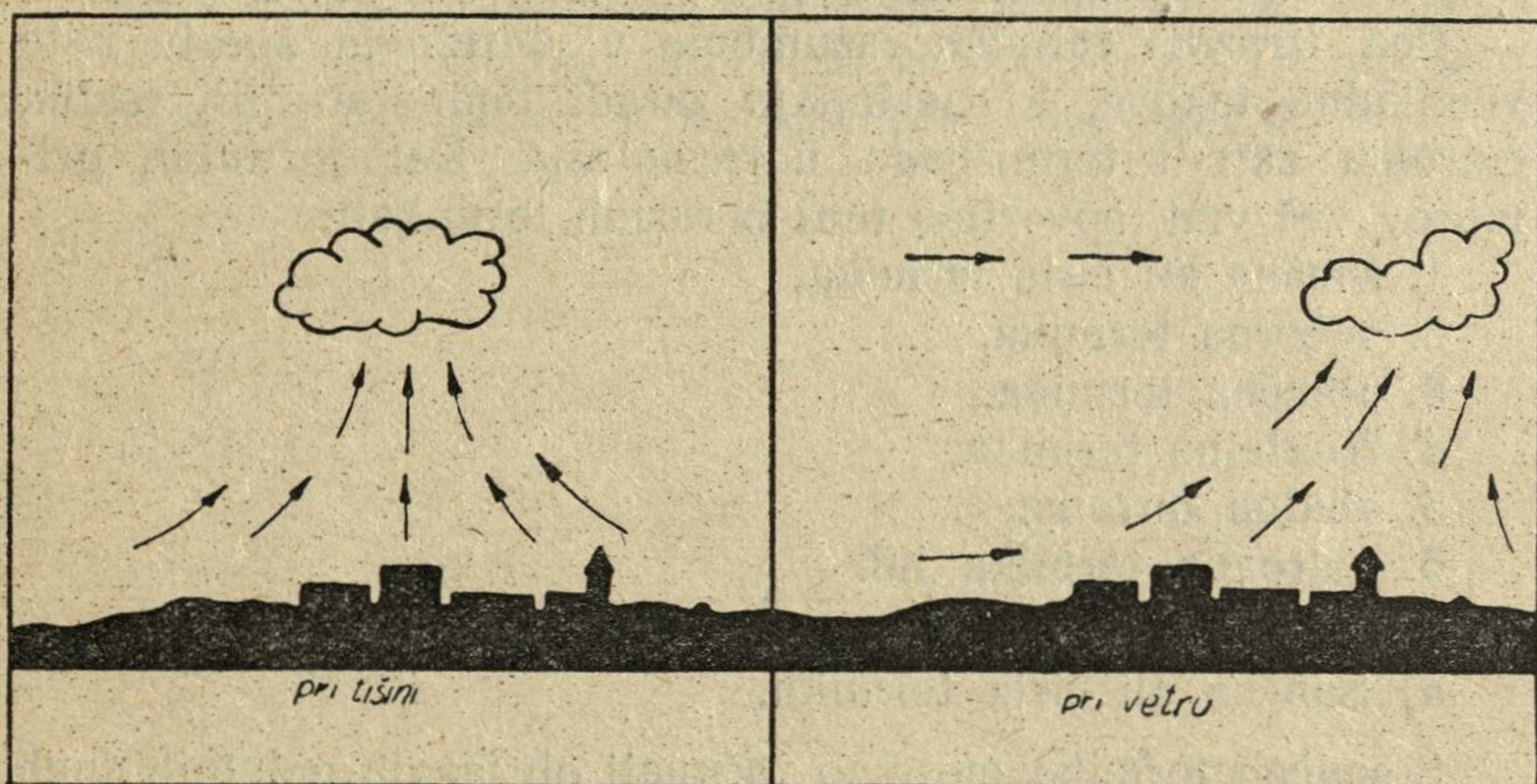
Tla morajo biti raznolika in neenakomerno segreta. Za to skrbi v zadostni meri narava sama. Najmočnejše in najhitreje se segrevajo peščena tla, zatem neobrasla orna zemlja in žitna polja, najslabše gozdovi, vodne površine in močvirja. Nemajhno vlogo ima pri tem tudi nagib zemljišča proti soncu. Sorazmerno se potem segreva tudi zrak nad zemljiščem.

Zračna masa mora biti homogena, t. j. brez inverzij, ker inverzije vertikalne tokove omejujejo, da, celo preprečujejo. Tudi temperaturni gradient po višini mora biti čim večji, ker sicer prehitro nastopi izravnava. Minimalni toplotni gradient zraka, ki se bo dvigal, mora znašati v začetku (pri zemlji) 0.034°C na 1 m, sicer je trenje močnejše od vzgona.

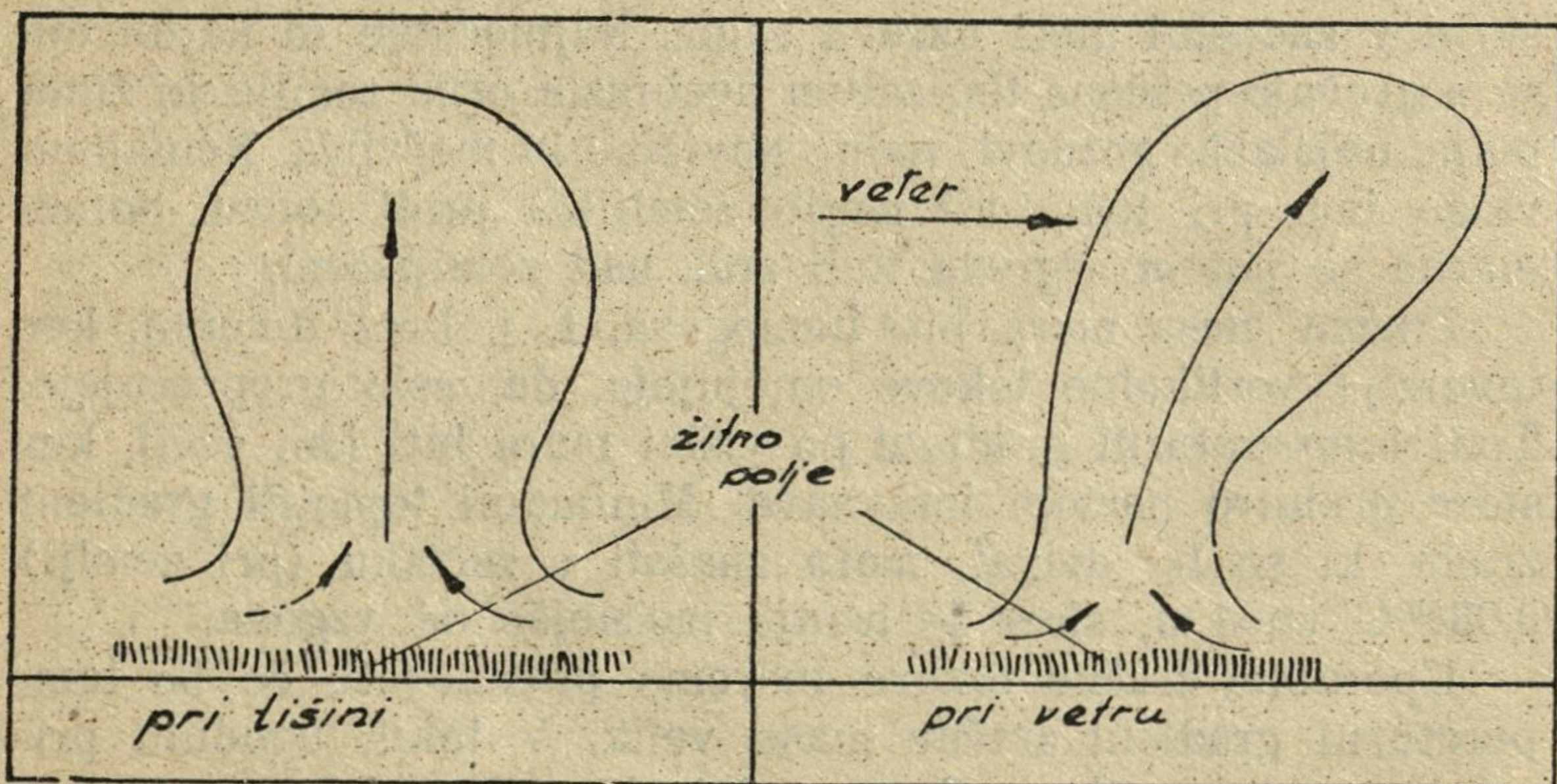
Uporabne zračne tokove moremo pričakovati, če bo temperaturni gradient zračne mase velik. V takih ugodnih primerih najdemo okrog 8. ure zjutraj gradient okrog 1°C na 100 m, v popoldanskih urah pa se dvigne celo na 1.2°C na

100 m. Navadno opažamo obenem na nebu močne konvektivne
oblake Cb.

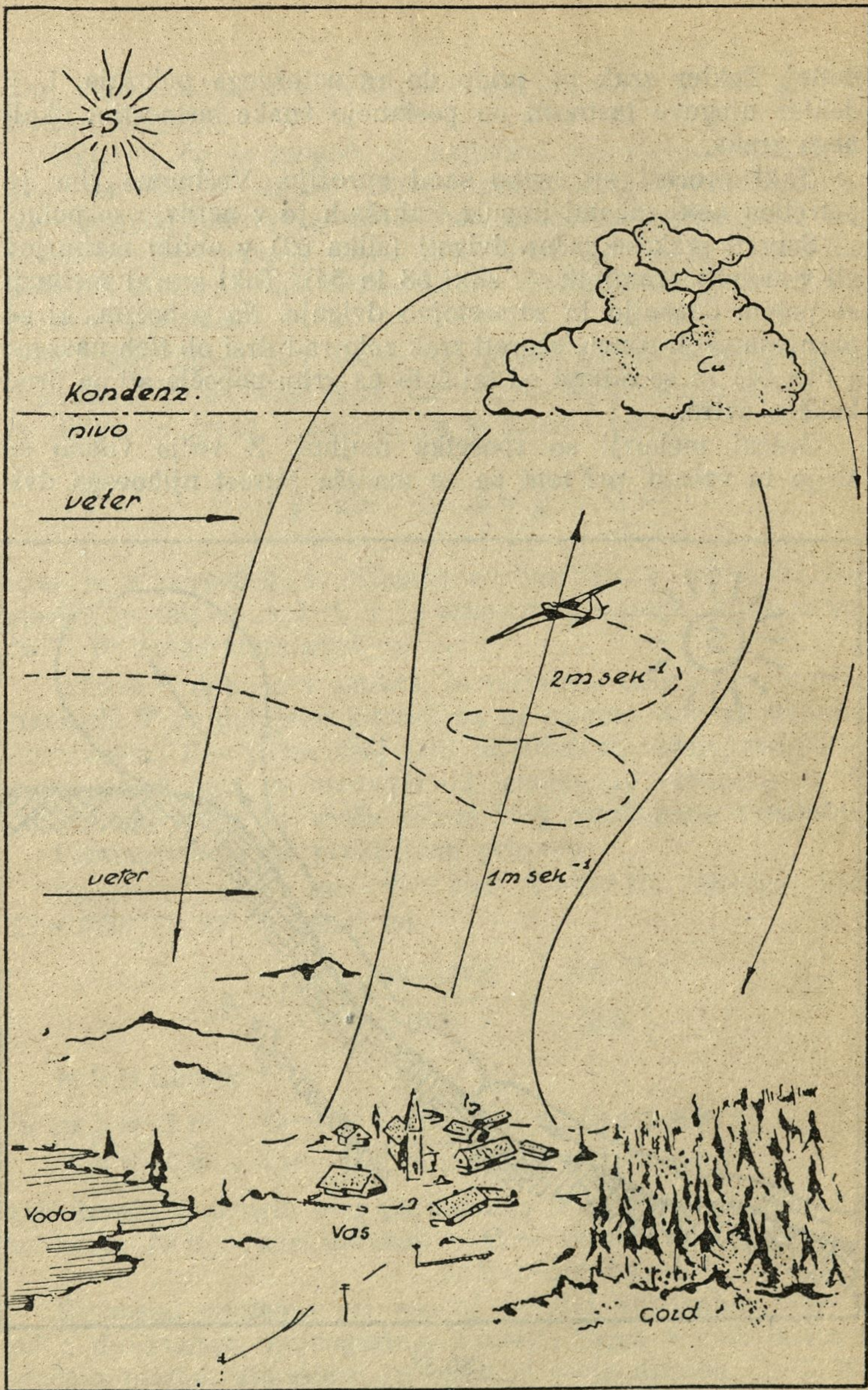
Po fizikalnih pravilih in zakonih narava sama od sebe
stremi po ravnotežju in popolnoma razumljivo je, da sta dva
po toploti in po gostoti različna soseda nemogoča. Pri to-
plejšem (redkejšem) zraku se javlja tendenca dviga = vzpon,
pri hladnejšem tendenca pada = spust. Ta tendenca traja vse



Sl. 52



Sl. 53

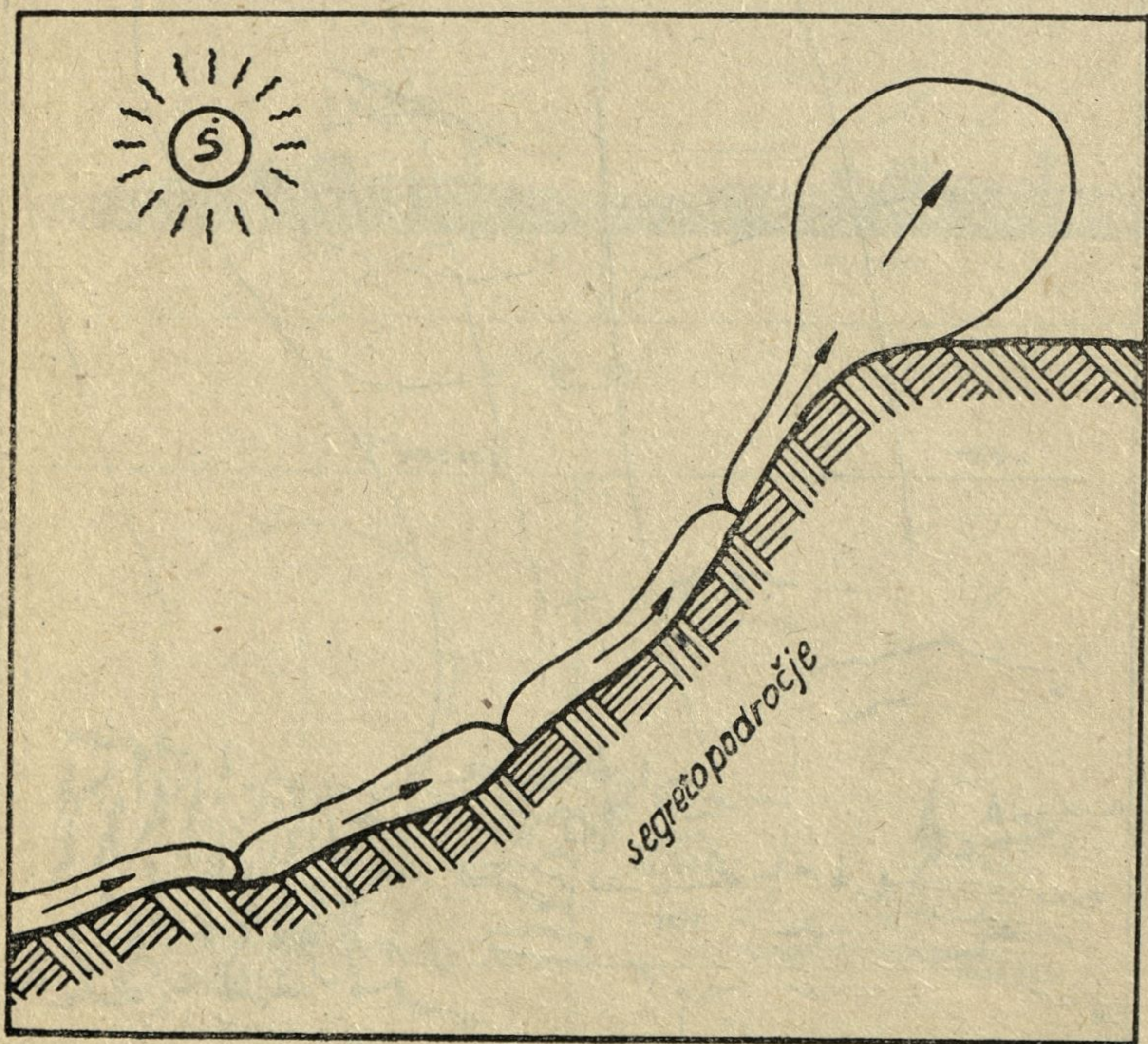


dotlej, dokler zrak ne pride do ravnotežnega položaja, t. j. dokler njegove lastnosti ne postanejo enake lastnostim okolnega zraka.

Taki procesi se redko sami sprožijo. Večinoma jim je potreben neki začetni impulz, kakršnih je v naravi vse polno.

Segreti zrak se začne dvigati (slika 52) v obliki mehurjev ali v stolpih (kaminih — sliki 53 in 54). Taki zračni mehurji se potem odcepijo in samostojno dvigajo. Na pobočjih, ki so obrnjena proti soncu, segreti zrak zelo rad drsi ob tleh navzgor (slika 55) in se odlepi od tal šele na vrhu pobočja ali pa pred kakšno oviro.

Zračni mehurji so spočetka majhni. Z večjo višino se širijo in večajo, pri tem pa se manjša hitrost njihovega dvi-



Sl. 55

ganja (povečanje čelnega odpora, ker se znatno poveča presek takega mehurja).

Dejstvo, da je mogoče z majhnimi jadralnimi letali krožiti brez občutne izgube višine v krogih okrog 30 m polumera, naj nam bo merilo za uporabnost zračnega mehurja ali kamina. Zračni mehurji imajo na višinah do 500 m povprečno polumer do 60 m, nad 500 m pa do 150 m. So torej v vsakem primeru uporabni.

Kakšno hitrost (C) doseže tak mehur ali dvigajoči se zrak v kaminu, je odvisno samo od razlike temperature zraka, ki se dviga, in zraka v okolici. Za to imamo izraz:

$$C = \sqrt{2ah} \quad \text{in} \quad a = g \cdot \frac{T - T_1}{T_1}$$

kjer je a pospešek, h višina v centimetrih, g zemeljski pospešek = $981 \text{ cm} \cdot \text{sek}^{-2}$, T je temperatura zraka, ki se dviga in T_1 je temperatura okolice.

Hitrost C dobimo v cm/sek, če vzamemo tudi h in a v centimetrih. Tako dobljene hitrosti pa ne smemo šteti za stvarne, ker razlika $T - T_1$ na vsej poti navadno ni znana, večinoma pada, poleg tega pa moramo od izračunane vrednosti za C odšteti še trenje, ki znaša okrog 25% izračunane vrednosti.

Poizkusimo to na praktičnem primeru:

Opazovani zrak ima $T = 303^\circ$ (= 30° C), okolica ima $T_1 = 300^\circ$ (= 27° C), tedaj bo

$$a = 981 \cdot \frac{303 - 300}{300} = \frac{981 \cdot 3}{300}$$

$$= 9.81 \text{ cm/sek}^{-2}$$

$$\text{in za } h = 1 \text{ m} \dots C_1 = \sqrt{2 \cdot 9.81 \cdot 100} = 44 \text{ cm} \cdot \text{sek}^{-1}$$

$$h = 10 \text{ m} \dots C_2 = \sqrt{2 \cdot 9.81 \cdot 1000} = 140 \text{ cm} \cdot \text{sek}^{-1}$$

radi trenja in drugih ovir pa moramo te hitrosti zmanjšati še za okrog 25%. Tako dobimo — $C_1 = 33 \text{ cm} \cdot \text{sek}^{-1}$

$$\text{in } C_2 = 105 \text{ cm} \cdot \text{sek}^{-1}$$

Dejansko opažamo pri sončni termiki vertikalne hitrosti od 2 do 4 m/sek, najpogosteje 2 m/sek. Samo v zelo labilnih zračnih plasteh atmosfere so opažane večje hitrosti. Prof. W.

Georgii je na podlagi svojih merjenj prišel do naslednjih podatkov:

| | | | |
|-----------|---------|-------------|---------------------------|
| višina h: | 0—242 | da hitrost: | +0.18 m/sek ⁻¹ |
| | 242—316 | | +0.63 m/sek ⁻¹ |
| | 316—698 | | +1.35 m/sek ⁻¹ |

Te številke predstavljajo srednje vrednosti, katere je prof. Georgii našel pri svojem delu v sestavu nemških jadralnih skupin ob Renu.

Suh zrak se dviga po suhi adiabati, t. j. njegova temperatura pada za 1° C na 100 m višine. Le redko bomo našli v okolni atmosferi tako visok toplotni gradient. Navadno bo občutno manjši; v svoji srednji vrednosti znaša samo 0.5° C na 100 m. Z drugimi besedami: Razlika med temperaturo dvigajočega se zraka in temperaturo okolice se bo z višino manjšala; zrak, ki se dviga, se približuje svojemu ravnotežnemu položaju. Če pa se včasih le pojavi velik temperaturni gradient v zračni masi, tedaj se razlika večja, t. j. hitrost dviganja raste (seveda do določene meje, ko postane trenje močnejše od vzgona). V takih primerih moramo pri zadostni vlagi računati s težkimi elementarnimi nezgodami.

Omenjam še toplotne inverzije in izotermije kot ovire, ki jih slaba termika ne more prebiti.

Veter vpliva na termiko takole:

1. Zračni kamini niso več vertikalni, postanejo poševni z nagibom od vetra. Pri močnejšem vetru bomo mogli opazovati večinoma samo še samostojno se dvigajoče zračne mehurje, ki potujejo prav tako z vetrom.

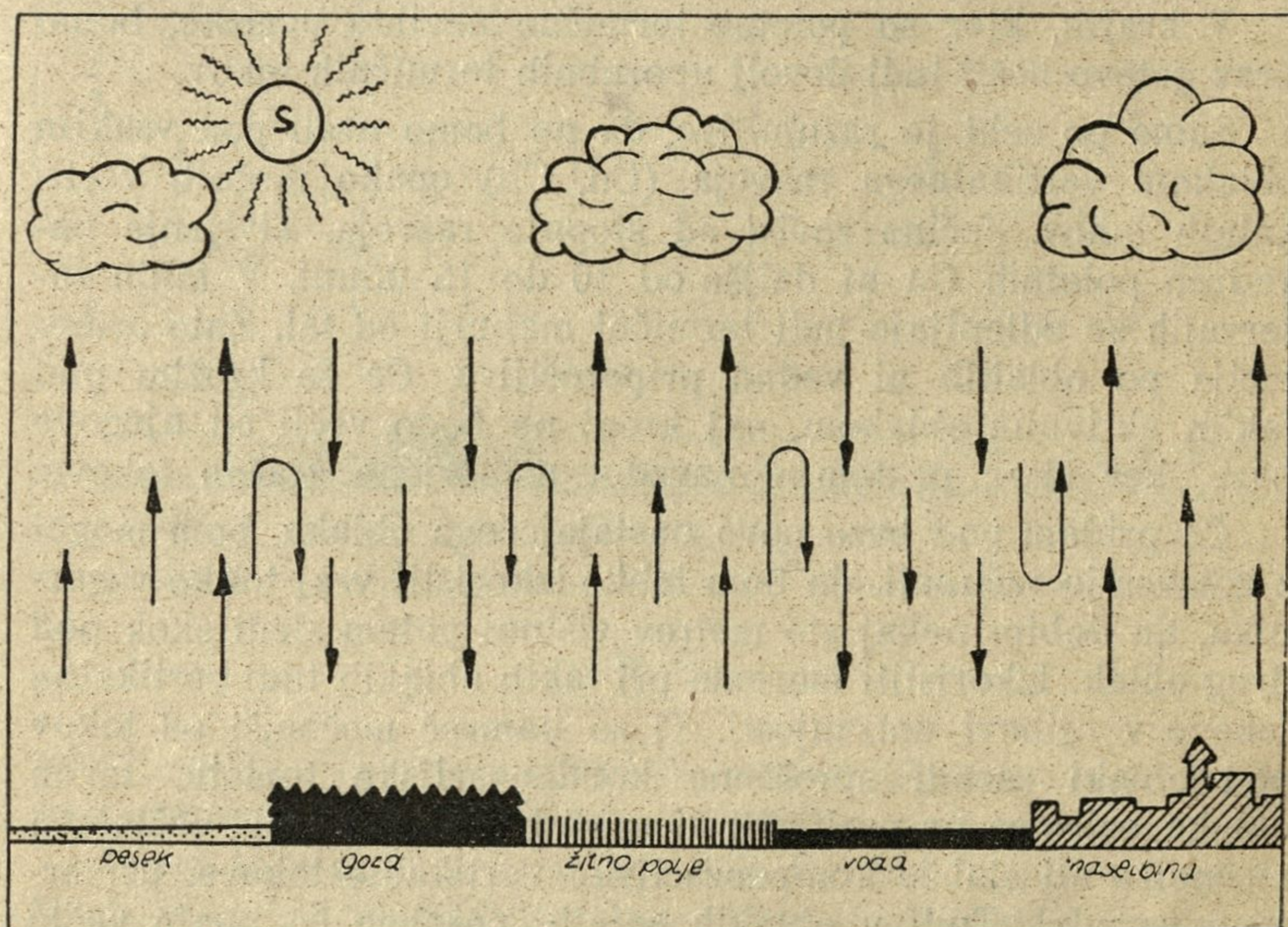
2. Zaradi hitrejšje izmenjave zraka pri tleh ta ni več tako močno segret; pojavljajo se manjše toplotne razlike. Temu primerno bodo tudi vertikalni tokovi slabši.

3. Zračni mehurji se pri močnejšem vetru zelo pogosto od dvajajo od zemlje. Zato so majhni in se radi pomešajo s svojo okolico — izginejo (turbulenca). Takih primerov najdemo v praksi precej, ko pri močnem vetru letimo na majhni višini in se čudimo, zakaj je tam zrak tako nemiren.

Pri sončni termiki je razpored vertikalnih tokov nepravilen, odvisen je predvsem od vrste terena. Če nastopa s pojavom oblakov, so tudi ti (Cu) nepravilno posejani po nebu. Barogrami kažejo velike višinske razlike.

Kje pa naj iščemo dobro termiko?

Vedeti moramo, da se vsak svet ne segreva enako močno, zato tudi ne moremo povsod pričakovati enake termike. (sl. 56).



Sl. 56

Najboljši tereni so gole površine, n. pr. peščene sipine, neobrasle njive, naselja (mesta, tovarniški kompleksi), potem žitna polja in končno travniki. Nikakor pa ne moremo pričakovati dobre sončne termike nad gozdovi, močvirji in vodo. Sploh močvirnata tla z visoko talno vodo zelo ovirajo termične tokove, pospešujejo pa navzdol usmerjene hladne tokove.

Če to vemo, bo že lažje. Tudi ptice roparice, metulji itd. nam pomagajo. Ure in ure lebdijo nepremično v zraku. Pojdi do njih in za njimi! Zanesljiv znak je tudi oblak Cu, vendar ne samo eden. Pod takimi oblaki boš v njihovi začetni fazi (glej sliko 42) gotovo našel dober vzgornik. Če so taki oblaki dosegli že končno fazo svojega razvoja in pričeli razpadati, kar pomeni, da je vertikalni tok od zemlje prenehal, seveda tudi vzgornika ne bo več pod njimi.

Dalje, če sem včeraj nad nekim terenom našel dober vzgornik, ga bom pod istimi pogoji zelo verjetno našel tudi danes.

V krajih, kjer so poletne termične nevihte pogoste, bomo prav gotovo našli tudi dovolj uporabnih termičnih tokov.

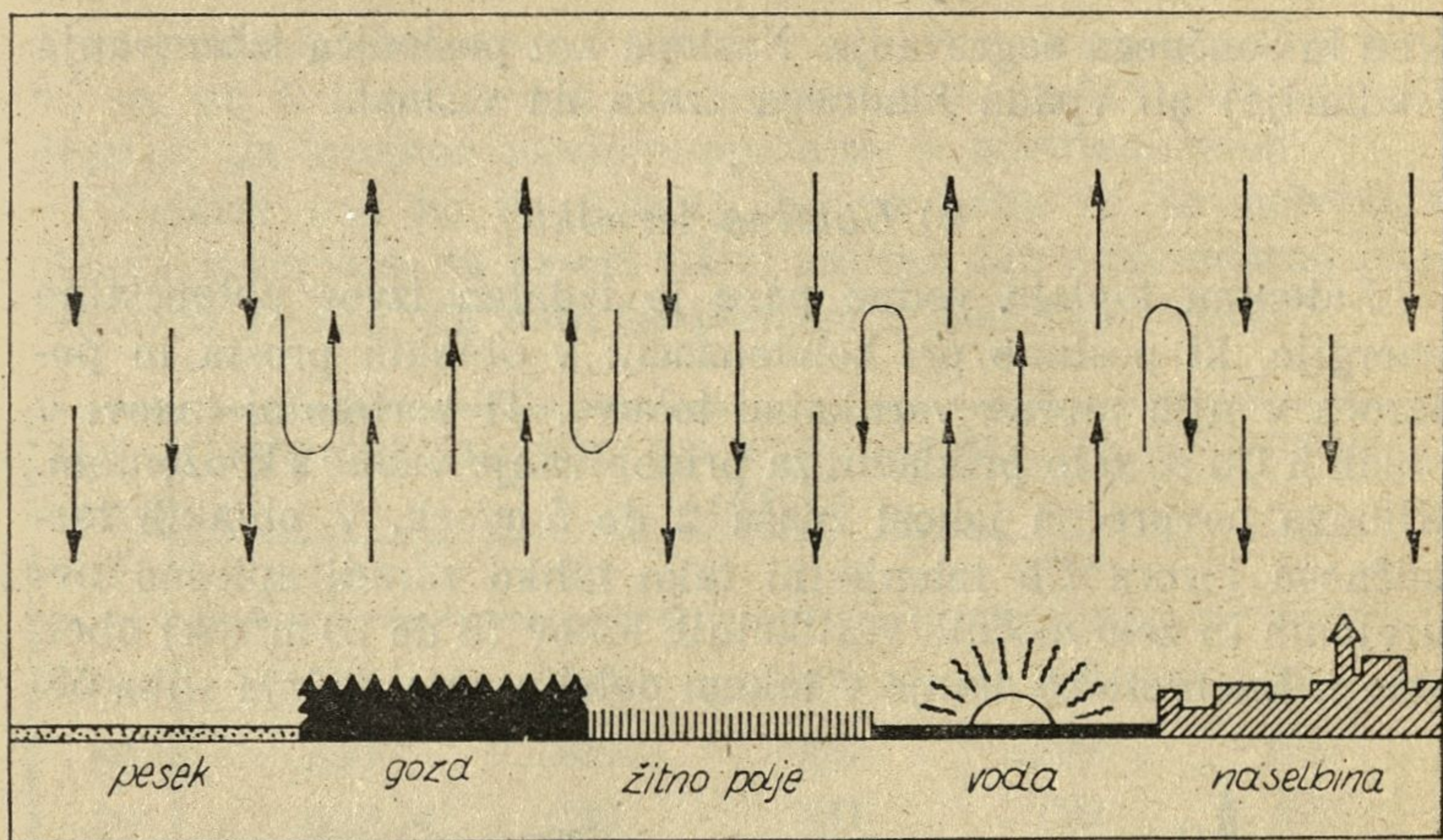
Samo po sebi je razumljivo, da ne bomo našli pod vsakim oblakom vertikalnega razvoja (Cu, Cb) enako močnih vertikalnih tokov. Jačina zavisi od stopnje razvoja. Življenje navadnih poletnih Cu ni daljše od 10 do 15 minut. V takih intervalih se odlepljajo tudi termični mehurji od tal. Zato orientacija po oblakih ni vedno priporočljiva. Če že krožim pod takim aktivnim oblakom, naj krogi ne bodo večji od njegove baze, ker sicer pridem v navzdol usmerjene zračne tokove.

Če pridem pod bazo novo nastajajočega oblaka, bom mogel z gotovostjo računati, da bom lahko izkoristil vsaj toliko vzgornika, da dobim nekaj sto metrov višine: potem sledi skok pod drug oblak. Izkoristiti moremo pri takih oblakih tudi vertikalne tokove v njihovi notranjosti. Ti so namreč močnejši od tokov pod oblaki zaradi sproščene kondenzacijske toplote. Izven oblaka, oziroma na periferiji njegove baze, bom našel večinoma močnejše ali slabše kompenzacijske vertikalne tokove, usmerjene navzdol. Tudi v oblakih samih, posebno če imajo večje dimenzije, nahajamo take navzdol usmerjene tokove. Na takih mestih bo baza oblaka neravna in, rekel bi, nazobčana, medtem ko je na mestih, kjer se pojavlja vzgornik enakomerna — gladka.

Čim opazim dober vzgornik in nimam druge orientacije, je bolje, da si zapomnim položaj sence mojega ptiča na zemlji in letim potem v bližini te točke.

b) Večerna termika

Večerna termika ima isti princip kot sončna termika, t. j. nastaja v različno segrelih delih zraka. Kakor so se nekateri deli zemeljske površine med dnevom hitreje in močneje segreli, tako se tudi proti večeru, ko sonce ne pripeka več dovolj močno, hitreje ohlajajo od ostalih. Nastopi obratno stanje. Preko dneva manj topla področja se pokažejo kot rezervoarji toplote, ki jo sedaj oddajajo, nad njimi pa nastajajo termični zračni



Sl. 57

tokovi (slika 57) manjše jakosti, vendar uporabni, posebno če so v zvezi z lahnim vetrom na pobočju.

Poleg tega čisto prizemnega dela termike nahajamo na višinah med 500 in 1000 m zelo uporabne vertikalne tokove, ki so dejansko ostanek dnevne sončne termike. Skoraj vedno opažamo v takih primerih na višinah nad 1000 m rastočo labiliteto zračnih plasti. Nastane vprašanje kako naj nastane sprožitev. Z zemeljske površine v večini primerov začetnega impulza ne bo, ker so razviti vertikalni tokovi preslabi in so dolnje plasti preveč stabilne. Morejo posredovati orografski povodi v gorovjih, ki segajo do teh labilnih plasti in ki zračni tok prisilno dvigajo tako daleč, da se more razviti v labilnih plasteh samostojna termika. Poleg orografskega nastopajo včasih tudi turbulentni vplivi med zračnimi plastmi, ki imajo različno smer in hitrost vetra.

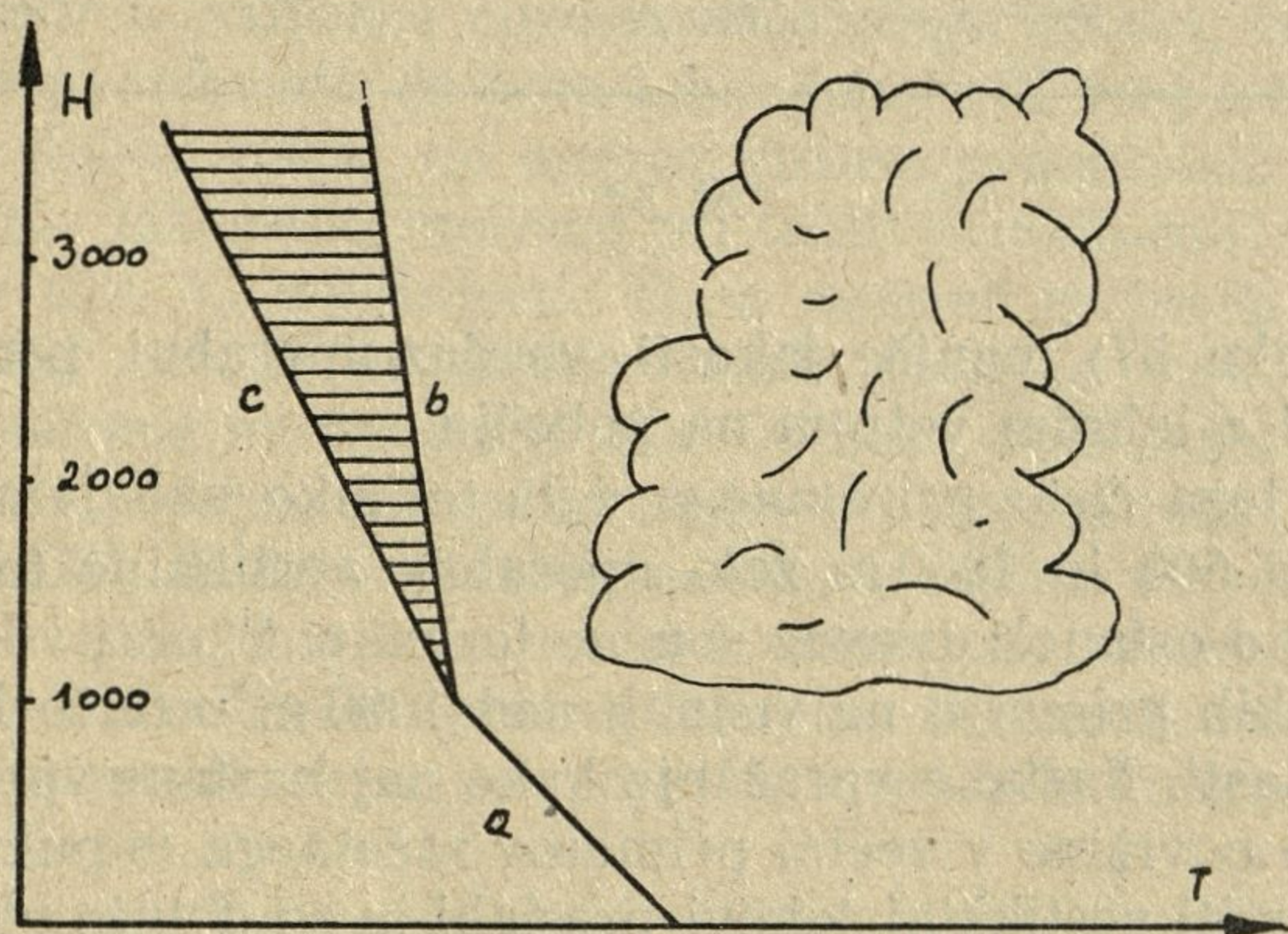
Taka večerna termika ima v svoji srednji vrednosti vertikalne tokove jakosti 1 do 3 m/sek. Nedostatek večerne termike pa je v tem, da nam narava sama zanjo ne daje nobenih znakov in da se večinoma odkriva »slučajno«.

Ne smemo pa večerne termike zamenjavati z višinsko termiko, ki nastaja v večjih višinah neodvisno od zemeljske povr-

šine in sončnega segrevanja. Nastopa kot posledica izžarevanja (radiacije) ali vpada hladnega zraka na višinah.

c) Oblačna termika

Latentna toplota vodne pare je izdaten izvor potencialne energije, ki postane pri kondenzaciji v oblakih prosta in povzroča v njih močne vertikalne tokove. Ti vertikalni tokovi v oblakih Cu so zelo prikladni za pridobivanje višine s kroženjem. Njihova povprečna jakost znaša 2 do 5 m/sek. V oblakih termičnega izvora Cb letenje ni tako lahko zaradi splošno neurejenih in zelo močnih vertikalnih tokov (8 do 20 m/sek) obeh smeri. Energetično stanje v takem oblaku nam podaja slika 58.



Sl. 58

- a — suha adiabata
- b — vlažna adiabata
- c — krivulja stanja
šrafirana površina
nam predstavlja sproščeno energijo

Intenzivnost razvijanja oblačnih skladov in v zvezi s tem tudi pojačanje vertikalnih tokov v notranjosti oblakov zavisi v veliki meri od količine vlage, ki jo ima zrak v sebi. Razum-

ljivo je, da bo zrak mogel držati v sebi tem več vlage, čim bolj bo segret, t. j. čim višja bo njegova temperatura. Odtod tudi dejstvo, da toplotne nevihte opažamo v glavnem poleti.

Večkrat nas bo že zjutraj, ko na nebu ni še nobenega oblaka, zanimalo, na kateri višini naj čez dan pričakujemo konvektivne oblake. Tu nam bo pomagala naslednja tabela:

| Rel. vlaga v % | Temperatura zraka pri zemlji za čas, ko pričakujemo oblake | | | | |
|-------------------|--|------|------|------|------|
| | —10° | 0° | 10° | 20° | 30° |
| 90 | 200 | 200 | 200 | 200 | 250 |
| 80 | 350 | 400 | 450 | 450 | 500 |
| 70 | 600 | 600 | 700 | 750 | 800 |
| 60 | 800 | 900 | 950 | 1050 | 1100 |
| 50 | 1100 | 1200 | 1300 | 1400 | 1500 |

Tabelo uporabljamo tako, da relativno vlago vzamemo v odstotkih ter temperaturo zraka pri tleh precenimo za oni čas, za katerega želimo poznati stanje. Relativna vlaga se med dnevom pri isti zračni masi bistveno ne menja, močno pa se spreminja temperatura zraka.

Večina toplotnih neviht nastane zaradi močne konvekcije. Središče take nevihte je ogromen Cb. Lokalni predznaki takih neviht so: soparen in miren zrak, posamezne, visoko segajoče grmade oblakov Cb in močnejši padec zračnega tlaka v prvih popoldanskih urah. Take toplotne nevihte v gorovjih pridobijo na jakosti — to zaradi konvergence dolinskih vetrov in zaradi tega, ker so k soncu obrnjena pobočja močnejše segreta, enako pa tudi zrak nad njimi.

d) Frontalna termika

Hladna fronta nam zaradi strukture, razsežnosti in gibanja nudi še prav posebne možnosti.

Na hladni fronti imamo opravka z vpadi hladnih zračnih mas, ki napredujejo s hitrostjo 20 do 50 km/h v splošni smeri W — E in silijo labilno slojevite tople zračne mase pred seboj



k močnejšemu dviganju. Pred čelnim oblakom bomo našli močan, enakomeren vertikalni tok; za orientacijo nam služi čelni oblak. Da bo orientacija lažja, naj pilot večkrat odleti za nekaj kilometrov pred čelni oblak, sicer ne bo obdržal potrebnega pregleda nad situacijo.

Poglejmo si hladno fronto v preseku (slika 59):

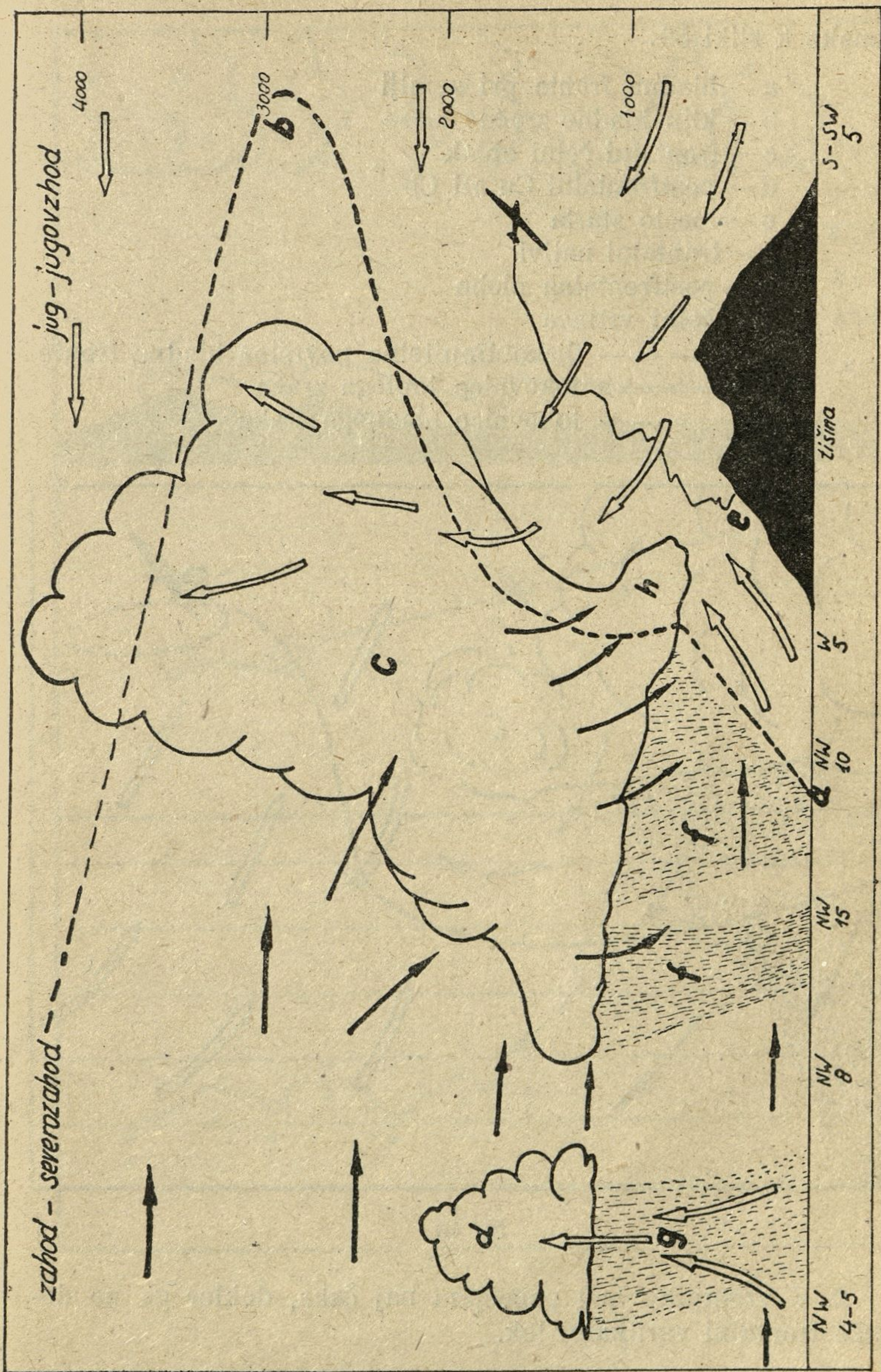
Pred čelnim oblakom piha veter S do SW z jakostjo preko 5 m/sek. Slabí. Potem pride področje tišine; na tem mestu pred čelnim oblakom imamo najmočnejše vertikalne tokove, Zahodno odtod je že močnejši veter W-smeri. To so zadnji ostanki toplega zraka, ki ga izpodriva klin hladnega zraka (izčrtkano). Ta klin pri zemlji zaostaja zaradi trenja na zemeljski površini. Da je tako, nam dokazuje okolnost, da je stvarna jakost vertikalnih tokov večja od pričakovane. V višini gre spredaj klin hladnega zraka. Toplo pri zemlji in hladno na višini dovede vmesni zrak do visoke labilitete, ki s svoje strani okrepi vertikalne tokove. Pri tleh napredujoči hladni zrak deluje neposredno kot sprožilec vertikalnega gibanja toplega zraka. Z napredovanjem hladnega zraka (hladne fronte) napreduje tudi ta zona.

V prednjem delu čelnega oblaka nahajamo v glavnem močne (okrog 10 m/sek) vertikalne tokove s smerjo navzgor, v zadnjem pa tokove skoraj iste jakosti, toda s smerjo navzdol. Vendar naj to ne velja kot pravilo, ker je zaradi raznih vplivov sistem vertikalnih tokov v takih oblakih na splošno neurejen, nepravilen.

Postfrontalni oblaki Cu so dober znak za uporabne vertikalne tokove. Nastajajo v glavnem zaradi močnega izhlapevanja vode, ki je padla na segreto zemeljsko površino. Pod takimi oblaki, posebno če iz njih dežuje, bomo prav gotovo našli dober vzgornik jakosti 3 do 5 m/sek.

Nastane še vprašanje, kdaj naj pilot starta, ako hoče ujeti res najprimernejši čas za priključek na fronto. V glavnem naj upošteva troje:

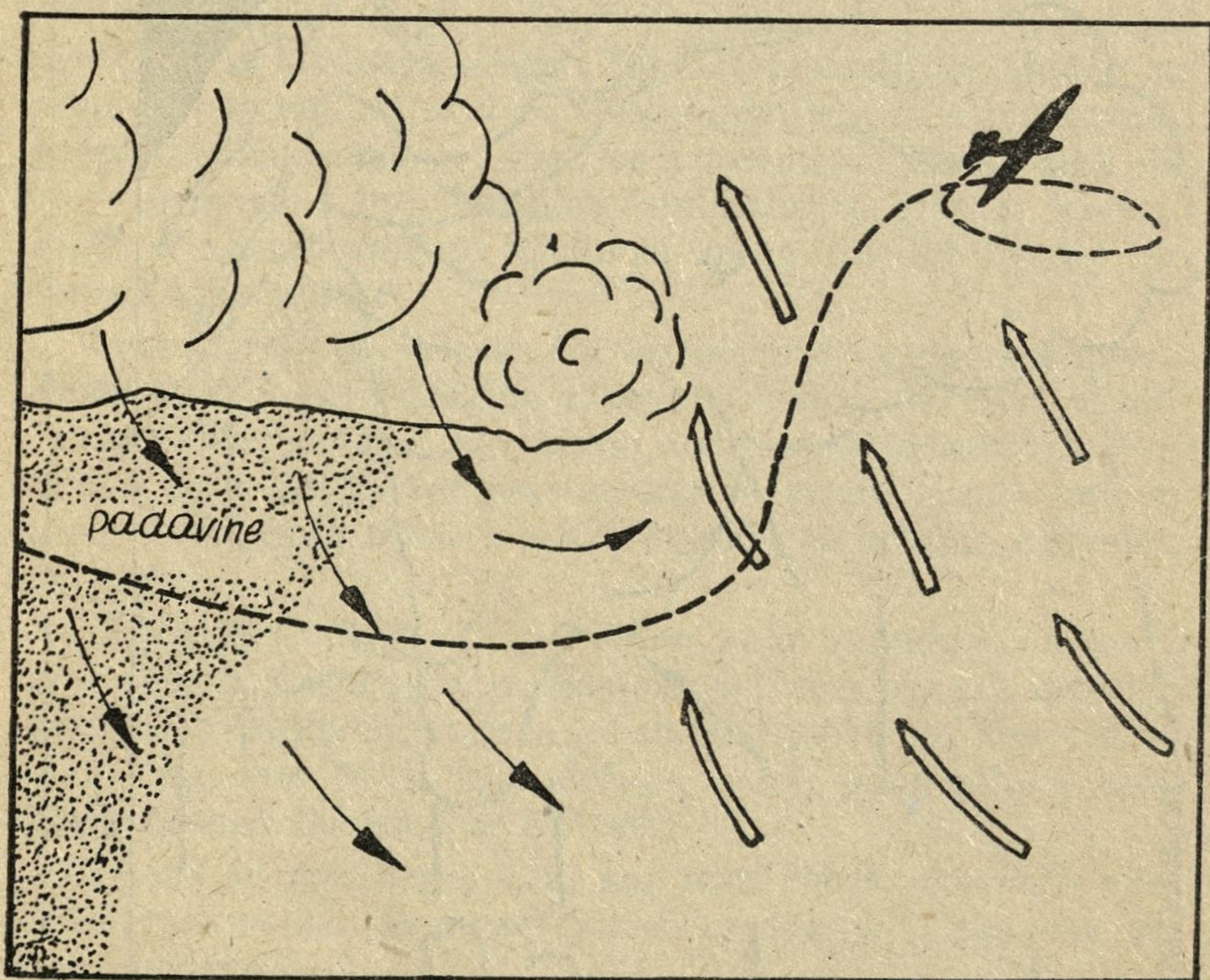
1. Pripravljen naj bo v momentu tišine (glej sliko 59) in naj odleti, čim začuti prve udarce vetra iz W. Potem naj se obrne proti vzhodu in naj gleda da doseže čimprej frontalni oblak.



Sl. 59

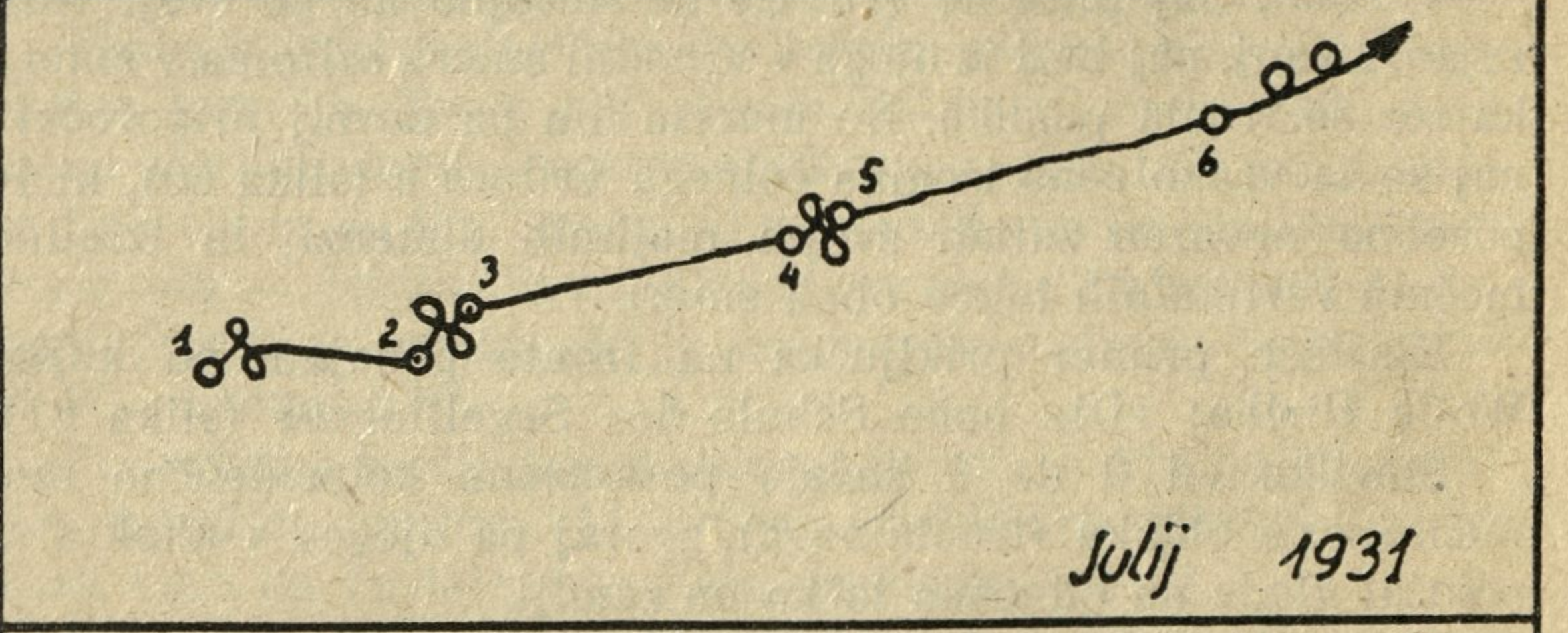
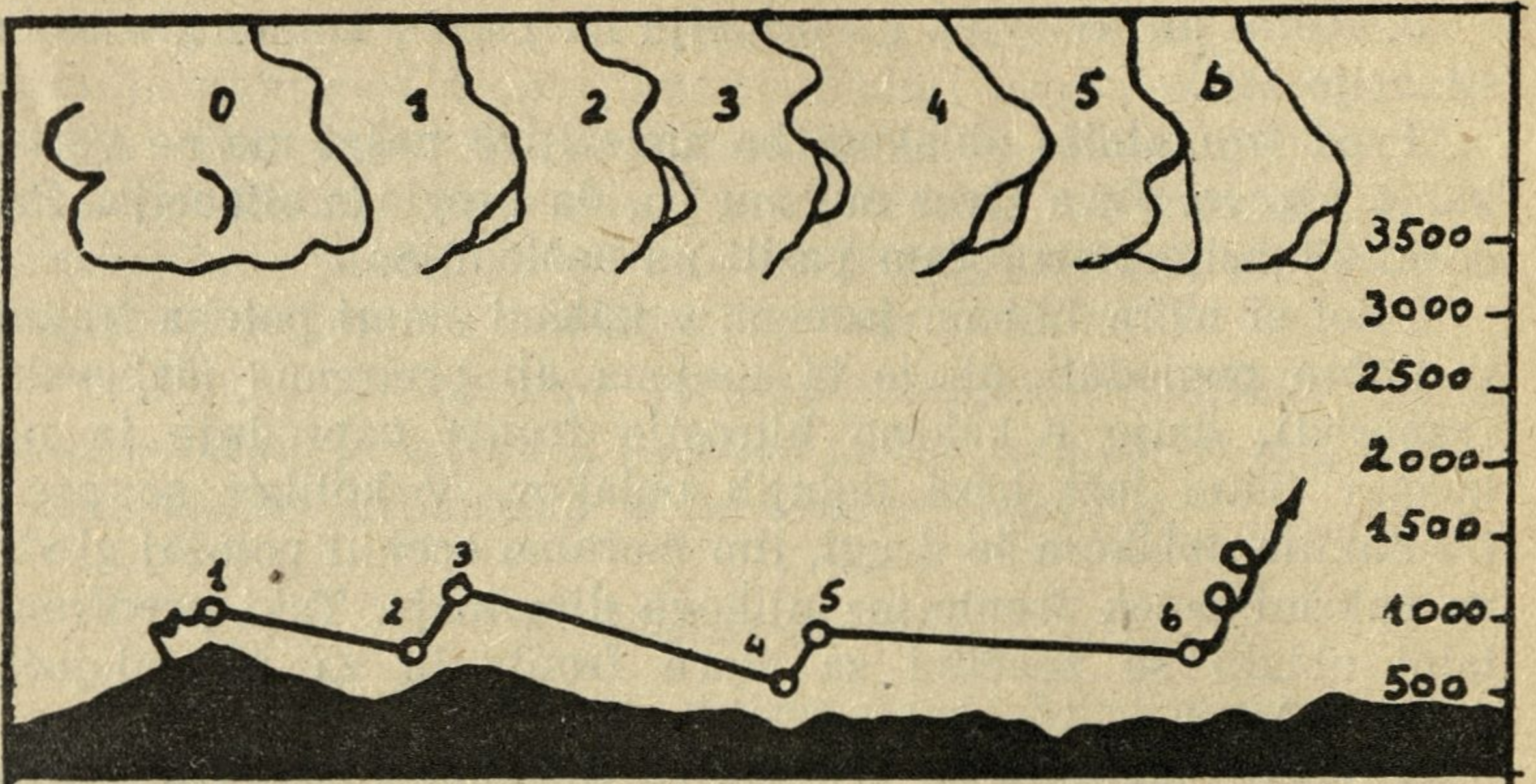
Oznake k sliki 59:

- a — hladna fronta pri zemlji
- b — klin hladne zračne mase
- c — frontalni čelni oblak
- d — postfrontalni Cu ali Cb
- e — mesto starta
- f — frontalni nalivi
- g — postfrontalna ploha
- h — čelni vrtinec
- — — — — diskontinuitetna površina hladne fronte
- ====> tokovnice toplega zraka
- > tokovnice hladnega zraka

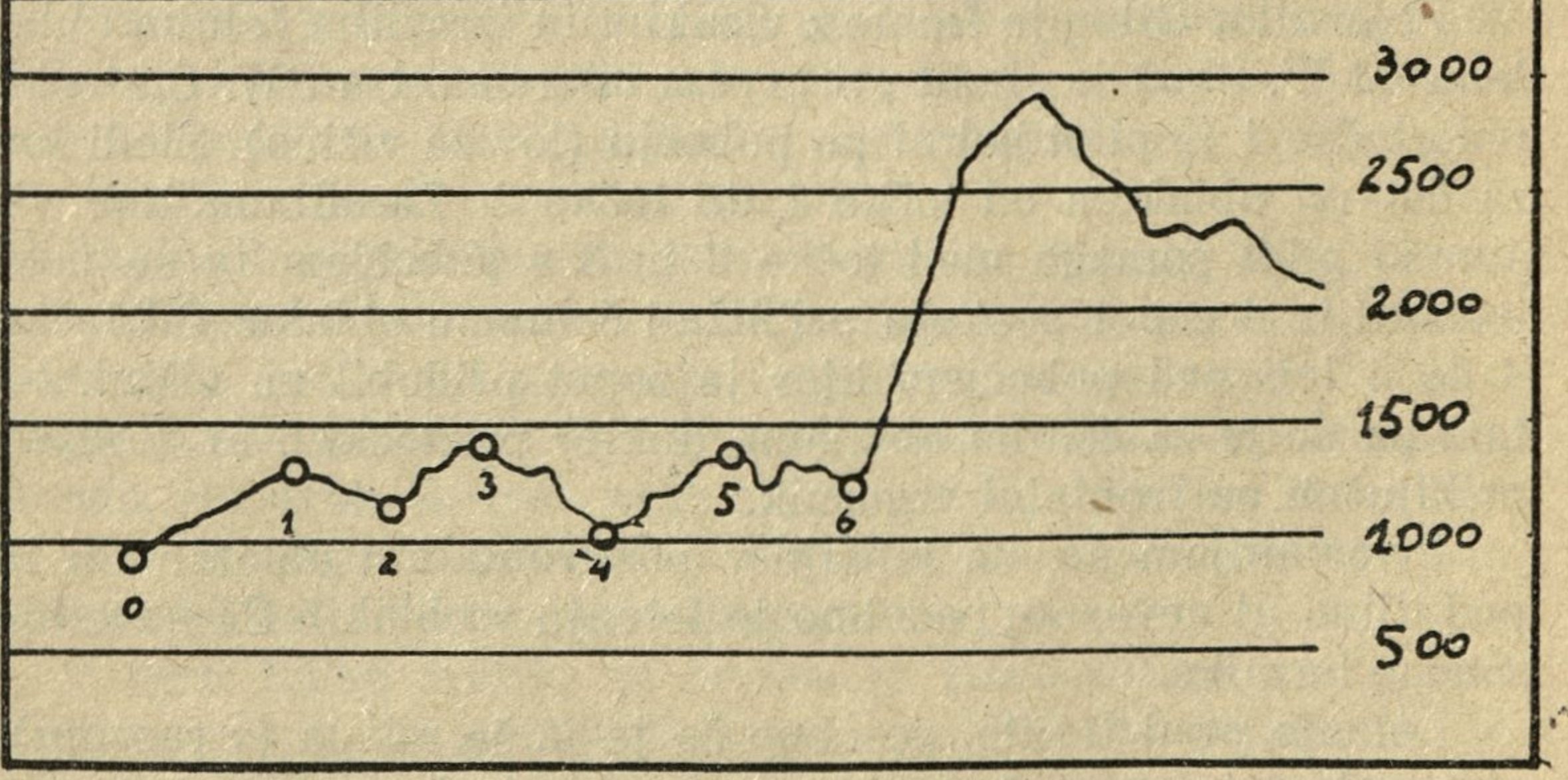


Sl. 60

2. V vzgorniku nad pobočjem naj čaka, dokler ga ne doseže frontalni vertikalni tok.



Julij 1931



Sl. 61

3. Aero- ali avtovlek ga pripelje na mesto, kamor glede na situacijo želi.

Pred frontalnim oblakom bo zanesljivo našel močne vertikalne tokove. Prva stvar naj mu bo, da pregleda situacijo. Pri oceni situacije priporočam paziti na naslednje:

Pilot si mora biti na jasnem, v kakšni smeri poteka fronta in dobro pogledati, ali je ta spojena ali pretrgana (šahovski razpored), dalje s kakšno hitrostjo fronta napreduje in na kakšni višini leži baza dolnjih oblakov. V kolikor so pred frontalnim oblakom še drugi, jim moramo oceniti položaj glede na splošni potek fronte ter njihove dimenzije. Taki predfrontalni oblaki so značilni za stare fronte in za razpadajoče (okluzije).

V oblak naj pilot ne gre. Če že slučajno ali po svoji volji zajadra vanj, naj beži iz njega v vzhodni smeri, oziroma v smeri, kamor se fronta pomika. Ne morem mu pa dovolj priporočati, naj se za vsako ceno izogiba čelnega vrtinca c (slika 60), ki je posebno nevaren zaradi svojih majhnih dimenzij in izredno močnih vertikalnih tokov obeh smeri.

Klasičen primer priključka na fronto podajam po knjigi Wolfa Hirtha: »Die hohe Schule des Segelfluges« (slika 61).

Številke od 0 do 6 kažejo posamezne koincidenčne momente, oris oblaka (frontalnega), zgoraj pa njegov vsakokratni položaj glede na odnosno točko na zemlji.

Pojasnilo: Gibanje fronte z visokim in izrazitim čelnim oblakom od W. Start je sledil pri prvem udarcu vetra SW. Od točke 0 do točke 1 je pilot jadral po pobočju (lov za višino). Sledi lov za čelnim oblakom od točke 1 do točke 2. Zaradi majhne višine si pilot pomaga med točko 2 in 3 s pobočjem in se med točko 3 in 4 zopet poskuša približati čelnemu oblaku. Od točke 4 do 5 leti nad pobočjem kjer je zopet pridobil na višini, od tem pa dalje za čelnim oblakom, dokler pri točki 6 ni dosežen priključek na frontalni vzgornik.

Pripominjam še, da letenje v postfrontalnih oblakih Cu in pod njimi ni nevarno; podobno je letenju v oblakih Cu navadne sončne termike.

Letenje pred fronto, posebno če je ta še mlada (v razvoju), ni posebno težavno. 1 do 2 km pred fronto bo našel pilot zelo enakomeren vertikalni tok, ki bo samo slabo turbulenten. Ta tok bo tem močnejši, čim bolj se bo bližal čelnemu oblaku.

Tudi višino leta je mogoče regulirati s približevanjem, oziroma oddaljevanjem od fronte, ker vertikalni tokovi sežejo do največjih višin vprav tik pred frontalnim oblakom. Ako je slučajno potrebno, more pilot za povečanje višine odleteti za kratek čas v prednji periferni del čelnega oblaka, seveda pod pogojem, da je vešč v letenju po instrumentih.

Pred fronto opazamo večkrat nastajanje majhnih, belih oblakov. Tam je vzgornik posebno močan, vendar so tam zračni tokovi močno turbulentni in bo letenje utrudljivo.

e) Obalna termika

Glede na to, da ima naša država precej dolgo morsko obalo, moramo vedeti, kakšne možnosti bodo naši jadralci našli tam.

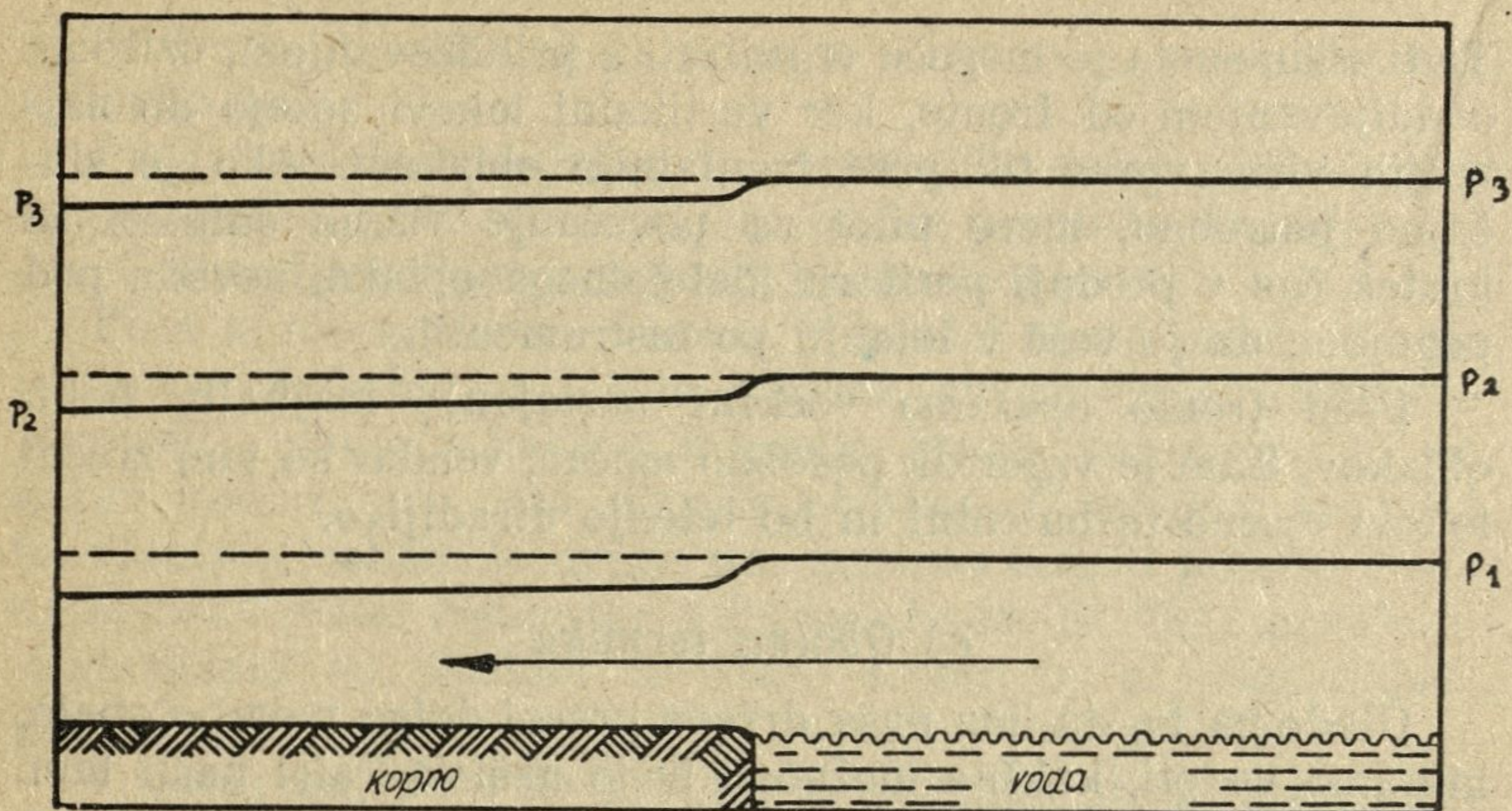
Obale z rednim dnevnim in nočnim vetrom niso ugodne za obalno termiko. To se vidi v naši Dalmaciji že po tem, da je poleti kljub močnemu segrevanju kopnega zelo težko najti oblake tipa Cu in da tam skoraj ni termičnih neviht (za razliko od frontalnih — lebiča. Pod lebičado razumejo Dalmatinci in Primorci frontalne nevihte, ki se opažajo na Jadranu in prihajajo od W, oziroma NW).

Pri vetru z morja imamo sicer opravka s hladnejšim, vlažnim morskim zrakom, ki deloma stabilizira spodnjo zračno plast, tako da nastajajo le slabi vertikalni tokovi.

Pri vetru s kopnega bi imeli opravka v glavnem z večerno termiko, ker se hladnejši zrak s kopnega preliva preko tople morske površine. Ta termika ni izdatna in velja zanjo prav isto, kar smo rekli o večerni termiki.

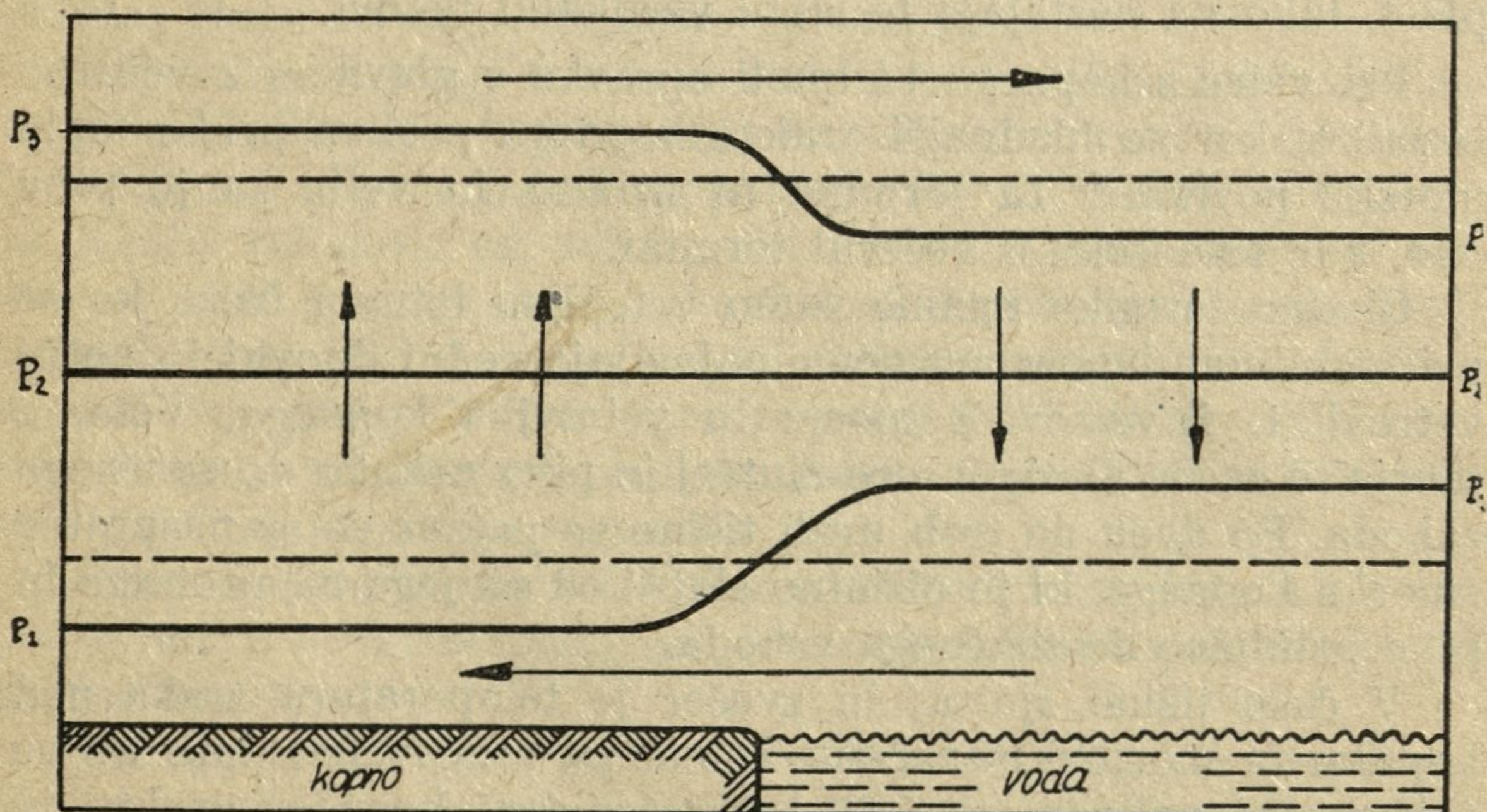
Obalno termiko imamo samo v toplem letnem času, ko se pri stabilnem lepem vremenu pojavljajo redni dnevni in nočni vetrovi, t. j. vetrovi z morja in vetrovi s kopnega. Veter z morja se začne okrog 9. ure zjutraj in piha nekako do sončnega zahoda. Po dveh do treh urah tišine se pojavi veter nasprotne smeri s kopnega, ki je občutno slabši od svojega nasprotnika in piha približno do sončnega vzhoda.

V času tišine zjutraj in zvečer je temperatura zraka nad kopnim in morjem izenačena, s tem pa tudi zračni tlak. Ko se prične pod vplivom sončnih žarkov zjutraj kopno segrevati in z njim tudi zrak nad njim, postane zrak redkejši od zraka nad morjem in izobare dobijo položaj kakor nam ga kaže slika 62.



Sl. 62

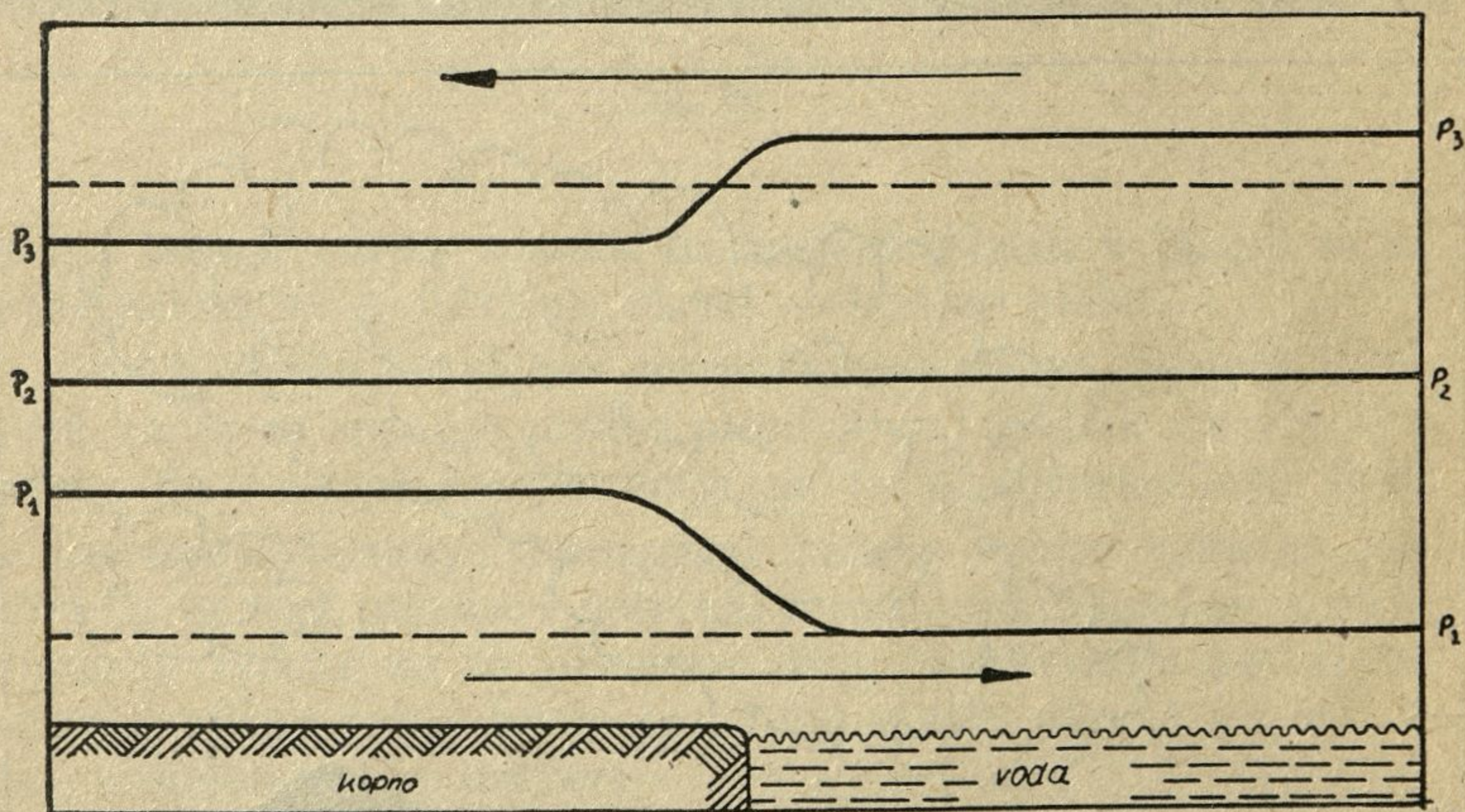
Zaradi razlike v zračnem tlaku se pojavi tendenca gibanja zraka z morja proti kopnemu; segreti zrak nad kopnim se začne dvigati, nad morsko površino pa dobimo vertikalni tok navzdol (slika 63).



Sl. 63

S tem je krožni tok zaključen. V višini odteka zrak s kopnega nad morje. Indiferentna plast, ki je označena s p_2 , leži na naših obalah navadno na višini 1000 do 1200 m, s tem pa je tudi že omejena višina vertikalnih tokov, ki normalno ne presega višine 1600 m.

Od velikosti temperaturne razlike zavisi gostota in tlak zraka in od tega jakost vertikalnih tokov. Od momenta, ko je kopno že toliko ohlajeno, da na novo dovedenega zraka z morja ne more več dovolj segreti, t. j. pri sončnem zahodu, pada tudi intenziteta vetra z morja vse do popolne tišine. Kopno pa se ohlaja seveda še naprej in prehaja v slično stanje, v kakršnem je zjutraj bila morska površina. Počasi se razvije veter s kopnega (slika 64), ki pa je večinoma slab.

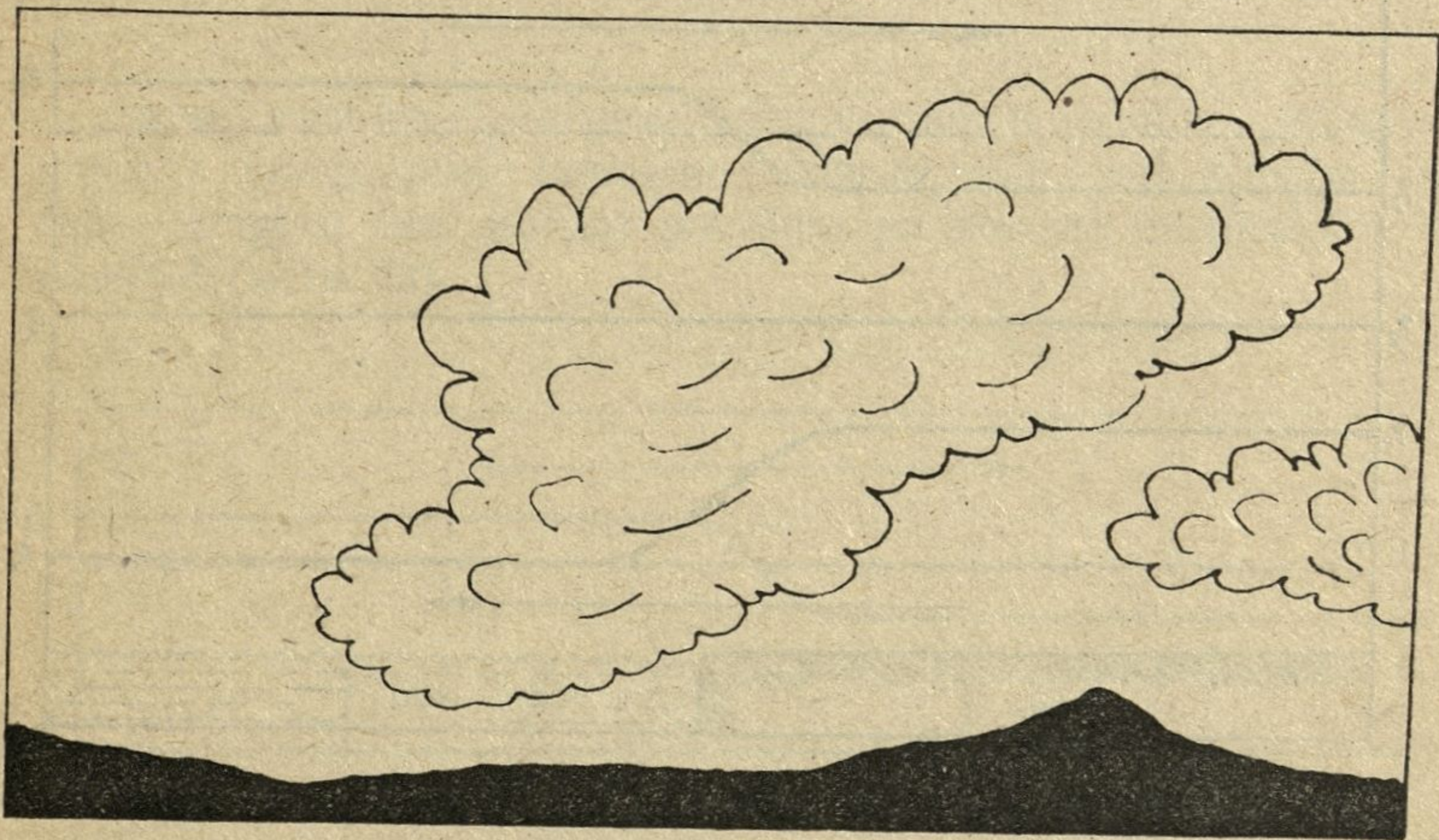


Sl. 64

Vse opisano velja seveda samo za področje tik ob obali. Dalje v notranjosti bomo našli iste pogoje za termične tokove, kakor povsod drugod. Morda bi jadranje nad osamljenimi otoki (Vis, Korčula, Lastovo, Mljet itd.) dalo boljše rezultate, vendar bi to jadranje bilo mogoče samo v lepih dneh in le čez dan. Do sedaj nimamo stvarnih podatkov s teh področij. Bilo bi pa koristno in potrebno raziskati tudi te možnosti.

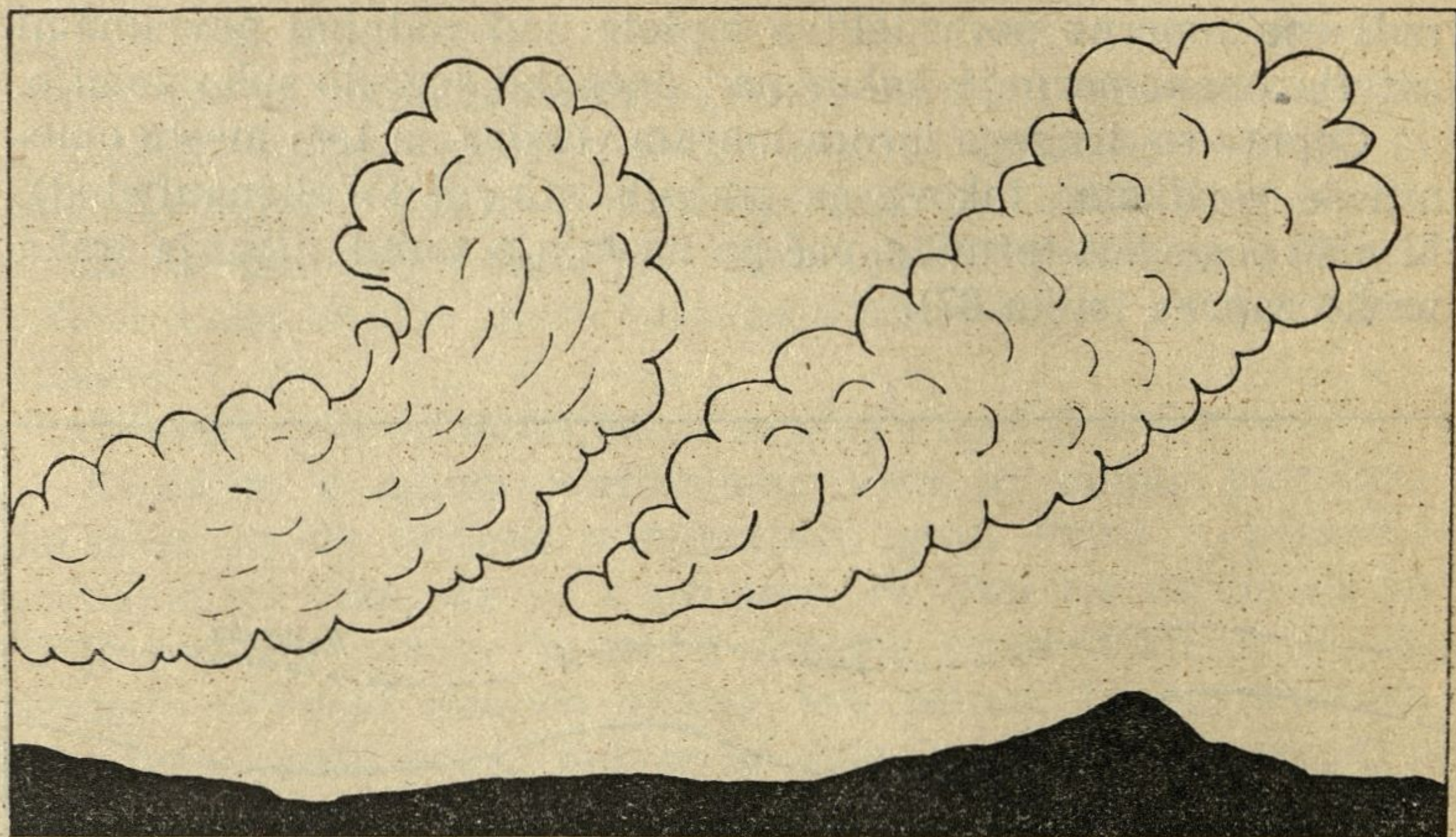
f) *Vetrovna termika*

Za velike razdalje izrabljamo kombinacije dobre termike z veliko hitrostjo vetra, ker je čas dobre termike v splošnem kratek. Važni za zračno jadranje so pogosto ugotovljeni posebni pojavi nastopanja termike (začetek, impulz) v labilnih zračnih plasteh. Medtem ko so prej opisane termične pobude nepravilno porazdeljene, se pri vetrovni termiki opaža razmeroma pravilen razpored vertikalnih tokov. Termična labiliteta atmosfere v zvezi z večjo hitrostjo vetra pride do izraza v velikih pravilnih zračnih valjkih (Luftwalzen). Ti valjki, katerih osi leže v smeri vetra (slika 65), tvorijo prostrane ojačene komplekse (Wolkenstrassen), ki predstavljajo za jadralka uporabne vertikalne tokove, ob katerih more brez izgube višine pri enakomernem vzgorniku preleteti velike daljave.



Sl. 65

Za pojav teh valjkastih oblakov je potrebno močnejše gibanje vlažno-labilnih zračnih plasti, ki jih navzgor omejuje temperaturna inverzija. Dejstvo, da se istočasno in nezavisno od terena lahko pojavi ali izgine več takih paralelnih tvorb (slika 66), nas vodi do zaključka, da imamo v tem primeru opraviti z dinamičnimi pojavi, in je verjetno, da je tvorba



Sl. 66

enega takega valjka vezana na razpad ostalih v bližini in na oddaljenost, ki je odvisna od višine labilne plasti.

Takih oblačnih valjkov ne nahajamo vedno, temveč le takrat, kadar so spodnje zračne plasti dovolj vlažne, oziroma vsaj toliko, da nastopi kondenzacija na višini inverzijskega sloja.

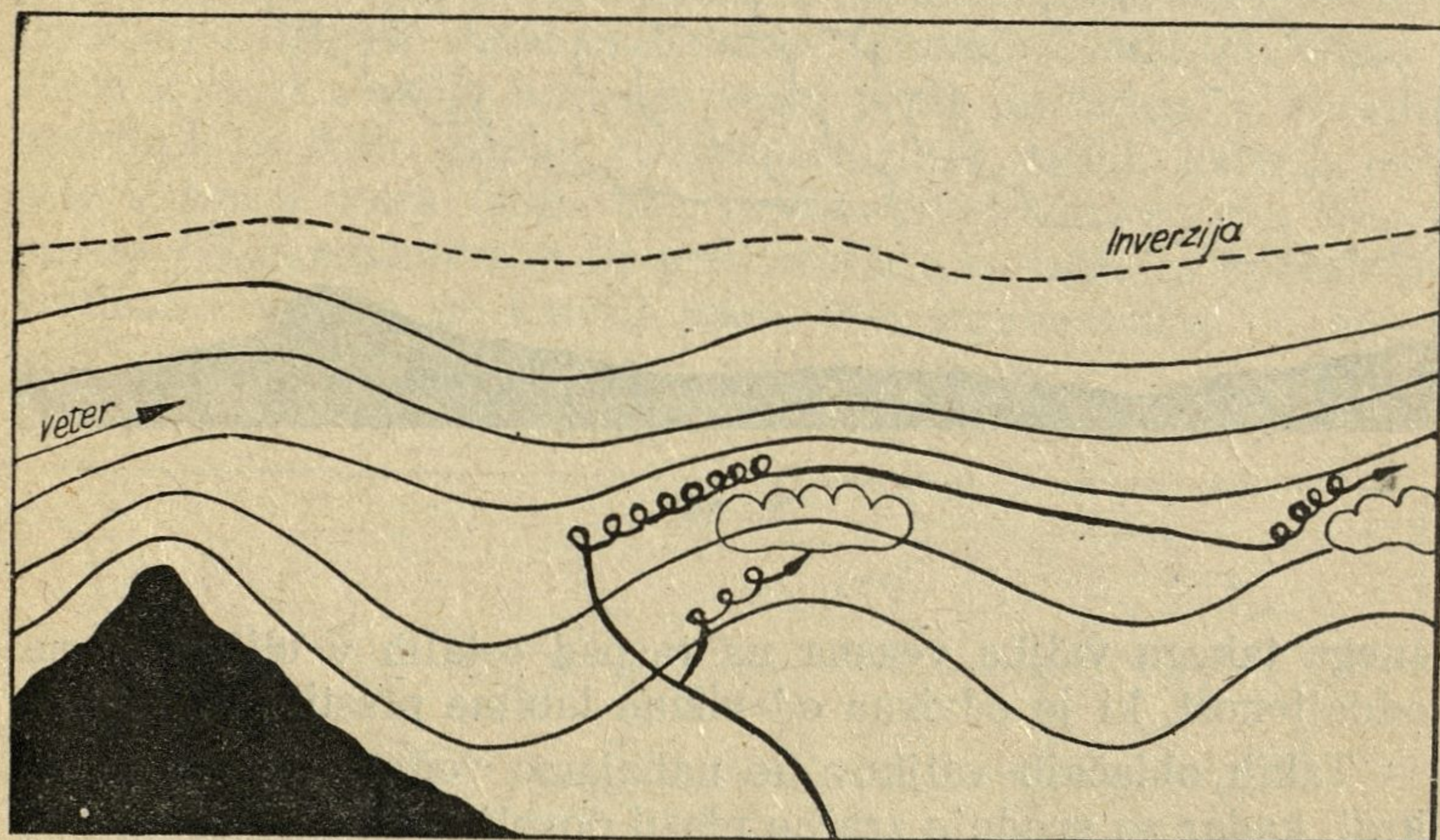
Normalni termični barogrami kažejo velike višinske razlike. Barogrami poletov v vetrovni termiki takih skokov nimajo. Višinske razlike so le neznatne. Brez zadrževanja zaradi dobivanja višine more letalo pod temi oblaki skoraj na isti višini preleteti velike daljave.

Taka vetrovna termika je pogosta v vlažnih in toplih tropskih zračnih masah, ki prihajajo v Evropo s področja Azorov. Toplotno energijo, potrebno za razvoj termike, prinašajo s seboj. Opažena je jakost vertikalnih tokov do 4 m/sek. Posebno ugodni za vetrovno termiko so monsun, ker so stalni.

Povsod na oceanih in odprtih morjih, kjer je temperatura vode višja od temperature zraka, morejo nastati taki vertikalni termični tokovi. V spodnjih plasteh se razvije labilni toplotni gradient, ki more s pomočjo sproščene kondenzacijske toplote povzročiti močno labilnost atmosfere. Ves pojav se za-

radi enakomerne porazdelitve toplote nad vodnimi površinami razvija enakomerneje kakor nad neenako segreto suho zemljo.

Čeprav so drugega izvora moram vendar na tem mestu omeniti še vertikalne tokove na zračnih valovih (Wellenaufwind), ki niso posledica termike, pač pa nastajajo zaradi gibanja zraka preko zaprek (slika 67).



Sl. 67

Ta vrsta vertikalnih tokov je odvisna v glavnem od vrste in višine zapreke, preko katere piha veter, posebno od njene zavetrine, od hitrosti vetra in višine inverzijskega sloja. Velika strmina zapreke in močan veter večata odklon in določata s tem prvi vpadni in odbojni kot, medtem ko sledeči teren in inverzijski sloj vplivata na tvorbo valov. Nestalen veter vpliva v toliko, da se pri rastočem vetru valovi bližajo zapreki, njihova valovna dolžina pa postaja krajša. Obratno je pri popuščanju vetra. Tako valovanje je najizrazitejše, če je teren v zavetrini raven in neporaščen. Te vrste vertikalnih tokov so tudi vzroki oblačne tvorbe »Moazagotl« (slika 47).

Za jadralca je važno, da najde za zapreko zadosten (uporaben) vertikalni tok. Pri večji razsežnosti takega valovanja nam to z gotovostjo pokaže tvorba oblakov v zavetrini. Oblačne

tvorbe niso pogoj, ker nastopajo samo takrat, kadar se valovanje vrši na višini kondenzacijskega nivoja. Dobimo paralelno k zapreki stoječe oblačne proge z ostro izraženo prednjo in nejasno zadnjo stranjo. Včasih opažamo več takih prog v pravih medsebojnih razdaljah. Taki oblaki pokažejo jadralcu vrhove valov čeprav more valovanje samo segati še daleč nad oblake.

Jakost teh vertikalnih tokov se giblje med 2 in 5 m/sek.

Kroženje v takem vertikalnem toku ni nujno potrebno. Jadravec se da od vleči v aerovleku proti vetru v področje vertikalnega toka, da bi v primeru, če tega ne najde ali pa če je preslab, vendar še lahko dosegel svoje letališče. Da bi dosegel največjo mogočo višino, leti potem, ko se osvobodi tako dolgo proti vetru, dokler se dviguje. Šele nato, seveda s pogojem, da ima oblak še za seboj, začne krožiti, ker more največjo višino doseči le blizu vrha vala.

g) Ostale vrste termike

Obpravnavali smo termiko, ki imamo z njo opravka pri naših razmerah. Javlja pa se še v raznih drugih oblikah, n. pr.:

a) Oceanska termika, ki nastopa pod posebnimi termičnimi pogoji nad morsko površino. Navadno, vsaj v začetku je to tip vetrovne termike v kombinaciji z oblačno.

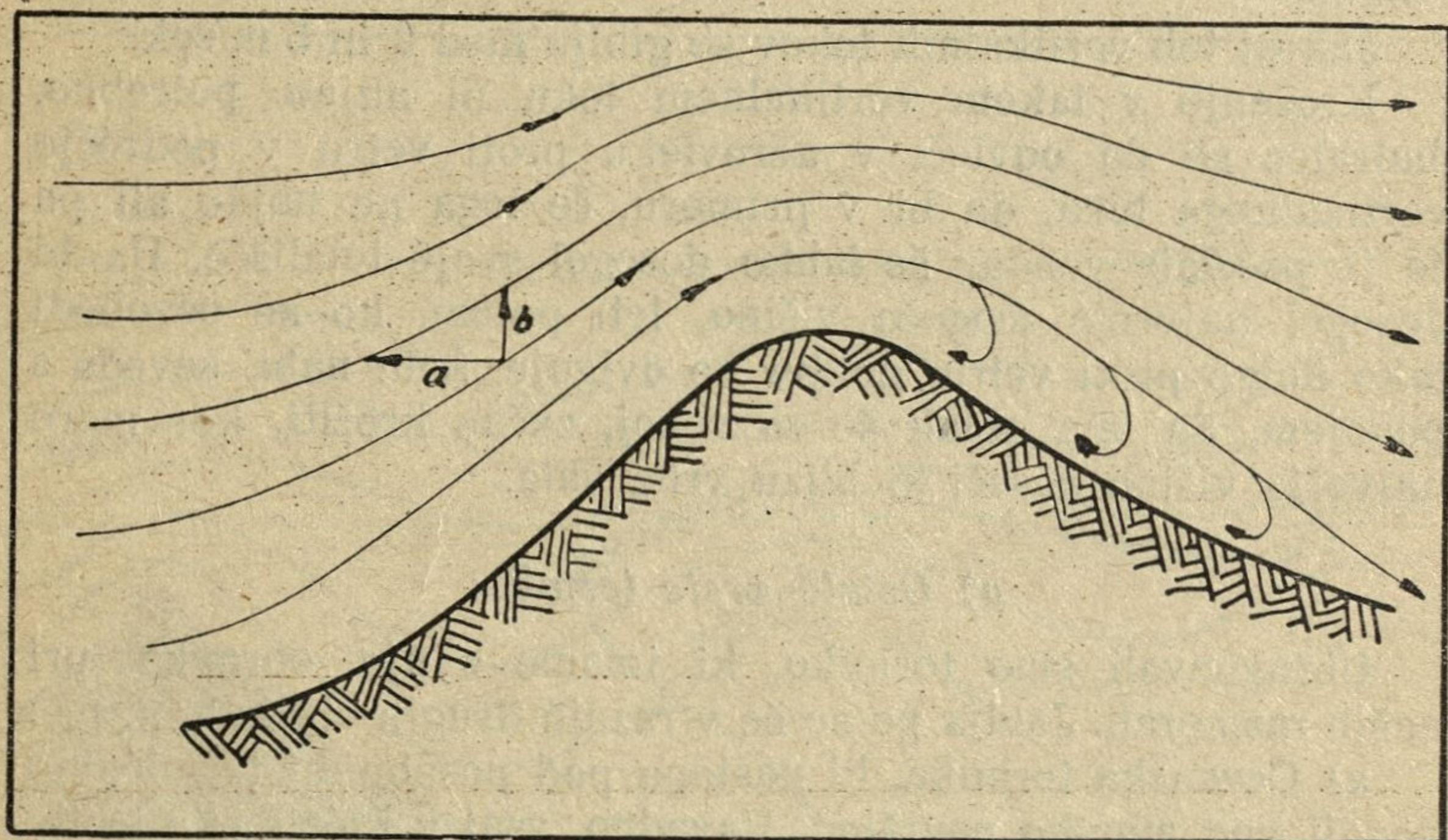
b) Višinska termika, ki nastopa pri ohlajanju zraka v večjih višinah in je neodvisna od zemeljske površine in sončnega segrevanja. Je posledica izžarevanja (radiacije) ali vpada hladnega zraka v višinah.

c) Termika v visokih gorah. Nastopa v glavnem nad osojnimi skalnatimi pečinami. Vertikalni tokovi se dvigajo tesno ob skalnatih stenah proti vrhovom. V ozkih dolinah ne moremo pričakovati uporabnih vertikalnih tokov, čeprav so navadno močnejši od onih v ravninah, imajo pa zato zelo majhne razsežnosti.

IX. POBOČJA

Preostaja nam še vrsta vertikalnih tokov, ki nastajajo povsod tam, kjer horizontalno gibanje zraka (veter) zadene na prepreko, zaradi katere je zrak prisiljen, da se začne

dvigati. Jakost takega vertikalnega toka je odvisna od hitrosti vetra, od višine prepreke in njene oblike (stožec ali greben), dalje od strmine zapreke, od tega, s čim je porasla, od položaja napram soncu (vpliv termike), od vrste terena pred prepreko in od inverzij. Splošno situacijo nam daje slika 68, kjer pomeni črka a horizontalno in b vertikalno komponento vetra.



Sl. 68

Veter, ki zadene na prepreko (hrib, pobočje, greben), bo prisiljen, da se ji izogne. Katero pot si bo zrak izbral, je poleg že omenjene oblike prepreke mnogo odvisno od fizikalnih lastnosti zraka. Vedno in povsod pa velja: zrak si bo izbral ono pot, kjer bo našel najmanj odpora ali — z drugimi besedami — kjer bo porabil najmanj energije.

Ako je prepreka zelo visoka, jo bo zrak obšel rajši po strani v horizontalni smeri, v nasprotnem primeru se bo vsaj v srednjem delu prepreke moral dvigati in prelivati preko grebena.

Zelo pogosto je energija, ki jo zrak potrebuje za dviganje, večja od energije, ki bi jo potreboval za odtekanje po strani. Najbolj se ta pojav opaža pri najnižjih zračnih plasteh, ki se stiskajo predvsem na podnožju prepreke, oziroma jo obkro-

žajo v horizontalni smeri. Čim višje proti vrhu gremo, tem izrazitejša je vertikalna komponenta.

Čim več energije (t. j. čim močnejši je veter) imamo na razpolago, tem hitreje se pretaka zrak in tem prej in na manjši višini bomo dobili za nas uporabno vertikalno komponento vetra — vzgornik.

Pri zračnih masah, ki so stabilne (majhen temperaturni gradient), bomo težko dobili močnejši vzgornik, pričakujemo ga pa lahko in ne zaman v labilnih zračnih masah (velik temperaturni gradient).

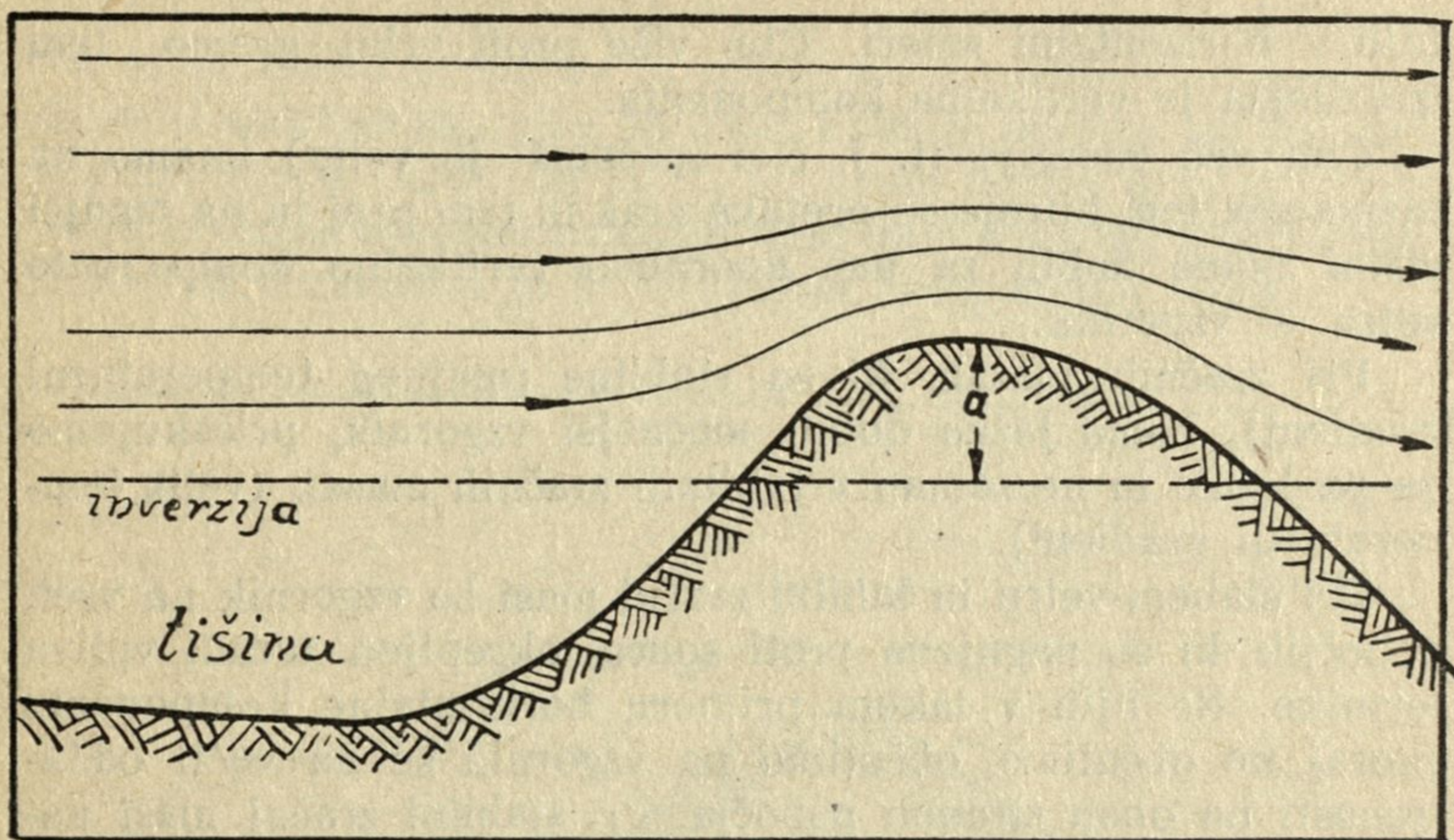
Pri slabem vetru in labilni zračni masi bo vzgornik na vseh pobočjih, ki so nagnjena proti soncu, okrepljen zaradi vpliva termike. Na njih v takem primeru horizontalne komponente skoraj ne občutimo, občutimo pa vzgornik še na večji oddaljenosti na obeh straneh pobočja. Pri stabilni zračni masi navadno vzgornik ne bo podprt s termiko. Kljub močnim vetrovom dobimo le slabe vertikalne komponente. Zrak take mase bo, če bo le mogoče, obšel prepreko po strani.

Pobočja, ki so nagnjena proti soncu, se močneje segrevajo kakor ravna tla, poleg tega je tudi zrak, ki neposredno leži na takih pobočjih, toplejši od zraka v prosti atmosferi. Zaradi tega moremo pri zadostnem segrevanju pričakovati na vsem pobočju še samostojne od vetra nagnjene termične kanale ali mehurje. Ti se morejo, v kolikor se niso odlepili od tal že prej, razviti v samostojno termiko nad vrhom pobočja. V takih primerih je vertikalna komponenta vetra na pobočju močno okrepljena, zaradi termičnih kanalov pa bo jadralec večkrat občutil potrese letala.

Ako so pred pobočjem ovire (neravna in obrasla tla), bo veter zaradi okrepljenega trenja oslabil. Sledi mu analogno oslABLJENA vertikalna komponenta na pobočju.

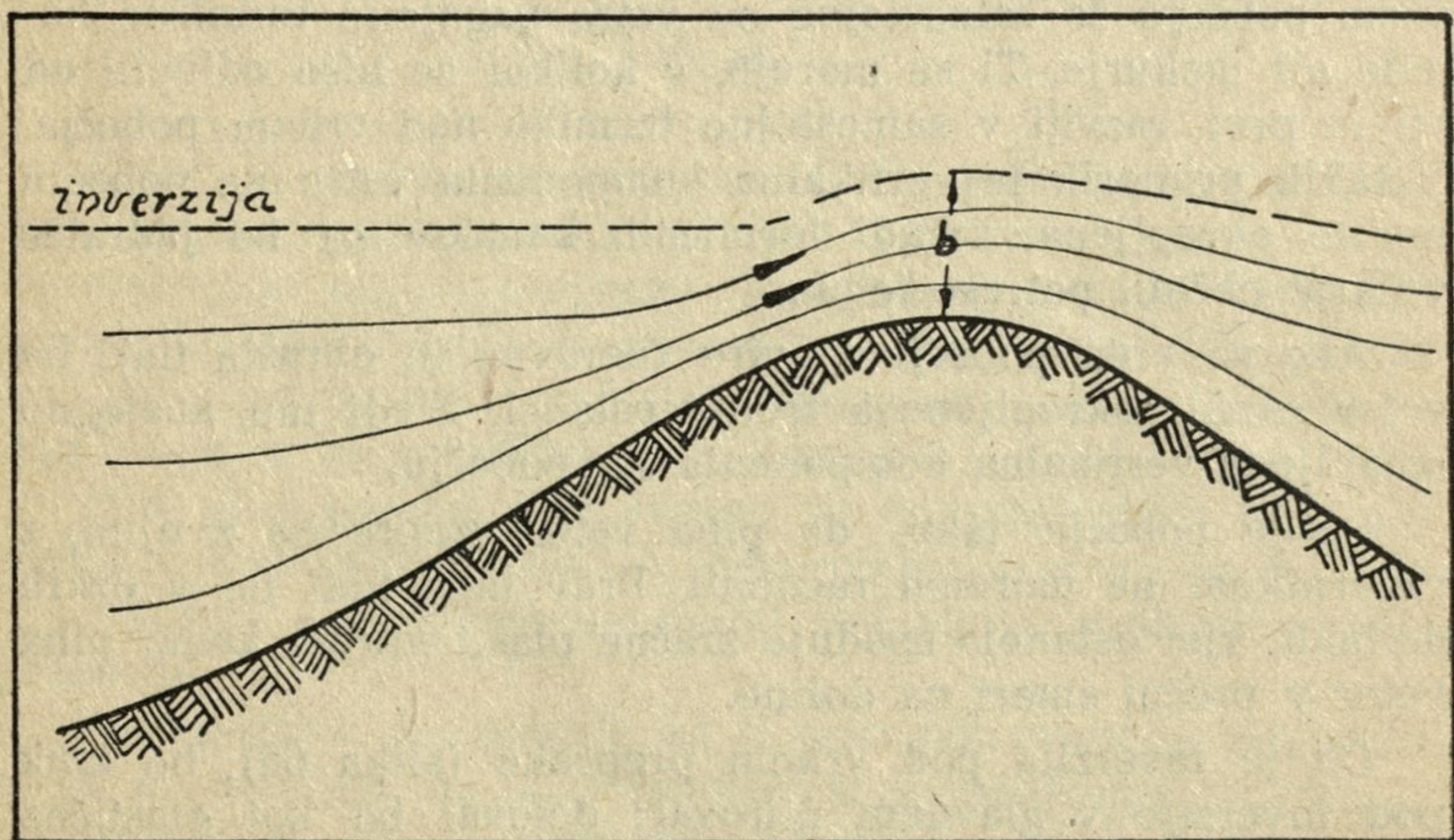
Če je pobočje tako, da piha veter vzporedno z njim, z vzgornikom ne moremo računati. Prav tako tudi ne v ozkih dolinah, kjer ostanejo spodnje zračne plasti mirne, kadar piha veter v prečni smeri na dolino.

Če je inverzija pod vrhom prepreke (slika 69), bo zrak pod inverzijo v glavnem miroval; deloval bo kot elastična blazina. Mogli bomo izkoristiti samo del prepreke, oziroma vertikalne tokove nad inverzijo (višino a).



Sl. 69

V primeru pa, ko leži inverzija nad prepreko, bodo vsi vertikalni tokovi na pobočju (slika 70) uporabni, vendar oslabljeni, dočim bomo na vrhu prepreke našli okrepljeno horizon-



Sl. 70

talno komponento vetra, ki je odvisna v glavnem od propusta b med vrhom prepreke in inverzijo.

Primere nizkih inverzij nahajamo zelo pogosto v hladnem delu leta, posebno v jutranjih urah, ko tvori blazino težak in hladen zrak.

Ako so zračne plasti nad inverzijo zelo vlažne, bomo pogosto opazili nad vrhom pobočja oblačne »kape«; tam je baza inverzije dvignjena in zaradi tega nastopa kondenzacija.

Najboljše pogoje za jadranje na pobočjih najdemo tam, kjer štrlijo iz ravnine hribčki z lepim gladkim pobočjem. Tu veter lahko prosto piha in udarja na pobočje. Stožčaste prepreke (manjših horizontalnih dimenzij) bo pa zrak, posebno če je stabilen, rajši obšel po strani (princip najmanjšega odpora), in vertikalni tok bo neznaten.

Paziti moramo na pojave vrtincev, posebno pri startu in pristajanju. Te nahajamo v vsej zavetrini preprek, na pobočjih pa če so neravna in obrasla, in v inverzijah, če so te pod vrhom prepreke. V raznih terenskih usekih, kjer zaradi zoževanja tokovnic hitrost vetra raste, imamo okrepljene vertikalne tokove, ki pa so večinoma precej turbulentni.

X. TRENJE — TURBULENCA

Pri vseh termičnih pojavih se en del zraka giblje mimo drugega. Jasno je, da pri tem gibanju nastopa trenje na čelnih in mejnih površinah ter turbulenca ali mešanje (vrtinčenje) posameznih zračnih delcev z drugimi iz okolice.

Trenje se povečuje še posebno zaradi tega, ker zrak, ki se dviga, ne zadrži svoje oblike. Njegov presek se širi prvič zategadelj, ker z višino zračni tlak pada, in drugič, ker zračni delci od spodaj, ki imajo še več energije, pritiskajo na gornje, ki so morda že prešli v stanje ravnotežja — dvigajoča se plast postane ploščata v toliki meri, da toplotna energija, ki je na razpolago, ni več v stanju premagovati čelnega odpora.

Trenje samo je zelo važno. Najmanjše je seveda takrat, kadar imamo opravka z manjšim kaminom, ki se dviga. Ako pa zavzema zrak, ki se dviga, večje dimenzije, je čelni odpor velik in more sploh preprečiti vsako vertikalno gibanje. To je

tudi vzrok, da nikjer v naravi ne najdemo kompaktnih vertikalnih tokov večjega obsega (primerjaj mehurčke v vreli vodi!).

Tam, kjer se pojavijo skoki v hitrosti gibanja zraka, imamo zone mešanja — turbulentne zone. Pri zraku, ki se dviga, moremo pričakovati na mejnih površinah okrepljeno turbulenco — zračne vrtince. Ta je sprva v ozkem pasu zelo nestalna (neenakomerna) in impulzivna, sčasoma pa, ko se turbulentna zona razširi, postane stalnejša in izgubi na svoji sili. Tudi v notranjost zraka, ki se dviga, se turbulenca počasi prenaša; tam opazamo minimalne turbulentne pojave, ki morejo zrak tako izmešati, da del, ki se je prvotno pričel dvigati, praktično izgine v svoji okolici. Ta pojav opazamo pogosto pri majhnih termičnih mehurčkih.

Zaradi trenja in turbulence izgubimo 25 % do 30 % vzgona, ki ga ima dvigajoči se zrak.

Turbulenca ima važno vlogo pri termičnih sprožitvah sploh, in to zaradi povečanega trenja pri horizontalnem premikanju zraka na mejah različne hrapavosti zemljišča, dalje pri prehodu zračnega toka (vetra) od vodne površine na kopno, od polja na gozdove in naselja, v prosti atmosferi pa zavoljo povečanja notranjega trenja na mejnih površinah zračnih tokov različne smeri in jakosti.

Nič manj važna faktorja nista trenje in turbulenca na pobočjih. Čim glajši je teren, tem manjše je trenje in tem enakomernejši je zračni tok ob pobočju. Vsi ostri prehodi in robovi imajo za posledico bolj ali manj močne vrtinčaste tokove, ki se opazajo še daleč nad vrhom pobočja v zavetrini. Posebno nevarni so taki vrtinčasti tokovi v primeru, kadar je prehod iz ravnine na pobočje močan (direkten), ker se pri tem poleg vrtincev opaža tudi močno menjanje smeri vetra. Pri direktnem prehodu na pobočja z nagibom preko 30° nastopajo na njih do višine okrog 50 m nad tlemi močni vertikalni tokovi, ki jih pri blagem nagibu terena niti ne opazimo.

Podobno je stanje tudi takoj za vrhovi pobočij (v zavetrini). V obeh primerih kroženje ni na mestu, še manj pa pristajanje, ker se kaj lahko zgodi, da jadralno letalo pristane z vetrom. V nemški in poljski strokovni literaturi se omenja kot nevarna zona višina med 30 in 80 metri nad navedenimi pasovi. Sploh se je treba zavetrine izogibati, ker srečujemo

tam navadno poleg drugih neugodnosti še padajoče zračne tokove v zvezi z zračnimi vrtinci.

XI. SPROŽITVE

Tla se segrevajo zelo neenakomerno; segrevanje je odvisno od njihove strukture. Zato se bo tudi zrak nad zemljiščem bolj ali manj segreval, v majhnih medsebojnih razdaljah bodo nastala področja, ki so zelo vroča, takoj poleg njih pa taka, ki so sorazmerno zelo hladna. Zaradi tega se že nudi možnost, da se pod vplivom prisilnega termičnega ravnotežja sproži proces dviganja toplega zraka sam od sebe, posebno ker ga bo takoj nadomestil hladni zrak iz sosesčine. Ker je hladni zrak nasilnejši, se tudi meja med toplim in hladnim zrakom počasi pomika v smeri toplega zraka. Pri tem pomikanju je upoštevan princip najmanjšega odpora (trenje).

Vsa ta gibanja zraka, četudi počasna, povzročajo pri zemlji povečanje turbulence, ki se lahko presadi v okolico in tam, v kolikor so za to dani pogoji, zopet poruši prisilno ravnotežje segretega zraka. Dobimo nove zračne mehurje in kamine.

Navadno nahajamo v naravi polno drugih pojavov, ki dajo poslednji povod za rušenje prisilnega termičnega ravnotežja zraka. Govorimo o začetnem zunanjem impulzu. Glavni od njih je veter, saj opažamo pri še tako mirnem vremenu horizontalno premikanje zraka. Gibanje raznih živih bitij na zemlji more dati povod za sprožitev, da, opazili so celo, da je metulj, leteč od cveta do cveta, dal neposredni povod za tvorbo termičnega mehurja. Tudi manjši ali večji dvigi terena, hribčki in gore, različna hrapavost zemeljskih tal, prehod z morja na kopno, s polja na gozdne površine, s polja v mesto itd. morejo v določenih pogojih sprožiti termične procese.

XII. EVIDENCA PODROČIJ

V prvi vrsti nam je potrebna dobro organizirana meteorološka služba, ki nam bo nudila vse podatke splošnega in posebnega značaja, kot so: veter, oblačnost, vlaga, značilnice zračnih mas, inverzije itd. Na podlagi teh podatkov bomo ugotovili:

a) Ali moremo v določenem trenutku glede na položaj pobočij pričakovati na njih uporabne vertikalne tokove in kakšne jakosti. Ali moremo pričakovati, da bodo vertikalni tokovi podprti s termiko (položaj pobočja napram soncu) in če moremo računati na čisto ali kako drugo termiko (labiliteta mase). Z malo prakse bomo za pobočja vedno lahko ugotovili njihovo uporabnost pri najrazličnejših vremenskih situacijah.

b) Ali moremo na nekem področju pričakovati situacijo, ki nam bo omogočila uporabo čiste termike. To je malo težje, ker moramo prvič imeti točne podatke o zračni masi, drugič pa poznati kvaliteto zemljišča. Prvo in drugo je mogoče, vendar opozarjam na dejstvo, da nam pri tem pomaga predvsem narava sama:

1. Pogosto nastajanje malih oblakov Cu nad nekim terenom nam kaže, da so tla v določenih pogojih močno segreta, nad njimi pa moramo najti vertikalne tokove, ki se končajo kot oblaki lepega vremena (Cu) ali pa brez njih (pri relativno suhem zraku).

2. V krajih, kjer so pogoste termične nevihte (ne frontalne!), bo tudi mogoče najti uporabno termiko, seveda če so izpolnjeni drugi pogoji. Čim v takih krajih poleg visoke vlage opazimo dopoldne intenzivno tvorbo oblakov Cu pri močni labiliteti, je zelo verjetno, da bomo med popoldnevom imeli opravka s termično nevihto, ki jo je mogoče zelo dobro izkoristiti (višinski rekordi!).

Omenjeni Cu oblaki ne razpadajo, kakor smo v enem prejšnjih poglavij navedli za oblake lepega vremena tipa Cu, ampak postajajo večji, dobivajo kopaste oblike in se spreminjajo v oblake Cb.

3. Opazovanje ptic roparic, ki jadrajo ali lebdiijo skoraj na istem mestu, nam kaže, da je tam najti dober vzgornik, ki pa more biti samo trenuten.

4. Lastne izkušnje in izkušnje drugih letalcev iz prejšnjih poletov velja vedno izkoristiti. V nobenem primeru pa se ne smemo prepuščati slučaju in brez glave tipati po zraku, ker nam bo tako delo prineslo večinoma samo bridka razočaranja.

Skratka, za pobočja, ki jih utegnemo praktično izrabiti, izdelamo oleate v obliki specialke za različne vremenske re-

žime. Oleate barvamo glede na intenzivnost vzgornika in posebej še označimo turbulentne pasove. Za čisto termiko bomo napravili isto, tako da nam bodo take oleate služile za splošno orientacijo, ki nam bo zelo pomagala pri cenitvi posameznih primerov, posebno še pri prognozah. Dovolj bo, če za čisto termiko predvidimo dva primera:

a) Stabilno zračno maso (navadno je to topel tropski ali subtropski zrak), kjer bo termika zelo slaba.

b) Labilno zračno maso (hladni zrak polarnega tipa), kjer je termika večinoma dovolj izrazita.

Za posamezna pobočja pa moramo seveda upoštevati vse vetrove, ki na njih povzročajo vertikalne komponente.

Bila bi dolžnost učiteljev letenja, ki so sezonsko zaposelni na posameznih centrih, da prevzamejo izdelavo take statistike, ki bo njim samim olajšala delo v bodočnosti, obenem pa bomo tako dobili pregledno sliko jadralnih možnosti pri nas!

XIII. DODATEK

A

Adiabata 42

— suha. 42

— vlažna. 42

Adiabatski papir: navadno obrazec s koordinatnim sistemom, kjer abscisa predstavlja temperaturo, ordinata pa absolutno višino ali zračni tlak. V posebnih primerih so uporabljene tudi druge vrednosti.

Adiabatski proces: proces ohlajevanja ali segrevanja zraka po eni od obeh (suha ali vlažna) adiabat.

Amplituda: pri nihanju največja oddaljenost točke od njene mirovne (ravnotežne) lege.

Analiza: razčlenitev celotnega pojava na posamezne sestavine, katerih vrednost in vpliv je pri tem tudi ugotoviti in preučiti.

Aneriod. 12

Anticiklon: področje visokega zračnega tlaka kot nasprotje ciklonu, ki označuje področje znižanega tlaka in slabega vremena.

Antipasati: topli in stalni višinski vetrovi ob obeh straneh ekvatorja, ki kot posledica termičnih razlik pihajo proti polom.

Argon: plemeniti plin kot helij, le da je precej težak (atomska teža 39.94).

Arktičen: označba za zrak, izvirajoč iz hladnih predelov v bližini zemeljskih polov.

Atmosfera. 9

B

Barograf: instrument, ki nam grafično riše spremembe zračnega tlaka.

Barogram: črta, ki jo nariše barograf, predstavlja spremembo zračnega tlaka.

Barometer. 11

Burja: sunkovit veter severovzhodne smeri, značilen za Kras in našo obalo, kjer ima še posebno močno navzdol usmerjeno vertikalno komponento.

C

Ciklon. 16

— ska družina. 16

Cirkulacija: krožno sklenjeno gibanje.

D

Depresija = ciklon.

Diagram: krivulja sprememb vremenskih elementov, ki jih narišejo instrumenti.

Difuzna svetloba: razpršeni svetlobni žarki.

Diskontinuitetna površina: dotikalna ploskev med toplim in hladnim zrakom na frontah.

F

Fen: topel veter v gorovjih. Zrak, ki se pretaka preko gorskih grebenov v doline in se pri tem adiabatsko segreva in postaja suh.

Fronta. 18

— hladna. 18

— topla. 18

— okluzija. 18

G

Gradient: vrednost spremembe kateregakoli meteorološkega elementa, in to v horizontalni smeri na dolžini 111 km (1°), v vertikalni pa na 100 m višine.

H

Helij: plemenit redek plin, ne gori, lahek (atomska teža 4).

I

Impulz: sunek, povod.

Intenziteta: jakost delovanja ali pojava.

Inverzija: zračna plast, v kateri z višino temperatura ne pada, ampak raste.

Indiferenčna zračna masa je ona, v kateri imamo po višini adiabatni temperaturni gradient, t. j. padec temperature za 1° na 100 m.

Izobara: črta na vremenski karti, ki veže med seboj kraje z enakim zračnim tlakom. Na adiabatnih papirjih predstavlja izobara seveda posamezne višine, kjer vlada isti tlak.

Izoterma: črta na vremenski karti, ki veže kraje z enako temperaturo, na adiabatnih papirjih pa višine z enako temperaturo.

K

Kisik: plin, prepotrben za vse življenje na zemlji (atomska teža 16).

Kondenzacija: prehod vodne pare iz nevidnega v vidno stanje (majhne vodne kapljice: megla, oblaki).

Kondenzacijski nivo: višina, na kateri se kondenzacija začne.

Kontinentalni: celinski.

Konvekcija: vertikalni zračni tokovi, povzročeni zaradi toplotnih razlik.

Ksenon: plemenit plin, enoatomski in popolnoma indiferenten (atomska teža 130.2).

Kumulus. 63, 69

L

Labilno ravnotežje je ravnotežje, ki se zelo rado poruši in se samo po sebi ne povrne. V takem ravnotežju so zračne mase z velikim temperaturnim gradientom.

M

Maksimum: področje najvišje vrednosti nekega meteorološkega elementa (navadno zračnega tlaka) ali vrednost tega elementa samega (navadno pri temperaturah).

Maritimen: prihajajoč z morskih področij, vlažen.

Megla. 79

Meteorograf. 48, 50, 51

Milibar. 11

Minimum: nasprotje od maksimuma.

Monsuni: stalni vetrovi, ki pihajo zaradi toplotnih razlik s kopnega na morje ali z morja na kopno. Znani so posebno indijski monsuni.

N

Naliv: močan, kratkotrajen dež, navadno z velikimi deževnimi kapljami.

Nasičenost: stanje zraka, ko pri vladajoči temperaturi ne more sprejeti nobene vlage več.

Nevihata: močno, kratkotrajno poslabšanje vremena.

Nefoskop: potemnjeno zrcalo, ki služi za opazovanje oblakov.

Neon: plemenit redek plin, atomska teža 20.2, uporablja se v Geislerjevih ceveh za svetlobne reklame.

Nonij: posebno merilo, ki nam omogoča točnejše merjenje.

O

Oblaki 55

Okluzija: fronta, ki ima lastnosti tople in hladne fronte. Toplega sektorja nima več, možni so edino ostanki toplega zraka na višinah.

Oscilacija: nihanje okrog ravnotežnega položaja.

P

Pasati: stalni vetrovi v ekvatorijalnem območju, pihajo proti ekvatorju.

Periferija: obmejna (zunanja) področja.

Polarni sij ali *polarna svetloba:* nebesni elektr. pojav v visokih polarnih širinah v zvezi z zemeljskim magnetizmom. Stoji iz rdečih, rumenih in zelenih svetlobnih pramenov.

Polarna fronta. 15

Polarna zračna masa. 28

Prognoza: vremenska napoved.

R

Radar: najnovejša priprava za ugotavljanje raznih motenj in zaprek na večje daljave.

Radiogoniometer: priprava za odrejanje smeri s pomočjo elektromagnetnih valov.

Radiosonda: kombinacija meteorografa in majhnega brezžičnega oddajnika.

Rosa: na raznih ohlajenih predmetih izločena vlaga iz zraka.

Rosišče: temperatura, pri kateri se zaradi nasičenosti začne vodna para izločati iz zraka (na raznih predmetih kot rosa, drugače kot megla ali oblak).

S

Simbol: poseben znak.

Sinoptika: celoten pregled nad vremenskim stanjem, ki se na tak način (kot celota) tudi preučuje.

Slana: isti pojav kot rosa, le da se vrši pri nizki temperaturi, kjer vodne kapljice zmrznejo.

Specifična teža: pri plinih teža 1 m³ plina, izražena v kg.

Stratosfera: gornji del našega ozračja.

Sublimacija: isto kot kondenzacija, le da prehaja vodna para zaradi nizke temperature iz plinskega naravnost v trdno stanje (kristale).

Š

Široko: južen, topel in vlažen veter na Jadranu, ki je vezan na vremenske motnje (ciklone). Piha ob slabem vremenu po več dni.

T

Tendenca: smer ali težnja spremembe nekega meteorološkega elementa.

Teodolit: optična priprava za merjenje horizontalnih in vertikalnih kotov med dvema točkama.

Termika. 89

Tropopavza: meja med spodnjim (troposfera) in gornjim (stratosfera) delom našega ozračja.

Troposfera: spodnji del ozračja.

Turbulenca: nepravilni vrtinčasti zračni tokovi, ki nastopajo zaradi različnih hitrosti vetra, zaradi medsebojnega trenja zraka in trenja ob zemeljski površini.

V

Vakuum: zrakoprazen prostor.

Vetrovi. 21

Vidljivost. 78

Višinomer 12

Vlaga: 47

Vodik: najlažji plin (atomska teža 1); v zvezi s kisikom sestavni del vode.

Z

Zaleditev. 74

Zračne mase. 26

VSEBINA

A. SPLOŠNI DEL

| | |
|--|----|
| I. Ozračje v splošnem | |
| Sestav zraka. — Višina atmosfere. — Zračni tlak. — Barometer. | |
| II. Gibanje zraka | 15 |
| a) Splošna cirkulacija — polarna teorija. Sončna energija. — Segrevanje zemlje in zraka. — Pasati in antipasati. — Zahodni in vzhodni vetrovi. — Polarna fronta. — Cikloni in ciklonske družine. — Topla, hladna fronta in okluzije. | |
| b) Vetrovi. Smer in jakost. — Vetrnice. — Beaufortova lestvica. — Danjik, nočnik, maestral, burin, burja, široko, košava, vardarac. — Višinski vetrovi. — | |
| III. Zračne mase | 26 |
| Pojem. — Klasifikacija. — Lastnosti. — | |
| IV. Vpliv toplote | 32 |
| Viri toplote. — Segrevanje zemljišča in zraka. — Merjenje toplote. — Termometri. — Gostota zraka. | |
| V. Pojavi v suhem zraku | 39 |
| a) Stanje atmosfere. Toplotni gradient. — Adiabate in adiabatiski papirji. | |
| b) Spremembe temperature v zraku, ki se dviguje. | |
| VI. Vlaga v zraku | 47 |
| a) Splošno. Nečistost. — Merjenje vlage. — Higro- in psihometri. — Meteorograf. | |
| b) Vodne kapljice. Velikost. — Ombrometri. | |
| c) Oblaki. Klasifikacije in opis. | |
| d) Led v zraku. Podhlajene vodne kapljice. | |
| e) Megle. | |
| VII. Vremenska služba | 78 |
| Nekaj pravil in predznakov. — Izdelava vremenske karte. — Analiza. — Prognoze. | |

B. POSEBNI DEL

| | |
|---|-----|
| VIII. Termika | 89 |
| a) Sončna ali čista termika. | |
| b) Večerna termika. | |
| c) Oblačna termika. | |
| d) Frontalna termika. | |
| e) Obalna termika. | |
| f) Vetrovna termika. | |
| g) Ostale vrste termike (oceanska, višinska in gorska termika). | |
| IX. Pobočja | 111 |
| Vertikalna komponenta vetra. — Inverzije. | |
| X. Trenje — turbulenca | 115 |
| XI. Sprožitve | 117 |
| XII. Evidenca področij | 117 |
| XIII. Dodatek | 120 |

Založba Ljudske tehnike Slovenije v Ljubljani.

Za založbo: Pesek Anton.

Natisnjeno novembra 1948 v 4.000 izvodih.



C06155 eE284

NARODNA IN UNIVERZITETNA
KNJIŽNICA



00000175065

55A.5