
DRUŠTVO METEOROLOGOV SLOVENIJE

METEOROLOŠKI
ZBORNIK

II. SNOP

LJUBLJANA 1959

COLLECTION OF METEOROLOGICAL ARTICLES

PUBLISHED BY SLOVENIAN METEOROLOGICAL SOCIETY

METEOROLOŠKI INŠTITUT UNIVERZE
LJUBLJANA — YUGOSLAVIA

UREDNIŠKI ODBOR

Prof. dr. M. Čadež — J. Pristov, dipl. met. — Z. Petkovšek, dipl. met. — M. Borko, dipl. met.

METEOROLOŠKI ZBORNİK

DRUŠTVA METEOROLOGOV SLOVENIJE

II. SNOP

LJUBLJANA

1959

VSEBINA:

1. V. Manohin: Vprašanje Monsunov — The origin of Monsoons
2. J. Pristov: Meteorološki podatki Kredarice v primerjavi z bližnjimi višinskimi observatoriji — Meteorological data for Kredarica in comparison with the high - altitude observatories vicinity
3. Z. Petkovšek: Meritve in primerjave v zvezi z velikostjo meglenih kapljic v Ljubljani — Measurements and comparisons of the drop diameters in Ljubljana fog
4. M. Borko: Odvisnost sušnih razdobij v Sloveniji od splošne cirkulacije atmosfere — The general circulation of the atmosphere and the dry periods in Slovenia
5. A. Hočevar: Poiskus ocene prognostične karte — An attempt of the assessment of the forecasting map
6. J. Pučnik: Analiza nekaterih Fickerjevih pravil v primerjavi s sinoptičnimi situacijami v Sloveniji — An analysis of some Ficker's rules in comparison with the synopticsituations in Slovenia
7. M. Vida-Robavs: Poročilo o padavinah pri visokem zračnem pritisku v Sloveniji (od 1. I. 1954 do 31. XII. 1958) — Report on the precipitations in Slovenia occurring at the high air pressure (from january 1945 to december 1958)
8. F. Bernost: Prispevek k proučevanju zraka nad morjem — Contribution to the investigation of the air temperature above sea surface

THE ORIGIN OF MONSOONS

V. MANOHIN

Obstaja mnenje, da so monsoni enostavna posledica različne ogretosti kontinentov in morij. Namen pričujočega dela pa je, pokazati, da takšni pogledi za stvar niso dovolj utemeljeni. To je razvidno iz naslednjega: kot klasični deželi monsunov se cenita obe Indiji in Vzhodna Azija. Monsoni pa so znani tudi v Avstraliji, Ameriki in govori se celo o evropskem monsonu, nikjer pa ne dosežejo takega razvoja in učinka kot v že omenjenih predelih Azije. Pri tem se obe Indiji odlikujeta po poletnem monsonu, ki povzroča tamkaj močno deževje, zimski pa je malo izrazit. V Vzhodni Aziji je ravno narobe: tam so zimski monsoni izraziti in odločilno znižujejo zimsko temperaturo, medtem ko je poletni monsun mnogo manj izražen.

Oglejmo si na kratko staro in splošno znano razlago nastanka obeh monsunov, katere se drži tudi sicer sloveč in kritičen J. Hann /1/: poletni monsun naj bi nastal zato, ker se azijski kontinent razgreje bolj kot morja, zato je zračni pritisk nad njim manjši kot nad oceani. To povzroča poletni monsun, t.j. veter, katerega splošna smer je z morja na kopno. Veter z morja pa je tudi vlažen, zato sproži padavine. Za dokaz pravilnosti te teorije so svoj čas podajali karto razporeditve pritiska poleti: nad Beludžistanom je lepo razviden monsonski ciklon /glej n. pr. Threwartha /2/, nad oceani pa razmeroma visok pritisk. Prizemni vetrovi, t.j. monsoni, seveda ustrezajo omenjeni razporeditvi pritiska in s tem bi bila razlaga poletnih monsunov pravilna. Toda naslednje dejstvo ne govori v prid taki razlagi: razgreta območja morejo imeti le v nižjih zračnih plasteh znižan zračni tlak, medtem ko mora biti v višinah ravno zaradi ogretosti, zračni pritisk povečan. To sledi iz znanega Laplaceovega zakona o spremienjanju pritiska v zvezi z višino. Podobno velja za hladna območja, ki imajo v višinah znižan zračni pritisk. Tako bi morali poletni monsoni pihati le v plitvi plasti, nad to pa antimonsoni. Toda že zdavnaj so ugotovili, da antimonsonov ni. Še več kakor to - nastanek silovitega monsonskega deževja, ki zajame predvsem Bengalijsko in okolico, je stališča klasične razlage monsunov nerazumljiv. Kajti, če so monsoni omejeni le na plitev sloj in dosežejo zato kvečjemu nekaj nad 3000 m višine, nad njimi pa da vlada suhi antimonson ali visok anticiklon, kako potem sploh more nastati omenjeno deževje? Prvič, v tropih leži nulta izoterma poleti znatno više od 3000 m in s tem ves oblačni sistem monsunov ne bi mogel izločati pomembnejših padavin, kajti za nastanek močnejših padavin je nujno potrebno zmrzovanje oblakov. Drugič, tako visoko gorovje, ko je Himalaja, bi segalo daleč v območje suhih antimonsonov oziroma višinskega anticiklona in bi imelo ob času hudega monsonskega deževja v nižinah, brezhibno jasno vreme. Številne ekspedicije na himalajske vrhove pa so soglasno potrdile, da zajame monsun tudi visoke gore, kjer povzroči silovite snežne meteže. Take meteže so opazovali še v višini nad 6000 m, verjetno pa segajo še više. Iz tega sledi, da so monsoni visoko segajoči vetrovi in da nad njimi ni ne

antimonsunov ne višinskih anticiklonov, razen morda v stratosferi. Če je tako, potem je jasno, da poletni monsuni ni enostavna posledica razgretosti kontinentov, temveč nekega mnogo bolj zamotanega procesa. Za proučevanje tega vprašanja sem uporabljal 500 mb višinske karte, ki jih je izdala Ameriška meteorološka služba /3/. Izohipse so prikazane v geopotencialnih futih in s slike je razvidno, da seže poleti 500 mb površina v območju Indijskega monsuna do višine blizu 5800 m. Za razliko od nemških kart, n. pr. Scherhaga /4/, ki kažejo v območju Indijskega monsuna v višinah anticiklon, s središčem nad Tibetom, vlada po ameriških podatkih nad jugovzhodno Indijo višinski ciklon, nad Tibetom pa razmeroma ozek klin oziroma most visokega pritiska, ki izvira iz močnega Saharskega višinskega anticiklona. Ta višinski ciklon je torej monsunski ciklon, ki povzroča monsunske deževje v območju Indije in ki nima nič skupnega s plitvim monsunskim ciklonom nad Beludžistanom, nad katerim leži v višinah južno obrobje omenjenega anticiklonalnega klina. Višinski ciklon dokazuje, da so tu temperature znižane in zato monsunski dež ni posledica preogretosti kontinentov.

Ameriški podatki segajo le do 20° severne širine, zato sem ni vključeno stanje v ekvatorskem območju. Sodeč po svetovni razporeditvi padavin v poletnih mesecih /5/, vlada tedaj v območju ekvatorialne Afrike /postaji Calabar 4° 58' N, 8° 19' E in Lagos 6° 27' N, 3° 24' E/, t.j. južno od Saharskega višinskega anticiklona, tropsko deževje. Ker mora biti vsako deževje, zlasti pa tropsko, navezano na relativno nizke temperature v višini, kaže, da leži tudi nad Afriko v višinah južno od Sahare, višinski ciklon ali dolina. Na priloženi karti se še lepo vidi tak ciklon v območju Kameruna. Ker se poletno tropsko /zenitalno/ deževje razteza bolj ali manj okrog vse zemlje, je treba misliti, da tudi znamenito monsunske deževje v Indiji dejansko ni monsunske, marveč tropske, ki se je tu razširilo najbolj na sever. Razlaga monsunov mora torej temeljiti na razlagi tropskega deževja. Le-to se pa do sedanjega časa razlaga kot posledica pripeke zenitnega sonca: tropski dež sledi letnemu gibanju sonca! Tam, kjer je sonce v zenitu, se vleče pas tropskega deževja. Toda tudi to pot razlaga ni prepričljiva, kajti tudi v območju tropskega deževja, celo v nižini, so temperature nižje kot v sosednjem območju izven deževja. Zrak torej v območju tropskega deževja ni preogret in zato preogretost ni vzrok deževja. Preostaja edina možnost - razlagati vse s frontalnim učinkom. Tropska fronta -ali kot ji mnogi pravijo -"tropska konvergenčna črta", se pomika preko ekvatorja vedno v isto poloblo, kjer je tedaj poletje. Nad Afriko nastopa zaradi navzočnosti velike mase kopnega v tropih - preogretost in ta ustvarja mogočen višinski anticiklon, ki je lepo viden na karti 500 mb /glej junij ali julij/. Ta anticiklon more blokirati tako tropsko fronto, ki sili sem raj z juga, kakor tudi polarno fronto, ki prodira semkaj od severa. Tropsko deževje v Afriki tako ne prodre daleč od ekvatorja in je v glavnem omejeno na ožja ekvatorska območja. Tudi nad Arabijo se pozna preogretost, ki se manifestira v sekundarnem višinskem anticiklonu. Le-ta je viden tudi na 500 mb površini. Glavni del Azije leži mnogo severneje od Afrike, zato se tudi preogretost razprostira severneje, in sicer nad Tibetom, kjer obstaja kot posledica tega v višinah anticiklonalni klin. V absolutnem iznosu je preogretost nad Tibetom, ki leži na veliki nadmorski višini, mnogo manjša kot nad Saharo,

vendar je Tibet za svojo višino močno preogret. Zaradi visoke lege razmeroma velike kopne površine izstopa namreč Tibet v glavnem višinskem okolju kot neke vrste peč, medtem ko leži v isti višini nad vročimi puščavami prosto ozračje, ki nima neposrednega kontakta s kopnim in je zato bistveno hladnejše. Nad Tibetom se torej ustvarja blokadni anticiklon, ki zavira - podobno kot afriški - tako tropsko kot polarno fronto. Obe Indiji sta nezaščiteni pred prodorom tropske fronte, ki more te predele zlahka doseči zaradi severne lege blokadnega anticiklona. Ker leži Indija že precej daleč od ekvatorja, ustvarja tu tropska fronta ne samo dež, marveč tudi tropske ciklone, t.j. orkane s silovitim dežjem, ki na začetku potujejo - kakor vsi tropski cikloni - od jugovzhoda proti severozahodu. Sodeč po 500 mb karti za junij in julij in po razporeditvi padavin v Indiji /5/, se zdi, da dobiva Indija poletni ciklone po večini iz indonezijskega območja tropske fronte, deloma pa tudi iz ceylonskega območja. Cikloni z indonezijske fronte so dobro znani pod imenom "bengalski cikloni" in deževje je tu najmočnejše na orografskih ovirah Bengalije in Indokine. Tu leži tudi znameniti Asam s Charrapunjo, ki jo cenijo kot kraj s svetovnim maksimum letne količine padavin. Upoštevati je treba, da padajo tu padavine skoraj izključno v poletni dobi, t.j. v času poletnega monsuna. V nasprotju s tem dobiva severozahodna Indija z Beludžistanom le malo padavin, do sem namreč ne seže več učinek tropske fronte oziroma tropskih ciklonov. Del tropskih ciklonov se sicer poraja, kakor je bilo rečeno, tudi v območju Ceylona, se giblje od tu ob zahodni indijski obali proti Perzijskemu zalivu, a se že med potjo izčrpava in ugaša.

Ker tropski cikloni, kot je znano, na kopnem hitro slabijo, ostane polotok Dekan v relativnem zatišju, medtem ko dobita obe njegovi obali obilico padavin in neurij. Splošno znano mnenje, da vpliva gorovje Gah kot zaščita pred monsuni, ne more biti pravilno, saj piha ta veter v višinah od jugovzhoda ali vzhoda in bi torej moralo omenjeno gorovje ščititi obalo in ne celino. Zanimivo je omeniti razliko v letni razporeditvi padavin v Madrasu /13° 4' N, 80° 15' E/ in Mangalore /12° 52' N, 74° 51' E/, ki leži na zahodni obali Dekana: v Madrasu so poletne padavine relativno majhne in nastopa glavno deževje oktobra in novembra /po naključju tako kot pri nas v Sloveniji/ v Mangalori pa je glavno deževje omejeno na poletne mesece z maksimumom julija, vendar je tudi tu jesen mnogo bolj mokra kot pomlad. To bi kazalo na poševno lego tropske fronte, ki je v območju Indokine pomaknjena bolj na sever kot v območju Arabskega morja, morda zaradi bližine razgrete Arabije. Cikloni potujejo poleti verjetno predvsem ob zahodni obali Indokine proti Cherrapunji, nad Arabskim morjem pa ob zahodni indijski obali proti Perzijskemu zalivu. Kaže tudi, da dobi zahodna obala Indije dež včasih ob severozahodniku, ki prinaša hladnejši zrak iz višjih zemljepisnih širin v zaledju bengalskih ciklonov: v tem primeru gre očitno za prodor polarne fronte v zaledju tropskega ciklona. Iz tega sledi, da je mehanizem monsunov oziroma monsunskega deževja dokaj zamotana stvar, vendar ni nobenega dvoma, da je frontalnega izvora.

Kje naj iščemo vzrok jesenskega dežja v Madrasu, po 500 mb karti ne moremo spoznati. Le-ta /t.j. karta/ pričinja, žal, šele od 20 vzporednika. Lahko pa domnevamo, da cikloni s tropske fronte jeseni še dosežejo območje Madrasa in da potujejo po poti, ki leži blizu Ceylona in jugovzhodne Indije. Premoč jesenskega dežja nad pomladanskim vsem okolišju južne Indije moremo brzkone pripisati potem ciklonov, ki so tedaj bliže

tem območjem kot spomladi, ne pa večji aktivnosti tropske fronte jeseni, četudi ni izključena tudi ta druga možnost.

Začetek monsuna nam lepo kaže 500 mb karta: v aprilu in maju je še povsod zahodna cirkulacija. V juniju se že pojavlja mogočen blokadni anticiklon nad Saharo, sekundarni nad Arabijo in klin-visokega pritiska nad Tibetom, medtem ko je nad Indijo viden že višinski ciklon. To je torej čas nastopa monsuna.

Monsunski dež v Indokini in južni Kitajski prihaja, sedeč po 500 mb karti, od jugozahoda s tropske fronte in zato so tu predeli ob zahodni obali bolj mokri kot ob vzhodni. Nekje v bližini Šangaja trčita monsunska in zmerno širinska zahodna cirkulacija /glej julijsko karto 500 mb/: to je tudi meja, do koder sežejo tropski cikloni, ki se tu imenujejo tajfuni.

Po razlagi je monsunski dež glede na postanek sličen ekvatorskemu dežju, preogretost celine pa v tem primeru določa severno mejo vpliva tropske fronte. Preogretost sama nikakor ne povzroča dežja, marveč ga preprečuje.

Mehanizem tropske fronte, ki povzroča tako ekvatorsko kot monsunsko deževje in ki se pomika za soncem, t. j. na poloblo, kjer je poletje, bi mogli objasniti na naslednji način:

fronta v območju tropov ne more nastati sama od sebe. Tu ni potrebnih temperaturnih razlik in odklonska Coriolisova sila je relativno majhna. Če se kljub temu pojavlja izrazita črta, kjer vetrovi konvergirajo, je to dokaz, da ima ustrezno znižanje zračnega pritiska svoj izvor zgoraj. Poleti namreč obstaja v stratosferi mogočen cirkumpolarni anticiklonalni vrtnec, ki obsega vso hemisfero in seže s svojim robom do ekvatorja. Ob temu robu se razvija ozka struja silovitih vzhodnih vetrov /v stratosferi/, ki se imenuje easterlies in ki tvorijo analogijo z jet streamom v višjih zemljepisnih širinah. Ta easterlies ima veliko energijo in močno turbulenco, ki deluje v vseh smereh in povzroča trčenja in narive zračnih gmot ter vijuganja in erupcije. Razumljivo je, da se vse to odraža v nihanju zračnega pritiska v slojih, ki ležijo pod easterliesom. Tako nastajajo v tropih padci zračnega pritiska, katerih posledica je konvergenca vetrov. Ker pa so tropske zračne gmote zelo vlažne, povzroča že razmeroma majhen vzpon obilno izločitev vlage in latentne toplote, kar daje podlago nadaljnjemu padcu pritiska, ki s tem še krepki konvergenca vetrov. Proces teče torej kot verižna reakcija, ki ojačuje samo sebe. Končno nastane mogočno tropsko deževje; a v zemljepisnih širinah, kjer deluje znatna Coriolisova sila /t. j. od 5 vzporednika dalje proti tečaju/ razen deževja še tropski orkani: hurricani, tajfuni, bengalski cikloni, ouragani, itd.

V zimski dobi vlada v višinah nad vso hemisfero mogočen ciklonalni cirkumpolarni vrtnec z močnim gradientom in številnimi jet streami. Monsunski nižinski anticiklon, ki leži tedaj nad Mongolijo in Vzhodno Sibirijo, ne sega visoko, ker je hladen in vejejo nad njim zato splošni zahodni vetrovi. Iz tega sledi, da je zimski monsum omejen na nižje zračne plasti, približno do višine nekaj nad 2 km. Tako plitvi vetrovi ne morejo preko Himalaje in drugih visokih gorovij v Indijo, zato sodi

indijski zimski monsun med lokalne vetrove, ki pa dajo s pobočja predgorja Himalaje in nimajo z zimskim monsunom ob vzhodni obali Azije nič skupnega. Načelno tvori ta zadnji burjo, ki se po nastanku prav nič ne loči od naše primorske. Je pa bistveno hladnejša, ker nosi sibirski zrak iz neposredne bližine preko gorovja proti Kitajski nižini oziroma proti obali in piha od severozahoda in ne od severovzhoda kot naša burja. Nad to burjo pihajo zahodni vetrovi. Ker prihajajo s kontinenta, so v razliko od naših zahodnih vetrov precej hladni in suhi. Ne sodijo več k monsunskemu mehanizmu, marveč k svetovni zahodni cirkulaciji zmernih zemljepisnih širin.

Za zaključek si oglejmo vprašanje evropskega monsuna. Poletnega evropskega monsuna biti ne more, ker je - kakor je bilo razloženo monsunski dež posledica učinka tropske fronte, ki Evrope nikoli ne doseže. Zimski evropski monsun, ki naj bi pomenil dotok celinskega zraka iz Rusije z vzhodnimi vetrovi, nastaja pod vplivom relativno toplih anticiklonov nad Skandinavijo in Rusijo, ki blokirajo oziroma preusmerjajo splošno zahodno cirkulacijo in uvajajo v Evropo visoko segajoče vzhodne vetrove. To vremensko stanje nima nič skupnega z zimskim monsunom, če pod le-tem razumemo vetrove, ki so nastali le zaradi premočne ohladitve kontinenta /Sibirija, Mongolija/. Ta ohladitev gradi namreč visok zračni pritisk, ki pa zaradi nizkih temperatur ne sega visoko. V primeru "evropskega zimskega monsuna" pa imamo anomalno situacijo: nad hladnim kontinentom nastaja topet anticiklon in le plitva plast pri tleh ima zaradi močnega izžarevanja praviloma nizke temperature. Visoko segajoči, hladen kontinentalni zrak pa teče ob vzhodnem in južnem robu tega toplega anticiklona in prinaša mraz predvsem južnim predelom Evrope. Zaradi omenjene osnovne razlike v nastanku azijskega in evropskega zimskega monsuna /azijski je posledica hladnega anticiklona, evropski pa toplega/, ni med obema pojavoma nobenega paralelizma. Zato je v Aziji zimski monsun reden in vztrajen zimski gost, kajti ohladitev Azije nastopi vsako leto, "evropski monsun" pa redek pojav. Če pa nastane, prinese hud mraz tudi Evropi.

/Summary/

The origin of monsoons is explained in this article by the author as a result of the processes on the tropical line of convergence. The main emphasis is on the origin of monsoon rains. According to German authors, for instance Scherhag /Wetteranalyse und Wetterprognose, 1948/ an anticyclone should dominate above the Indian monsoon region at the height of the 500 mb surface, as for example it is the case above Sahara. However, this particular fact does not fit in the occurrence of the monsoon rains. Monsoon winds caused by the overheating of the Asian continent do not reach sufficient heights /only up to 3200 m/ and, therefore, they cannot produce considerable precipitation, especially because the 0° Centigrade isotherm lies much higher above India. Monsoon rains have been noted by Himalayan explorers in the heights of over 6000 m, which is a further proof that monsoon rains must be of another origin, and that wind circulation responsible for it reaches great heights.

American high- altitude weather maps /published in 1952/ have shown, in contrast to the previous German maps, that at the time of monsoon rains /representative month being July/ India lies within a cyclone extending as high as the 500 mb surface. The author claims that the cyclone causing the monsoon rains is of tropical origin and constitutes a total of active tropical cyclones moving from the tropical line of convergence towards the Gulf of Bengal and the Arabian sea. He also believes that Indian monsoon rain shares its origin with the usual tropical rain, because the latter also derives from the tropical line of convergence. The seasonal character of monsoon rains is in the author's opinion linked to the evolution of the Easterlies, appearing on the edge of the great stratospheric circumpolar anticyclone, which in itself is the result of the overheating of the stratosphere in the polar direction during the summer. The author explains that there is no monsoon over Sahara because of an anticyclone in greater altitudes which bars the influences of the tropical as well as of the polar front. This anticyclone in the altitudes over Sahara is a direct result of the overheating of this wide area. The area of overheating in Asia lies in Tibet, i.e. it is more towards the north. Consequently, the anticyclone in the altitude with its barring effects is also developed in higher latitudes compared with Africa. Thus, the effect of the tropical line of convergence is felt much further towards the north. The geographical situation of the overheated area depends on the geographical position of the core of the continent as well as on specific topography.

The winter monsoon is, according to the author's findings, a result of the overcooling of Siberia and Central Asia. This is in line with the accepted explanation. The winter monsoon, however, does not reach greater heights than two kilometres. Above it, strong western winds are blowing as a part of the general planetary circulation. In East Asia, the direction of the winter monsoon nearly coincides with that of the planetary circulation. The winter monsoon is therefore very strong and constant. The Indian winter monsoon has no connection whatsoever with the East Asian; Himajayas and other high mountain barriers make this quite impossible. The Indian winter monsoon is actually a local wind, descending from a relatively cooler mountain rim in the north.

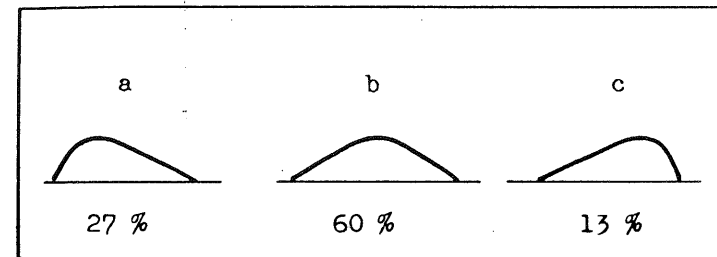
The existence of a European monsoon is entirely denied by the author because there is no season in Europe with specific synoptic situation being typical only for a particular season.

L i t e r a t u r a

- /1/ J. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1915.
- /2/ Thwaiter: An introduction to weather and Climate, 1943.
- /3/ Normal weather charts for the northern hemisphere, Washington D.D., Oktober 1950z
- /4/ R. Scherhag: Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin 1948.
- /5/ World Weather Records, 1931-40, Washington 1947.

V polovici primerov so se torej največje in najmanjše kapljice razlikovale za 20 μ , v 19% pa za 10 μ ali manj, ko so bile torej res močno enakih velikosti.

Večinoma je bila razporeditev taka, da je bila ena izmed velikosti najfrekventnejša, ostale proč od nje /vzeto po velikosti lestvici/ pa navadno vedno manj proti mejam intervala, ki so ga zajemale. Razporeditev pa ni bila vedno taka, da bi bila najfrekventnejša velikost v sredini intervala /B/, ampak je bila ta včasih na začetku/A/, kar pomeni, da je bilo največ kapljic v velikosti blizu spodnje meje, večjih pa vse manj; ali pa, da je bilo malih malo, najfrekventnejša velikost pa je bila blizu zgornje meje intervala /C/. Ne glede na to, kje v absolutni velikostni skali je ta zgornja meja ležala, ločimo tako tri razporeditve, ki jih prikazuje slika 3.

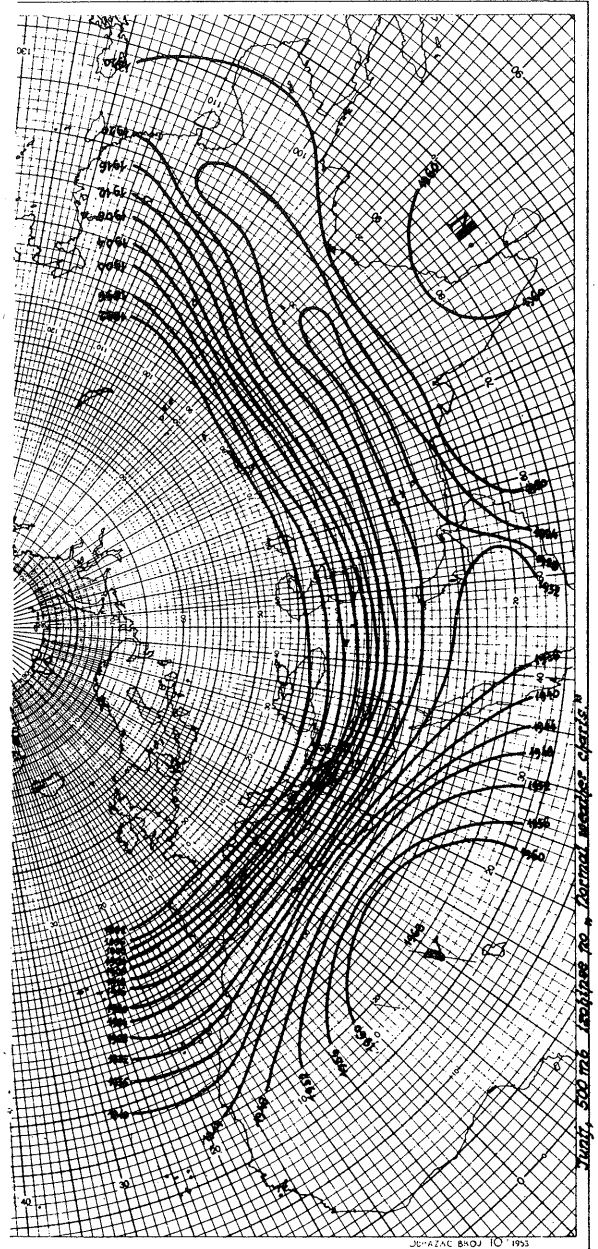
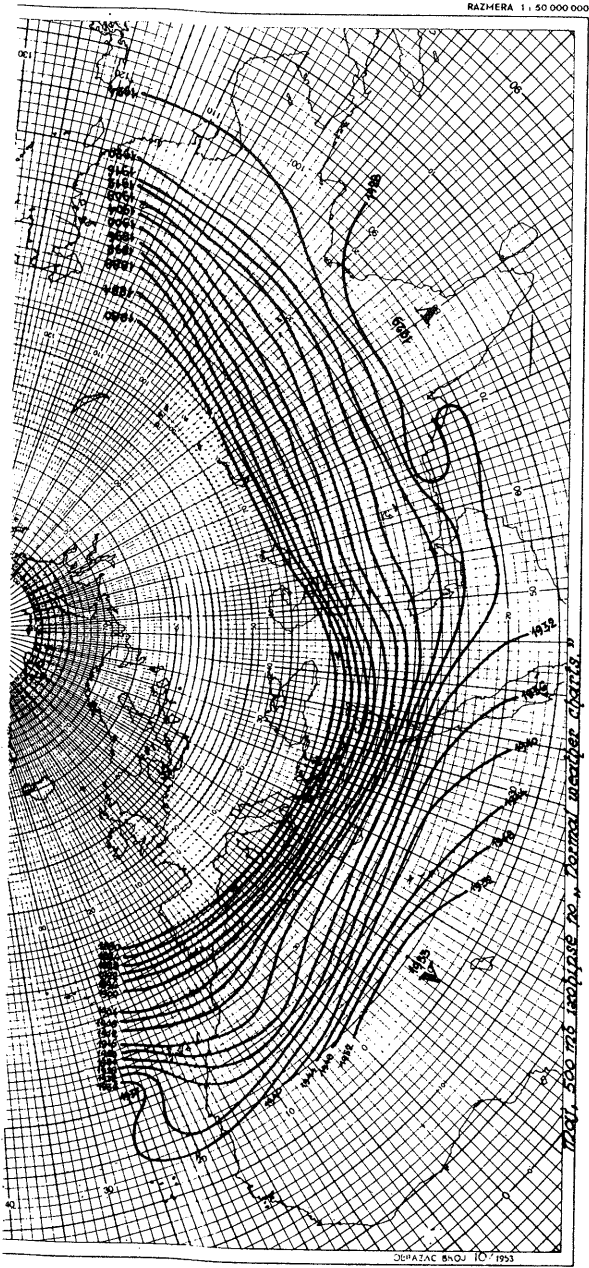


Slika 3: Tipi razporeditve frekvence posameznih velikostnih stopenj ter odstotki ustreznih tipov pri meritvah v Ljubljani.

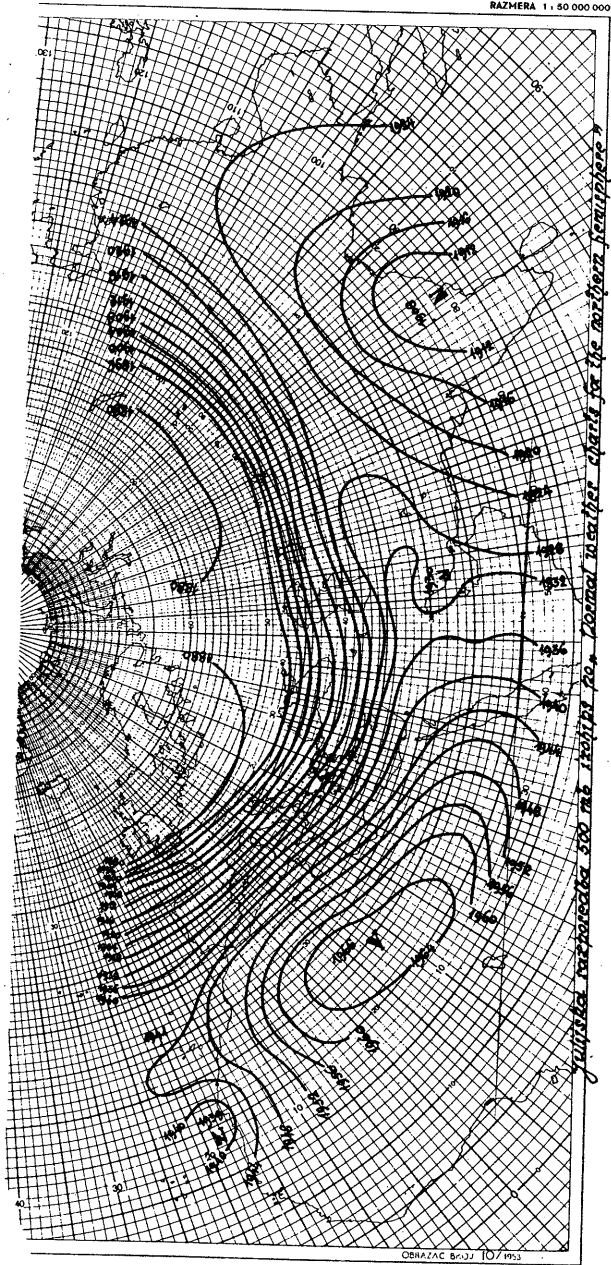
V posameznih primerih so ustrezni tipi krivulj bolj ali manj raztegnjeni, kar je odvisno od širine intervala; kje je ležal vrh krivulje pa se seveda iz tega tudi ne vidi. Pregled frekvenčne razporeditve najštevilnejših kapljic pa je itak razviden iz zadnje vrste tabele 2. Iz te tudi sledi, da se vse maksimalno zastopane kapljice po velikosti razmeroma malo razlikujejo /10 μ /, čeprav se ekstremne velikosti kapljic razlikujejo za 52 μ .

Za izdelavo točne krivulje, ki naj predstavlja skupno vse meritve oziroma pravi povpreček frekvence posameznih velikosti, je bila potrebna delitev sumarno ocenjenih grup, ki je bila v tem primeru izvedena na principu enakosti. Tako dobljena krivulja je prikazana na sliki 4. Iz nje je neposredno razvidna povprečna razporeditev velikosti premerov meglenih kapljic v Ljubljani. Krivulja ima očitno razporeditev tipa A /slika 3/ ter kaže, da je skoro 90% vseh v Ljubljani merjenih meglenih kapljic velikosti med 10 in 25 μ , medtem ko število kapljic velikosti nad 25 μ eksponentialno pada z velikostjo premera.

Od kod izhajajo raznolikost velikosti kapljic, še v splošnem ni povsem znano. Verjetno je, da v znatni meri odloča o tem vrsta in velikost kondenzacijskih jeder, električni naboj, koalescenca in morda tudi prenasičenost zraka. Vendar se smatra, da prenasičenost v naravi praktično ne nastopa, ker je v zraku vedno dovolj kondenzacijskih jeder, čeprav zahteva po njih ni majhna; zlasti pa vemo, da jih je dovolj v okolici večjih mest, kot je to pri naših meritvah. Za diskusijo faktorjev, ki bi lahko vplivali na velikost kapljic, pri katerih vlada ravnotežje parnih pritiskov, kar je seveda pogoj za njihov obstoj, se poslužimo Thomsonove formule /4/.



RAZHNERA 1 : 50 000 000



Географическая карта магнитного поля для северного полушария

СВЯТАСЬ 6-33 10/1953

METEOROLOŠKI PODATKI KREDARICE V PRIMERJAVI
Z BLIŽNJI MI VIŠINSKIMI OBSERVATORIJI

METEOROLOGICAL DATA FOR KREDARICA IN COMPARISON
WITH THE HIGH - ALTITUDE OBSERVATORIES IN
VICINITY

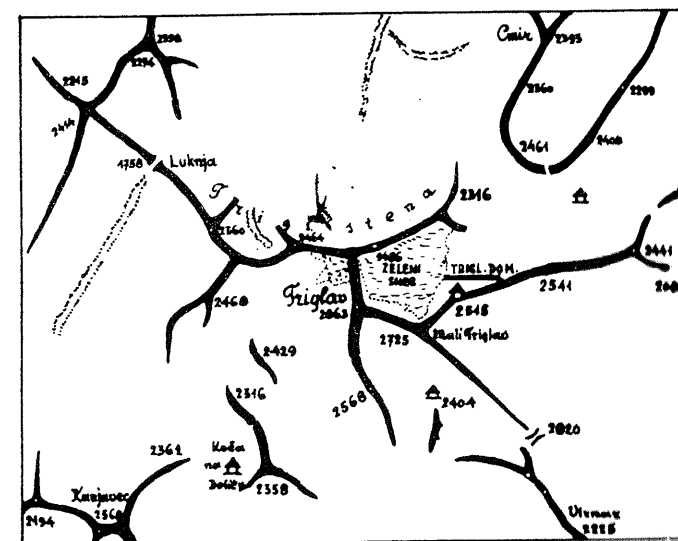
J. PRISTOV

551.506.2

Na Kredarici je bila 1. avgusta 1954 postavljena meteorološka postaja. Od takrat je minilo šele dobrih pet let, kar je za meteorološke opazovanja kratka doba, vendar dovolj dolga, da dobimo grobo sliko o spreminjanju vremena na najvišji sinoptično - meteorološki postaji v Jugoslaviji.

Delo in težave meteorološke postaje "Triglav-Kredarica" je že opisal Pristov (1), pomanjkljivosti Petkovšek (2), nekatere elemente za krajša obdobja pa je obdelal Manohin (3). Vse te obdelave se nanašajo na krajša časovna obdobja.

Meteorološka postaja ne leži na samem vrhu, kot je to zaželeno za meteorološko postajo, temveč leži precej niže na pobočju neizrazitega sedla. Svoje prostore ima v planinskem domu Triglavski dom.



Sl. 1
(Okolica meteorološke postaje Kredarica)

Zaradi ne preveč ugodne lege je bilo že predlagano, da se meteorološka postaja premesti na katerikoli vrh, saj bi s tem dobili lepši razgled pa tudi veter bi se bolj približal vetru proste atmosfere. Že Hauer (4) je ugotovil, da ima veter na Zugspitze močan odklon od vetra v prosti atmosferi. Za Kredarico je veter obdelal Pristov (5 in 6) in je prav tako ugotovil velike razlike med vetrom v prosti atmosferi in vetrom na Kredarici. Močno se razlikujeta v smeri, še posebno pa v jakosti. Za grobo določevanje vetra v prosti atmosferi nam zadoščajo radiogondna in pilot-balonska opazovanja in so zato podatki vetra visokogorskih postaj važni za lokalne značilnosti. Oba avtorja sta unenja, da nam za prognozo vremena lahko zelo veliko koristijo prav odkloni smeri vetra visokogorskih postaj od smeri vetra v prosti atmosferi. Vas odklone bi bilo potrebno obdelati z ozirom na vremenske situacije oziroma tipe vremena. To obdelavo je že nekoliko nakazal Pristov (5) vendar ne za posredne tipe vremena. Veter je obdelan z ozirom na veter v prosti atmosferi za dobo treh let in ga bomo zato sedaj izpustili.

O b l a č n o s t:

Oblačnost se opazuje vizualno in zato nastopijo že v ravnini pri ocenjevanju množine oblačnosti manjše napake, saj zavisi ocena od posameznega opazovalca. Nekateri jo ocenjujejo preveč, drugi premalo. Še bolj de izraza pride takšna ocena na visokogorski postaji, kjer se vidi horizont zelo daleč in velikokrat prav množino najoddaljenejših oblakov ocenimo previsoko z ozirom na oblake v bližini postaje. Na Kredarici moti pri oblačnosti to, da jugosahodno in zahodno stran sakriva Triglav. Od te strani nastopi največkrat oblačnost, a je ni ne vidimo, zaradi tega izakupna oblačnost nekoliko prenizko vrednost. Kompenzacija pa je verjetno v tem, da se pojavijo na bližnjih vrhovih ostroga v bližini postaje oblaki, katere količino ocenimo previsoko.

V naslednjih tabelah so podatki Kredarice za dobo petih let, od 1. avgusta 1954 do 31. julija 1959. Isto obdobje je vzeto tudi za postajo Bjelašnica, tako da je možna neposredna primerjava. Za grobo primerjavo, vzamemo tudi podatke Sonnblicka za obdobje 1887 do 1936 in podatke za Zugspitze od 1900 do 1949. To je obdobje 50 let in zato nas lahko govorimo o dolgoletnih povprečjih. Steinhauser je v svoji knjigi (7) obdelal posamezne elemente v obdobjih po 10 let in pri povprečjih ni dobil večjih odstopov. Zato bomo s temi podatki tudi mi napravili grobo primerjavo in upamo, da ne bo prevelikih napak.

Tabela 1: Povprečna mesečna in letna oblačnost

ob 07 ^h	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	za leto
Kredarica	5,3	5,8	6,3	6,3	6,1	6,9	5,8	5,9	6,4	5,8	5,8	5,5	6,0
Bjelašnica	7,0	7,0	7,0	7,5	6,5	6,6	5,5	4,6	5,0	5,8	7,7	7,1	6,4
Sonnblick	6,0	6,3	6,7	7,1	6,8	6,9	6,6	5,0	5,8	6,0	6,1	6,3	6,4
Zugspitze	6,3	6,3	6,7	7,2	6,8	7,0	6,6	6,5	6,0	6,1	6,2	6,5	6,5
ob 14 ^h													
Kredarica	5,2	6,1	6,7	7,4	7,8	8,6	8,1	7,6	6,5	5,3	6,3	5,5	6,8
Bjelašnica	7,7	7,4	7,3	8,0	7,7	7,9	6,9	5,7	5,7	6,1	7,7	7,6	7,1

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	za leto
Sonnblick	6,0	6,1	6,9	8,0	8,1	8,1	8,0	7,6	7,1	6,6	6,3	6,2	7,1
Zugspitze	6,3	6,4	7,0	8,0	8,3	8,6	8,3	7,8	6,9	6,3	6,4	6,5	7,2
ob 21 ^h													
Kredarica	4,3	4,4	5,3	6,1	6,1	7,6	6,8	6,0	4,5	4,3	5,5	5,8	5,6
Bjelašnica	6,7	6,3	6,2	7,2	6,0	5,6	5,5	3,9	4,0	5,0	7,0	6,9	5,9
Sonnblick	5,4	5,5	6,4	7,4	7,9	8,2	8,0	7,9	6,6	5,9	5,8	5,6	6,7
Zugspitze	5,6	5,7	6,0	7,0	7,3	7,7	7,3	6,7	6,0	5,6	5,5	5,8	5,4
srednja dnevna:													
Kredarica	4,9	5,4	6,1	6,7	6,7	7,7	6,9	6,5	5,5	5,2	5,9	5,2	6,1
Bjelašnica	7,3	6,9	6,8	7,6	6,7	6,7	6,0	4,7	5,2	5,8	5,7	7,2	6,4
Sonnblick	5,8	6,0	6,7	7,5	7,3	7,7	7,5	6,9	6,5	6,2	6,1	6,1	6,7
Zugspitze	6,1	6,1	6,6	7,4	7,5	7,8	7,4	7,0	6,3	6,0	6,0	6,3	6,7

Povprečna letna vrednost oblačnosti 6,1 na Kredarici se nam zdi precej velika, vendar imajo vsi ostali observatoriji znatno večjo povprečno oblačnost, Bjelašnica 6,4, Sonnblick in Zugspitze celo 6,7. Seveda moramo vpoštovati, da gre pri zadnjih dveh za drugo časovno obdobje. Zanimivo si je ogledati povprečno oblačnost po posameznih mesecih, in to že od aprila do avgusta, v marcu je enaka letnemu povprečju, v vseh ostalih mesecih pa je nižja od letnega povprečka. Maksimum nastopa v juniju: 7,7, minimum pa v januarju: 4,9, in sekundarni minimum v oktobru. Podoben potek oblačnosti imata Zugspitze in Sonnblick, le da je oblačnost v vseh mesecih nekoliko večja ali vsaj enaka tisti na Kredarici. Tudi tu nastopa maksimum oblačnosti v juniju in minimum v hladni polovici leta. Minimum oblačnosti na Kredarici je znatno manjši kot na ostalih alpskih observatorijih, saj je tu pod 5/10, na Sonnblicku in Zugspitze pa vedno presega 6/10. Minimum oblačnosti je nižji le na Bjelašnici, vendar v popolnoma drugem letnem času. Na tej postaji je oblačnost časovno skoro popolnoma zamenjana. Ne more biti samo naključje, da ima Bjelašnica največjo oblačnost prav v januarju, ko nastopa v Alpah minimum in najnižjo v avgustu, ko je na ostalih observatorijih množina oblačnosti še velika. Bjelašnica ima oblačnost pod povprečjem med julijem in novembrom, v ostalih mesecih ima oblačnost nad povprečjem s sekundarnim minimum v februarju. Povprečna letna oblačnost ima najvišjo vrednost ob 14 uri, najnižjo vrednost ima na Kredarici in na Bjelašnici ob 21 uri, na Zugspitze in približno enako ob jutranjem in večernem terminu, dočim ima Sonnblick najnižjo oblačnost zjutraj.

Bjelašnica ima najmanjšo oblačnost v poletnih mesecih in zato se morda na prvi pogled zdi, da nima toliko konvektivne oblačnosti, kot je je v Alpah. Tega ne moremo več zagovarjati, če pogledamo samo porast oblačnosti med 07 in 14 uro oziroma zmanjšanje oblačnosti med 14 in 21 uro. Porast oblačnosti med 07 in 14 uro tob 2:

Tabela 2:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kredarica	-0,1	0,3	0,4	1,1	1,7	1,7	2,3	1,7	0,1	-0,5	0,4	0,0

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Bjelašnica	0,7	0,4	0,3	0,5	1,2	1,3	1,4	1,1	0,7	0,3	0,0	0,5	
Tabela 3: Zmanjšanje oblačnosti med 14 in 21 uro.													
Kredarica	0,9	1,7	1,4	1,3	1,7	1,0	1,3	1,6	2,0	1,0	0,8	-0,3	
Bjelašnica	1,0	1,1	1,1	0,8	1,7	2,3	2,6	1,8	1,7	1,1	0,7	0,5	

Iz tabele ugotovimo, da je v poletnih mesecih dopoldne porast oblačnosti na Bjelašnici res nekoliko manjši kot na Kredarici, vendar je popoldne opadanje oblačnosti večje. To nam potrjuje, da ima konvekcija na Bjelašnici skoro isti vpliv kot v Alpah. Za utemeljitev različne razporeditve oblačnosti moramo vpoštevati popolnoma druge klimatske razmere in seveda tudi to, da leži Bjelašnica nekoliko nižje. Zdi se, da vpliva mimo tega, da pride postaja že v območje nizkih oblakov, tudi to, da je v bližini Sredozemlje in zato vplivajo pogosto predvsem v zimskem času, na oblačnost samostojne sredozemske depresije. Alpe so v primerih, ko se zadržujejo nad Sredozemljem depresije, večkrat v območju anticiklona in imajo zaradi subsidence zraka mnogo manj oblačnih dni. Na to se bomo povrnilo še pri relativni vlagi.

Zanimivo si je ogledati še pretežno jasne klimatološke termine, ko je oblačnost manjša od 2/10.

Tabela 4: Število dni v petih letih, ko je ob terminih oblačnost manjša od 2/10

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	za leto
ob 07 ^h													
Kredarica	11	5	9	8	8	6	10	9	12	13	8	11	120
Bjelašnica	6	6	7	6	7	6	13	14	13	8	8	8	100
ob 14 ^h													
Kredarica	11	7	7	4	2	1	1	2	6	12	7	7	67
Bjelašnica	5	6	5	5	2	2	3	3	5	8	5	5	59
ob 21 ^h													
Kredarica	14	14	12	10	8	3	5	9	14	15	11	14	129
Bjelašnica	10	9	10	6	9	10	10	17	16	14	8	9	128

Tudi iz te tabele vidimo, da je oblačnost večja na Bjelašnici kot na Kredarici, razen v mesecih od junija do septembra, ko je ravno narobe. Bjelašnica ima zelo lepo poletje, saj ima predvsem zjutraj in zvečer v poletnih mesecih velikokrat jasno vreme. Na Kredarici prevladujejo jasni dnevi predvsem jeseni in pozimi in temeljito odtehtajo poletne jasne dni na Bjelašnici. Skupno število jasnih dni v letu je na Kredarici celo večje kot na Bjelašnici, to se pozna predvsem pri jutranjih terminih.

Narobe je pri pretežno oblačnih terminih, ko je oblačnost večja ali enaka 8/10.

Tabela 5: Število dni, ko je ob terminih oblačnost večja ali enaka 8/10

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	za leto
ob 07 ^h													
Kredarica	13	13	17	18	16	19	15	15	12	12	13	14	170
Bjelašnica	21	18	19	21	18	18	15	12	13	16	21	21	213
ob 14 ^h													
Kredarica	10	13	18	19	22	24	23	21	15	14	16	13	208
Bjelašnica	22	19	20	21	20	21	16	13	12	16	21	21	222
ob 21 ^h													
Kredarica	10	14	13	16	16	21	17	16	11	12	14	13	173
Bjelašnica	20	17	18	20	16	15	14	9	10	14	21	20	194

Tudi pretežno oblačnih dni ima Bjelašnica znatno več kot jih ima Kredarica. Ponovno opazimo podobno: od maja do septembra je večkrat pretežno oblačno na Kredarici kot na Bjelašnici, dočim je v ostalih mesecih nasprotno. Posebno izstopa januar, ko ima Bjelašnica še enkrat večje število oblačnih dni kot Kredarica. Še posebno pride to do izraza ob 14^h. Na Kredarici se namreč od jutra oblačnost zmanjša, na Bjelašnici pa se poveča. Pri letni vsoti terminov ponovno opazimo slično: Kredarica ima zjutraj 43 primerov manj oblačnih terminov, ob 14^h jih ima le še 14, dočim jih ima ob 21^h ponovno 21. Tudi tu nastopa znatna razlika med jutrom in večerom. Najmanjša razlika je ob 14^h, temu je vzrok zelo visoko število oblačnih dni, ki nastane zaradi konvekcije. V poletnih mesecih je baza kumulov običajno zelo visoka in je nekako na višini postaje Kredarica. Vkljub temu pa ima Kredarica zelo malo meglenih dni.

Tabela 6: Število dni z meglo

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	za leto
Kredarica	14	14	16	19	17	20	17	18	14	16	14	14	193
Bjelašnica	25	22	21	24	20	18	18	15	15	19	23	25	245
Sonnblick	19	18	22	24	25	24	24	22	20	21	18	20	258
Zugspitze	19	17	21	24	26	26	26	25	21	18	17	18	258

Le tri mesece, od junija do avgusta, ima Kredarica neznatno več meglenih dni kot Bjelašnica, označba dan z meglo pomeni, da je vsaj enkrat na dan postaja popolnoma v megli. Ti trije meseci so najbolj topli in zato lahko predvidevamo, da bo baza oblakov najvišja. September je eden izmed mesecev z najmanjšim številom meglenih dni, vendar jih ima tudi v tem mesecu Kredarica manj kot Bjelašnica. V preostalih mesecih se ta razlika še bistveno poveča. Če primerjamo podatke Kredarice in Bjelašnice s podatki Zugspitze oziroma Sonnblicka, ugotovimo, da ima že Bjelašnica manj meglenih dni kot ostala alpska observatorija. Res je, da ima v zimskih mesecih Bjelašnica mnogo več meglenih dni kot ostala observatorija, nadoknadi to še večja razlika v poletnih mesecih, ko ima Bjelašnica malo meglenih dni. V grobem ima Kredarica razporeditev meglenih dni v letu kot Sonnblick in Zugspitze, s to razliko, da jih ima znatno manj.

Kar zadeva oblačnost in meglo moramo ugotoviti, da ima Kredarica glede na ostale observatorije zelo ugodno lego, saj ima relativno majhno povprečno oblačnost in ima zelo malo meglenih dni

Sončno obsevanje.

Število ur sončnega obsevanja

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	na leto
Lj.	41	62	110	181	212	216	239	220	156	112	39	34	1627
Kr.	117	96	141	145	180	145	178	165	163	172	106	104	1712
Son.	111	123	133	114	129	129	154	168	144	136	112	99	1552
Zug.	121	132	152	145	165	152	169	169	165	162	128	108	1768

Za sončno obsevanje nismo uporabili dobe petih let, temveč samo tri leta od 1955 do 1957. Vendar so tudi ti podatki s Kredarice nekoliko negotoviji. Če sama merjenja niso točna, ker je na postaji univerzalni ruski heliograf, ki dopušča znatne napake. Ustvarili si bomo zato le grobo sliko. Iz tabele vidimo, da je letna vsota sončnega obsevanja večja kot na Sonnblicku in v Ljubljani, ter le malo manjša kot na Zugspitze. Pri tem pa ni vpoštevano, da je efektivna možnost obsevanja na Kredarici znatno manjša kot na ostalih treh observatorijih. V bližini Kredarice je Triglav in le-ta močno zmanjšuje sončno obsevanje, saj pada na heliograf dalj časa njegova senca. Za primerjavo s podatki ostalih observatorijev bi bilo potrebno določiti efektivno možno obsevanje, a ker to ni določeno, lahko samo ugotovimo, da ima Kredarica sorazmeroma zelo visoko število ur sončnega obsevanja.

P a d a v i n e.

Zelo težko je meriti padavine v gorah, posebno še, če je to vrh, sedlo ali greben. V ravninskem svetu postavimo dežemer in predpostavimo, da da bolj ali manj pravilne vrednosti, vsaj v mejah naših zahtev. V gorah je to zaradi močnih vetrov povsem drugače, posebno še zaradi vertikalne komponente vetra, in zato pogojev v gorah s pogoji v ravninskem svetu skoro ne moremo primerjati. Druga težava je v tem, da pade v gorah zelo veliko padavin v obliki snega in je zato pravilno merjenje teh padavin še veliko bolj odvisno od vetra. Tu nastopi tudi primer, da odnese veter sneg celo iz notranjosti dežemera, ali pa ob snežnem metežu nanese sneg v dežemer, pa čeprav ni bilo padavin.

Nekoliko si pomagamo s tem, da vzamemo namesto navadnega dežemera z odprtino 200 cm² večji, tako imenovani planinski dežemer z odprtino 500 cm². Kadar sneži, vstavimo v dežemer vedno snežni križ, da nam ne more veter snega ponovno izpihati.

V gorah torej ne dobimo točne, temveč le nekakšno približno vrednost padavin, ki pa zelo zavisi od lokacije dežemera in je zato nujno, če hočemo padavine časovno med seboj primerjati, da je dežemer vedno na

istem mestu. Steinhauser (7) navaja v svojem delu primerjavo padavin v dveh med seboj nekoliko oddaljenih dežemrih. Eden je postavljen na severni, drugi na južni strani. Ugotovil je, da dobi pri severnih vetrovih južni dežemer za 52 % več padavin, dočim dobi pri južnih vetrovih severni dežemer za 30 % več padavin. Te vrednosti so iz povprečkov in so zato pri posameznih primerih razlike še mnogo večje.

Podobne primerjave smo napravili tudi na Kredarici. Prvi in obenem stalni dežemer je le nekaj metrov oddaljen od juhovzhodnega pobočja, drugi, primerjalni dežemer pa je popolnoma v sedlu cca 40 m severozahodnejše od prvega. Podatki so vzeti za leto 1958, vendar z vmesnimi presledki. Razlike med množino padavin nam pokaže naslednja tabela.

Tabela 7.: V odstotkih izražen višek padavin v drugem dežemeru:

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	tišina oz. nestalna smer
13	28	1	23	28	30	-9	13	0

Iz tabele vidimo, da ima drugi dežemer razen ob zahodnem vetru vedno več padavin kot prvi. Razlika je največja pri prevladujoči južni komponenti vetra. Zaradi te stalne razlike lahko predpostavimo, da nam kaže osnovni dežemer nekoliko premalo padavin. Kljub temu pa nam letne vsote padavin pokažejo, da dobi Kredarica veliko več padavin kot jih imajo ostali alpski observatoriji. Iz tabele VII. vidimo, da ima Kredarica več kakor enkrat več padavin kot Bjelašnica, a jih ima tudi znatno več kakor Sonnblick oz. Zugspitze. Največ padavin pade na Kredarici v poletnih mesecih z izrazitim maksimumom v juniju in minimum v marcu. Podobno razporeditev ima Zugspitze, ki ima maksimum v juliju in minimum v februarju. Tudi Bjelašnica ima slaboten maksimum v juni-

Tabela 8.: Povprečna množina padavin:

	na leto	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kredar.	2030	109	109	87	174	160	292	228	203	188	189	147	144
Bjel.	990	65	41	43	55	85	131	98	100	98	115	104	55
Sonnb.	1583	116	121	147	167	161	136	137	126	111	126	113	122
Zugs.	1459	94	86	90	120	136	174	184	173	128	100	87	92

ju in prav tako pade v zimskih mesecih najmanj padavin. Najbolj enakomerno razporeditev padavin po posameznih mesecih ima Sonnblick, saj se gibljejo padavine med 111 v septembru in 167 v aprilu. Največjo razliko med maksimalnimi in minimalnimi mesečnimi padavinami ima Kredarica, saj znaša preko 200 mm. Podobnega primera ne zasledimo pri nobenem drugem observatoriju.

Oglejmo si še snežne razmere. O višini snežne odeje je zelo težko govoriti, ker je v gorah ne moremo meriti samo na enem mestu. Višina snežne odeje je zelo odvisna od orografije, saj veter na nekaterih krajih odnese skoro celotno snežno odejo, na drugih krajih pa nanese obilo snega. Ker so podatki preveč pomanjkljivi, ne moremo govoriti o debelini snežne odeje. Zelo koristno bi bilo obdelati vrsto snega, a tudi za to nimamo zadovoljivih podatkov. Zaenkrat se bomo zadržali samo na trajanju snežne odeje.

Tabela 9 .: Povprečno število dni s snežno odejo:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	na leto
Kr.	31,0	28,2	31,0	30,0	28,4	23,2	2,4	3,0	4,0	8,8	28,2	31,0	249,2
Bj.	28,6	27,8	30,8	27,4	13,0	8,0	0	0	0,6	6,8	15,2	24,6	182,8

Iz podatkov vidimo, da lahko zapade sneg na Kredarici, kar je tudi običajno, v vsakem letnem času. Nепrekinjeno je ležal sneg v zadnjih petih letih od decembra do aprila. Na Bjelašnici v zadnjih petih letih ni bilo snega v juliju in avgustu, vendar niti v enem mesecu ni ležal vse dni. Priznati moramo, da napravi takšno razmerje le leto 1959, ko je bilo na Bjelašnici zelo malo snega. Vendar je vprašanje, če ni bilo snega samo na vrhu, kjer ga je odpihal veter, ali pa da ga sploh ni bilo.

Temperatura:

Temperatura zaviši v ravninskem svetu od advekcije, od obsevanja in od izžarevanja. Isti faktorji vplivajo tudi v gorskem svetu, toda pod različnimi pogoji, poleg tega pa nastopi še adiabatično segrevanje oziroma ohlajanje.

V kotlinah in nižinah se nabira pri tleh v hladni polovici leta, kadar prevladuje izžarevanje in ni vetra, hladen zrak. Posebo je ta pojav poznan pozimi, ko nastanejo tako imenovana "jezera hladnega zraka" (8) z zelo nizkimi temperaturami. Prav tako kot v nižinah prevladuje tudi v gorah v zimskem času izžarevanje, verjetno še toliko bolj, ker je veliko več jasnih dni in se zato zrak tudi tu hitro ohlaja. Zrak postane zaradi tega težji in se spušča v niže ležeče kraje. Iz proste atmosfere se spušča na njegovo mesto toplejši zrak in zato nastopijo namesto ohladičev otoplitve. Močnejše ohladičve nastopijo v zimskem času le zaradi advekcije hladnega zraka. Tuja literatura (4., 7) navaja, da je na visokogorskih observatorijih pozimi temperatura nekoliko nižja, kot je na isti višini v prosti atmosferi, dočim je poleti skoro enaka ali le malo višja. Poleti močno prevladuje sončno obsevanje nad izžarevanjem in se temperatura temu primerno močno dvigne. V gorah je ta vpliv veliko manjši zato ker se ob pobožjih zrak segreje in se hitro dvigne. Tudi zrak, ki se je segrel v nižinah, se zaradi tega dviga in se pri tem večinoma adiabatično ohlaja, tako da doseže gorske vrhove že precej ohlajen. Zato so dnevne in tudi letne amplitude temperature znatno manjše kakor v nižinah. To nam deloma potrdi tudi tabela X., saj je največja razlika, med najnižjo in najvišjo letno temperaturo na Kredarici 46,5°C, dočim je na Bjelašnici, ki je nekoliko niže 50,3°C, v ravninskem svetu pa je ta razlika znatno večja. Zanimivo je tudi to, da so najvišje dnevne temperature od novembra do aprila na Kredarici višje, kakor na Bjelašnici. V novembru in decembru so tudi najnižje mesečne temperature na Bjelašnici nižje, kakor na Kredarici. Višje zimske temperature na Kredarici si razlagamo lahko le s subsidenčno inverzijo, kar nam bodo potrdili tudi podatki relativne vlage.

Iz povprečnih vrednosti (sl. 2) tako minimalnih, srednjih dnevni ali maksimalnih temperatur sledi, da je najhladnejši mesec februar, temu sledi januar, nato marec in šele kot četrti je december. Zdi se, da je v gorah hladno obdobje, v primerjavi z nižinami pomaknjeno časovno

Tabela 10:

Najvišja temperatura:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kredarica	6,2	6,0	7,3	12,2	13,0	14,5	18,8	18,5	15,5	11,4	9,3	7,4
Bjelašnica	1,4	6,0	6,9	8,1	17,4	19,4	22,4	23,2	21,0	13,6	8,2	4,2

Najnižja temperatura:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Kr.	-20,6	-27,7	-24,0	-19,2	-15,8	-5,5	-2,3	-3,5	-10,0	-12,8	-21,0	-21,5
Bj.	-19,4	-27,1	-20,4	-15,8	-10,4	-3,6	0,4	-1,0	-6,8	-9,4	-22,4	-23,2

nekoliko naprej. Na ostalih alpskih observatorijih (4. 7) je najtoplejši mesec avgust, dočim sledi iz naših podatkov, da je tako na Kredarici kakor tudi na Bjelašnici mesec julij. Ta razlika nastopi verjetno zaradi tega, ker sneg tako na Bjelašnici kakor tudi na Kredarici prej skupni in julija v bližini ni večje površine pokrite s snegom.

Sl. 2. Temperaturne krivulje za Kredarico in Bjelašnico

Na Kredarici ni meseca, ko najnižja dnevna temperatura ne bi padla pod 0°C. Pri povprečnih najnižjih temperaturah pa zasledimo, da so pozitivne v mesecih: julij, avgust in september. Tudi najvišje dnevne temperature v mesecu so le v izjemnih primerih pod 0°C, to se je dogodilo v zadnjih petih letih le v mesecu februarju. Povprečne najvišje dnevne temperature so 6 mesecev pod 0°C, vendar pa je povprečna letna vrednost še večno 1,3°C. Tudi povprečne srednje dnevne temperature so 6 mesecev nad 0°, s to razliko, da je povprečna letna vrednost -1,7°C.

Relativna vlaga

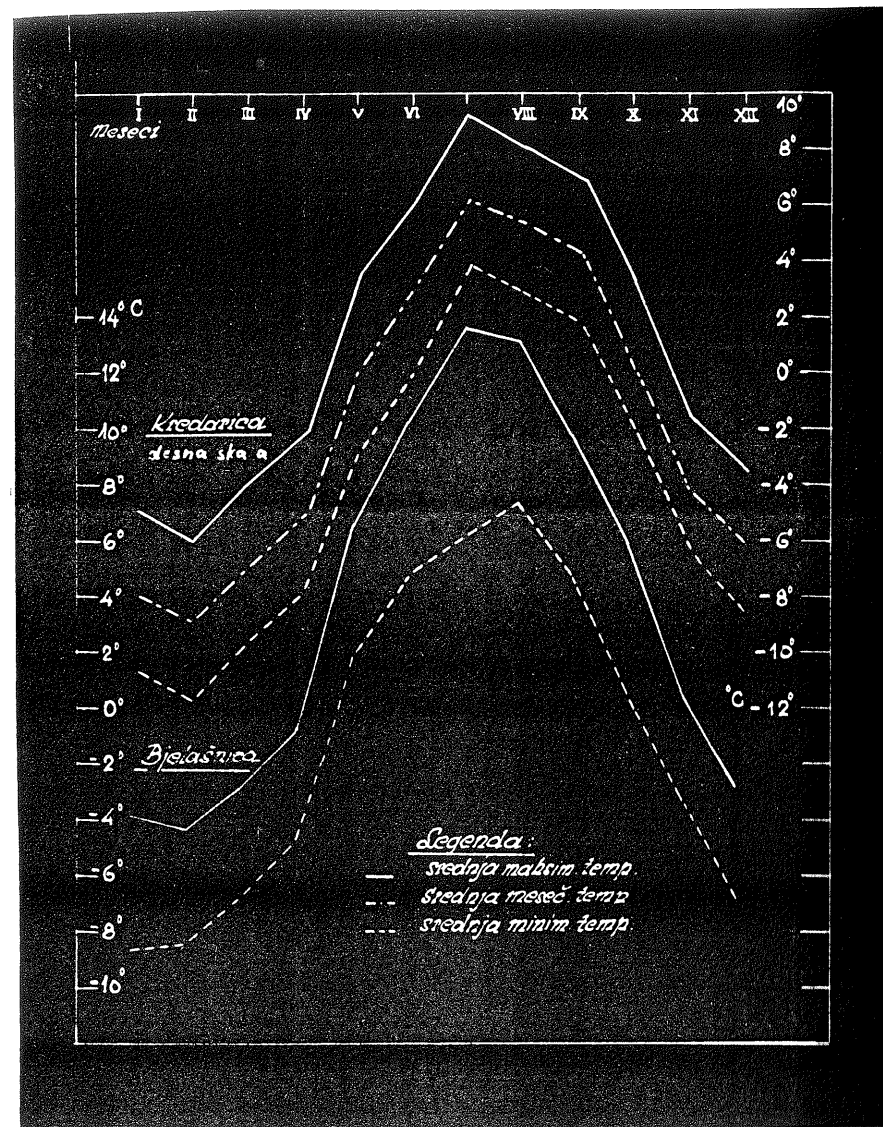
Kot prikaz znatno različne klime na Kredarici in Bjelašnici nam služi še posebno relativna vlaga.

Tabela 11. Število dni od avgusta 1954 - julija 1959 z relativno vlago.

pod 30 %	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	na leto
Kredarica	24	26	15	3	6	0	1	3	14	11	11	25	139
Bjelašnica	0	0	0	0	5	2	1	7	9	7	0	0	31
pod 50 %													
Kredarica	59	50	38	21	25	7	13	18	51	40	29	42	393
Bjelašnica	4	15	10	5	13	9	11	33	29	21	4	7	161
nad 80 %													
Kredarica	69	58	83	89	97	114	97	105	82	78	67	79	1018
Bjelašnica	141	113	126	131	107	89	89	90	65	110	138	137	1336

Že samo ob pogledu na zgornji del tabele, ko je vlaga manjša od 30 % opazimo, da ima Kredarica mnogo bolj suho ozračje kot Bjelašnica. Posebno se to pokaže v hladni polovici leta, ko na Bjelašnici vlaga sploh ne pade pod 30 %, na Kredarici pa nastopi v istem obdobju kar v 104 primerih. Le poleti ima Bjelašnica nekoliko bolj suho ozračje kot Kredarica. Podobno vidimo pri vlagi pod 50 %. Tudi tu zasledimo v zimskih mesecih do 15 krat več primerov na Kredarici kot na Bjelašnici, ponovno ima Bjelašnica le v juliju in avgustu več dni z nizko relativno vlago kot Kredarica. Pri visokih relativnih vlagah je ponovno obratno. Večinoma ima Bjelašnica večje število dni z visoko relativno vlago, le v mesecih od julija do septembra jih ima manj. Posebno izstopa junij, ko ima Kredarica maksimum dni z visoko relativno vlago, ima Bjelašnica zelo nizko število takih dni, saj jih ima manj le še september. Nizko relativno vlago si razlagamo na Kredarici s subsidenčno inverzijo; leta se da tudi na postaji lepo ocenjevati, saj je nad inverzijo zmeraj zelo lepa vidnost, pod inverzijo pa je zrak zelo moten in se zato meja jasno odraža. Višino inverzije določamo glede na okoliške hribe. Vse nizke relativne vlage pripisujemo subsidenci zraka v anticiklonih. Iz podatkov za relativno vlago sklepamo, da je Kredarica nad subsidenčno inverzijo, observatorij Bjelašnica pa vsekakor pod inverzijo, to potrjuje visoka relativna vlaga, še bolj pa velika množina oblakov v zimskem času.

V poedinih mesecih (junij, julij, avgust) ima Kredarica v povprečju precej višjo relativno vlago kot Bjelašnica. To si razlagamo predvsem s konvekcijo. V omenjenih mesecih nastopi subsidenčna inverzija le redko, oziroma je njena višina nad višino Kredarice. To so istocasno najtoplejši meseci v letu in je zato baza konvektivnih oblakov približno na isti višini kot je višina Kredarice. S tem si lahko razložimo višje relativne vlage, kot na Bjelašnici, saj je tam baza oblakov precej nad višino observatorija.



(Summary)

The author presents in this study some meteorological data for the high-altitude weather station Kredarica (under Triglav mountain) and compares them with those for Bjelašnica in Bosnia, Sonnblick and Zugspitze in the Alps. The data for Kredarica and Bjelašnica refer to the period from 1st August 1954 to 31st July 1959, because Kredarica had not been founded earlier, those for Sonnblick and Zugspitze cover the period 1887 - 1936 viz. 1900 - 1949. The author thinks that inspite of different time limits a rough comparison is nevertheless possible.

The cloudiness (Tab. I.) at Kredarica is less pronounced if compared with the other stations. The distribution of cloudiness by months is roughly the same as at Zugspitze and Sonnblick. It is the greatest during the summer and the smallest during the winter. On the other hand, cloudiness at Bjelašnica is greatest during the winter and the smallest during the summer. Considering this different distribution at Bjelašnica, when compared with other observatories, one must bear in mind the different climatic conditions, and the fact that the observatory on Bjelašnica is at a height of only 2067 m, thus being already within the limit of low clouds during the winter time (especially because of the influence of the Mediterranean depressions).

Kredarica has on the whole more clear days than Bjelašnica. The difference is that during the winter months they are much more frequent at Kredarica, and during the summer time they are slightly less frequent than at Bjelašnica (Tab. IV.). The occurrence of cloudy days is the reverse (Tab. V.). Kredarica has also considerably less days with fog (Tab. VI.), than the other observatories. They are the least in the winter time, but at Bjelašnica they occur during the summer time.

The number of hours with solar radiation is much reduced at Kredarica because the observatory lies to the north and below the peak of Triglav. In spite of that, the total number is high, even higher than at Sonnblick with the observatory on the top of the mountain.

In spite of small average cloudiness and small number of days with fog, Kredarica receives considerably more precipitations than other observatories (Tab. VII.). By means of an additional rain gauge it was found that the permanent rain gauge was placed in a position where it showed a smaller amount of precipitations than the actual is.

In the last period the coldest month was January and the warmest July, while it is well known that in the mountains August is otherwise the warmest month. From November to April maximum daily temperatures at Kredarica are higher than at Bjelašnica inspite of being five hundred metres higher than the latter one. In November and December also the lowest temperatures at Bjelašnica are lower than at Kredarica. This is being explained by the subsidence inversion. Kredarica is usually above it and Bjelašnica below it. This is also confirmed by the data on cloudiness, and most of all, by data on the relative humidity. At Kredarica a substantial number of days shows the relative humidity below 30 %, while at Bjelašnica the relative humidity during the winter months never falls below 30 % (Tab. XI.).

The author concludes from these facts that Kredarica is at such a height that it has few days with fog and clouds compared with the great amount of precipitations. Bjelašnica has a very fine summer, and cloudy and foggy winters because of the lesser altitude as well as because of the partly Mediterranean climate.

L i t e r a t u r a :

- 1) Pristov, J.: Meteorološka postaja Kredarica in njene lokalne značilnosti pri različnih vremenskih situacijah. HMZ Hrvatske II. Sav. meteorologa FNRJ za planinsku meteorologiju. Zagreb 1959.
- 2) Petkovšek, Z.: Kritična presoja in diskusija depaše iz Kredarice. HMZ Hrvatske, II. Sav. Meteorologa FNRJ za planinsku meteorologiju. Zagreb 1959.
- 3) Manhin, V.: Nekaj klimatskih podatkov s Kredarice. Letno poročilo HMZ Slovenije, Ljubljana 1959.
- 4) Hauer, H.: Klima und Wetter der Zugspitze. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 16 (1950).
- 5) Pristov, J.: Značilnosti vetra na Kredarici v obdobju 1955-1957. 10 let hidrometeorološke službe. HMZ LRS Ljubljana 1957.
- 6) Pristov, J.: Abweichungen des Windes auf den Alpinen Beobachtungsstationen in bezug auf die Stroemung in der freien Atmosphere. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 54 (1958).
- 7) Steinhauser F.: Die Meteorologie des Sonnblicks. Sonnblick-Verein Wien 1938.
- 8) Čadež, M.: Jezera hladnog vazduha. Hidrometeor. glasnik 1, 9 (1948).

MERITVE IN PRIMERJAVE V ZVEZI Z VELIKOSTJO
MEGLENH KAPLJIC V LJUBLJANI

MEASUREMENTS AND COMPARISONS OF THE DROP
DIAMETERS IN LJUBLJANA FOG

Z. PETKOVSEK

U v o d

Megla je v kotlinah Slovenije pogost pojav ter je zato dokaj važen tako iz meteorološkega kot iz splošno gospodarskega stališča. V zadnjih letih je bilo pri nas nekaj proučevanj megle, vendar je bilo, gledano s prognostičnega stališča, dosežen razmeroma majhen uspeh. Razen statističnih ugotovitev, ki sicer niso brez pomena, ni bilo najti uspešnih prijemov in metod, katerih rezultati bi presegli splošna osnovna spoznanja in prakso. Primerjanje pogojev ob nastanku in razpršenju megle je dalo presenetljivo slabe korelacije, na podlagi katerih bi bilo mogoče predvideti čas nastanka in razkajanja megle /1/. Zlasti čas, kdaj se bo megla razkadila, je v splošnem, zlasti pa za letalski promet, važno poznati. Nezadovoljiv uspeh pri prejšnjih proučevanjih je silil poseči po novih prijemih in poteh, pa tudi želja po čim natančnejšem poznavanju tega pojava pri nas je vodila k meritvam meglenih kapljic.

Metoda, delo in opažanja

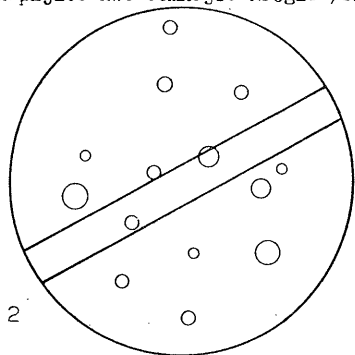
Ob priliki obiska meteorološkega observatorija na Hohen-peissenbergu na Bavarskem sem videl prve posnetke meglenih kapljic in dr. J. Grunow mi je na željo obrazložil osnovno metodo "konserviranja" meglenih kapljic, ki jih je potem možno opazovati oziroma meriti. Na stekleno pleščico mikroskopa previdno nanese plast ricinovega olja in preko njega tanko plast parafinskega olja /slika 1/



Slika 1: Oljna podlaga za konzerviranje meglenih kapljic,

Meglana kapljica, ki pade na to podlago, se vleze v parafinsko olje in s svojim spodnjim delom počiva na ricinusovi podlagi, zadrži svojo okroglo obliko in ne izhlapi ter jo tako lahko opazujemo pod mikroskopom. Od doslej znanih metod za merjenje velikosti meglenih kapljic je to najbolj direktna metoda in edina, ki omogoča posamično določanje velikosti kapljic /2/.

Res da se dajo na zgoraj opisani način meglene kapljice ujeti in ohraniti v pretežno krogelni obliki; da pa je njih konserviranje slabo oziroma kratkotrajno, sem spoznal ob prvih poskusnih meritvah, ko so v posameznih primerih kapljice preko zmanjšanja povsem izginile celo v slabi polovici minute. Navadno je ta proces počasnejši, vendar pa je čas, v katerem prinesemo vzorec od zunaj v prostor, kjer imamo mikroskop, često dovolj velik, da se nam posamezne kapljice zratno zmanjšajo - o pravilnosti take meritve moremo potem upravičeno dvomiti. Za tako delo je zato najprimernejši majhen terenski mikroskop, s katerim merimo direktno in sproti "na terenu". Z mikroskopom v roki in z očesom na okularju hodimo po megli in takoj ko kapljica pade in se vleže v podlago, ocenimo njeno velikost, to je njen premer. Velikost je bila pri tem ocenjevana komparativno glede na las debeline 50 μ , ki je bil položen čez sredino zornega polja in v parafinsko olje, čim bliže njegovi spodnji meji. Zaslanka naj je naravnana tako, da je videti las kot prosojen rumenkast trak preko polja in kapljice kot temnejše krogle /slika 2/.



Slika 2

Slika 2: Zorno polje in meglene kapljice v njem. Približno 12-kratna povečava.

Pri 12o-kratni povečavi, ki je bila navadno uporabljena, ker se je izkazala za to delo najbolj primerna, je obsegalo zorno polje površino približno 1/2 mm², kar je dovolj, da je mogoče nanj ujeti preko 30 megljenih kapljic, ne da bi koalescenca motila. Posamezne koalescence niso izjeme, saj padajo kapljice seveda časovno in krajevno povsem brez reda, vendar pa niso tako pogoste in nujne pri manjši razdalji med kapljicami, kot je to opazil Haverly /3/; verjetno je leta uporabljal drugačna, manj primerna olja.

V srednje gosti megli pade na omenjeno površino zornega polja /1/2 mm²/ povprečno nekako 10 kapljic na minuto, vendar pa v splošnem ni bilo mogoče ocenjevati gostote padanja kapljic, ker je bilo preveč dela prav z zadnjimi. Končno štetje pa nima pomena, ker mnoge kapljice v celotnem času meritve povsem izginejo. Vse kapljice nikoli niso enako velike, vendar neka velikost med njimi prevladuje po številu. Točneje določljive med njimi so največje in najmanjše kapljice, širina velikostnega intervala pa je od meritve do meritve oziroma od dne do dne tudi različna.

Na podlagi poskusnih začetnih meritvah, ki so pokazale tudi možnost natančnosti meritev, so bile določene velikostne stopnje, ki so tudi razvidne iz tabele 1. Vsaki kapljici je bila takoj po njenem padcu na podlago in vlezanju

vanjo /zadnje traja okroglo eno sekundo/ določena velikost - premer, ki si ga je bilo potrebno vtisniti v spomin z namenom, da bo končno določen približen odstotek zastopanosti posameznih velikostnih stopenj. Ta je bil ocenjevan na 10% in le včasih na 5%. Zlasti kadar je bil velikostni interval širok ter so zajemale kapljice več velikostnih stopenj, je bilo tako ocenjevanje po spominu težko ter je moglo dovesti tudi do precejšnjih napak. Bolj uspešno bi bilo filmanje ali merjenje v dvoje, pri čemer bi opazovalec z mikroskopom glasno sproti ocenjeval v zornem polju padle meglene kapljice, sodelavec pa bi ocenjene premere zabeležil ter meril tudi celoten čas meritve. Tako bi se dalo po končani meritvi večjega števila kapljic natančno določiti odstotek, ki ga zavzemajo posamezne velikostne stopnje. Glede na znani čas merjenja pa bi dobili tudi gostoto padanja kapljic, po čemer bi se dale sklepati na gostoto megle, količino tekoče vode v njej in turbulenco zraka.

Očitno pa je tudi samostojno delo dalo nekaj rezultatov in zlasti mnogo izkušenj. V času od oktobra 1958 do sredine maja 1959, ko je bil na razpolago terenski mikroskop, je bilo izvedenih v Ljubljani 47 za proučevanje primernih meritev, katerih rezultati so dani v tabeli 1.

Tabela 1: Rezultati meritev velikosti in razporedbe velikosti megljenih kapljic v Ljubljani

M e r i t e v			Velikost kapljic /2 r/									
Dan	čas	kraj	8	10	12	15	20	25	30	40	50	%
			<8 do	do	do	do	do	do	do	do	do	
			10	12	15	20	25	30	40	50	60	
3.10.1958	8,00	O	15	/	/	50	/	/	25	10		%
4.	9,00	M	25	/	/	60	/	/	15			
10	9,00	M	10	10	20	/	30	20	/	10		
11.	8,30	O	10	/	/	60	/	20	/	5		m
15.	7,30	O	10	25	50	15						
16.	7,30	O	20	25	50	5						
19.	9,30	S	5	20	25	30	10	10				
20.	7,30	S	10	10	20	40	10	5	/	5		
21	8,30	S	20	20	40	10	10					
21.	9,00	O			60	30	10					
24.	8,00	S		5	15	40	40					m
24.	9,00	M	5	10	30	40	10	/	5			m
25.	7,15	S			70	20	10					
25.	8,30	M			60	15	15	/	10			
26.	9,00	S			40	50	/	10				
31.	7,30	S			40	30	25	5				
3.11	7,30	S			10	15	40	30	5			
5.	7,30	S					100					
7.12.	9,00	S			20	80						
8.	7,00	S					90	10				
12.	7,30	S		20	70	10						
12:	14,30	S			5	10	70	10	5			%
13.	8,00	S			10	/	90					
16.	7,30	S				50	50					
17.	7,30	S					100					

M e r i t e v			Velikost kapljic /2 r/									
Dan	čas	kraj	8	10	12	15	20	25	30	40	50	
			8 do	do	do	do	do	do	do	do	do	<60 μ
			10	12	15	20	25	30	40	50	60	
21.	7,30	S		5	/	70	25					
26.	8,00	S			15	80	5					
30.	8,00	S				20	30	20	15	10	5	m
5.1.59.	8,00	S		20	75	5						
7.	13,30	S	10	80	10							
8.	8,00	S		10	20	40	20	10				
6.2.	7,30	S		20	60	15	5					
15.	9,00	S	5	15	40	30	10					
19.	7,30	S			15	80	10	5				
20.	7,30	S		30	40	20	10	5				
26.	7,30	S		20	40	30	10					
9.3.	7,30	S		30	60	20	/	10				
19.	7,30	S		5	40	30	20	5				m
22.	7,30	S		20	50	20	10					
23.	7,15	S		5	20	40	25	10				
24.	7,30	S		10	30	30	20	10				
25.	7,30	S		10	20	30	30	10				
28.	7,30	S			20	35	30	10	/	5		
5.5.	7,30	S		10	40	40		5	5			
15.	6,15	S			15	40		30	10	5		
18.	6,45	S		10	30	40		10	5	5		
19.	7,00	S		10	40	30		10	5	5		%

Kraj: C Bešograd, M = v centru mesta, S = Stožice; m = zelo močeača.

Večina meritev je bila, kot se vidi iz tabele, v jutranjih urah in le dve v popoldanskih. Vzporedno je bila beležena tudi močeačnost, vendar pa ne dosledno, ker se je šele med delom ob izrazitih primerih pokazala potreba po beleženju le-te. Pri meritvah samih so bile nekatere velikostne stopnje včasih združene in skupno ocenjevane.

Izkazalo se je, da celotna izvedba merjenja s pripravami vred zunaj ni primerna, ker se že med pripravo oljne podlage nalete posamezne kapljice, ki otežavajo meritve. Zato je potrebno, da skrbno pripravimo oljno podlago v zaprtem prostoru in to tako, da v njej ni zračnih mehurčkov - ti utegnejo zelo motiti - niti preveč prahu. Nujne pa so priprave v zaprtem in toplejšem prostoru nad 0°C temperaturah, ker se začne parafinsko olje že pri temperaturah pri nizkih strjevati - pojavijo se prosojni kristali in zvezdice. Meglena kapljica, ki pade na tako strjeno podlago, se ne vleže, ampak ostane na vrhu, je sploščena in se naglo krči, vendar pa se ne krči dalje v vse manjšo, ampak po nekajsekundnem krčenju nenadno tudi večja ploskvica izgine - izhlapi. Često imajo take, na vrhu olja ležeče kapljice dvojni rob. Zeleno bi bilo, da bi bila temperatura olja enaka temperaturi zunanega zraka, ker tedaj kapljice le počasi izhlapevajo. Pri nizkih temperaturah to zaradi strjevanja olja ni mogoče doseči in tako pridemo v meglo vedno s toplejšim oljem.

Šim oljem. Še preden se kapljica povsem vleže, se nekoliko zmanjša, ker postane ob dotiku s toplejšim oljem toplejša ter je porušeno ravnotežje v parnem pritisku, ki postane prevelik glede na okolico, zato nastopi difuzija pare v okolni prostor. Izhlapevanje je zato najmočnejše ob začetku meritev, nato pa vedno slabše, ker se olje ohlaja. Pri nizkih temperaturah je zato najugodnejše za meritve tedaj, ko se pričnejo pojavljati prvi kristalčki olja, pozneje pa je zopet neugodno, ker je olje pretrdo in se kapljice ne vležejo več, ostajajo na vrhu, so sploščene in naglo hlape. Nekateré megle so bile kljub svoji veliki gostoti /majhni vidnosti/ povsem suhe, pri drugih pa je kar kapljalo od dreves. Za zabeležene primere močno močeačnost je bila izvedena primerjava, vendar ni bilo najti zveze med močeačnostjo in velikostjo premera kapljic. Opaženo je bilo, da potujejo včasih kapljice proti isti točki, kjer se zberejo - konservirajo. To potovanje je navadno komaj opazno. Iz tega pa bi moglo slediti, da tudi izrazitejšé zgostine meglenih kapljic, ki se često pojavijo brez opažene konvergence, niso vedno povsem naključne. Opaziti je bilo tudi, da se nekatere kapljice primikajo in končno koalescirajo, medtem ko česče lahko vztrajata po dve skoro stikoma, ne da bi se zlili skupaj. Možno je, da je vse to posledica električnega naboja posameznih kapljic. Konvergentno potovanje kapljic je sicer možno tudi zaradi konvergentnih tokov v parafinskem olju, ki bi lahko nastali kot posledica temperaturnih razlik v njem. Nič manj verjetno pa ni, da je vzrok konvergence - kot tudi razlik v koalescenci - v statični elektriki steklene ploščice, ki je dobila leto ob predpripravih - ob brisanju starega olja in prahu z nje. Da je v obrisani ploščici precejšnja statična elektrika, se je videlo iz tega, da so se mnogi od sonca osvetljeni prašni delci, opazovani na temnem ozadju, sicer počtujoči v zraku, lepili na ploščico, ki jih je pritegovala k sebi iz relativno velike razdalje.

Da bi se dobili vsaj približni podatki o naboju kapljic, je bilo pripravljeno "umetno" električno polje. V parafinsko olje sta bili položeni dve vzporedni tanki žici z vmesno razdaljo 0,4 mm in vmesno napetostjo 4 V /baterija/. Jakost električnega polja je bila torej 10 V/mm. Poskus je bil večkrat ponovljen, vendar ni bilo opaziti, da bi to kaj vplivalo na razporedbo padanja kapljic oziroma njih gibanje v olju. Tudi pri nagibu mikroskopa so kapljice v polzečem olju nemoteno potovale v poljubni smeri preko polja in žic. Verjetno je bilo ustvarjeno polje znatno preslabotno, zakaj prevladuje mnenje, da so kapljice naelektrene. Naboj vpliva tudi na njih velikost posredno preko vpliva na ravnotežje v parnih pritiskih /4/.

V zelo redkih primerih je bilo opaziti, da so imele kapljice trdno jedrce, ki pa je morda prišlo vanje pozneje in ni bilo vezano na nastanek kapljic. Kapljice so v splošnem prozorne in čiste ter so vidne le zaradi lomljenja svetlobe pri dovolj zaprti zaslonki in natančno naravnani ostrini; njih robovi so zaradi totalnega odboja ostro začrtani, tako da je njih slika jasna in s te plati ni težav pri cenitvi premera.

Neprevidno dihanje pri delu nam da na oljni podlagi roje drobnih kapljic, ki so manjše pri višji temperaturi. Njih velikost v splošnem je pod 2 μ , vendar zaradi velikega števila prekrijejo oljno podlago, se združujejo in lahko narastejo do velikosti najmanjših meglenih kapljic. Tako, z dihanjem pokvarjeno polje moramo seveda odstraniti in pripraviti novo oljno podlago. Pri višjih temperaturah /in verjetno nižji vlagi/ so kapljice od diha zelo majhne - komaj opazne - in se ne vležejo v olje ter naglo izhlape, polje se takorekoč samo očisti.

Obdelava in dislusija podatkov

Spredej opisane meritve so pokazale, da se suče v ljubljanski megli velikost premerov kapljic med 8 in 60 μ . Da manjših stabilnih kapljic ni, lahko trdimo z dokajšnjo gotovostjo, teže pa je podobno trditi o gornji velikostni meji. Vsekakor so meglene kapljice nad 50 μ relativno redke, kar je v skladu s tipom megle in zadostnim številom primernim kondenzacijskih jeder /5/. Tako velike in večje kapljice verjetno znatno padajo proti tlam; z gornjim delom mikroskopa in s komaj 5 mm oddaljenim objektivom je oljna podlaga oziroma zorno polje nekako pokrito in zaščiteno pred njimi. Ploščica s podlago je bila sicer včasih vzeta iz mizice mikroskopa in prosto izpostavljena megli, vendar ni bilo opaziti večjih kapljic kot 60 μ /seveda, če ni bilo padavin/.

Kratek in nazoren splošen pregled o razporedbi velikosti meglenih kapljic v Ljubljani nam daje tabela 2.

Tabela 2: Razporeditev največjih, najmanjših in najštevilnejših meglenih kapljic glede na velikostne intervale

velikostna stopnja /premer/	8	10	12	15	20	25	30	40	50	
do	do	do	do	do	do	do	do	do	do	
v u	<8	10	12	15	20	25	30	40	50	
najvelje kapljice	o	o	o	2	16	25	25	13	17	2
najmanjše " v %	o	25	30	32	11	2	o	o	o	o
najštevilnejše "	o	o	2	32	43	23	o	o	o	o

Iz tabele je razvidno, da so bile le v 2% primerov največje kapljice samo 15 μ velike in prav tako redko so dosegle 60 μ , v polovici primerov pa je bila gornja velikostna meja premerov med 25 in 30 μ . Največkrat so bile najmanjše kapljice premera 15 μ in le v 2% primerov ni bilo manjših kapljic od 25 μ . Praktično v vseh primerih pa so bile najštevilnejše zastopane velikosti premerov med 15 in 25 μ , kot sledi iz zadnje vrste gornje tabele.

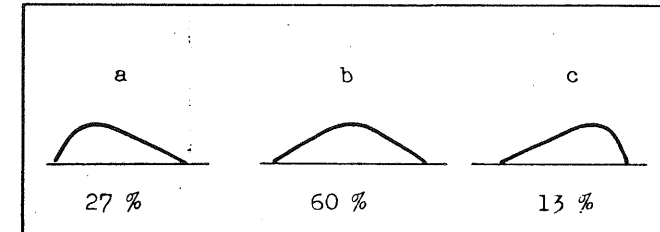
Kako je varirala velikost kapljic v posameznih dneh, je razvidno že iz tabele 1. Včasih so bile vse kapljice skoro povsem enakih premerov, navadno pa so bile po velikosti močno različne. Prav vse velikostne lestvice niso nikoli zajemale, to se pravi, da ni bilo primera, da bi zabeležili velikosti 8 in 60 μ hkrati. Kratek pregled števila kapljic glede na širino velikostnega intervala v stopnjah po 10 μ daje tabela 3.

Tabela 3: Razporeditev števila kapljic glede na širino velikostnega intervala.

širina intervala	10	20	30	40	50	μ
število primerov	19	49	13	17	2	%

V polovici primerov so se torej največje in najmanjše kapljice razlikovale za 20 μ , v 19% pa za 10 μ ali manj, ko so bile torej res močno enakih velikosti.

Večinoma je bila razporeditev taka, da je bila ena izmed velikosti najfrekventnejša, ostale proč od nje /vzeto po velikosti lestvici/ pa navadno vedno manj proti mejam intervala, ki so ga zajemale. Razporeditev pa ni bila vedno taka, da bi bila najfrekventnejša velikost v sredini intervala /B/, ampak je bila ta včasih na začetku /A/, kar pomeni, da je bilo največ kapljic v velikosti blizu spodnje meje, večjih pa vse manj; ali pa, da je bilo malih malo, najfrekventnejša velikost pa je bila blizu zgornje meje intervala /C/. Ne glede na to, kje v absolutni velikostni skali je ta zgornja meja ležala, ločimo tako tri razporeditve, ki jih prikazuje slika 3.

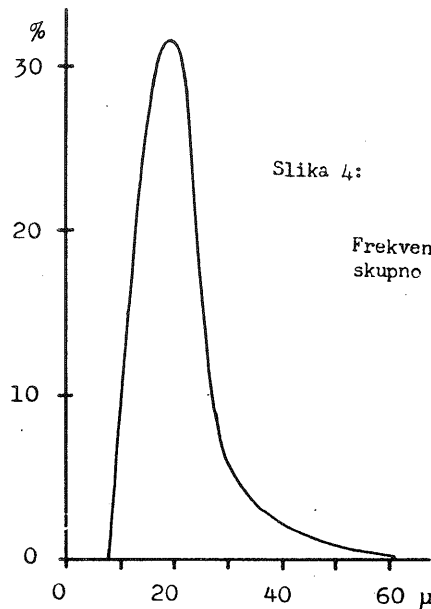


Slika 3: Tipi razporeditve frekvence posameznih velikostnih stopenj ter odstotki ustreznih tipov pri meritvah v Ljubljani.

V posameznih primerih so ustrezni tipi krivulj bolj ali manj raztegnjeni, kar je odvisno od širine intervala; kje je želal vrh krivulje pa se seveda iz tega tudi ne vidi. Pregled frekvenčne razporeditve najštevilnejših kapljic pa je itak razviden iz zadnje vrste tabele 2. Iz te tudi sledi, da so vse maksimalno zastopane kapljice po velikosti razmeroma malo razlikujejo /10 μ /, čeprav se ekstremne velikosti kapljic razlikujejo za 52 μ .

Za izdelavo točne krivulje, ki naj predstavlja skupno vse meritve oziroma pravi povpreček frekvence posameznih velikosti, je bila potrebna delitev sumarno ocenjenih grup, ki je bila v tem primeru izvedena na principu enakosti. Tako dobljena krivulja je prikazana na sliki 4. Iz nje je neposredno razvidna povprečna razporeditev velikosti premerov meglenih kapljic v Ljubljani. Krivulja ima očitno razporeditev tipa A /slika 3/ ter kaže, da je skoro 90% vseh v Ljubljani merjenih meglenih kapljic velikosti med 10 in 25 μ , medtem ko število kapljic velikosti nad 25 μ eksponentialno pada z velikostjo premera.

Od kod izhaja raznolikost velikosti kapljic, še v slošnem ni povsem znano. Verjetno je, da v znatni meri odloča o tem vrsta in velikost kondenzacijskih jeder, električni naboj, koalescenca in morda tudi prenasičenost zraka. Vendar se smatra, da prenasičenost v naravi praktično ne nastopa, ker je v zraku vedno dovolj kondenzacijskih jeder, čeprav zahteva po njih ni majhna; zlasti pa vemo, da jih je dovolj v okolici večjih mest, kot je to pri naših meritvah. Za diskusijo faktorjev, ki bi lahko vplivali na velikost kapljic, pri katerih vlada ravnotežje parnih pritiskov, kar je seveda pogoj za njihov obstoj, se poslužimo Thomsonove formule /4/.



Slika 4:

Frekvenčna razporeditev po velikostnih stopnjah skupno za vse meritve.

$$\rho_a R_v T \ln \frac{e_r}{e_w} = \frac{2 p_n}{r} - \frac{\xi^2}{8 r}$$

kjer je ρ_a = gostota vode R_v = plinska konstanta za vodno paro, T = absolutna temperatura, e_r in e_w parne pritiska nad kapljico in nad vodo, p_n = površinska napetost vode /pri 20°C = 73 din cm⁻¹/, r = radij kapljice in ξ = električni naboj.

Zanemarimo drugi člen na desni oziroma menimo, da so kapljice brez naboja, torej nevtraine, dobimo

$$\ln \frac{e_r}{e_w} = \frac{2 p_n}{r \rho_a R_v T}$$

Razmerje, ki odloča o ravnotežju parnih pritiskov, je torej odvisno le od radija kapljice in temperature, saj so ostali faktorji na desni strani gornje enačbe ali konstantni ali pa odvisni od temperature. Ako vstavimo na desno stran vrednosti za radij, kot smo jih večinoma zmerili / $r = 10 \mu$ /, temperaturo 10°C / $T = 283^\circ$ / in ostale ustrezne vrednosti, pa dobimo

$$\ln \frac{e_r}{e_w} = 1,1 \cdot 10^{-4} \quad \text{oziroma} \quad \frac{e_r}{e_w} = 10^{-4}$$

kjer je e osnova naravnih logaritmov. Razvitje eksponencialne vrste nam da

$$\frac{e_r}{e_w} = 1 + 10^{-4} + \frac{10^{-8}}{2} + \dots = 1,0001 \approx 1$$

iz česar torej sledi, da obstaja praktična enakost: $e_r = e_w$.

Vzemimo, da je temperatura konstantna, potem je razpored parnih pritiskov pri različnih velikostnih kapljic tak, kot kaže naslednja razpredelnica:

radij kapljice:	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10 μ
e_r / e_w :	3,1	1,1	1,01	1,001	1,0001

Vidimo, da ima pri majhnih kapljicah velikost res velik vpliv na razmerje parnih pritiskov glede na parni pritisk, ki vlada pri isti temperaturi nad ravno vodno površino; kapljice pa, ki smo jih merili v ljubljanski megli /in ki so navadno v meglah/, so tako velike, da ukrivljenost površine ne igra več važne vloge in sta parna pritiska praktično enaka.

Vrsta in velikost kondenzacijskih jeder bi lahko znatno vplivala na velikost megljenih kapljic indirektno preko koncentracije. Kondenzacijska jedra, na

katerih se ustvarjajo meglene kapljice, so higroskopni kristalčki soli in hlapi raznih kislin. Ti se v kapljici raztope, koncentracija raztopine pa odloča o ravnotežju parnih pritiskov v smislu enačbe

$$\frac{e_s}{e_w} = 1 - k C$$

kjer je e_s = parni pritisk nad raztopino, k = faktor, ki zavisi od vrste soli oziroma kisline, ki sestavlja kondenzacijsko jedro, in C = koncentracija, ki je seveda vedno manjša od 1 in definirana:

$$C = \frac{m_s}{m_w} \quad \text{oziroma} \quad C = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \frac{V_s}{V_w}$$

kjer je m = masa, ρ = gostota in V = volumen soli oziroma vode.

Prvi faktor /prvi ulomek/ na desni v desni enačbi je blizu vrednosti 1, saj vemo, da se gostote vode in soli ne razlikujejo mnogo, vsekakor pa manj kot za en velikostni red. Povprečna velikost kondenzacijskih jeder je 10^{-2} do $10^{-1} \mu$ in je torej za dva ali tri velikostne rede manjša od megljenih kapljic; zato lahko brez pomembne napake vzamemo v imenovalcu pri drugem faktorju kar volumen kapljice. Zaradi kroglastih oblik obojih /tudi za kondenzacijska jedra v splošnem menimo, da so kroglice/ dobimo ob upoštevanju enačbe za volumen krogle, za koncentracijo končno:

$$C = \frac{r_s^3}{r^3}$$

Z vstavitvijo ustreznih velikosti dobimo pri povprečni velikosti naših kapljic koncentracijo $C = 10^{-6}$, torej vsekakor manj kot tisočinko, v splošnem pa še mnogo manj. Kadar so kondenzacijska jedra taka, da faktor k ne zavzema vrednosti več velikostnih redov, je desni člen v enačbi za razmerje parnih

pritisikov glede na koncentracijo zanemarljivo majhen in dobimo spet, da sta parna pritiska nad kapljicami s tako nizko koncentracijo in ravno vodno površino praktično enaka:

$$e_s = e_w$$

Pri tako velikih kapljicah, kot smo jih izmerili, torej niti premer /ukrivljenost površine/ niti koncentracija, ki izhaja od jeder, ne igrata več važne vloge pri vzdrževanju ravnotežja v parnih pritiskih in zato tudi ne pojasnjujeta njihovega obstoja pri relativni vlazi, nižji od 100% in celo pri 93%. Poudariti pa je pri tem potrebno, da v naših primerih določanje relativne vlage ni bilo niti po času niti po kraju povsem enako z meritvami velikosti kapljic - podatki za rel. vlago so bili merjeni na observatoriju.

Verjetno je, da povzročata razliko v velikosti meglenih kapljic predvsem koalescenca, ki je ali povsem slučajna dogodev trka in zlitja dveh kapljic ali pa pospešena zaradi električnega naboja inturbulence. Ta ima lahko tudi pri razmerju parnih pritisko važno vlogo, ki pa je nismo mogli določiti. Zlasti pri "mladi" megli se zdi malo verjetno, da bi lahko bila koalescenca dovolj izdatna. Odvisnost volumna krogle od njenega premera nam namreč pove, da se mora zlititi 8 kapljic nekega premera, da bi imela tako nastala kapljica dvojni premer oziroma, da je n. pr. potrebno, da koelescira 64 kapljic velikosti 15 μ , da nastane velika kapljica 60 μ .

Uspešne meritve glede na starost megle ni bilo mogoče izvesti, ker v večini primerov ni znan čas njenega nastanka. Ta pade namreč navadno v nočne ali zgodnje jutranje ure. Mimo tega pa ima megla najžešče predhodnika-zamegljenost ter vsebuje zato tudi "mlada" megla del starejših kapljic.

Grafično so bile iskane odvisnosti med spredaj uporabljenimi tremi različnimi velikostmi meglenih kapljic in širino intervala ter med temperaturo, parnim pritiskom in vetrom /zadnji je razmeroma redko nastopal/ v času meritev; nikjer pa ni bilo najti tolike enotnosti, da bi bilo vredno iskati linijo najboljšega prilaganja oziroma računati korelacijski koeficient. Primerjava glede na relativno vlago nam v posebni obliki daje rezultate, ki so predstavljeni v tabeli 5.

Tabela 5: Povprečna velikost najštevilnejših in največjih meglenih kapljic ob raznih stopnjah relativne vlage.

relativna vlaga	100	99	98	97	96	95	94	93	%
število primerov	29	2	4	5	1	1	1	4	
najštevilnejše	20	20	18	18	15	15	20	19	
največje	35	35	25	27	20	20	20	25	μ

Iz tabele je razvidno, da velikost najštevilnejših kapljic ne kaže odvisnosti od relativne vlage, pač pa se zdi, da je povprečna velikost največjih kapljic ob visoki relativni vlazi /100 in 99%/ večja kot pri nižji /pod 98%/, čeprav razlika tudi pri teh ni posebno velika. Razvidno je tudi, da je bila

relativna vlaga največkrat 100% in zrak torej popolnoma nasičen.

Nadaljnja primerjava glede na vidnost v megli-lahko rečemo tudi gostoto megle - je dala rezultate, ki so razvidni iz tabele 6.

Tabela 6: Povprečne velikosti meglenih kapljic ob različni vidnosti

vidnost	100	100-300	300-600	> 600	m
število primerov	15	18	4	10	
najštevilnejše	18	21	19	19	μ
največje	34	34	30	27	

očitno je bila vidnost v megli zjutraj, ko so se vršila merjenja, večinoma pod 300 m. Tudi glede vidnosti najštevilnejše kapljice ne kažejo povezave ali odvisnosti, pač pa je spet očitno, da je povprečna velikost največjih kapljic velika pri majhni vidnosti /veliki gostoti megle/ in pada z naraščajočo vidnostjo - vzrok in posledica sta sicer v obratnem redu. Rezultati Radfordovega raziskovanja kažejo, da se vidnost linearno zmanjšuje s količino kondenzirane vode v zraku /2/. Pri neki količini kondenzirane vode v zraku /mi tega podatka nimamo/ pa po Petterssensu vidnost pada z velikostjo premera kapljic /3/. Megla se zgošča predvsem zaradi povečanja števila kapljic in le deloma zaradi povečanja kapljic. Le-ta doprinos k manjši vidnosti v megli je razviden tudi iz gornje tabele.

Zanima nas, če je čas razkajanja megle odvisen od velikosti meglenih kapljic in če bi lahko na podlagi velikosti meglenih kapljic sklepali na čas razkajanja megle. Zadnje je bilo namreč eno glavnih vodil za to delo. V ta namen so bile narejene nekatere primerjave; ker pa je za razkajanje radiacijske megle, ki v Ljubljani večinoma nastopa, zelo važna insolacija, jo moramo upoštevati. To moremo storiti le indirektno, ker meritev jakosti insolacije nimamo ter zato v tej zvezi proučujemo trajanje megle po sončnem vzhodu, ki ga za posamezne dneve dobimo iz efemerid za Ljubljano/5/. Višino sonca bomo zanemarili, čeprav razlike tudi zaradi tega med meritvami v decembru in maju verjetno niso povsem neznatnega pomena. Rezultate primerjav daje tabela 7.

Tabela 7: Povprečne velikosti meglenih kapljic glede na čas njenega razbitja po sončnem vzhodu

čas razbitja po sončnem vzhodu	1	2	3	4	5	ves dan	ur
najštevilnejše	20	18	17	19	19	19	
največje	20	27	33	32	33	29	μ

Razvidno je, da glede velikosti najštevilnejših kapljic ni najti reda, pač pa se zdi, da nastopi razkajanje megle prej tedaj, kadar so največje kapljice majhne in tem pozneje, čim večje so. V posameznih primerih se pojavljajo

močni odkloni od ten povprečnih vrednosti ter vlada med posameznimi čloni precejšnja ncenotnost. Zato gornja ugotovitev nima tolike prognoistične vrednosti, kot je to razvidno na prvi pogled iz tabele 7.

Precejšnja reentnost velikosti meglenih kapljic v posameznih meglah otežuje samostojno delo. Izkazalo se je, da večina vseh kapljic zavzema razmeroma ozek velikostni interval in ne kaže odvisnosti od raznih vremenskih parametrov in časa. V primerjavah so se izkazale ugodnejše največje kapljice - zgornja meja posamezne megle, vendar so prognoistične možnosti očitno tudi glede te majhne.

Možno je, da bi dalo dodatno in sočasno upoštevanje vetra, oblačnosti in nekaterih drugih elementov nekoliko boljše rezultate, vendar visokih korelacij v zvezi z velikostjo kapljic očitno ni pričakovati. Za tako obsirnejše delo pa bi bila potrebna predvsem številnejša in točnejša merjenja velikosti meglenih kapljic kakor tudi merjenja števila kapljic, količine kondenzirane vode, debeline megle in drugih njenih karakteristik.

S U M M A R Y

Diameters of the fog droplets were measured by direct method e.g. by microscope. For such measurements the droplets must be conserved between two oils /Fig. 1/. The experience however showed, that the conservation is not perfect and the droplets although being in oil became smaller with time and in special cases can properly disappear in a few minutes. So a clear oil base was set in microscope and the measurement was carried out of doors in the fog. For every drop, immediately after it had fallen and had crept in the paraffin oil, the diameter was determined. Because the drop diameters in the same fog varies, finally the percentage of droplets that belong to particular diameter interval was estimated /see Table 1/.

Among other difficulties of such measurement there are difficulties at low temperatures because of solidification of paraffin oil, but when the oil is warmer than the air, a rapid evaporation - diminishing of droplets occurs before they creep in completely.

The convergent motions of droplets in the oil were often observed but no satisfactory explanation has been found. In this connection an experiment was made: in the oil base two wires were set producing the electric field 10 V/mm but no influence of this field has been found on the motion and disposition of the droplets.

Percentage distribution of all measured droplets with regard to their diameters will be seen in Fig. 4 and the distribution for the greatest, the smallest and for the most frequent droplets respectively will be found in Table 2. In Table 3 the frequency of the cases in relation to variety of drop diameter interval is shown. In Fig. 3 three different types of individual fog frequency distribution will be seen which show that also the distribution with the most frequent diameter near the upper limit /type C/ sometimes occurs.

The reasons for difference of drop diameters in the same fog are shortly discussed. Little possibility is shown that the curvature of drop surface or concentration due to dissolving of condensation nuclei would influence enough because the droplets are relatively too large. No influence due to electric charge or coalescence has been found and the author's opinion is that the coalescence hardly can be enough effective.

Many comparisons were made between drop diameter and various weather parameters but no good correlation was found. Relation of diameters regarding Relative humidity and visibility will be seen in Tables 5 and 6 respectively. The relation between drop diameters and the time of fog dissipation was examined with special care. Considering that the fog in Ljubljana valley is mostly of radiation type, the influence of insolation was taken in account in that way that the time of dissipation of fog with regard to sunrise was considered. The results in Table 7 show that there is no general relation between the drop diameter and the time of fog dissipation after sunrise. It will be seen however, that the dissipation occurs sooner when the upper limit of drop diameters is low although this relation too is not quite satisfactory.

L i t e r a t u r a

- 1/ Z. PETKOVŠEK: Megla ob slovenski oblai, 10 let Hidrometeorološke službe, 1957, str. 173.
- 2/ H.G. HOUGHTON: On the physics of cloud and precipitation, Compendium of Meteorology, 1951, str. 156
- 3/ J.J. GEORGE: Fog, Compendium of Met. 1951, str. 1179
- 4/ M. ČADEŽ: Uvod v dinamičko meteorologiju, 1959, str. 81
- 5/ S. PETERSSEN: Weather analysis and forecasting, 1956 Vol. II. str. 105
- 6/ F. DOMINKO in sodelavci: Nebo v letu 1959, Proteus XXI. 4/5.

ODVISNOST SUŠNIH RAZDOBIJ V SLOVENIJI OD SPLOŠNE
CIRKULACIJE ATMOSFERE

THE GENERAL CIRCULATION OF THE ATMOSPHERE AND THE
DRY PERIODS IN SLOVENIA

M. BURKO

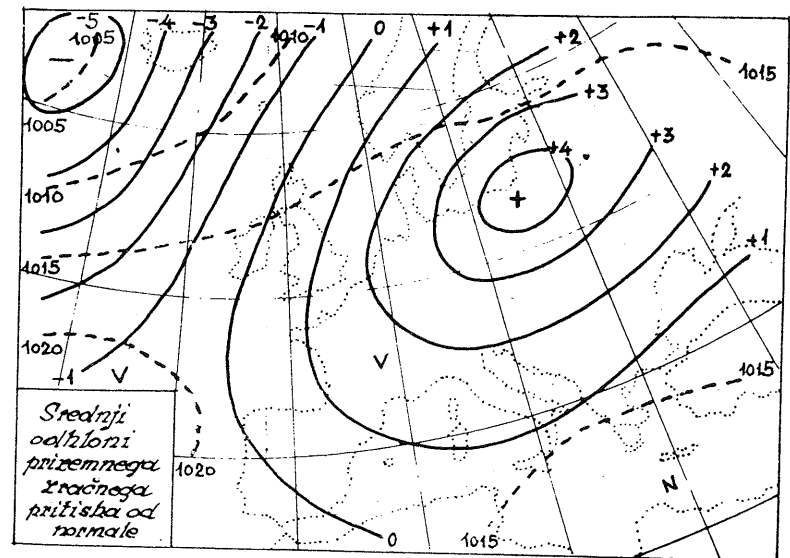
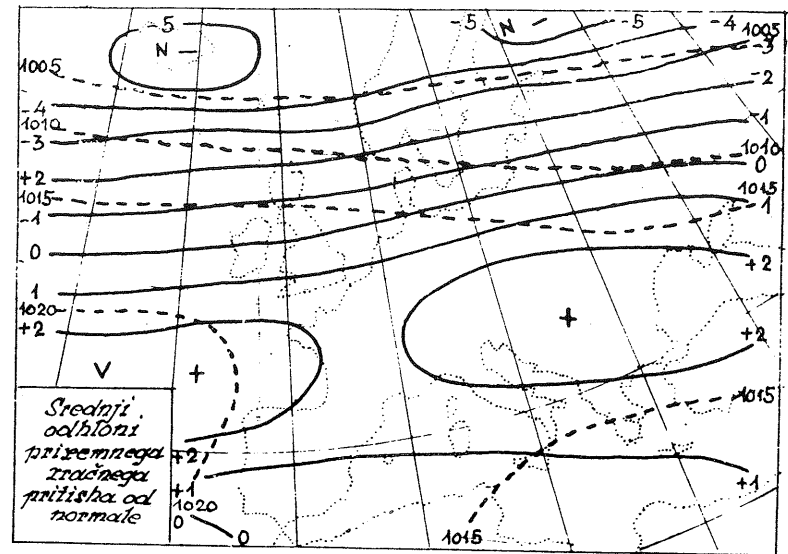
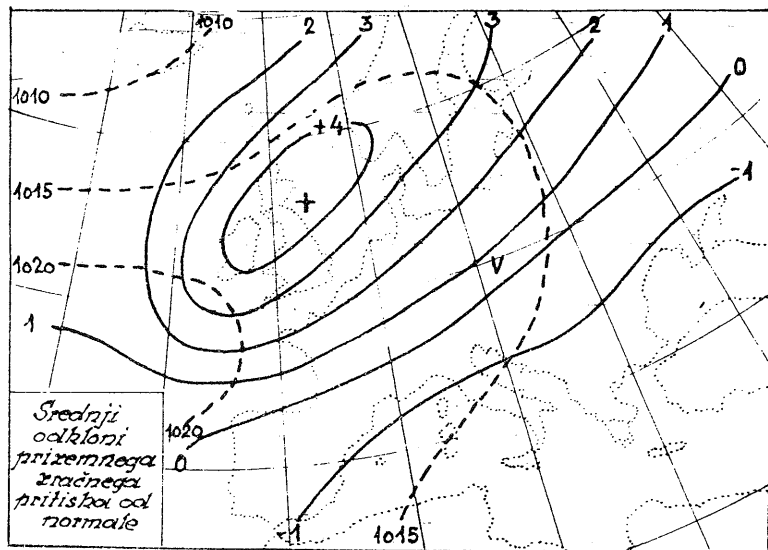
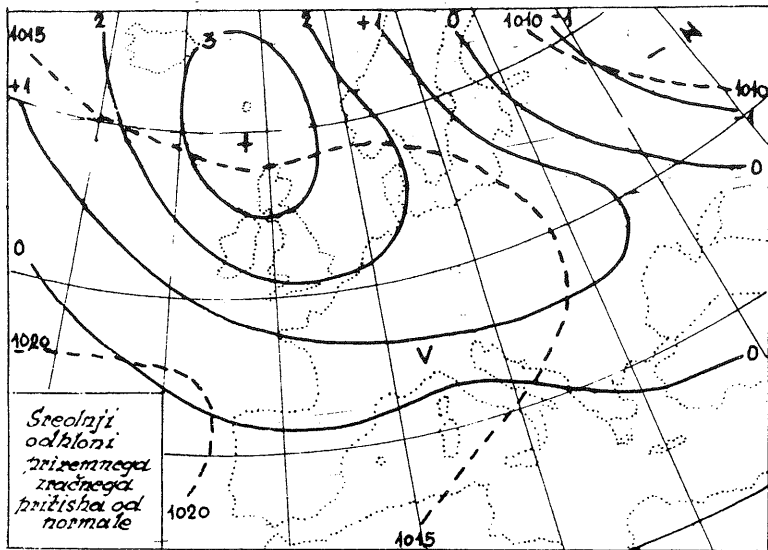
Namen obdelave je bil, najti v splošni cirkulaciji atmosfere pogoje, pri katerih nastajajo v Sloveniji sušna razdobja. V Zvezi s tem je bilo potrebno iskati faktorje, ki ob razvoju anticiklona nad Alpami in Srednjo Evropo kažejo na daljšo stabilizacijo. Obdelana so vsa razdobja v letih 1954 do 1959, ko v Sloveniji na sinoptičnih postajah /izjema Planica, ki leži preblizu strnjene alpskega masiva/ vsaj v 10 dnevih ni padlo več kakor 1 mm padavin. Da se ohrani homogenost vplivov, se je posebej obravnavalo sušna razdobja v topli polovici leta, t.j. od 1. maja do 1. oktobra. Obdelani sta bili tudi dve ekstremno suhi poletji v srednji Evropi: 1921 in 1935.

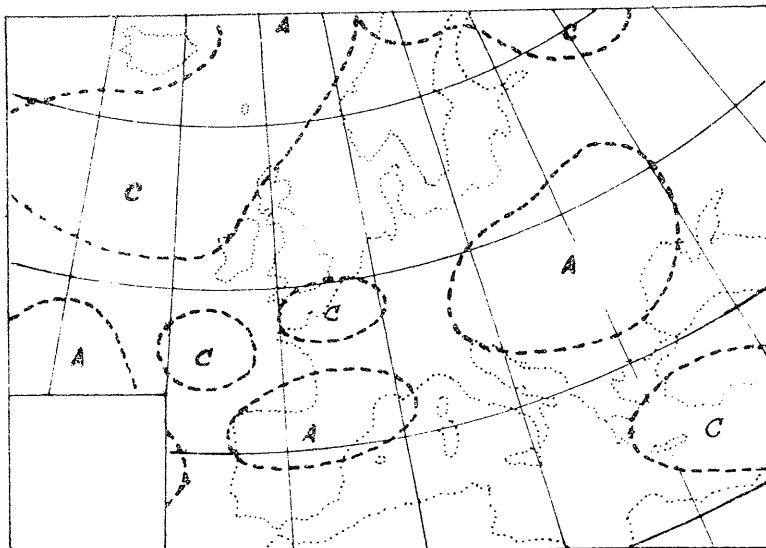
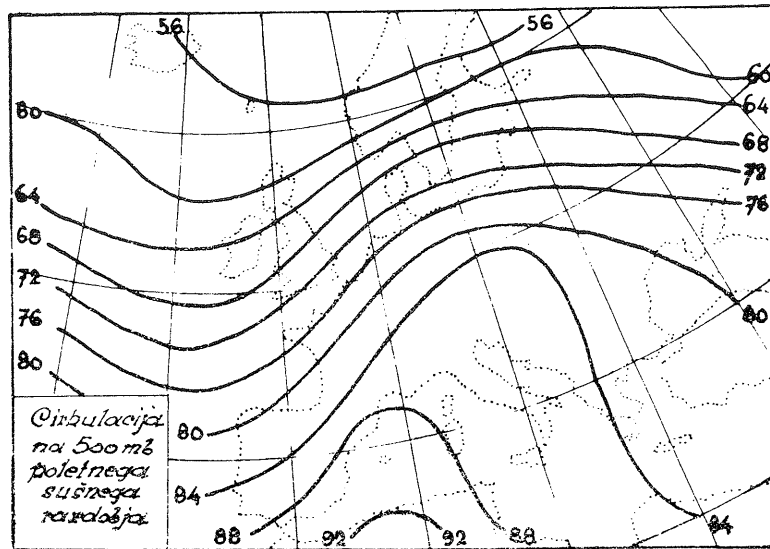
Obdelava je potekala v smereh: I. Za sušna razdobja je bila določena razlika prizemnega zračnega pritiska od srednjih vrednosti. Za določeno sušno razdobje se je izračunalo srednje vrednosti zračnega pritiska za določene točke na področju Evropa - Atlantik. Nato so se poiskale razlike med temi vrednostmi in srednjimi dolgoletnimi vrednostmi ter na osnovi teh razlik narisale krivulje enake razlike /odklona/. II. Za vsako sušno razdobje kot celoto in posebej za začetno in končno fazo sušnega razdobja je bila izračunana srednja cirkulacija 500 mb absolutne topografije. Za določene točke na področju Evropa-Atlantiki so bile določene srednje vrednosti absolutne topografije 500 mb ploskve za celotno sušno razdobje /na osnovi radiosondnih opazovanj dvakrat dnevno/. Te srednje vrednosti so bile nato združene za več sušnih razdobij in na osnovi dobljenih vrednosti so bile narisane izohipse, ki predstavljajo torej srednje vrednosti večih razdobij skupaj. Na podoben način se je določilo srednje vrednosti za cca 7 dnevno razdobje pred nastopom suše in po njem.

III. Posebej je bila izračunana srednja cirkulacija kot pod t.II. za sušna razdobja izrazito poletnega časa /julij, avgust, prva polovica septembra/.

IV. Upoštevano je bilo tudi gibanje in zaustavljanje ciklonalnih in anticiklonalnih centrov v času sušnih razdobij.

V. Za poletji 1921 in 1935 so bile obdelane srednje /klimatološke/ vrednosti.





RAZPOREDITEV NIŽINSKEGA ZRAČNEGA PRITISKA

1. Iz kart, ki kažejo razliko prizemnega zračnega pritiska od srednjih vrednosti sušnega razdobja, dobimo štiri različne tipe sušnih razdobja za srednjo Evropo in Balkan:

1/ Razen Sredozemlja in severne Rusije leži ostali del Evrope v polju pozitivnega odklona z jedrom nad severno Britanijo in južno Skandinavijo. Karte povprečnega prizemnega pritiska za ta razdobja kažejo zelo razvit azorski anticiklon s sekundarnim jedrom nad južno Francijo. Mimo tega obstoji manjše anticiklonalno jedro nad severnim Ledenim morjem. Ta tip sušnih razdobja je najštevilnejši; saj zajema skoro polovico vseh obdelanih razdobja.

2/ Jedro pozitivnega odklona prizemnega zračnega pritiska od normale leži nad Britanijo in južno Skandinavijo, vendar je močnejše kot pri prvem tipu in os pozitivnega odklona ima smer jugozahod-severovzhod. Karte srednjega zračnega pritiska za obdelana razdobja kažejo močnejše ciklonalno jedro na področju Groenland-Island, medtem ko je v ostalem precejšnja podobnost s prvim primerom, le da je anticiklon nad Severnim morjem in južno Skandinavijo močnejše razvit. Ta tip je pogosto začetek tipa 1.

3/ Polja pozitivnega in negativnega odklona zračnega pritiska ležita povsem zonalno; o-izonomalijska poteka precej vzporedno s 55. vzporednikom. Severno od tega vzporednika leži polje velikega negativnega odklona z jedrom nad Islandom in severno Skandinavijo, južno pa leži polje pozitivnega odklona z jedrom pri Britaniji in nad Balkanom. Karte srednjih izobar kažejo ciklonalno polje z zonalno osjo nad severnim Atlantikom severno Skandinavijo in severno ter srednjo Rusijo. Srednja in južna Evropa sta v področju anticiklona z majhnimi gradienti. Anticiklonalno jedro, ki je bilo pri prejšnjih tipih nad severno Skandinavijo, je pomaknjeno sedaj proti polu. Pri tem tipu je običajno precej razvit ciklon nad vzhodnim Sredozemljem in malo Azijo. Večina zelo dolgih sušnih razdobja pri nas nastopa pri tem tipu.

4/ Zadnji tip ima izrazito meridionalno polje pozitivnega odklona z jedrom nad Baltikom. V polju pozitivnega odklona leži celotna Evropa in O-izonomalijska poteka približno vzporedno z obalo kontinenta, in to od severne Skandinavije od Gibraltarja. Na Atlantiku je zračni pritisk precej pod srednjimi vrednostmi, jedro negativnega odklona leži med Groenlandom in Islandom. Povprečne izobare razdobja kažejo malo razvit azorski anticiklon, medtem ko je pretežni del Evrope, vključno Skandinavija, pod področjem visokega zračnega pritiska z jedrom severozahodno od Alp.

Iz gornjega torej vidimo, da nam dajejo karte odklona prizemnega zračnega pritiska od srednjih vrednosti določenih razdobja en povsem meridionalni tip, pri katerem zajema stabilni anticiklon

večji del evropskega kontinenta, in en povsem zonalni tip, pri katerem zajema stabilni anticiklon južni in srednji del Evrope, pri ostalih dveh tipih leži polje pozitivnega odklona zračnega pritiska z osjo v smeri severovzhod jugozahod oziroma severozahod - jugovzhod in zajema mimo Sredozemlja tudi večji del kontinenta. Omenimo še, da pri treh izmed štirih tipov leži jedro pozitivnega odklona na področju med severno Britanijo in Baltikom in samo pri enem tipu med južno Britanijo in Balkanom.

CIRKULACIJA NA 500 mb PLOSKVI ABSOLUTNE TOPOGRAFIJE

II. Karte srednjih izohips absolutne topografije 500 mb ploskve kažejo za sušna razdobja več medsebojne podobnosti, kakor smo to videli pri nižinskem zračnem pritisku. Najprej obstoji neki idealni tip srednje cirkulacije na 500 mb ploskvi, pri katerem je stabilizacija anticiklonov v topli polovici leta najbolj pogosta. Delne karakteristike tega idealnega tipa vidimo skoro pri vseh sušnih razdobjih toplega dela leta, v največji meri pa pri sušnih razdobjih, ki smo jih prej uvrstili v prvi in drugi tip.

Karakteristike tega idealnega tipa cirkulacije so naslednje: greben visokega zračnega pritiska od severne Afrike do Alp in še severneje ima os nagnjeno proti smeri jugozahod-severovzhod. V začetku sušnega razdobja se pojavlja najvišji zračni pritisk /na višini/ nad severozahodno Afriko. Glavni pogoj stabilnosti tega grebena, ki povzroča pri nas sušo, je dolina nizkega zračnega pritiska, ki leži nad vzhodnim Atlantikom z osjo povprečno 15 stopinj zahodne geografske dolžine. Nad Atlantikom je v povprečju možna zonalna cirkulacija in frontalna zona leži med 45. in 50 st. severne geografske širine. V zahodnem delu atlantskega področja je slabo razvit greben z osjo, ki leži med 35 W in 50 W st. ter je nekoliko nagnjen proti severovzhodu. Za večji del sušnega razdobja je značilno, da je ta greben slabo razvit, medtem ko kažejo karte zaključnega razdobja močnejše razvijanje. Ko govorimo o tem idealnem tipu cirkulacije na višini 500 mb ploskve, omenimo, da tu nastopajo še doline z osjo povprečno 60 W ter prav tako slabo razvite doline nad vzhodno Evropo z osjo povprečno 60°E.

Odstopi realne povprečne cirkulacije na 500 mb ploskvi od tega idealnega tipa cirkulacije so sorazmerno veliki, vendar je treba upoštevati dejstvo, ki je precej važno iz prognostičnih vidikov. Kolikor pri razvoju anticiklona na področju Alp in zahodne Evrope obstoji na kartah 500 mb ploskve cirkulacija, ki ima karakteristike omenjenega idealnega tipa cirkulacije, obstoji velika verjetnost, da se bo ta anticiklon stabiliziral.

Neposredna zveza med stabilnim anticiklonom nad našimi kraji in Azorskimi anticiklonovi zvezo poudarjata na primer Kletterer/1/ in Pučnik /2/ - se opazi samo na prizemnih kartah in eventualno še na kartah 850 mb ploskve, medtem ko je na kartah 500 mb ploskve

nad vzhodnim Atlantikom dolina, ki leži običajno precej proti jugu. Pod južnim delom te doline se pričenjajo razvijati južno od Britanije in nad južno Francijo anticiklonalna jedra, ki se premeščajo proti Alpami in se tu večkrat ustalijo.

Za začetno fazo sušnih razdobj v srednji Evropi navaja na primer Scherhag močne otoplitve na jugovzhodu Evrope. Kakor smo videli iz obdelave odklonov prizemnega zračnega pritiska od normale, imamo na tem področju pogosto razvite ciklonalno področje, kar ugotavlja tudi Clausse /3/.

Končna faza sušnega razdobja kaže srednjo cirkulacijo na 500 mb ploskvi, za katero je značilno zmanjševanje ene izmed osnovnih komponent idealnega tipa cirkulacije, in to v največji meri: krepitev grebena nad zahodnim Atlantikom, ki se hitro širi proti severu ali severovzhodu, pojavijo se prizemni anticikloni na področju Groenland-Island, doline nad vzhodnim Atlantikom se pomikajo proti vzhodu. To pomeni slabitev frontalne zone nad Atlantikom.

Pri tretjem in četrtem tipu sušnih razdobj, je kakor smo že omenili, precej razvit prizemni ciklon nad malo Azijo in vzhodnim Sredozemljem. Pogosto najdemo jedro nad Egejskim in Jonskim morjem. Za zahodni Balkan pomeni to škodljivo sušo, ker doteka s severnimi in severovzhodnimi vetrovi zelo suh zrak iznad segretega kontinenta in ne nastajajo lokalne toplotne nevihte. Kolikor omenjeni ciklon ne vpliva na naše kraje s svojo cirkulacijo, je vzdolž Jadranskega morja razvit lokalni pas visokega zračnega pritiska, ki je v notranjosti vzrok južnim in jugozahodnim vetrovom, ki so večkrat toliko ovlaženi, da nastopajo predvsem v začetni in končni fazi stabilnega anticiklona lokalne nevihte in plohe, predvsem v alpskih predelih.

IV. GIBANJE IN ZADRŽEVANJE ANTICIKLONALNIH IN CIKLONALNIH JEDER

Glede gibanja in zadrževanje anticiklonalnih in ciklonalnih prizemnih jeder v sušnih razdobjih omenimo, da je opaziti zlasti zadrževanje ciklonalnih jeder na področju, ki je omejeno z lego stalne vremenske ladje "A" - otok Faroere -, Zahodno Irsko in z legama stalnih vremenskih ladij "J" in "C". Okoli stalne vremenske ladje "C" je drugo manjše in manj pogosto področje. Če primerjamo to razporeditev s prej opisano cirkulacijo na 500 mb ploskvi, odgovarja prvo področje centralnemu delu doline nad vzhodnim Atlantikom, drugo pa robu te doline.

Nad Skandinavijo se začno pojavljati značilnejši cikloni centri šele proti koncu sušnega razdobja in še kasneje nad zahodno in srednjo Evropo. Anticiklonalna jedra so v času sušnih razdobj nanizana precej pogosto okoli Azorov, in sicer na začetku bolj proti zahodu in jugu, proti koncu bolj severno. Drugo široko področje anticiklonalnih jeder je nad vzhodnimi Alpami, Panonijo, Krpati in v predelu vzhodno od Krpatov. Zanimivo je, da nastaja precej redno anticiklonalna aktivnost tudi v področju severno od

Islanda in usahne skupno z anticiklonalno aktivnostjo v južni in srednji Evropi. V nekaterih primerih se anticiklona severno od Islanda in vzhodno od Alp združita, vendar taka situacija ni v topli polovici leta nikoli stabilna. Konec sušnega razdobja kaže pomikanje ciklonalnih jeder proti Danski in južni Skandinaviji. Iz večjega števila primerov se sklepa, da je meja preko katere prihajajo vplivi ob koncu sušnega razdobja ciklonov v naše kraje 55 vzporednik, 5. vzhodni meridian, pri povprečni vrednosti v centru ciklona 995 mb /velja le za sušna razdobja v mesecu juliju in avgustu/.

Razumljivo je, da se frontalni sistemi gibljejo ves čas razdobja proti severovzhodu ali celo severu. Južni del hladnih front dosežejo Alpe in srednjo Evropo, nimajo pa posebnega vpliva na vreme v Sloveniji. V mejni situaciji lahko povzroči hladna fronta nevihte v zgornjem gorenjskem delu in v panonskem delu Slovenije, medtem ko se v ostalem delu Slovenije sušno razdobje nadaljuje.

V. ZNAČILNOSTI SUŠNIH POLETIJ 1921 IN 1935 leta

V splošni cirkulaciji celotne severne hemisfere moremo iskati zakonitosti pri obdelavi sušnih poletij omenjenih let 1921 in 1935 na osnovi klimatoloških podatkov in sušnega poletja 1954 na osnovi hemisferskih sinoptičnih kart. Tu je zlasti važna odvisnost od gibanja subtropskega pasu visokega zračnega pritiska. Clauss /5/ navaja dva osnovna primera:

1/ razdobje suše v srednji Evropi pri zonalni obliki cirkulacije. V tem primeru se celotni pas subtropskega pasu visokega zračnega pritiska pomika proti severu in v zvezi s tem se pomika tudi atlantska frontalna zona nad Evropo proti severu. Temu primeru pripada izmed obdelanih sušnih razdobj samo ena tretjina. Značilni primer takega pomika je tretji tip klasifikacije, navedeno v začetku;

2/ sušna razdobja pri meridionalnem tipu cirkulacije. Anticikloni v tem primeru blokirajo zahodno cirkulacijo ob razvoju anticiklona na severu in ciklona na jugu. Pri tem pa je potrebno, da ima anticiklon tako lego, da ima zrak, ki ga anticiklon dovaja, čim bolj kontinentalni karakter. Ta primer odgovarja v idealizirani obliki četrtemu tipu spredaj postavljene klasifikacije. Slovenija je v tem primeru vsaj v začetku pod vplivom severozahodnih vetrov v višini.

Mimo razdelitve sušnih razdobj v ta dva osnovna primera moremo v splošni cirkulaciji določiti še naslednje:

1/ zračni pritisk v nižinah je pri daljših sušnih razdobjih v pasu subtropskega anticiklona povišan, in to le redko samo v enem delu tega pasu;

2/ na severni periferiji tega pasu more biti zračni pritisk v nižinah zmanjšan ali povečan glede na povprečje, tako da v tem pogledu ni mogoče najti zakonitosti;

3/ v sušnem poletju 1935 je bil zračni pritisk v polar nem področju zmanjšan, v letu 1921 povečan; v posameznih sušnih razdobjih je zračni pritisk v polarnih predelih povečan. Tako se tudi Clauss nagiblje k mišljenju, da je nastop sušnih razdobj v srednji Evropi povezan z nadnormalno visokim zračnim pritiskom v nižinah nad polarnimi predeli;

4/ nastop stabilnega poletnega anticiklona nad južno in srednjo Evropo je v večini primerov povezan z razvojem anticiklona nad Pacifikom in pomikom pacifiške polarne zone proti severu. Iz tega se more sklepati, da vzroki sušnih razdobj pri nas ne ležijo v kompenzacijskem širjenju azorskega anticiklona proti severu, temveč predstavljajo splošno širjenje visokega zračnega pritiska v severnejše geografske širine;

5/ Clauss navaja tudi podatke o zračnem pritisku v ekvatorialnem pasu. Po njegovih opažanjih so povezana sušna razdobja v srednji Evropi z zmanjšanim zračnim pritiskom v ekvatorialnih predelih.

V. Končno se mora odgovoriti na vprašanje, ali obstojajo v splošni cirkulaciji atmosfere v pozni spomladi ali v začetku poletja znaki, ki bi kazali na možnost sušnega poletja. Obdelave Claussa in avtorja kažejo, da zanesljivih znakov ni, vsaj koliko je lahko reči na osnovi do sedaj obdelanega materiala, pri čemer se je upoštevalo višinske podatke povprečno le za območje med 30 in 70 st. severne geografske širine, medtem ko se je za področje bolj severno in bolj južno upoštevalo le nižinske podatke.

Zaključek glede tega vprašanja bi se torej glasil: anomalije v razporeditvi zračnega pritiska, ki so vzrok sušnim razdobjem, so bolj ali manj spontane. Clauss navaja kot edini znak za poletne suše v srednji Evropi nizek zračni pritisk v spomladanskih mesecih v območju severnega pola. Nizkemu pritisku spomladi v polarnih predelih odgovarja namreč v povprečju nadnormalno visok zračni pritisk v poletnih mesecih, kar pa je eden izmed pojavov, ki pogosto spremljajo sušna razdobja v zmernih geografskih širinah.

K pojasnitvi odnosa med sušo in spremembami v splošni cirkulaciji prispeva tudi ugotovitev, da nastajajo sušna razdobja v enaki meri tako pri velikih spremembah tipa cirkulacije glede na meridionalno in zonalno smer kakor tudi pri ustavljenem tipu cirkulacije. Od skupnega števila 18 sušnih razdobj v Sloveniji jih je bilo 10 v primeru, ko je 14 dni pred nastopom sušnega razdobja na Atlantiku in nad Evropo prevladoval ustaljen tip cirkulacije, in 8 v primeru, ko smo imeli v 14 dneh pred nastopom suše vsaj enkrat izrazito menjavo tipa cirkulacije /na primer meridionalne v zonalno/. Nekoliko drugačno je razmerje, če vzamemo v poštev 14 dni po koncu sušne dobe. V tem primeru je bila v 11 primerih menjava osnovnega tipa cirkulacije in v 7 primerih ustaljen tip cirkulacije.

S u m m a r y

The purpose of this study was to find out the conditions in the general circulations of the atmosphere which are responsible for the occurrence of the dry periods in Slovenia. The treatment covers the period 1954 - 1959. The condition for a dry period is that there is no rainfall greater than 1 mm per day in a span of at least ten successive days as recorded at the synoptical weather stations in Slovenia. In order to preserve the homogeneity of the influences, only dry periods occurring during the warm half of the year /i.e. from 1st May to 1st October/ are treated here.

I. Four different types of dry periods for Central Slovenia and the Balkans can be discerned from the maps showing the deviation of the surface pressure from the mean values for a dry period /Figs. No. 1-4/. Thus one type is revealed, at which isotherms run entirely in the meridional direction, with the stable anticyclone covering then most of Europe, and another, at which isotherms are zonal, running from west to east, with the stable anticyclone over southern and Central Europe. In the remaining two types the field of the positive deviation of the air pressure lies with its axis in the northeastern-southwestern direction, respectively, in the northwestern-southeastern direction. With these types the core of the positive deviation of the surface pressure from the normal lies in the area of northern Britain and the Balkans.

II. Maps of the average contour lines of the absolute topography of the 500 mb surface show more mutual resemblance as it is the case with the surface pressure. There is an ideal type of the average circulation at the 500 mb surface, at which the stabilization of the anticyclones is most common. /Fig. No. 5/. The evolution of the actual circulation at the 500 mb surface towards this ideal type leads likely to the setting in of a dry period during the warm half of the year.

III. The average movement and stopping of the core-areas of the cyclones and anticyclones during the time of dry periods is shown on Fig. No.

IV. Two kinds of dry periods can be discerned with regard to the type of the general circulation. The first occurs at the zonal type of circulation, when the whole belt of the subtropical area of high air pressure is moving northwards. The second occurs at the meridional type of circulation. In Slovenia only one third of the treated dry periods occur at the latter type.

V. With regard to the general circulation. It was possible to establish some further rules governing the occurrence of dry periods. It is a characteristic feature of the longer dry periods, that the surface pressure is above normal within the belt of the subtropical anticyclone. On the northern periphery of this belt it is, however, above or below the normal. There are some indications that the occurrence of the dry periods in Central Europe

is closely linked to the abnormally high surface pressure in the polar areas and to the low pressure in the equatorial region.

L i t e r a t u r a

- 1/ L. Kletterer: Gesetzmaessige Luftdruckschwankungen im Bereich des Azorenhochs waehrend des Spaetwinters 1947-48 Archiv fuer Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie 1950
- 2/ J. Pučnik: Močne otoplitve v dneh od 1. do 6. julija 1950 Meteorološki zbornik, Društvo meteorologov Slovenije, Ljubljana, 1957.
- 3/ J. Claus: Die Schwankungen des subtropischen Hochdruckgürtels als Indikator langanhaltender Trockenzeiten in Mitteleuropa Institut fuer Meteorologie und Geophysik, Berlin, Meteorologische Abhandlungen Band V, Heft 2.
- 4/ R. Scherhag: Wetteranalyse und Wetterprognose 1948.
- 5/ M. Borko: Kratko poročilo iz obdelave: Sinoptični pogoji sušnih razdobj v Sloveniji, 10 let hidrometeorološke službe Slovenije, Ljubljana, 1957.

AN ATEMPT OF THE ASSESSEMENT OF THE FORECASTING MAP

A. HOČEVAR

551.509 25

Eden osnovnih pripomočkov pri prognozi so prognoštične karte. Do današnjih dni se je razvilo že mnogo praktičnih metod za konstrukcijo le-teh, seveda vsake z njenimi dobrimi lastnostmi in napakami. V polpretekli dobi so bile te metode bolj ali manj empirične, kasnejše pa so se razvile iz teorije, ki jim je služila za osnovo enačba vrtinčnosti (1,2). Tudi metode, ki so se razvile iz teorije, se cepijo v dve veji; krajšo in dražjo, ki rešuje probleme s pomočjo računskih strojev, ter nekoliko daljšo in cenejšo, ki rešuje probleme s pomočjo grafičnih operacij.

Tudi pri nas v Sloveniji nastopa problem prognoštične karte. Prognoštične karte, ki jih emitirajo veliki evropski centri, so za naše kraje precej površno konstruirane, saj je to zanje bolj ali manj robno področje. Šele v zadnjih letih je začel delati prognoštično karto tudi naš center v Beogradu. Ob začetku uvedbe naše domače prognoštične karte, ki se bo ukvarjala zlasti s prognozo za naše kraje, me je zanimalo, kaj lahko pričakujemo od metode ene izmed mnogih, ki ji služi za osnovo vrtinčna enačba. Ker ni bilo boljših možnosti, je bil poizkus razmeroma kratek, izdelal sem vsega 18 prognoštičnih kart, na isti način, toda kljub majhnemu številu se da napraviti nekaj zaključkov.

Prognoza sloni na vrtinčni enačbi, ki se za brezdivergenčno ploskev skrči na dva člena:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\vec{v} \nabla \eta \tag{1}$$

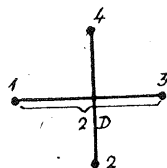
Z geostrofično aproksimacijo dobimo, da je

$$\eta = \frac{g}{f} \nabla^2 Z + f \tag{2}$$

če sedaj izrazimo $\nabla^2 Z$ z končnimi diferencami sledi

$$\eta = - \frac{4m^2 g}{D^2 f} (Z - \bar{Z}) + f \quad \bar{Z} = 1/4 (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4) \quad 3$$

kjer je η absolutna vrtničnost, \vec{V} vektor vetra, g zemeljski pospešek, f Coriolisov parameter, ∇^2 Laplaceov operator, Z višina ploskve, m faktor, ki zavisi od projekcije karte in D polovica razdalje med dvema točkama v sliki 1.



Slika 1

S pomočjo zgoraj izražene vrtničnosti navaja Fjörtöft (3) vrtnično enačbo v naslednji obliki:

$$\frac{\partial}{\partial t} (Z - \bar{Z} - G(\varphi)) = - \frac{g}{f} J(\bar{Z} + G, Z - \bar{Z} - G(\varphi)) \quad 4$$

Kjer je $G(\varphi)$ neka funkcija zemljepisne širine in projekcije karte, J simbol za Jakobijevo determinanto.

Jensen (4) razvije enačbo 4 z določenimi zanemaritvami in prehodom na končne razlike v prognostično enačbo

$$P_t = T_{1t}^{\bar{Z}} (\bar{P}) + T_t^{\bar{Z}} (P - \bar{P}) \quad 5$$

kjer pomeni P_t prognozirano polje pritiska pri tleh čez 24 ur $T_{1t}^{\bar{Z}} (\bar{P})$

transport srednje vrednosti pritiska pri tleh (\bar{P}) v polju \bar{Z} na poti, ki jih napravi geostrofični veter polja \bar{Z} v 12 urah, $T_t^{\bar{Z}} (P - \bar{P})$ pa transport funkcije vrtničnosti ($P - \bar{P}$) za poti ki jih napravi geostrofični veter polja \bar{Z} v 24 urah.

Naj omenimo še kako praktično dobimo polja: \bar{Z} , \bar{P} , ($P - \bar{P}$) in člen $T_t^{\bar{Z}} (\bar{P})$ ter $T_t^{\bar{Z}} (P - \bar{P})$.

Polje Z je 592 milibarska karta dobljena z grafično adicijo 500 in 700 milibarske karte in delitvijo višin z dve. Polje \bar{Z} izdelamo po naslednji metodi: dve kopiji polja Z pomaknemo drugo proti drugi za $2D=1400$ kilometrov, v smeri vzhod-zahod in posebej sever-jug ter grafično poiščemo srednjo vrednost. Od obeh tako dobljenih kart poiščemo zopet srednjo vrednost, ki nam sedaj predstavlja polje \bar{Z} . Vanj vnesemo še poti geostrofičnega vetra v 12 urah, ki nam dobro služijo pri nadaljnjih operacijah.

Polje \bar{P} dobimo na isti način kot polje \bar{Z} vendar vzamemo dve kopiji looc milibarske ploskve oziroma sinoptične karte s pretvorjenimi vrednostmi pritiska v višino te ploskve.

Polje ($P - \bar{P}$) dobimo z grafično subtrakcijo polja \bar{P} od dejanske sinoptične karte.

Člen $T_{1t}^{\bar{Z}} (\bar{P})$ dobimo s pomikom izolinij polja \bar{P} v polju \bar{Z} za poti ki jih napravi geostrofični veter polja \bar{Z} v 12 urah.

Člen $T_t^{\bar{Z}} (P - \bar{P})$ pa dobimo s pomikom izolinij polja ($P - \bar{P}$) v polju \bar{Z} za poti, ki jih napravi veter polja \bar{Z} v 24 urah.

Končna prognostična karta je potem vsota obeh členov, ki jo tudi dobimo grafično.

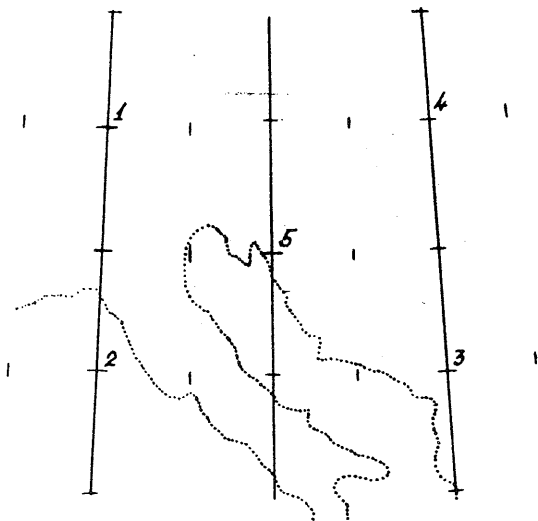
Tako konstruirane karte so dale nek splošen pregled vendar so bile kvantitativno povsem nerabne, saj so bili odkloni do 15 in celo 20 milibarov. Ti odkloni so do neke mere razumljivi, ker so nekatere predpostavke težko dopustne. Prva od njih je barotropnost, ki smo jo privzeli z enačbo vrtničnosti za katero pa vemo, da ni izpolnjena zlasti ne pri naglih prodorih hladnega zraka. Ravno tako ni tokovno polje \bar{Z} vedno primerno za transport polja \bar{P} in polja funkcije vrtničnosti ($P - \bar{P}$).

Sliki 3 in 4 prikazujeta dejansko in prognozirano polje pritiska pri tleh ter lego front za eno kolikor toliko uspelih prognoz. Kvantitativno se karti ne izplača primerjati ker so odkloni preveliki. Prognostična karta daje nad Evropo dokaj dobro kvalitativno sliko, medtem ko je ta nad Atlan-

tikom precej slabša.

Prognostične karte, izdelane na ta način, dajejo grobo in večkrat nena-
tančno sliko, tako da jih ne moremo uspešno uporabiti za prognozo vreme-
na v prostorsko tako majhnem področju, kot je Slovenija. Ker bi detajlnej-
ša kvantitativna analiza teh kart ne dala kaj več, kot je nudil kvalita-
tiven pregled, sem se v nadaljnjem omejil na študij konservativnosti to-
kovnega polja \bar{Z} nad našim področjem in primerjavo prognoziranje in dejan-
ske vrtnosti pri tleh, ki tudi pri konstrukciji prognostične karte igra
odločilno vlogo.

Za to obdelavo sem izbral pet točk nad področjem, ki sem ga želel obrav-
navati. Koordinate teh točk se : 1 (47,5 N in 10 E), 2 (42,5 N in 10 E),
3 (42,5 N in 20 E), 4 (47,5 N in 20 E), ter 5 (45 N in 15 E). Toč-
ke leže, kot kaže slika 2



Slika 2: Razporeditev in lega obravnavanih točk.

V teh točkah sem poiskal vrednosti gradienta in kot, ki ga izohipse okle-
pajo s severom ter te podatke vnesel v tabelo. Zaradi enostavnosti sem
odčitaval s karte kar razliko geopotenciala v dekametrih v smeri poldnev-

nika $\Delta \bar{Z}_\lambda$ in vzdolž vzporednika $\Delta \bar{Z}_\varphi$ po 5° širine oziroma dolžine, tako da
je točka, za katero iščem vrednosti v sredini.

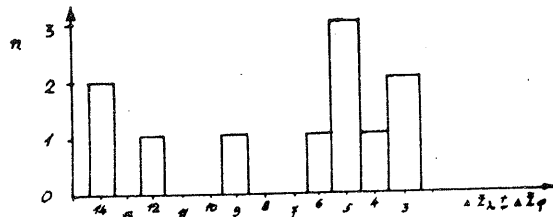
Tabela 1

Razlike geopotenciala v dekametrih v smeri λ in φ ter smer izohips v sto-
pinjah.

V drugi vrsti sprememba smeri izohips v 24 urah.

Datum/točke	1		2		3		4		5	
	ΔZ_λ	ΔZ_φ	ΔZ_λ	ΔZ_φ	ΔZ_λ	ΔZ_φ	ΔZ_λ	ΔZ_φ	ΔZ_λ	ΔZ_φ
11. XII. 57	10	1 280	10	-1 270	11	0 267	13	0 268	12	0 270
12. "	7	-5 222 -58	8	-6 222 -48	9	-3 238 -29	9	-3 243 -25	9	-5 228 -42
13. "	8	-4 210 -12	7	-6 220 -2	8	-5 235 -3	8	-3 232 -11	7	-5 222 -6
16. "	0	0 220	0	-4 228	5	-2 235	4	-1 260	4	-2 238
17. "	0	0 x x	-4	-1 120 108	4	-3 222 -13	2	0 260 0	2	-1 180 -58
20. "	2	2 335	0	3 360	0	2 10	0	2 25	0	2 360
21. "	1	1 325 -11	-3	3 54 54	-3	1 65 55	0	1 43 18	-2	1 60 60
30. "	4	1 295	3	0 290	5	-2 245	8	0 270	4	0 275
3. I. 58	5	0 275	4	0 270	4	0 265	7	0 265	6	0 265
4. "	7	2 320 45	3	2 325 55	4	1 295 30	4	1 295 30	4	1 302 37
6. "	11	0 273	9	1 275	8	3 292	9	2 288	10	1 278
14. II. 58	8	-1 260	6	-1 260	5	2 285	8	2 290	7	0 275
15. "	8	1 278 18	5	1 282 22	4	3 307 22	8	2 295 5	7	2 290 15
17. "	12	4 292	10	4 293	10	2 285	13	3 288	12	2 288
18. "	10	2 292 0	10	2 282 -11	12	0 275 -10	12	2 282 -6	12	2 281 -7
19. "	5	2 320 28	8	2 290 8	7	-3 250 -25	9	0 266 -16	8	0 270 -11
20. "	5	3 318 -2	6	3 300 10	7	-2 252 2	7	-1 260 -6	7	0 275 5
21. "	8	5 312 -6	6	4 310 10	8	1 282 30	7	1 285 25	9	5 303 25
22. "	10	4 303 -9	8	3 295 -15	9	0 280 -2	10	0 278 -7	10	2 292 -11

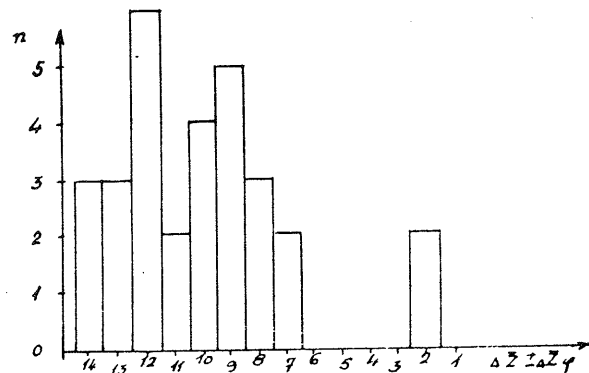
Iz te tabele lahko izpeljemo par zanimivih zaključkov o konservativnosti tokovnega polja oziroma njegovem spreminjanju v 24 urah (če pregledamo smeri, pri katerih nastopajo največji odkloni izohips, dobimo naslednjo sliko: SE SE SW NW . Veliki odkloni se pojavljajo z izjemo jugovzhoda v vseh smereh precej enakomerno, iz česar pa se zaradi malega števila opazovanj ne da nič sklepati. Če razporedimo te podatke po nekem merilu za gradient $(\Delta \bar{Z}_\lambda \pm \Delta \bar{Z}_\varphi)$, dobimo naslednjo sliko (grafikon 1) :



Odvisnost števila primerov (n) z velikim odklonom smeri izohips od mere za gradient $(\Delta \bar{Z}_\lambda \pm \Delta \bar{Z}_\varphi)$.

Sicer majhno število podatkov, ki so na razpolago, daje slutiti, da nastopajo veliki odkloni -30 do 60 in več stopinj - pri manjših gradientih, 64% pod številom 6 (število 0, mera za gradient $\Delta \bar{Z}_\lambda \pm \Delta \bar{Z}_\varphi$) in le 36 % nad številom 9.

Nekoliko jasneje se kažejo razmere pri malih odklonih, 0 do 15 stopinj. Tu je nekaj več podatkov, ki so grupirani tako, kot kaže grafikon 2.



Odvisnost števila primerov (n) z malim odklonom smeri izohips od mere za gradient $(\Delta \bar{Z}_\lambda - \Delta \bar{Z}_\varphi)$.

Grupacija podatkov pri večjih gradientih je tu povsem očitna, saj je 76% podatkov nad številom 9 in le 7% pod številom 6.

Za oceno konservativnosti sem vzel vse točke za vse primere in nisem obravnaval vsake posebej, ker je bilo podatkov premalo, da bi jih lahko delil. Ker je polje \bar{Z} , ki ga obravnavam, 592 milibaraska ploskev, ki leži na višini okoli 4200 metrov, za kalkulacije srednje vrednosti pa vzeta razdalja 2D je 1400 kilometrov, vpliv Alp ne bo več tolikšen, da bi ne bila mogoča enotna obdelava vseh vrednosti.

Točke, v katerih sem primerjal prognozo vrtinčnosti z dejansko, so iste kot pri obdelavi tokovnega polja \bar{Z} . Omenim naj, da leži točka 1 nad Alpami, točka 2 v Genovskem zalivu, medtem ko ostale tri točke nimajo tako pomembne lege.

Najprej bi omenil precejšnje težave, ki nastopajo pri prognozi vrtinčnosti. Obravnavan je drugi člen Jensenove enačbe $T_t^{\bar{Z}} (P - \bar{P})$, ki ga tehnično dobimo tako, da uporabimo kot tokovno polje polje \bar{Z} in v njem za določene dolžine poti, ki jih napravi geostrofični veter v 24 urah, prenesemo izolinije vrtinčnosti pri tleh. Funkcija vrtinčnosti pri tleh $P - \bar{P}$ dobimo tako, da srednjo prostorsko vrednost \bar{P} odštejemo od dejanskega polja pritiska P . Za konstrukcijo \bar{P} je vzeta ista razdalja 2D kot pri polju \bar{Z} . Prenos izolinij je zlasti težaven pri grebenih in dolinah malih razsežnosti in malih gradientov. Tu so deformacije prenašenega polja tako velike, da rezultat ne da nobene praktične vrednosti.

Pri primerjavi se je pokazalo, da se kvantitativno prognoze vrtinčnosti ne da upoštevati, saj znašajo razlike do 5 in v enem primeru celo 14 dekametrov. Uporabna je torej le kvantitativna primerjava. Tabela 2 daje pregled nad prognozirano in dejansko vrtinčnostjo. Pri vsakem datumu so v prvi vrsti podane prognoziranje vrednosti funkcije; vrtinčnosti v točki T, njena srednja vrednost vzdolž poldnevnik $\bar{\lambda}$ ($2,5^\circ$ severno in južno od točke) in srednja vrednost vzdolž vzporednika $\bar{\varphi}$ ($2,5^\circ$ zahodno in vzhodno od točke),

v drugi pa dejanske vrednosti. Pri končni oceni sem vrtničnosti 0 dal predznak, ki prevladuje pri ostalih dveh podatkih, če so pa vse vrednosti 0, sem jih štel k pozitivnim.

Tabela 2

Prognozirane in dejanske vrtničnosti v geopotencialnih dekametrih

Datum/točke	1			2			3			4			5		
	T	$\bar{\lambda}$	$\bar{\rho}$	T	$\bar{\lambda}$	$\bar{\rho}$	T	$\bar{\lambda}$	$\bar{\rho}$	T	$\bar{\lambda}$	$\bar{\rho}$	T	$\bar{\lambda}$	$\bar{\rho}$
12. XII	-6	-7	-6	-2,5	-2	-2,5	-4	-3,5	-4	-7	-7,5	-7,5	-5	-5,5	-5
57	1	0,5	0,5	1	1	0,5	1	0,5	0,5	-2,5	-2,5	-2,5	0	-0,5	0
13.	-5	-6	-5	-5	-5	-4	0	0	0	0	-1	-1	-3	-4	-4
14.	-3	-3,5	-3,5	-4	-4,5	-4	0	1,5	0,5	-4	-4	-2	-2	-2	-2,5
17.	-4	-4,5	-4	-2	-1	-2	0	-1	0	-5	-4	-5	-2	-2	-2
18.	0	0	0	-1	-0,5	-1	-1	-1	-1	0	0	0	-0,5	-0,5	-0,5
21.	1	0	1	-6,5	-5,5	-6	-6	-4,5	-3,5	3	2,5	3	-5	-2,5	-2,5
22.	0	-5	-3	-7	-7	-7	-6	-6	-6	-6	-4	-6	-8	-7	-7
21.	1	4	4,5	7	7	7	7	7,5	7	6	6,5	6	8	6,5	8
22.	5	5,5	6	0	1,5	1	4	3,5	4	7	6,5	7	4	3,5	4,5
21.	7	6	7	6	5	6	8	8	8	7	7	7	7	7	7
4.1. 58	2,5	3	2,5	0	1	0	-1	-1	-1	2,5	2,5	2,5	2	1,5	2
5.	4	4	2,5	2	2	1,5	-2	-2	-1,5	5	3,5	4,5	1	2	1
7.	-1	-2	-1	1	1	1	2	2	2	4	3,5	3,5	3	1,5	3
15. II.	-1	-1	-2,5	0	1,5	0	3	2,5	1,5	-3	1	-3	-2,5	-3	-1,5
16.	7	6	7	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	5
18.	6	6	6	2	2	2	2	2	2	2	1	2	3	3	4
19.	4	4	4	4	3	4	5	5,5	5	5	5	4,5	6	5	6
20.	4	4,5	4	2	2	2	3	2,5	3,5	4	3	4	4	4	4
21.	3	0,5	3	-6	-5,5	-6	-2	-1	-2	3	1,5	3	-5	-2	-3,5
22.	3,5	3	3,5	1	1,5	1	-1	-1,5	-2	2	2	2	3	2,5	3
23.	0	-3,5	0	-13,0	-11,0	-12,0	-6	-5	-6	0	-1	0,5	-5	-5,5	-5,5
1.	-1	0	-1	6	4,5	5,5	-6	-5	-5	1	-2	0	3	2,5	1,5
2.	6	4	6	-3	-2,5	-3	-6	-5	-6	3	1,5	2,5	1	0	1
3.	0	-1	0	-1	1,5	0	-1	1,5	1,5	5	5	3	2,5	0,5	3
4.	1	0	1	1	1	1	2	1,5	2	0	-1,5	0	2	1,5	2
5.	1	0	1	-2	-0,5	-2	-1	0	-1	1	0	0,5	-2	-2	-2
6.	-4	-4,5	-3	-2	-2	-1	0	0	-0,5	1	0,5	1	-1	-0,5	-1
7.	4	3	4	3	3,5	2,5	-2	-2,5	-2,5	1	-0,5	-2	1	0,5	0

V točki 1 je bila prognoza uspešna v šestih od enajstih primerov. Trikrat je bila napačno prognozirana ciklonska in dvakrat anticiklonska vrtničnost. Tudi primerjava srednjih vrednosti v tej točki da iste rezultate.

Točka 2 daje podobne rezultate. Tudi tu je prognoza uspešna v šestih od enajstih primerov, ostalih pet pa je porazdeljenih na dve napačni ciklonski prognozi in tri anticiklonske. Primerjava srednjih vrednosti da isto sliko.

Obe točki dajeta od vseh petih najslabše rezultate, kar pa je razumljivo. Vrtničnost pri tleh se zaradi Alp ne pomika v polju \bar{Z} , ampak po nekem drugem neznanem polju, ki je v območju Alp močno različno od polja Z. Če prištejemo k temu še orografski vpliv na nastanek nove ciklonske in anticiklonske vrtničnosti, potem se v teh točkah ne da niti pričakovati kaj več.

Točka 3 daje še nekoliko boljše rezultate. Razmerje osem proti tri v korist uspešne prognoze daje slutiti, da je vpliv Alp tu še močno zmanjšan. Napačno je prognozirana dvakrat ciklonska in enkrat anticiklonska vrtničnost. Primerjava srednjih vrednosti kaže še nekoliko lepši rezultat, namreč razmerje devet proti dva.

Prognoza v točki 4 je uspešna v devetih primerih, zgrešena pa v dveh prognozah anticiklonske vrtničnosti. Primerjava srednjih vrednosti daje iste rezultate.

Tudi v točki 5, ki leži sredi obravnavanega četverokotnika, je kvalitativna prognoza vrtničnosti dobra, saj je uspešna v devetih primerih. Tudi tu so napake le v prognozi anticiklonske vrtničnosti (dvakrat). Primerjava srednjih vrednosti daje iste rezultate.

Točke 3,4 in 5 dajo torej znatno boljše rezultate kot prvi dve. Vzrok za velike napake pri prvih dveh je zato iskati, kot sem že omenil v uporabi tokovnega polja \bar{Z} , ki za to področje ni uporabno, in v Alpah močno kršeni predpostavki o barotropnosti atmosfere. Uspeh v ostalih točkah je povprečen in tudi praktično poraben.

Problēmi, ki nastopajo pri konstrukciji teh kart, so raznovrstni. Konstrukcija tokovnega polja \bar{Z} , ki je eno izmed glavnih, zahteva točno analizirane višinske karte. Izohipse polja \bar{Z} morajo biti čimbolj enakomerno izvlečene, ker je drugače delo z gradientnim ravnilom močno otežkočeno. Poti gradientnega vetra za 12 ur označimo z točkami po vsem polju \bar{Z} , kar je za nadaljnje operacije zelo praktično. Paziti je treba pri tem, da se na grebenih in dolinah ne uporabi gradientnega ravnila za geostrofični veter, ampak ravnilo, ki upošteva ukrivljenost izobar. V nasprotnem primeru je treba poti navadnega geostrofičnega vetra ustrezno skrajšati. Empirično lahko vzamemo pri močnih krivinah pol, pri slabših pa dve tretjini poti.

Polja vrtinčnosti so včasih močno nepravilnih oblik, ki jih potem transport v polju \bar{Z} še popači. Deformacije so zlasti močne pri spremembah gradienta polja \bar{Z} in pri močnih ukrivljenostih. Tu je pogosto pogrebna izkušnost in iznajdljivost sinoptika, drugače pride do nemogočih rezultatov. Sliki 5 in 6 kažeta dejansko in prognozirano polje funkcije vrtinčnosti za enega kolikor toliko uspešnih primerov.

Če osvojimo gornja razglabljanja, lahko ugotovimo, da je ta poskus kljub malemu številu primerov dal nekaj koristnih ugotovitev. Pokazal je pozitivne in negativne strani te metode, pokazal, kaj je za naše kraje uporabno. Žal moramo ugotoviti, da prevladujejo, če jo ocenjujemo s tega stališča, negativne strani.

Zaključki:

1. Kot kvantitativna se prognostična karta, izdelana po tej metodi, ne da porabiti, ker nastopajo veliki odkloni (do 15 milibarov).
2. Ta karta daje neko kvalitativno sliko, ki pa je v območju Alp pregroba, da bi jo lahko koristno porabili pri prognozi vremena v Sloveniji.
3. Konservativnost tokovnega polja je precejšnja. Mali odkloni, 0 do 15°, nastopajo pri večjih gradientih (76% primerov nad številom 9); večji, 30 do 60 in več stopinj, pa pri manjših (64% primerov pod številom 6).
4. Tokovno polje \bar{Z} za transport vrtinčnosti v območju Alp ni uporabno.

5. Prognoza vrtinčnosti je le kvalitativno uporabna.

6. Prognoza vrtinčnosti je v točkah 1 in 2 zaradi vpliva Alp slaba (55%) v ostalih treh pa precej boljša (81%)

S U M M A R Y

One of the basic means in weather forecasting are the forecasting maps. Their construction and the application of a correct method can be of great help in improving the weather forecasts. In this article the author tried to evaluate how much one of the newer methods is applicable to Slovenia. This method is based on the equation of vorticity (1). In his work Jensen (4) derives the equation with a somewhat simplified symbolism into prognostic equation No. 5 on the basis of which we get by means of graphic operations the forecasting maps. Eighteen such maps were constructed using equation No. 5. It was evident, however, that they give only a rough and often unprecise picture so that they cannot be very useful in weather forecasting for an area as small as Slovenia. (Figs. No. 3 and 4. show the actual and the forecasting map for the conditions near the surface). As these maps proved to be useless for the quantitative analysis, the author then tried to analyse single factors playing a decisive role in a prognostic equation. Five points were chosen for this treatment (Fig. 2) in which the conservative tendency of the steering field was assessed, and the forecast of the vorticity compared with the actual one. The conservative tendency of the steering field was assessed in such a way that the values of the gradient were examined (for simpler use just the differences in geopotential decametres) and the angle at which the contour lines intersect with the direction North. If the number of data with the deviation of contour lines of 30° to 60° is arranged in a certain scale for the gradient $\Delta \bar{Z}_\lambda + \Delta \bar{Z}_\varphi$ (Graph No. 1), the eventually small number of data leads us to anticipate that these deviations occur more likely at small gradients. 64% of data with this deviation is under the number (which is the scale for the gradient $\Delta \bar{Z}_\lambda - \Delta \bar{Z}_\varphi$). The same arrangement of the data with the deviation of the contour lines of 0° to 15° gives a clearer picture.

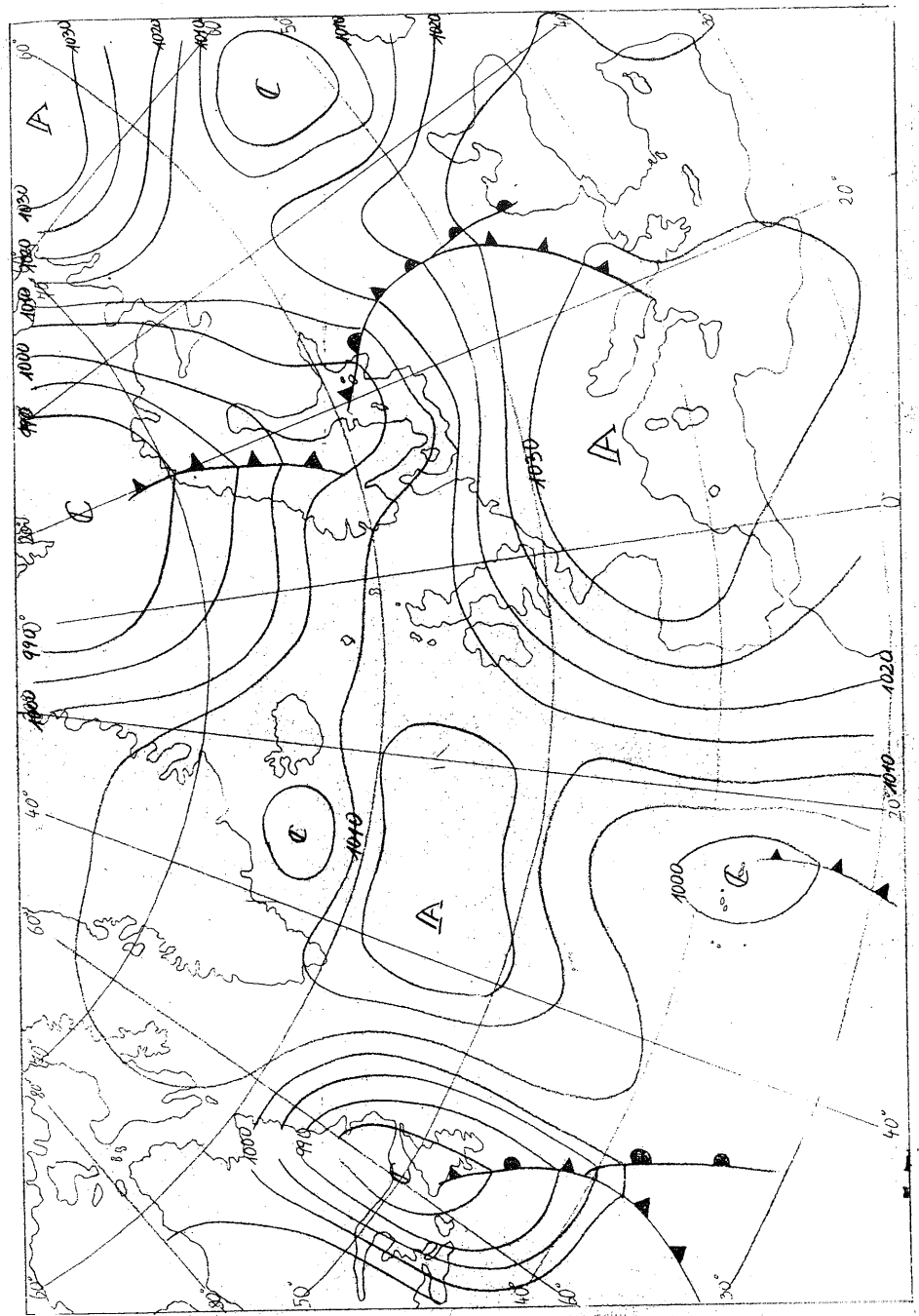
76% of the data with this deviation are above the number 9, and only 7% below the number 6. So the steering field is more conservative at greater gradients.

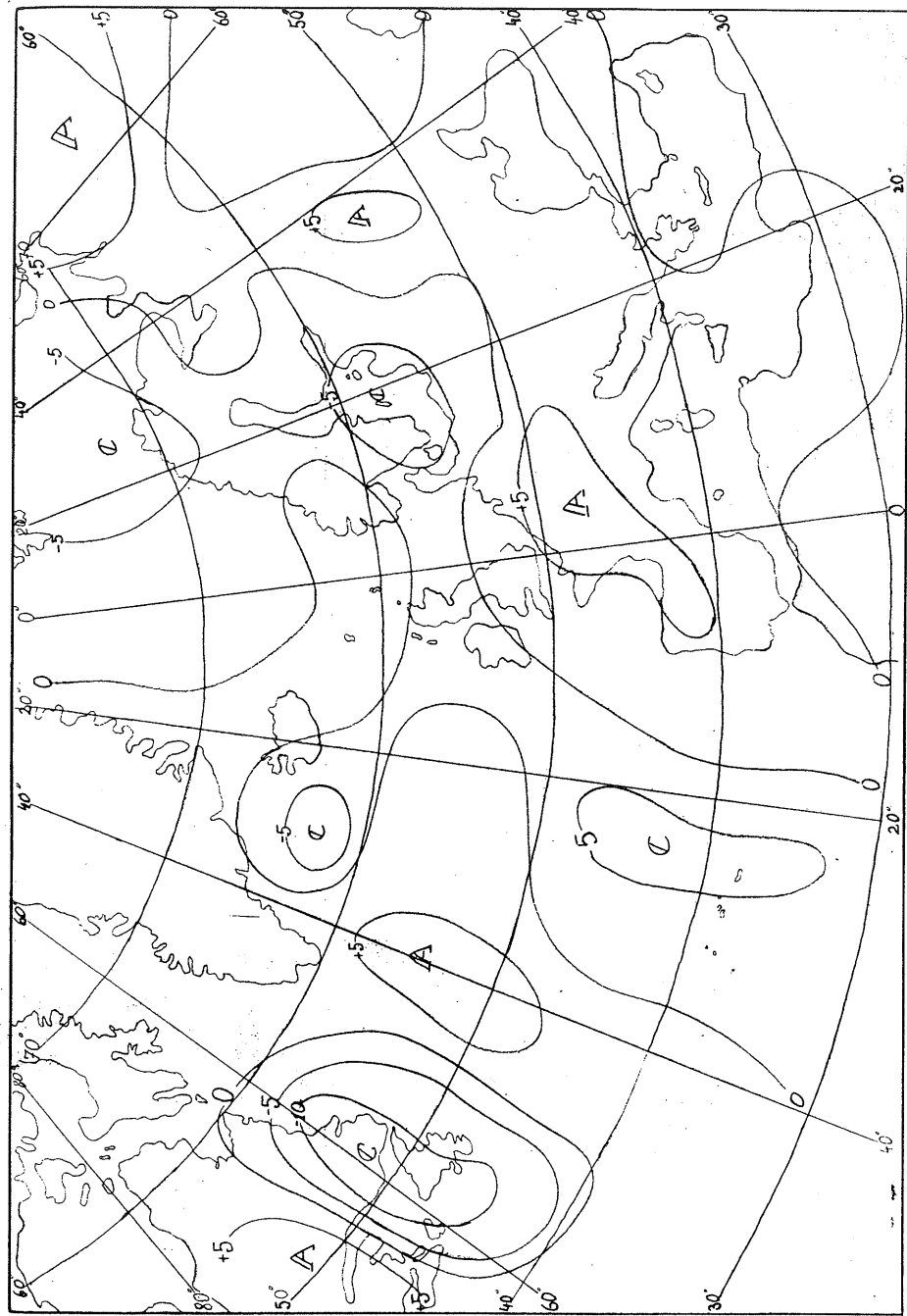
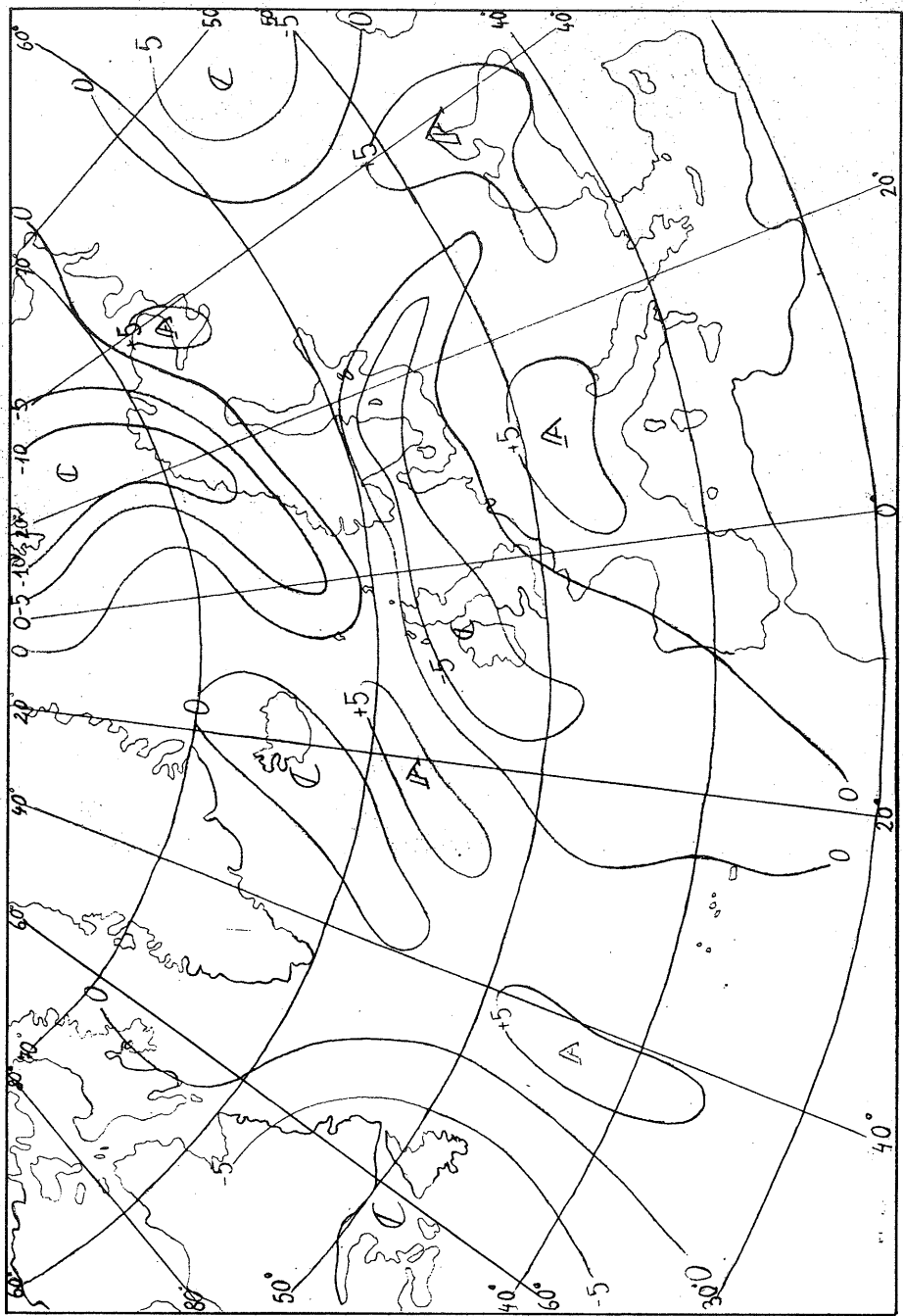
The author compared at the same points the forecasting and the actual values of the vorticity at the surface, and average values along the meridians and parallels close to those points. The data show that only a quantitative forecast is successful. Even this is bad at points one and two, and is generally correct only in six out of eleven cases. The forecast at the remaining three points is more successful and the relation of the correct qualitative forecasts of the vorticity to the wrong ones is nine to two, which can be considered to be useful also in practice. The reasons for bad results at the first two points must be sought, according to author's opinion, in the area of the Alps. The vorticity at the surface in this area does not move within the field \bar{Z} , but within some other. If the orographic influence on the origin of new vorticity is also taken into account, nothing more can be expected, either.

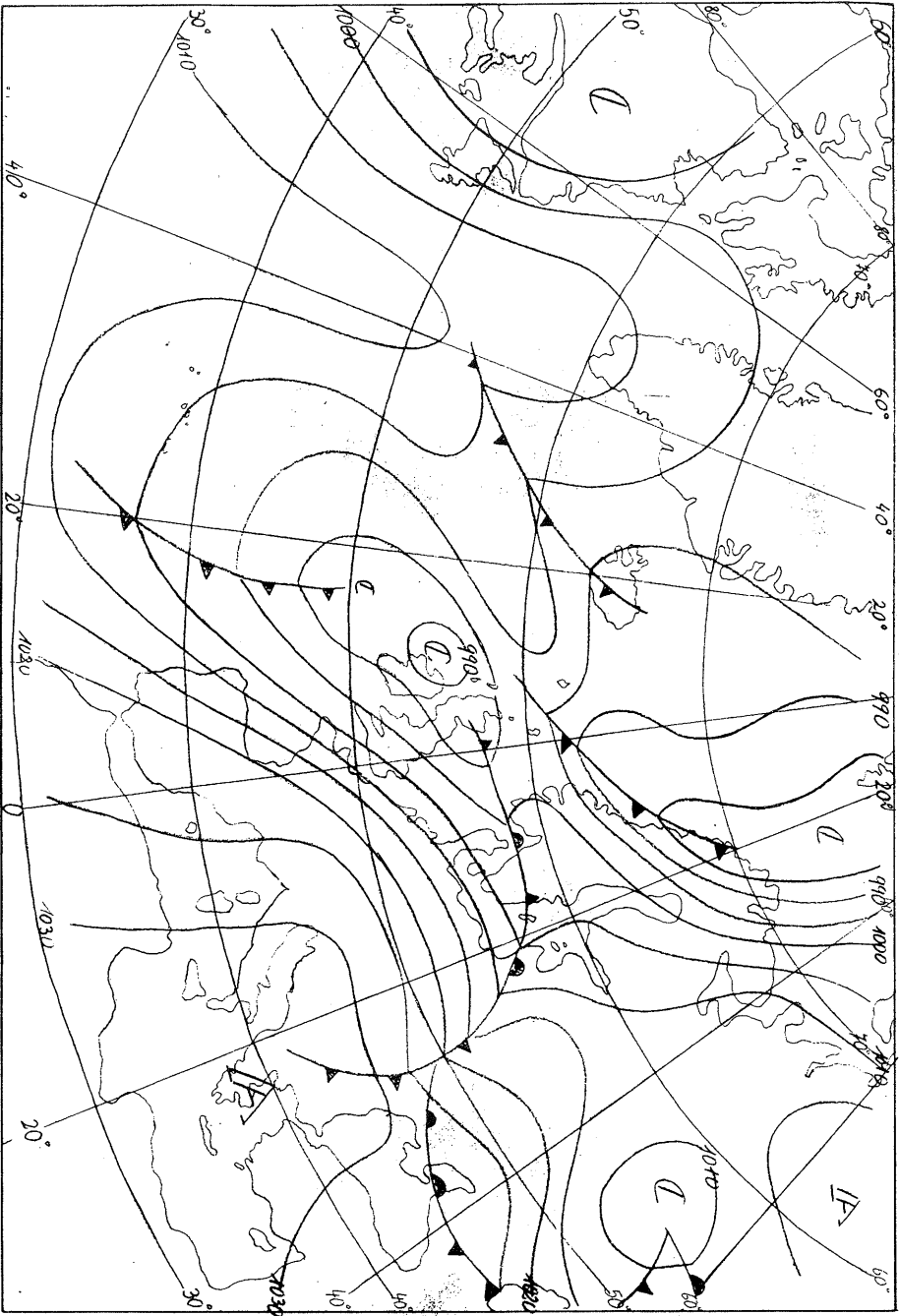
Even in its theoretical basis, the method involves some hardly acceptable presumptions, as: the use of the equation of vorticity in the form valid for the level of non-divergence for the whole atmosphere; negligence of the newly formed vorticities which is especially unacceptable for the alpine area; barotropic state of the atmosphere, and several minor deficiencies and negligences in the mathematical derivation. Also, the use of the steering field of the 592 mb surface for the transfer of the vorticity at the surface is wrong, if applied to the area of the Alps; so is also the forecasting of the vorticity for Slovenia. In spite of the already known defects, the author tried to apply this method in practice. The experiment showed, however, that it has more bad than good aspects for the area of Slovenia.

Literatura:

1. Pettersen: Weather Analysis and Forecasting, 1956
2. Reuter: Methoden und Probleme der Wettervorhersage, 1954
3. Fjørteft: On numerical Method of Integrating the Barotropic Vorticity Equation, Tellus 1952
4. Jensen: Some Methods for Construction of Forecast Maps and some Experiences gained on Pressure Pattern Forecasting in the Mediterranean, 1957.







ANALIZA NEKATERIH FICKERJEVIH PRAVIL V PRIMERJAVI S SINOPTIČNIMI
SITUACIJAMI V S L O V E N I J I

AN ANALYSIS OF SOME FICKER'S RULES IN COMPARISON WITH THE
SYNOPTIC SITUATIONS IN SLOVENIJA

J. PUČNIK

Sistematična raziskovanja vremenskih razmer v prosti atmosferi v primerjavi s prizemnim baričnim poljem nam kažejo, da med potmi nižinskih valov baričnega polja in prevladujočim višinskim strujanjem obstaja določena ožja povezava. Zlasti je ta posebej očitna pri izrazitih vremenskih procesih v našem ozračju. Glede na to mnenje je Ficker v svoji razpravi o /1/ velikem neurju, ki je 4. julija 1928 povzročilo silno škodo v Srednji Evropi dokazal, da je možno pot takega vremenskega procesa predvidevati na osnovi točne višinske in nižinske analiz.

Podobno je Müge prišel do zaključka /2/, da ima strujanje v višjih plasteh atmosfere sorazmerno slab vliv na trenutno razporeditev zračnega pritiska v nižjih plasteh, vendar posredno nastopajo zelo pomembne spremembe zračnega pritiska v prizemnih plasteh ozračja. Z drugimi besedami pomeni to: višinske strujanje zraka spreminja mnogo močnejše prizemno izalobarno polje, kakor izobarnega. Nadalje je bilo dokazano, da je vsaka individualna točka baričnega polja motena; torej ne samo center negativnega oziroma pozitivnega izalobarnega področja.

Ta dogajanja so bila izredno važna za točno spoznavanje mehanizma strujanja zraka v višjih in nižjih plasteh ozračja. S podrobnim analiziranjem sovplivanja med višinskim strujanjem in ponašanjem zračnega pritiska v nižjih plasteh ozračja je bilo dognano, da so velike razlike med sorazmerno počasi se spreminjajočimi - kvasistacionarnimi višinskimi valovi in pa hitro se spreminjajočimi nižinskimi valovi /5/. V slošnem bi lahko trdili, da je podana razlika med kratkimi in dolgimi valovi v naslednjem: kratki valovi se najčešče pojavljajo v nižjih plasteh našega ozračja in so sorazmerno zelo pogosti, se hitro gibljejo in imajo malo amplitudo, ki z višino pada, t.j. gre v glavnem za tople doline in hladne grebene. V nasprotju z omenjenimi pa se dolgi valovi pomikajo počasi z veliko amplitudo, ki v območju troposfere z višino raste, t.j. - pri tem atmosferskem procesu imamo opravka s hladnimi dolinami in toplimi grebeni. Zaradi počasnega premikanja dolgih valov je možno njihovo pozicijo najlažje določati s pomočjo cirkompolarne karte, in sicer 500 mb ali 300 mb ploskve.

Taka kompleksna analiza sprememb baričnega polja v nižjih in višjih plasteh ozračja v zvezi s spremembami temperaturnega polja nam daje mnoge dragocene indikacije pri nastanku in razvoju bistvenih procesov v ozračju, pa naj bodo to ciklogeneze ali anticiklogeneza ali pa prehod določene frontalne površine.

Ficker je zlasti pri nastanku in razvoju ciklonov kakor tudi anticiklonov že leta 1920 dokazoval /3, 4/, da je na ta proces vezano troposferno in stratosferno valovanje zračnega pritiska in temperaturnega polja v njem. Pri svojih raziskovanjih navedenega problema je imenoval gornji, t.j. stratosferni val primarni in spodnji, ki se nanaša na nižje plasti atmosfere, sekundarni. Poudariti pa je treba nujno predpostavko, da se oba vala širita v isti smeri s sorazmerno majhno fazno razliko. Gotovo je, da nastopajo pri tem zelo bogosto motnje, ki jih še posebno jačajo orografske ovire. Zendar v glavnem smemo domnevati, da običajno pomeni padec zračnega pritiska v višjih plasteh ozračja nastajanje ciklonalnega tipa vremena in porast anticiklonalnega. Gotovo pa je, da ima ta splošna shema mnoge variacije zlasti v povezavi s ponašanjem zračnega pritiska v nižjih plasteh ozračja in vmesnega temperaturnega polja. Da bi bilo možno omenjene predpostavke izkoristiti v praktične, prognoistične namene, je Ficker podal vremenska pravila, s katerimi moremo predvidevati v naslednjih 24 urah določene vremenske procese v ozračju.

Za analiziranje gornjih valov moremo uporabljati podatke iz višinskih gorskih postaj ali pa radiozondne podatke /5/.

V naslednjem bom podal nekaj primerov Fickerjevih pravil v zvezi z analizo višinskih in nižinskih kart, s pomočjo katerih je možno določiti proces v ozračju. Primerjalno pa sem se poslužil za uporabo Fickerjevih pravil podatkov višinske postaje Kredarica /2515 m/ in Ljubljana /300 m/. Prav tako sem uporabil za temperaturno polje, ki je vladalo v tem obdobju v Srednji Evropi, relativno topografijo 500/1000.

Osnovna težnja, ki me je vodila pri tej obdelavi, je bila, da bi čim točneje določil vremenski režim na osnovi sinoptične situacije in preko njega predvideval razvoj v naslednjih 24 urah s pomočjo sinoptične metode in pogojenih določenim Fickerjevim pravilom kot možnim sredstvom.

Iz množine primerov, ki sem jih obdelal, podajam v tej študiji obdobje od 23. do 30. oktobra 1959.

Dne 23. oktobra 1959 je Slovenijo v zgodnjih jutranjih urah prečkala slaba hladna fronta, ki je povzročila na Kredarici slab sneg, v Ljubljani pa rahel dež.

Sinoptična situacija tega dne od 07^h je izkazovala v prizemnih plasteh ozračja za omenjenim hladnim valom nad zahodno in srednjo Evropo močno razraščanje visokega zračnega pritiska, ki je dajalo pogoje za stabilizacijo lepega vremena nad omenjenim področjem. Tudi višinska situacija 500 mb ploskve omenjenega dne od 01^h je kazala nad srednjo Evropo močan greben. Slovenija se je nahajala na mejni ploskvi med toplim višinskim grebenom, ki je zajemal pretežni del zahodne in deloma srednje Evrope in hladno dolino nad vzhodno Evropo. Zato so imeli ti predeli sorazmerno močne severne vetrove /Udine 100 km/h, Dunaj 115 km/h, na Kredarici pa je pihal tega dne prav tako zelo močan veter, tako da je v sunkih dosegel celo 130 km/h.

Relativna topografija je omenjenega dne prav tako kazala močan topel greben nad srednjo in severozahodno Evropo, dočim se je področje vzhodne in srednje Evrope nahajalo v hladnem zraku.

Zračni pritisk se je ta dan močno dvignil v nižjih plasteh ozračja kakor tudi na višini. Temperatura vsega sloja zraka je bila prav tako v porastu.

Ta proces v ozračju je Ficker definiral v svojem prvem pravilu in trdil, da porast zračnega pritiska v nižjih in višjih plasteh ozračja kakor tudi temperatura vmesnega sloja ustvarjata vsaj še za naslednjih 24 ur stabilno in toplo vreme. Ta tip vremena namreč nastaja kot posledica ojačane tople anticiklonalne advekcije.

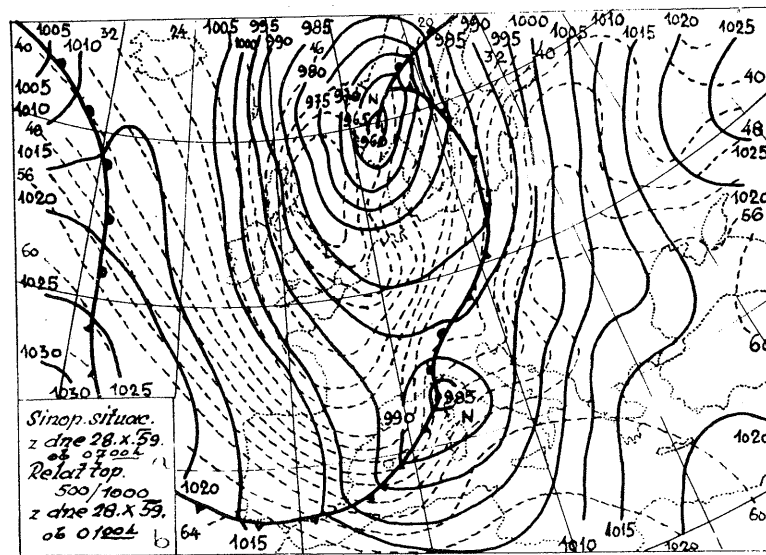
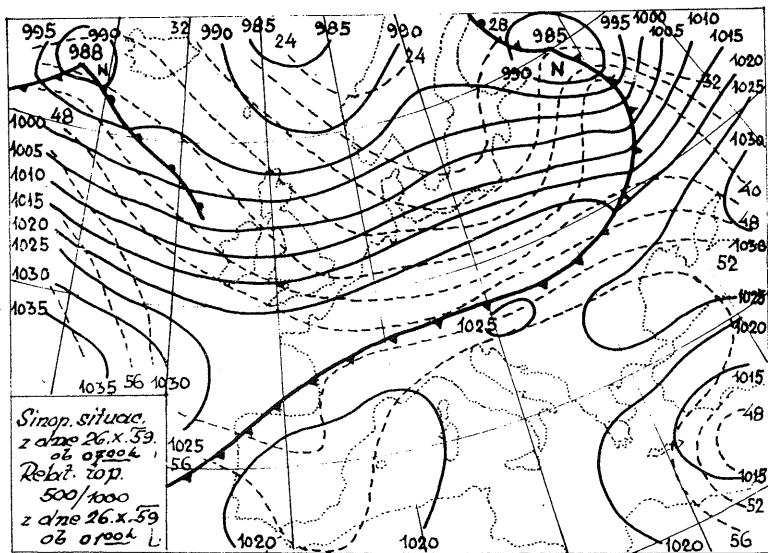
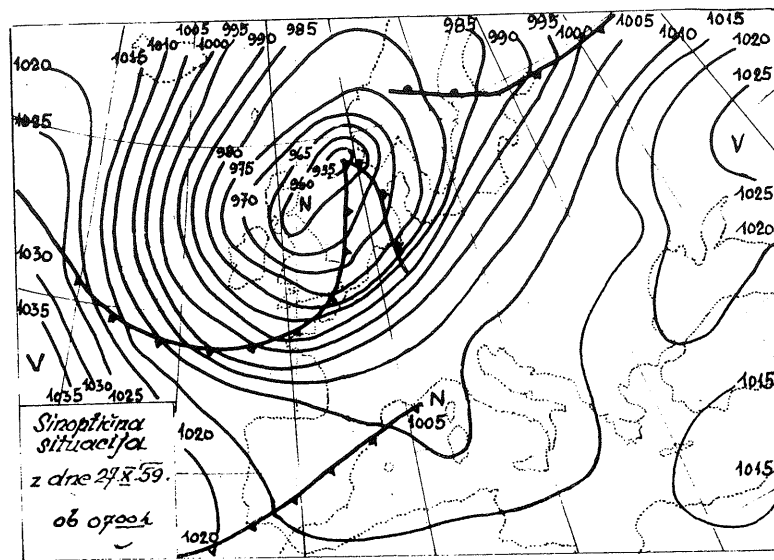
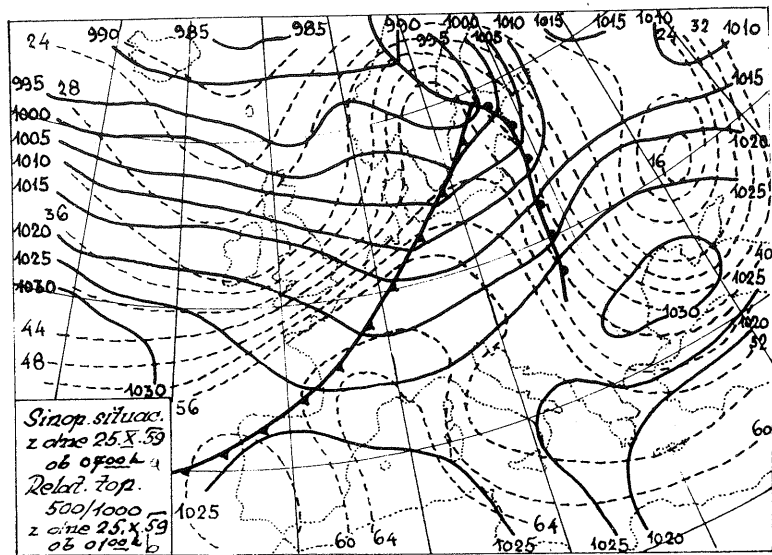
Dne 24. oktobra je bilo dejansko, kakor je kazala sinoptična in višinska situacija glede na prvo Fickerjevo pravilo, lepo, suho in toplo vreme po vsej Sloveniji.

V Ljubljani je dosegla temperatura 15,6°C. Omenjenega dne je nižinska vremenska situacija izkazovala razrast področja visokega zračnega pritiska nad srednjo Evropo. Bilo pa je opaziti, da se jedro tega anticiklona polagoma ruši, Na 500 mb tega dne se je srednja Evropa s Slovenijo še vedno nahajala v območju višinske frontalne zone z močnimi severozahodnimi vetrovi, katerih jakost se je gibala nad 100 km na uro. /Payern 105 km/h, Dunaj 110 km/h, Udine 110 km/h/. Prav tako je relativna topografija izkazovala pojačani topli greben nad zahodno, srednjo in deloma severozahodno Evropo. Dočim je bila vzhodna Evropa še vedno v hladnem zraku.

Glede na splošno analizo vremenskega stanja na osnovi podanega materiala ni bilo danih pogojev, da se nam zelo naglo približuje poslabšanje vremena. Ako pa primerjamo ponašanje zračnega pritiska v Ljubljani in na Kredarici ter temperaturno polje vmesnega sloja, opazimo, da se nam je dejansko približal val poslabšanja vremena. Ljubljana je izkazovala omenjenega dne ob 07^h rahel padec zračnega pritiska, dočim je na Kredarici ob istem terminu še vedno rastle. Prav tako je rastle temperatura vmesnega sloja. Navedeno ponašanje zračnega pritiska in temperature odgovarja drugemu pravilu Fickerja, ki trdi, da je porast pritiska na višini in padec v nižjih plasteh s še poraslo temperaturo vmesnega sloja indikator bližnjega poslabšanja vremena. Značilno je, da se pri takem vremenu zelo poveča zlasti visoka oblačnost. V sinoptičnem smislu bi si mogli to razlagati s pojačanim dotokom toplega zraka.

Pri zasledovanju razvoja vremena dne 25. oktobra smo opazili, da sta dejansko imeli Kredarica in Ljubljana - kakor tudi ostale postaje v zahodni in srednji Sloveniji - zelo ojačano visoko oblačnost predvsem AS op. in AS dens.

Sinoptična situacija na prizemni karti /karta la/ je izkazovala omenjenega dne oslabiljeno anticiklonalno jedro, ki se je pomaknilo daleč nad jugovzhodno Evropo v bližino Črnega morja. Srednja Evropa pa je še ostala v grebenu visokega zračnega pritiska. Na 500 mb ploskvi



je bilo opaziti nagel pomik višinskega grebena proti severovzhodu, tako da je srednja Evropa s Slovenijo prešla iz višinskega strujanja N W v W N W. Tudi jakost vetrov na že omenjeni višini je znatno pojenjala /Payern 20 km/h, Dunaj 20 km/h, severozahodno Evropo/ pa je zajela močna višinska frontalna zona s S W vetrovi. Tudi relativna topografija /karta 1b/ je izkazovala močno usedanje toplega grebena nad zahodno in srednjo Evropo, dočim je severovzhodna Evropa bila še vedno v območju hladnega zraka.

Zračni pritisk na Kredarici in v Ljubljani je močno padal, prav tako je bil izrazit padec temperature vmesnega sloja. To ponašanje omenjenih meteoroloških elementov tolmači tretje Fickerjevo pravilo, ki trdi, da je v naslednjih 24 urah pričakovati poslabšanje vremena.

Dne 26. oktobra se je po nižinski sinoptični situaciji močno razkrojilo področje visokega zračnega pritiska nad srednjo Evropo. Hladen zrak je dosegel Alpe /karta 2a/.

Na 500 mb ploskvi iz tistega dne je bilo opaziti ojačano jugozahodno - SW strujanje nad zahodno in severno srednjo Evropo. Vetrovi so se na tej višini ponovno ojačali /Payern SSW 80 km/h, Dunaj SSW 80 km/h/. Relativna topografija /karta 2 b/ omenjenega dne nam je izkazovala nad Severno in zahodno Evropo široko dolino hladnega zraka. Topel zrak je zajemal le še vzhodni Atlantik in vzhodno Evropo.

Vremenska napoved za 26. oktobra ljubljanskega prognoističnega centra je sicer prvotno predvidevala poslabšanje vremena in sicer tista, ki je bila izdana 25. oktobra ob 19. uri. Dne 26. oktobra ob 05^h pa se je vremenska napoved z ozirom na spremenjeno sinoptično situacijo spremenila in se je glasila: še nadalje suho vreme s spremenljivo oblačnostjo. Kakor pa sem že omenil je bilo možno s pomočjo tretjega Fickerjevega pravila sigurno pričakovati poslabšanje vremenskega režima in prehod v padavinski tip vremena. Dejansko je pričelo snežiti tega dne na Kredarici že ob 9. uri, v Ljubljani pa je pričelo deževati istega dne ob 15. uri 30 minut.

Orografske padavine, ki so nastopile v Sloveniji 26. oktobra so se naslednjega dne še okrepile, in sicer zaradi izrazitega sekundarnega ciklona nad severnim Sredozemljem, ki je nastal predvsem kot posledica prodora hladnega zraka v zahodno Sredozemlje /karta 3 a/. Na 500 mb ploskvi je bilo opaziti omenjenega dne izredno ojačane SW vetrove nad srednjo Evropo. Relativna topografija istega dne je izkazovala nad zahodno Evropo izrazito dolino hladnega zraka, dočim sta bila srednja in pretežni del severne Evrope v območju močnega toplega grebena.

Splošna vremenska situacija na nižinski karti dne 28. in 29. oktobra je izkazovala stagniranje oz. sorazmerno slab pomik jedra sekundarnega ciklona nad severnim Sredozemlju proti vzhodu. Zato je naravno, da je imela vsa srednja Evropa s Slovenijo zelo izdatne padavine /karti 4a, 5a/. Na 500 mb ploskvi je bilo opaziti značilno ozko dolino hladnega zraka nad zahodno Evropo, ki je segala vse do Sredozemlja. Vanjo je naglo dotekal hladen polarni zrak. Tudi na omenjeni ploskvi

je bilo opaziti nad severnim Sredozemljem zaključeno ciklonalno tvorbo z dokaj hladnim jedrom. Tudi na relativni topografiji /karta 4 b, 5 b/ se je izkazovala nad zahodno Evropo izrazita hladna dolina, dočim je bila srednja in vzhodna Evropa v območju toplega zraka.

V dneh od 27. do 29. oktobra je bilo na višinski postaji Kredarica in v Ljubljani opaziti močan pad zračnega pritiska, prav tako pa tudi temperature zraka v vmesnem sloju med omenjenima točkama. Ta značilnost odgovarja 4. Fickerjevemu pravilu, ki trdi, da pomeni to še nadalje poslabšanje vremena. Dejansko smo imeli v omenjenih dneh deževno vreme po vsej Sloveniji. Na Kredarici je padlo 27. oktobra 55.7 mm padavin in 28. oktobra 57.0 mm padavin, dočim so 29. oktobra na tej postaji padavine nekoliko pojenjale. Prav tako je padla velika količina dežja dne 29. oktobra tudi v Ljubljani, ko je bilo izmerjenih 76,3 mm padavin.

Ako analiziramo v sinoptičnem smislu vremensko stanje v tem času, vidimo, da je bila srednja Evropa s severnim Sredozemljem v dolini hladnega zraka, ki je s neprestanim dotokom vedno hladnejših zračnih gnot ustvarjala vse pogoje za cikloginezo nad omenjenim področjem.

Dne 30. oktobra se je na nižinski sinoptični karti /karta 6a/ opazilo v prizemnih plasteh ozračja nad zahodno in srednjo Evropo področje visokega zračnega pritiska, ki se je v obliki grebena polagoma razraščala proti vzhodu. Nad severnim Jadranom se je še vedno ohranjevalo sicer že okludirano področje nizkega zračnega pritiska. Na 500 mb ploskvi se je zahodna in severna srednja Evropa še vedno nahajala v široki dolini hladnega zraka, ki je ustvarjal labilno atmosfero nad vsem omenjenim predelom. Podobno je tudi relativna topografija istega dne izkazovala polje hladnega zraka nad srednjo in severno Evropo ter deloma zahodno Evropo s pretežnim delom Sredozemlja. Vzhodni Atlantik je bil v območju izredno močnega toplega grebena, ki je segal vse do Grönlanda, prav tako pa je bila vzhodna in severovzhodna Evropa v drugem valu toplega zraka, ki je segal vse do Severnega ledenega morja /karta 6b/.

Na višinski postaji Kredarica in na nižinski postaji Ljubljana je pričel omenjenega dne zračni pritisk naglo rasti. Temperatura vmesnega sloja pa je bila še v padanju. To odgovarja 6. pravilu Fickerja, in sicer prvemu delu tega pravila, kjer trdi, da je to znak za izboljšanje vremena v naslednjih 24. urah.

Ako analiziramo vremensko stanje 31. oktobra v Sloveniji, opazimo, da je dejansko povsod nastopilo suho vreme.

Summary

One of the first meteorologists who was systematical concerned with research of free atmosphere in the sense of the weather forecasting was H. Ficker. The result of his long investigations of both high level and surface currents with the special regard to the origin of secondary cyclones, were the so-called weather rules.

The leading idea of this study was to analyse and forecast the evolution of the weather for the next 24 hours by means of the synoptic method with the assistance of the conditional Ficker's rule in order to ascertain critically their applicability for the area of Slovenia.

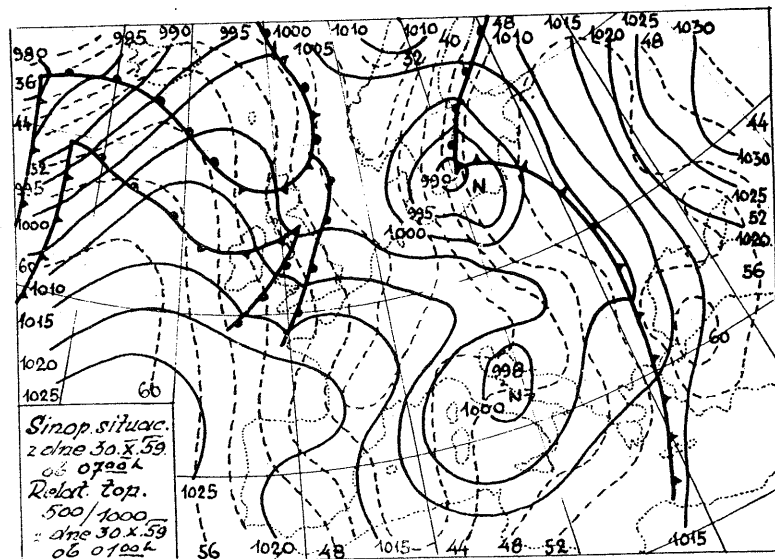
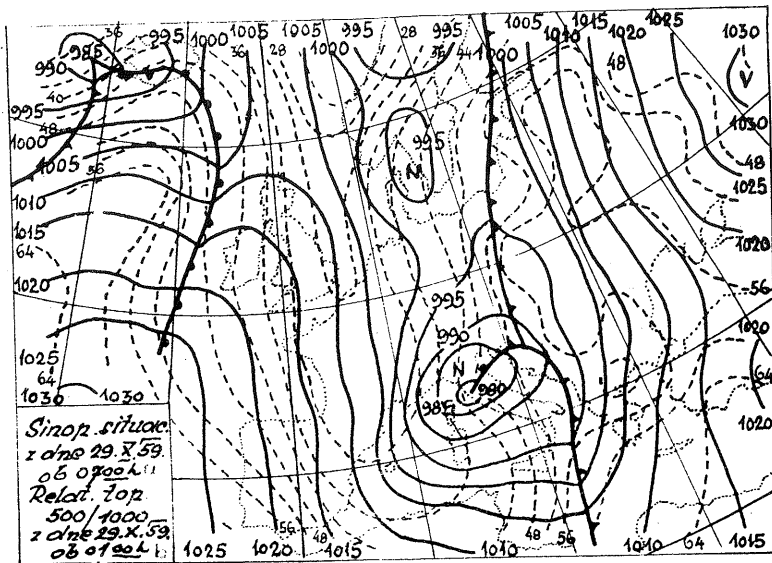
The high-altitude weather station at Kredarica /2.515 m/ and Ljubljana were chosen as the basic points for the consideration of the rules. The investigation covers the period from 23th to 30th October 1959. An analysis of the synoptical situations as well as thickness lines can be seen for the same period.

In the period under consideration only five of the Ficker's rules were analysed in the sequence with regard to weather situations. These are the first, second, third fourth and the sixth Ficker's rule.

Particularly in the time between 25th and 26th October 1959, there was a very critical weather situation, which could not be exactly analysed in the synoptical sense. The third Ficker's rule, however, showed quite clearly the prognostic evolution of the weather. It was found that it is in these very critical, doubtful situations, where Ficker's rules play an important and useful role.

Literatura

1. Ficker H.: Der Sturm in Norddeutschland am 4. Juli 1928. Sitz.Ber. d. Preuss. Akad. Wiss. XX-XXII, 290-326 /1929/
2. Mugge, R.: Synoptische Betrachtungen. Met. Z. 48, 1-11 /1931/
3. Ficker, H.: Der Einfluss der Alpen auf die Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. Met.Z. 37, 350 /1920/
4. Ficker, H.: Beziehungen zwischen Änderung des Luftdruckes und der Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre. Wiener Sitz. Be. 1939, 763-81C /1920/



5. Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage, Wie 1954.
6. Pučnik, J.: Ein Beispiel der primären und sekundären Wellen
nach H. Ficker für prognostische Zwecke in Slowenien.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 54 /1958/.

POROČILO O PADAVINAH PRI VISOKEM ZRAČNEM PRITISKU
V SLOVENIJI (od 1.1.1954 do 31.XII.1958)

REPORT ON THE PRECIPITATIONS IN SLOVENIA OCCURRING
AT THE HIGH AIR PRESSURE (FROM JANUARY 1945 TO
DECEMBER 1958)

M. VIDA - ROBAVS

551.577.2

Izkušnja je pokazala, da je lahko razdelitev padavin pri visokem zračnem pritisku zelo različna. Glede na to bom podala petletno sinoptično statistiko (od 1.1.1954 do 31.12.1958) o porazdelitvi padavin, ki nastopajo v Sloveniji pri sorazmerno visokem zračnem pritisku. V ta namen sem Slovenijo razdelila v področja: Ljubljane, Murske Sobotne in Kopra, ker so le-ta karakteristična za te vrste padavin. Pri določanju spodnje meje zgoraj omenjenega sorazmerno visokega zračnega pritiska sem zasledila dve značilnosti: včasih je zračni pritisk le malo nad normalo, a imajo izobare anticiklonsko ukrivljenost, drugič leži zračni pritisk precej nad normalo in zasledimo ciklonsko ukrivljenost izobar. Del primerov nastopa pri slabo gradientnem polju anticiklonskega grebena, ko prevladuje nad našimi kraji jugovzhodna cirkulacija, nekaj primerov zasledimo po prehodu hladne fronte ob naglem porastu anticiklonskega grebena preko Alp ob severnih ali severovzhodnih vetrovih.

V naslednji sinoptični statistiki sem vzela za spodnjo mejo visokega zračnega pritiska: v Ljubljani 738 mmHg / 5 mmHg nad normalo postaje/, v Murski Soboti 746 mmHg / 4mm nad normalo postaje/ in v Kopru 762 mmHg / 4 mmHg nad normalo postaje/. Torej povsod nekaj mmHg nad normalo določene postaje.

TABELA I

LJUBLJANA

RR pp	neizmer- ljivo	od 0,1 do 1,0	od 1,1 do 5,0	od 5,1 do 10,0	od 10,1 do 20,0	od 20,1 do 30,0	od 30,1 do 40,0	več kot 40,1
738	2	7	6	4	3	1	1	-
739	8	12	10	2	-	1	1	-
740	6	12	5	1	2	-	-	1
741	10	5	6	1	3	-	-	-
742	7	2	4	1	-	1	-	-
743	3	4	2	1	-	-	-	-
744	4	4	4	1	-	-	-	1
745	5	1	1	-	-	-	-	-
746	2	6	2	-	-	-	-	-
747	1	1	-	-	-	-	-	-
748	2	-	1	-	-	-	-	-
749	-	-	-	-	-	-	-	-
750	-	-	2	-	-	-	-	-
751	-	1	-	-	-	-	-	-

MURSKA SOBOTA

RR	neizmer- ljivo	od 0,1 do 1,0	od 1,1 do 5,0	od 5,1 do 10,0	od 10,1 do 20,0	od 20,1 do 30,0	od 30,1 do 40,0	več kot 40,1
745	6	4	5	3	4	-	-	1
746	7	3	10	6	4	1	-	1
747	6	6	14	5	3	5	2	1
748	6	14	5	2	1	2	-	1
749	4	7	9	2	3	-	-	1
750	11	4	7	3	3	-	-	-
751	6	6	6	-	1	-	-	-
752	8	2	3	1	-	-	-	-
753	5	4	4	-	1	1	-	-
754	6	1	-	-	-	-	-	-
755	2	1	1	-	-	-	-	-
756	2	2	1	-	-	-	-	-
757	1	-	1	1	-	-	-	-
758	1	-	-	-	-	-	-	-
759	-	-	-	1	-	-	-	-
7600	1	1	1	-	-	-	-	-
761	1	-	-	-	-	-	-	-

KOPER

RR	neizmer- ljivo	od 0,1 do 1,0	od 1,1 do 5,0	od 5,1 do 10,0	od 10,1 do 20,0	od 20,1 do 30,0	od 30,1 do 40,0	več kot 40,1
762	4	4	2	2	1	-	-	-
763	2	2	2	3	-	-	-	-
764	3	3	3	-	-	-	-	-
765	-	3	1	-	1	-	1	-
766	3	2	1	-	-	1	-	-
767	-	2	1	1	-	-	-	-
768	2	-	1	-	-	1	-	-
769	1	-	-	-	-	-	-	-
770	-	-	1	-	-	-	-	-
771	1	-	-	-	-	-	-	-
772	1	-	-	-	-	-	-	-
773	-	-	-	-	1	-	-	-

Pogostnost dnevne množine padavin v odvisnosti od zračnega pritiska za čas od 1.1.1954 do 31.XII.1958

LEGENDA: RR - dnevna množina padavin v mm
pp - zračni pritisk v mmHg.

Tabela 1 nam poda pogostnost dnevne množine padavin za Ljubljano, Mursko Soboto in Koper v odvisnosti od zračnega pritiska. Pri visokem zračnem pritisku zasledimo najbolj pogoste padavine v Murski Soboti, istočasno je tudi njih količina največja. Ekstremni primer padavin pri visokem zračnem pritisku za omenjeno petletno obdobje je bil zabeležen 20.XI.1958 v Murski Soboti, ko so dobili neznatne padavine pri pritisku 761 mmHg. Iste-ga dne je bil dosežen ekstrem tudi v Ljubljani in sicer: pri pritisku 751 mmHg je znašala dnevna množina padavin 0,8 mm. Te padavine so nastopile

pri procesih ob robu kaplje hladnega zraka, ki se je zadrževala nad Tre-dozemljem.

V Kopru je bil zabeležen ekstremni primer 3.12.1954 leta, ko je pri pritis-ku 773 mmHg znašala dnevna množina padavin 11,3 mm. Tega dne so beležili tudi v Murski Soboti izrazite padavine pri pritisku 759 mmHg. Padavine so nastopile pri procesih ob nastajanju kaplje hladnega zraka.

Dalje zasledimo v tabeli 1, da so situacije, ki bi dale padavine pri visokem zračnem pritisku, v Kopru zelo redke; nasprotno pa so v Murski Soboti pogoste. Ljubljana se z ozirom na pogostost ost padavin približuje Murski So-boti.

Najznačilnejše sinoptične situacije, pri katerih nastopajo zgoraj omenjene padavine, so sledeče:

- kaplja hladnega hraka (njen nastanek, obrobni procesi, procesi v kaplji sami kombinirani z vplivom orografije)
- postfrontalne padavine, ki nastopajo po prehodu hladnih front od NW oz. WNW, ko jim sledi nagel porast zračnega pritiska, često v kombinaciji z efektom dunajskih vrat .
- slabe padavine, ki nastopajo ob zračnih tokovih različnih smeri in ob vzhodnih situacijah
- ostale situacije

Ob sinoptičnih situacijah so padavine različno porazdeljene po področjih Ljubljane, Murske Sobote in Kopra ter v kombinacijah teh področij, kar nam poda tabela 2.

TABELA 2

	L	M	K	LM	LK	M	LMK	Skupaj
januar	-	1	-	2	1	1	1	6
februar	1	2	1	3	1	-	-	8
marec	1	3	1	4	-	-	-	10
april	-	4	-	-	-	1	2	7
maj	2	4	-	2	-	-	3	11
junij	-	1	1	4	1	-	2	9
julij	-	1	-	2	1	-	1	5
avgust	1	3	-	-	-	1	1	6
september	-	4	-	-	2	-	-	6
oktober	-	2	-	-	-	2	2	7
november	-	2	1	3	1	-	1	8
december	-	2	-	5	1	-	1	9
skupaj	5	29	4	26	8	5	15	92

Pogostnost sinoptičnih situacij s padavinami pri visokem zračnem pritisku v treh področjih in njihovih kombinacijah za obdobje od 1.1.1954 do 31.12.1958.

Legenda: L)
M) število dni s padavinami v Ljubljani, Murski Soboti, Kopru
K)
LM " " " samo v Ljubljani in Murski Soboti
LK " " " " v Ljubljani in Kopru
MK " " " " v Murski Soboti in Kopru
LMK " " " v Ljubljani, Murski Soboti in Kopru

Grobi pregled tabele 2 nam pove, da nastopajo padavine pri visokem zračnem pritisku lahko v vseh letnih časih in v vseh kombinacijah. Najbolj pogosto so zastopani primeri s padavinami samo v Murški Soboti ali samo v Murški Soboti in Ljubljani ali pa v vseh treh področjih (n.pr. M-29, LM - 26, LMK - 15).

Tabela 3 nam poda pregled situacij, ki so zastopane s padavinami v vseh treh kombinacijah področij Slovenije.

TABELA 3

	kaplja hladnega zraka	prehod hladne fronte efekt dunajskih vrat	zračni tokovi različnih smeri vzhodne situacije	ostale situacije
M	12 (44%)	15 (50%)	2 (6%)	-
LM	12 (46%)	10 (38%)	4 (15%)	-
LMK	5 (33%)	9 (60%)	1 (7%)	-
LK	-	-	-	8
MK	5 *	-	-	-*
K	-	-	-	5
L	5 *	-	-	-

Tabela 3: Pogostost (v odstotkih) značilnih sinoptičnih situacij glede na padavine v omenjenih treh področjih Slovenije in njihovih kombinacijah.

Označba z zvezdico pove, da se nanašajo na neizrazite in kombinirane situacije.

M: Padavine v Murški Soboti pri zračnem pritisku 745 mmHg so porazdeljene na vse letne čase in so zastopane v 44% s kapljo hladnega zraka, ki je nastala po prehodu hladne fronte od severa. Nastale so kot proces v kaplji sami ali na robu kaplje, to je ob aktivnem toplem grebenu ob kaplji. V 30% so nastopile padavine ob prehodu hladnih front od N oz. NW, to je ob višinskih severozahodnih vetrovih, ko zahodna Slovenija nima padavin zaradi fenizacije in zasledimo padavine v Murški Soboti. Te hladne fronte imajo oddaljene ciklonske centre (frontalni sistemi severovzhodnih atlantskih ali skandinavskih depresij itd.) medtem ko se nad srednjo Evropo zadržuje slabo gradijentno polje oz. anticiklon z jedrom nad Anglijo oz. most visokega zračnega pritiska ali kadar sega ruski anticiklon vse do Alp.

V 20% se po prehodu zgoraj omenjenih hladnih front pokaže še učinek dunajskih vrat in se v območju Murske Sobote pojavijo padavine kot post-frontalne.

V 6% primerov ob vzhodnih situacijah ko doteka zrak nad naše kraje od vzhoda v višjih in v nižjih plasteh in povzroča v zimskem času v območju Murske Sobote rahlo sneženje ali posamezne snežinke.

LM: Pri padavinah, ki nastopijo istočasno v Murški Soboti in v Ljubljani, odpade 46% na procese v zvezi s kapljo hladnega zraka. Za razliko od zgornje razporeditve padavin ima ta kaplja bolj zahodno lego in se aktivnost toplega grebena ob kaplji razširi tudi nad Štajersko in v osrednjo Slovenijo.

28% odpade na padavine ob prehodu omenjenih hladnih front od WNW, često v

zvezi z učinkom dunajskih vrat.

V 18% nastopijo slabe padavine ob zračnih tokovih različnih smeri. Takrat prevladuje v nižinah jugovzhodna cirkulacija, a se menja veter v desno smer. Navadno sega v nižinah nad naše kraje ruski anticiklon s svojim južnim robom, v višinah prevladuje takrat jugozahodna situacija (n.pr.: 22.2.1954).

LMK: Padavine, ki nastopajo istočasno v Ljubljani, Murški Soboti in v Kopru trajajo za razliko od zgoraj omenjenih v presledkih ali zvezno več dni skupaj. Sinoptični procesi niso tako izraziti in se vrstijo drug za drugim. V 56% zasledimo te padavine ob prehodu hladne fronte z oddaljenim ciklonskim centrom ob slabem gradijentnem polju pri tleh, ki jim sledi učinek dunajskih vrat ali še vpliv orografije.

V 30% nastopijo padavine po prodoru hladnega zraka od severa, ob nastajanju kaplje in še v procesih, ki so kombinirani. N.pr.: v Murški Soboti imajo padavine ob aktivnem toplem grebenu kaplje, v Ljubljani in v Kopru pa pod vplivom notranjih procesov kaplje (Primer: 3.4.1957, 10.4.1956). Nato zasledimo še primer, ko nastopijo šibkejšje padavine ob prodoru hladnega zraka nad Panonsko nižino, in primere padavin v obliki neviht v Kopru in istočasno zveznih padavin v Ljubljani in Murški Soboti. Vendar ta dva primera zahtevata sama zase študije procesov.

LK: Padavine zabeležene istočasno v Ljubljani in v Kopru nastopajo v procesih, ki so kombinirani z učinkom orografije. Če je pritisk izrazito visok, nastanejo padavine v zvezi s kapljo. V primerih, ko zračni pritisk ni tako visok se navadno zadržuje hladna fronta pred zahodnimi Alpami, tako da je zahodna Slovenija v toplem grebenu in nato prodre hladni zrak skozi Ronsko dolino (n.pr.: 25.11.1954).

25% teh primerov zasledimo ob kaplji hladnega zraka, 75% pred prihodom omenjene hladne fronte.

MK: Padavine, ki nastopajo istočasno v Kopru in v Murški Soboti, v Ljubljani pa ne, zasledimo v 90% ob kaplji hladnega zraka. V teh primerih leži kaplja nekako med meridijanoma 5° in 15° vzhodno, to je nad Alpami.

Tako leži Murska Sobota ob toplem, aktivnem grebenu, Koper pa v labilnem delu kaplje in imata obe postaji padavine. V Ljubljani zasledimo takrat severni veter in le pretežno oblačno vreme. Z razliko od nekaterih primerov, ko je ležala višinska hladna dolina med meridijanoma 10° zahodno in 5° vzhodno (nad Španijo in zahodnim Sredozemljem) in so imeli padavine v Kopru, Ljubljani in Murški Soboti, v višinah pa je prevladoval močan jugozahodnik.

K: Padavine zabeležene samo v Kopru pri visokem zračnem pritisku, so redek pojav. V večini primerov jih zasledimo s procesi kaplje hladnega zraka, ki se zadržuje nad Alpami.

L: Podobno kot v Kopru so tudi padavine, ki nastopajo samo v Ljubljani redko zabeležene. Zasledimo jih večinoma po umiku hladnega zraka, kar si razlagam tako, da je hladni zrak ostal še v kotlinah, medtem ko je nad njim že dotekal topli in povzročil padavine. Lahko pa nastopijo padavine v kaplji zraka kot notranji proces in so šibkejšje.

Poudarjam, da so zgoraj opisani značilni procesi sinoptičnih situacij. Tako je bilo v tabeli 3 le v zgornji polovici mogoče določiti procentualne vrednosti. Ta del se nanaša namreč le na izrazite procese, medtem ko se drugi del tabele nanaša na kombinirane. Takšne situacije pa zahtevajo

natančno obdelavo, pri kateri je lahko vsak primer zase študija. Namen pričujočega dela pa je, podati le sinoptično statistiko o porazdelitvi padavin v Sloveniji pri visokem zračnem pritisku.

S U M M A R Y

It has been demonstrated by experience that the distribution of precipitations in Slovenia at the relatively high air pressure is very different. In order to examine the facts, the statistics of synoptical observations have been used. Three representative stations for different regions of Slovenia have been taken into consideration: Murska Sobota for the northeastern part of the country, Ljubljana for the central part, and Koper for the southwestern part. The lower limit of the air pressure was fixed at 5 mm under the normal average figure for Ljubljana and at 4 mm at Murska Sobota and Koper.

At high pressure the precipitations are most frequent at Murska Sobota and there also the amount is at its greatest. On the other hand, there are very seldom situations giving rise to precipitations at high pressure at Koper. As far as frequency is concerned, Ljubljana is fairly close to Murska Sobota, although the amount is usually small. Precipitations at high pressure are likely to occur at any season of the year. The most frequent are those weather situations when there are precipitations at Murska Sobota only, or, also at Ljubljana and Koper.

The most characteristic situations, at which precipitations occur at high pressure, are the following:

- a) the cool pool of air, i.e. at its formation, as the peripheral process in the warm ridge at the pool, or, as the internal process in the cool pool. In 46% of all cases precipitations occur then at Murska Sobota only, or eventually also at Ljubljana. It is, however very seldom that precipitations should occur in all three parts of Slovenia- The distribution depends on the position of the cool pool.
- b) after the passing of cold fronts, which have their cyclonic centres so far away, that they pass Slovenia with a field of small pressure gradient and are followed by a quick rise in air pressure over the Alps. If the fronts come from the northwest, the precipitations occur at Murska Sobota, while the western part of Slovenia receives no precipitations owing to the processes accompanying the fohn wind.
- c) the eastern situations, with isobars of the anticyclonic curvature when the air flows from the east both in higher and in lower layers, and causes slight snowfall at Murska Sobota during the wintertime.
- d) winds of different directions. The southeastern wind prevails then in the low levels, and the southwestern wind at greater heights. Precipitations occur then mainly all over Slovenia.

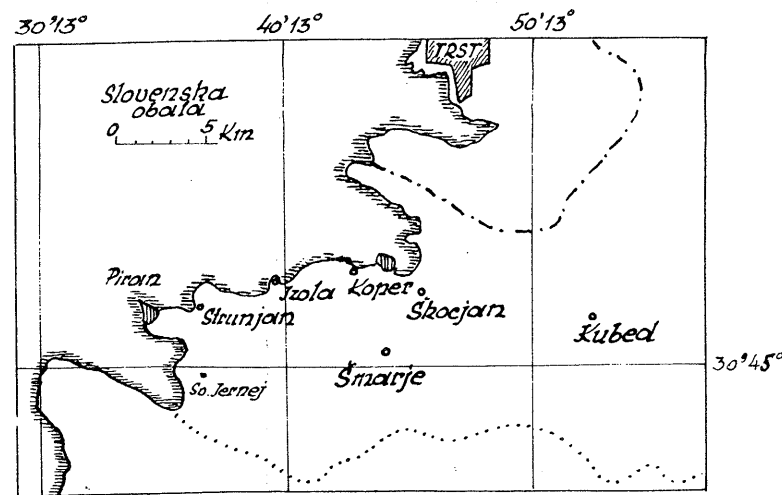
L i t e r a t u r a

- 1) V. Manohin: Disertacija (Geografski vestnik 1945)
- 2) M. Robavs: Kaplja hladnega zraka (Meteorološki zbornik/1957)

PRISPEVEK K PROUČEVANJU TEMPERATURE ZRAKA NAD MORJEM
CONTRIBUTION TO THE INVESTIGATION OF THE AIR TEMPERATURE
ABOVE SEA SURFACE

F. Bernot

Ob priliki merjenja temperature morske vode v raznih globinah v Koprskem zalivu /sl. 1/ je bila merjena tudi temperatura zraka nad vodno površino v raznih višinah. V ta namen so bili električni uporovni termometri pritrjeni na posebnem plavajočem stojalu, privezanem k splavu /sl. 2/, ki je bil zasidran približno 60 m od obale pri Giusterni.



Slika 1:

Meritve so bile opravljene z merilnim instrumentom firme Ph. Schenk-Duna.j.

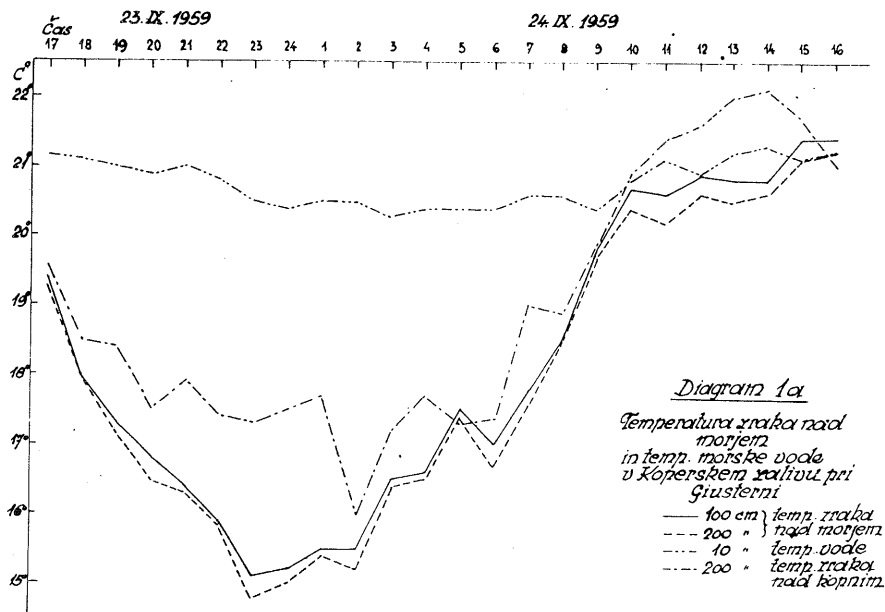
Merilni električni upori niso bili zaščiteni niti ventilirani, izpostavljeni pa so bili pod enakimi pogoji. Zato imajo odčitani podatki svojo določeno vrednost. Napaka, ki je nastala zaradi žarčenja, je zaradi oblačnega vremena, posebno še v nočnih urah, minimalna.

Opazovanja in merjenja so opravljali dipl. met. Paradiž, stud. met. Clement in dipl. geogr. Bernot.

Glavna opazovanja so bila vsakournna, trajala so od 17. ure 23. sept. do 16. ure 24. septembra 1959. Od 22. ure pa do konca meritev so bila vsaka pol ure opravljena dopolnilna merjenja zračne temperature.

Stanje vremena. Oblačnost je v večernih in nočnih urah pojemala /med 20. in 22. uro je bilo nebo popolnoma jasno/. O polnoči je oblaknost v prav kratkem času narasla na 9/10, ob 4-ih zjutraj pa na 10/10, nakar je ostalo nebo še preko konca meritev /preko 16. ure/ popolnoma prekrito z oblaki. Sonce je le dvakrat malo posijalo izza oblakov, tako da je heliograf registriral med 10. in 11. uro 0,2 med 13. in 14. uro pa 0,1 ure sončnega sija.

Stanje morja. Morje je bilo ves čas meritev mirno /glej sliko 2/, kar je bil pogoj za uspeh meritev temperature morske. Le obdobjo ga je rahlo nakodral kopni ali morski veter. Vendar tudi v tem primeru višina valov ni presegala 4 cm.



Najprej si oglejmo diagram 1 a in diagram 1 b. Že na prvi pogled vidimo, da je temperatura zraka nad vodno površino močnejše kobilela od temperature morske vode, ki je bila merjena 10 cm pod gladino, in da se je temperatura zraka nad kopnim bolj spreminjala od temperature zraka nad morsko površino, vendar je razlika med obema temperaturama ekstremoma nad kopnim nekoliko manjša. Dnevna amplituda temperature zraka nad kopnim znaša 6,1°C /maks. 22,1, 10°C; min. 16,00/, nad morjem 6,4° /maks. 21,2°; min. 14,80/ - oba podatka sta bila merjena v višini 200 cm nad kopnim oz. morjem -, a dnevna amplituda temperature morske vode znaša samo 1,0° /maks. 21,3°; min. 20,30°C/.

Ako podatek o dnevni temperaturni amplitudi morske vode primerjamo s podatki drugih avtorjev /1,2/ vidimo, da je bila sicer zelo visoka, vendar še v okviru normalnih vrednosti. Podatki o temperaturi zraka nad kopnim se nanašajo na sinop. meteor. postajp Koper, ki leži v nadmorski višini 25 m in je od kraja obravnavanih meritev oddaljena cca 300 m.

Dejstvo, da je bila temperaturna amplituda zraka nad morjem večja od one nad kopnim, ni v skladu z navedbami Hanna /1/, kajti zaradi različne specifične toplote podloge /tla, voda/ oz. zaradi različne toplotne prevodnosti podloge in s tem povezanim vžarevanjem in izžarevanjem bi pričakovali prav narobe, t.j. večjo temperaturno amplitudo nad kopnim. Vzrok za to, da je v našem primeru obratno, leži v tem, ker so bila merjenja opravljena preblizu obale. Tovrstni podatki, ki jih najdemo v literaturi so večinoma povprečki nekajdnevni opazovanj na odprtem morju, daleč od kopnega, medtem ko v našem primeru obdelujemo enkrat opazovane vrednosti, kar moramo stalno upoštevati.

V začetku je bilo rečeno, da je bila temperatura zraka nad vodo merjena v raznih višinah. Termometri so bili nameščeni v višini 10, 20, 50, 100 in 200 cm nad morsko gladino. Za primerjavo se poslužujemo še temperature morske vode v globini 10 cm. Diagrama 1a in 1b nam prikazujeta, kako se je temperatura zraka in morske vode menjala od ure do ure. V gornjih potezah je bil potek temperature v vseh višinah v zraku enak. Iz diagramov, ki prikazujejo spremembo temperature z višino, je dobro razvidno, da je bil zrak v spodnjih plasteh /blizu vodne gladine/ toplejši in da je z višino njegova temperatura polagoma padala /diagram 2/. Mimo tega opažamo, da se je v višini 50 cm pogosto pojavljala temperaturna inverzija. Temperatura zraka je - kot kaže vertikalna razporedba, ki je značilna za razdobje med 17. uro 23. sept. in 05. uro 24. sept. 1959 /z izjemo ob 20. uri prvega in 03. uri drugega dne/ - od morske površine navzgor spčetka naglo, nato počasneje padala, nakar se je za malenkost dvignila /podatek iz višine 100 cm/ in nato zopet prav polagoma padala. Iz navedenega spoznamo v vmesni plasti slabo temperaturno inverzijo.

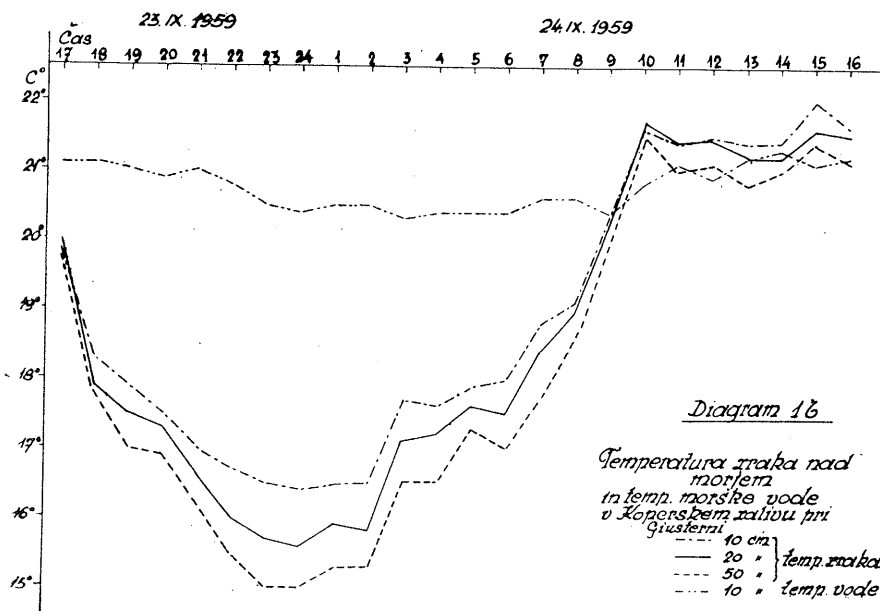
Obstoj temperaturne inverzije v omenjenem časovnem razdobju je tembolj zanimiv, ker je v večini primerov pihal rahel veter. Ob začetku opazovanj je pihal z morja. Po sončnem zahodu je med 18. in 19. uro vladalo brezveterje, nakar se je pojavil rahel veter s kopnega, ki je ponehal/z izjemo ob 02. uri 24. sept. 1959/ šele ob 9. uri, t.j. skoro tri ure po sončnem vzhodu, nakar se je ob 10. uri že zopet uveljavil, vendar iz nasprotni smeri. Pihal je z morja. Kdaj je prestal, ni znano, kajti ob koncu meritev /ob 16. uri 30 min./ je še vedno pihal. Zakasnitev nastopa morskega vetra bo treba verjetno pripisati oblaknosti, ki je ovirala insolacijo. Podatki o vetru veljajo le

za opazovanja, opravljena na splavu, kajti v dnevniku opazovanj sinop. meteor. postaje Koper je zabeležena precej večkrat tišina.

Naša nadaljnja preudarjenja bomo posvetili gibanju temperature zraka nad morjem v toku noči in dneva, kakršno nam odkrivajo naši podatki.

Spreminjanje temperature zraka z višino /v spodnji 2-meterski plasti/ nad morjem se ponoči do neke mere razlikuje od tistega nad kopnim, kakor sta ga opazila Geiger in Milosavljević /4,5/. Vzrok za ta pojav leži nedvomno v različnih fizikalnih lastnostih podloge /voda-prst/. Nad kopnim, ki se v nočnih urah hitreje in močneje ohlaja, se tudi zrak hitreje in močneje ohlaja. Na ta način nastane v najspodnji plasti temperaturna inverzija, ki se razblini kmalu potem, ko prevlada inselacija.

Naj na kratko ponovimo: v nočnih urah je bila privodna plast zraka najtoplejša. Njena temperatura je najprej z višino padala /podatek iz višine 20 in 50 cm nad gladino/, nato zopet naraščala /podatek iz višine 100 cm/, nakar je zopet rahlo padala /podatek iz višine 200 cm/. V teku dneva se je vertikalni potek temperature spremenil. Temperatura zraka je z višino enakomerno padala /z izjemo ob 10. uri, ko se je pojavila inverzija v najspodnji plasti zraka /diagram/2/. Prehod iz ene v drugo situacijo je potekal polagoma in ga na osnovi podatkov, izmerjenih ob 07., 08. in 09. uri dobro zasledujemo. Med 09. in 10. uro se je zrak nad kopnim ogrel nad temperaturo morske vode /glej diagram 1a/, medtem ko je zrak 2 m nad morjem dosegel temperaturo morske vode šele ob 15. uri. Temperatura zraka v višini 10 cm nad morjem je že



že ob 09. uri dosegla temperaturo morske vode, nakar se je še nadalje dvigala. Koliko je znašal dnevni maksimum, ne moremo povedati z gotovostjo zaradi prekinitev opazovanj.

Med 15. in 16. uro se je v višini 100 cm nad morjem zopet pojavila temperaturna inverzija v vmesni plasti, kar nakazuje prehod v nočni vertikalni potek temperature.

Znano je, da se zrak nad morjem v teku dneva ogreje nad temperaturo morske vode /1,2/, vendar so razlike med temperaturo zraka in vode minimalne, saj temperatura zraka pade - v povprečju - komaj za 0,9° pod oziroma naraste za 0,5° nad temperaturo morske vode /tabela/. Po naših podatkih - ki niso povprečki - zasledimo dokaj večje temperaturne razlike. V privodni plasti /10 cm/ se je zrak ogrel največ za 0,9° nad temperaturo morske vode, pod njeno vrednost pa se je ohladil za 4,1°. V višini 200 cm se razlike še občutnejše: pod temperaturo morja se je zrak ohladil kar za 5,7°; nad njo pa se ni povzpел, saj je ob 15. in 16. uri zrak komaj dosegel temperaturo morske vode. Nadaljnje spreminjanje temperature zraka in morske vode nam je zaradi zaključitve opazovanj nepoznano. Dnevni hod temperature - kot ugotavlja J. Hann - je skoro neodvisen od kolebanja temperature vodne površine. Dnevni tok temperature zraka nad oceani mora biti potemtakem v prvi vrsti odvisen neposredno od absorpcije sončnih žarkov in od žarčenja. Zato so pod temi razmerami dnevne spremembe temperature zraka nad morjem zelo majhne /1/. To velja seveda le za temperaturne razmere na odprtem morju, daleč od kopnega. V našem primeru, kjer

Ura	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1. pov.	1. x
voda	19,8	19,7	19,8	19,8	20,0	20,1	20,1	20,2	20,1	20,0	19,9	19,9		
zrak	18,9	18,9	19,0	19,2	19,6	20,2	20,6	20,6	20,3	19,7	19,3	19,0		
T	0,9	0,8	0,8	0,6	0,4	-0,1-0,5	-0,4	-0,3	0,3	0,6	0,8	0,3		

Tabela: Dnevni hod temperature vode in zraka nad Atlantikom v geogr. širini 30°N v poletju. Podatki so povprečki 126 - dnevni opazovanj, opravljenih na ladji Challenger/iz J. Hann-Lerbuch der Meteorologie/.

nastopajo dokaj večje diference, so te posledica močnejšega ohlajanja kopnega ponoči in izmenjave zraka med kopnim in morjem /kopni veter/ v nočnih urah. Tej izmenjavi pripisujemo razmeroma močan padel temperature zraka nad morjem ponoči /pod temperaturo morske vode/. Čez dan učinek kopnega odpade zaradi morskega vetra, ki dovaja relativno hladnejši zrak, zato se v teku dneva temperatura zraka le za malenkost dvigne nad temperaturo morske vode.

Za podrobnejšo analizo temperaturnega kolebanja zraka nad morsko gladino bo treba pravkar obravnavana merjenja ponoviti. Opazovanja bodo morala trajati dalj časa. Splav pa bo treba zasidrati bolj daleč od obale.

SUMMARY

The air temperature above the sea-water has been measured by electrical thermometers between 5 p.m. 23 rd September, and 4 p.m. 24 September 1959. During the observation period the weather was mostly cloudy and the sea was calm.

Diagrams 1 a and 1 b. show the variations of the temperature of the air above the sea and above the land as well as the temperatures of the sea-water. The daily range of the air temperature is greater above the sea than that one above the land, which is not normal. On the other hand, the daily range of the temperature of the sea-water was normal. The author explains this anomaly with the land breeze during the night. A heating effect of the land during the day is eliminated by the sea breeze.

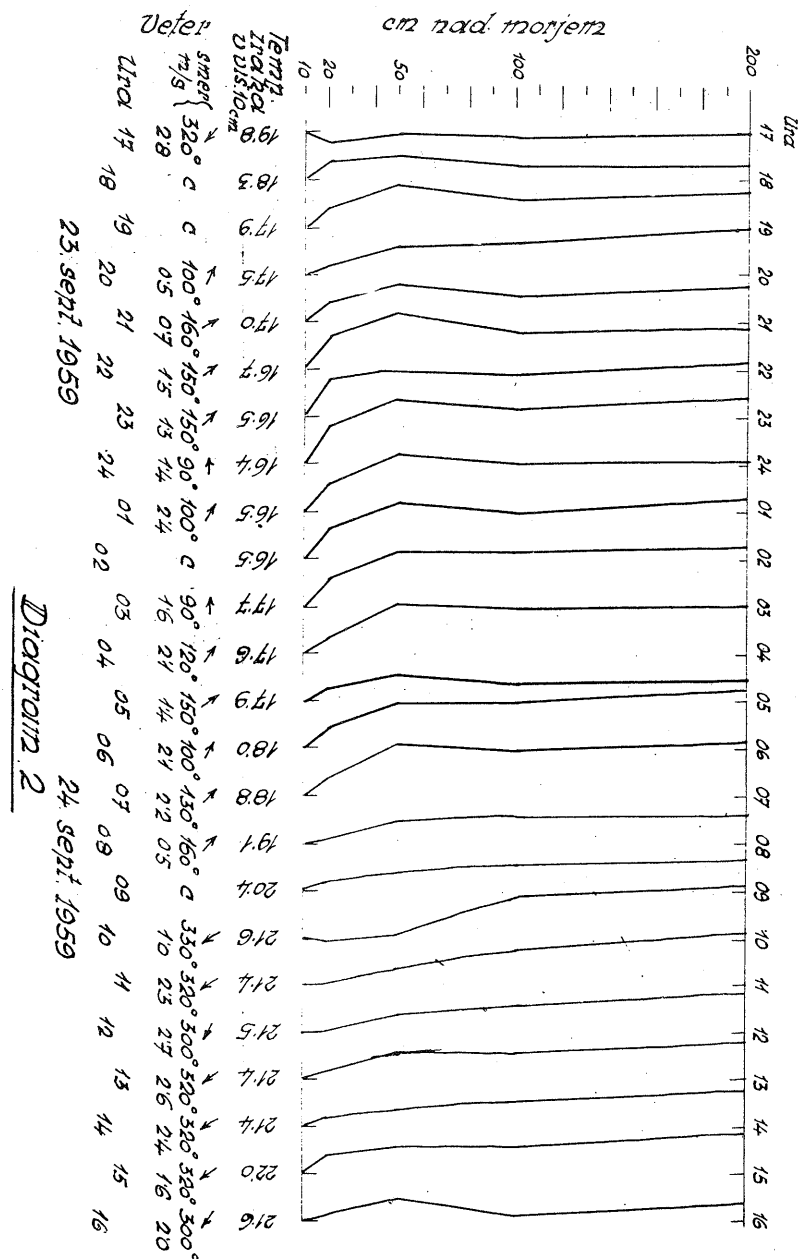
Diagram 2 shows lapse rate of the air temperature in the 2.m thick layer near the surface of the water. An inversion of temperature occurred during the night, while during the day-time the temperature of the air was falling with the height. Before the end of the measurement period, an inversion of temperature occurred again in the intermediate layer /50 - 100 cm above the surface/. Amidst both types of the diurnal variations of temperature, there is also on intermediate e.g. isothermal type.

The land breeze began shortly after the sunset, while the sea breeze, was some hours in retard, owing to cloudiness hampering the heating of the land.

For comparison the table shows the temperatures of the air and of the sea-water on the Atlantic. In the case under consideration, greater differences occur. The temperature of the air above the sea was as much as 4.1 degrees centigrade under that of the sea-water itself. When the temperature was rising, the temperature of the air never rose above that of the sea-water. That strong relative fall of the temperature is due, to the land breeze during the night because the raft carrying instruments was anchored only some 60 m from the coast so that the air coming from the land could not be transformed. Only the lowest layer of the air, lying immediately above the sea surface has warmed up a little.

Literatura:

1. L. Hann-Lerbuch der Meteorologie, Leipzig 1901;
2. O. Krümmel-Hanbudch der Ozeanographie, Stuttgart 1907;
3. F. Bernot - Temperatura morja pri Kopru- Geogr. vestnik, Ljubljana, 1959;
4. R. Geiger - Das Klima der bodennahen Luftschicht;
5. M. Milosavljević - Klimatologija, Beograd 1951.

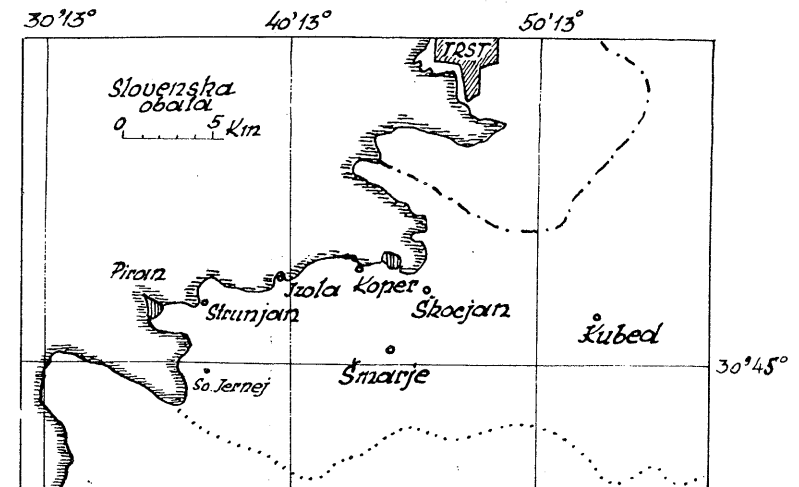


PRISPEVEK K PROUČEVANJU TEMPERATURE ZRAKA NAD MORJEM

CONTRIBUTION TO THE INVESTIGATION OF THE AIR TEMPERATURE
ABOVE SEA SURFACE

F. Bernot

Ob priliki merjenja temperature morske vode v raznih globinah v Koprskem zalivu /sl. 1/ je bila merjena tudi temperatura zraka nad vodno površino v raznih višinah. V ta namen so bili električni uporovni termometri pritrjeni na posebnem plavajočem stojalu, privezanem k splavu /sl. 2/, ki je bil zasidran približno 60 m od obale pri Giusterni.



Slika 1:

Meritve so bile opravljene z merilnim instrumentom firme Ph. Schenk-Dunaj.

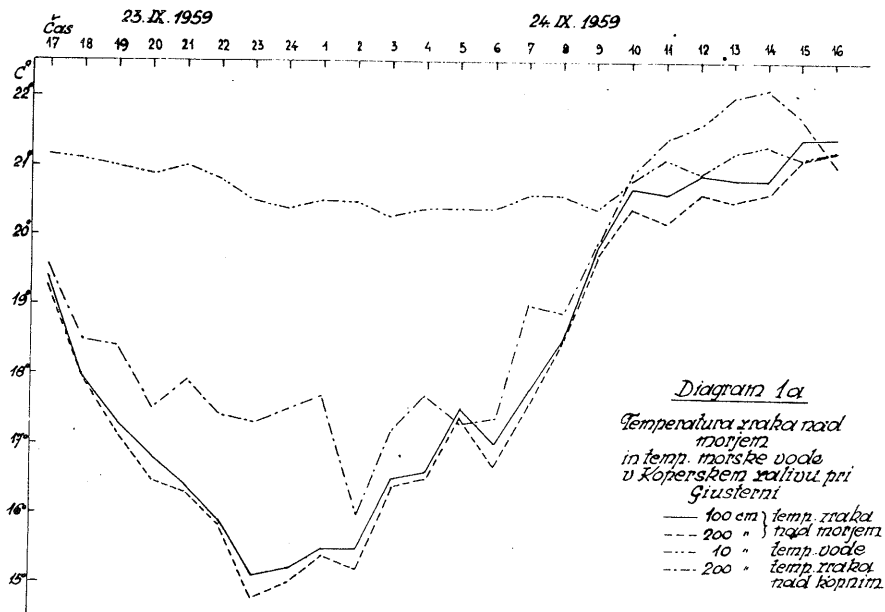
Merilni električni upori niso bili zaščiteni niti ventilirani, izpostavljeni pa so bili pod enakimi pogoji. Zato imajo odčitani podatki svojo določeno vrednost. Napaka, ki je nastala zaradi žarčenja, je zaradi oblačnega vremena, posebno še v nočnih urah, minimalna.

Opazovanja in merjenja so opravljali dipl. met. Paradiž, stud. met. Clement in dipl. geogr. Bernot.

Glavna opazovanja so bila vsakournna, trajala so od 17. ure 23. sept. do 16. ure 24. septembra 1959. Od 22. ure pa do konca meritev so bila vsaka pol ure opravljena dopolnilna merjenja zračne temperature.

Stanje vremena. Oblačnost je v večernih in nočnih urah pojemala /med 20. in 22. uro je bilo nebo popolnoma jasno/. O polnoči je oblaknost v prav kratkem času narasla na 9/10, ob 4-ih zjutraj pa na 10/10, nakar je ostalo nebo še preko konca meritev /preko 16. ure/ popolnoma prekrito z oblaki. Sonce je le dvakrat malo posijalo izza oblakov, tako da je heliograf registriral med 10. in 11. uro 0,2 med 13. in 14. uro pa 0,1 ure sončnega sija.

Stanje morja. Morje je bilo ves čas meritev mirno /glej sliko 2/, kar je bil pogoj za uspeh meritev temperature morske. Le obdobje ga je rahlo nakodral kopni ali morskali veter. Vendar tudi v tem primeru višina valov ni presegala 4 cm.



Najprej si oglejmo diagram 1 a in diagram 1 b. Že na prvi pogled vidimo, da je temperatura zraka nad vodno površino močnejše kolebala od temperature morske vode, ki je bila merjena 10 cm pod gladino, in da se je temperatura zraka nad kopnim bolj spreminjala od temperature zraka nad morskjo površino, vendar je razlika med obema temperaturama ekstremoma nad kopnim nekoliko manjša. Dnevna amplituda temperature zraka nad kopnim znaša 6,1°C /maks. 22,1°C; min. 16,0°C/, nad morjem 6,4°C /maks. 21,2°C; min. 14,8°C/ - oba podatka sta bila merjena v višini 200 cm nad kopnim oz. morjem -, a dnevna amplituda temperature morske vode znaša samo 1,0°C /maks. 21,3°C; min. 20,3°C/.

Ako podatek o dnevni temperaturni amplitudi morske vode primerjamo s podatki drugih avtorjev /1,2/ vidimo, da je bila sicer zelo visoka, vendar še v okviru normalnih vrednosti. Podatki o temperaturi zraka nad kopnim se nanašajo na sinop. meteor. postajo Koper, ki leži v nadmorski višini 25 m in je od kraja obravnavanih meritev oddaljena cca 300 m.

Dejstvo, da je bila temperaturna amplituda zraka nad morjem večja od one nad kopnim, ni v skladu z navedbami Hanna /1/, kajti zaradi različne specifične toplote podloge /tla, voda/ oz. zaradi različne toplotne prevodnosti podloge in s tem povezanim vžarevanjem in izžarevanjem bi pričakovali prav narobe, t.j. večjo temperaturno amplitudo nad kopnim. Vzrok za to, da je v našem primeru obratno, leži v tem, ker so bila merjenja opravljena preblizu obale. Tovrstni podatki, ki jih najdemo v literaturi so večinoma povprečni nekajdnevni opazovanj na odprtem morju, daleč od kopnega, medtem ko v našem primeru obdelujemo enkrat opazovane vrednosti, kar moramo stalno upoštevati.

V začetku je bilo rečeno, da je bila temperatura zraka nad vodo merjena v raznih višinah. Termometri so bili nameščeni v višini 10, 20, 50, 100 in 200 cm nad morskjo gladino. Za primerjavo se poslužujemo še temperature morske vode v globini 10 cm. Diagrama 1a in 1b nam prikazujeta, kako se je temperatura zraka in morske vode menjala od ure do ure. V gornjih potezah je bil potek temperature v vseh višinah v zraku enak. Iz diagramov, ki prikazujejo spremembo temperature z višino, je dobro razvidno, da je bil zrak v spodnjih plasteh /blizu vodne gladine/ toplejši in da je z višino njegova temperatura polagoma padala /diagram 2/. Mimo tega opazamo, da se je v višini 50 cm pogosto pojavljala temperaturna inverzija. Temperatura zraka je - kot kaže vertikalna razporedba, ki je značilna za razdobje med 17. uro 23. sept. in 05. uro 24. sept. 1959 /z izjemo ob 20. uri prvega in 03. uri drugega dne/ - od morske površine navzgor spočetka naglo, nato počasneje padala, nakar se je za malenkost dvignila /podatek iz višine 100 cm/ in nato zopet prav polagoma padala. Iz navedenega spoznamo v vmesni plasti slabo temperaturno inverzijo.

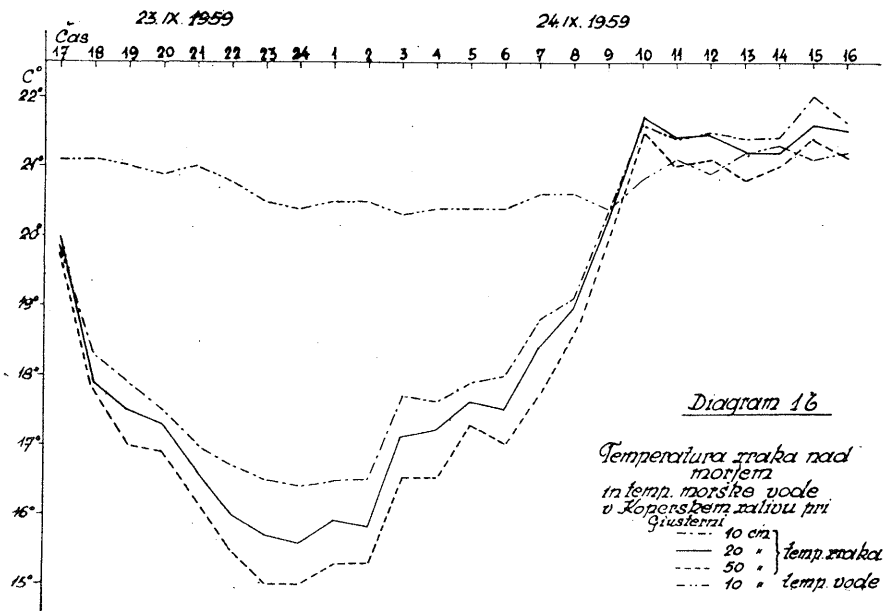
Obstoj temperaturne inverzije v omenjenem časovnem razdobju je tembolj zanimiv, ker je v večini primerov pihal rahel veter. Ob začetku opazovanja je pihal z morja. Po sončnem zahodu je med 18. in 19. uro vladalo brezveterje, nakar se je pojavil rahel veter s kopnega, ki je ponehal /z izjemo ob 02. uri 24. sept. 1959/ šele ob 9. uri, t.j. skoro tri ure po sončnem vzhodu, nakar se je ob 10. uri že zopet uveljavil, vendar iz nasprotne smeri. Pihal je z morja. Kdaj je prestal, ni znano, kajti ob koncu meritev /ob 16. uri 30 min./ je še vedno pihal. Zakasnitev nastopa morskega vetra bo treba verjetno pripisati oblaknosti, ki je ovirala insolacijo. Podatki o vetru veljajo le

za opazovanja, opravljena na splavu, kajti v dnevniku opazovanj sinop. meteor. postaje Koper je zabeležena precej večkrat tišina.

Naša nadaljnja preudarjenja bomo posvetili gibanju temperature zraka nad morjem v toku noči in dneva, kakršno nam odkrivajo naši podatki.

Spreminjanje temperature zraka z višino /v spodnji 2-meterski plasti/ nad morjem se ponoči do neke mere razlikuje od tistega nad kopnim, kakor sta ga opazila Geiger in Milosavljević /4,5/. Vzrok za ta pojav leži nedvomno v različnih fizikalnih lastnostih podloge /voda-prst/. Nad kopnim, ki se v nočnih urah hitreje in močneje ohlaja, se tudi zrak hitreje in močneje ohlaja. Na ta način nastane v najspodnji plasti temperaturna inverzija, ki se razbline kmalu potem, ko prevlada inselacija.

Naj na kratko ponovimo: v nočnih urah je bila privodna plast zraka najtoplejša. Njena temperatura je najprej z višino padala /podatek iz višine 20 in 50 cm nad gladino/, nato zopet naraščala /podatek iz višine 100 cm/, nakar je zopet rahlo padala /podatek iz višine 200 cm/. V toku dneva se je vertikalni potek temperature spremenil. Temperatura zraka je z višino enakomerno padala /z izjemo ob 10. uri, ko se je pojavila inverzija v najspodnji plasti zraka /diagram 2/. Prehod iz ene v drugo situacijo je potekal polagoma in ga na osnovi podatkov, izmerjenih ob 07., 08. in 09. uri dobro zasledujemo. Med 09. in 10. uro se je zrak nad kopnim ogrel nad temperaturo morske vode /glej diagram 1a/, medtem ko je zrak 2 m nad morjem dosegel temperaturo morske vode šele ob 15. uri. Temperatura zraka v višini 10 cm nad morjem je že



že ob 09. uri dosegla temperaturo morske vode, nakar se je še nadalje dvigala. Koliko je znašal dnevni maksimum, ne moremo povedati z gotovostjo zaradi prekinitve opazovanj.

Med 15. in 16. uro se je v višini 100 cm nad morjem zopet pojavila temperaturna inverzija v vmesni plasti, kar nakazuje prehod v nočni vertikalni potek temperature.

Znano je, da se zrak nad morjem v toku dneva ogreje nad temperaturo morske vode /1,2/, vendar so razlike med temperaturo zraka in vode minimalne, saj temperatura zraka pade - v povprečju - komaj za 0,9° pod oziroma naraste za 0,5° nad temperaturo morske vode /tabela/. Po naših podatkih - ki niso povprečki - zasledimo dokaj večje temperaturne razlike. V privodni plasti /10 cm/ se je zrak ogrel največ za 0,9° nad temperaturo morske vode, pod njeno vrednost pa se je ohladil za 4,1°. V višini 200 cm se razlike še občutnejše: pod temperaturo morja se je zrak ohladil kar za 5,7°, nad njo pa se ni povzpel, saj je ob 15. in 16. uri zrak komaj dosegel temperaturo morske vode. Nadalnje spreminjanje temperature zraka in morske vode nam je zaradi zaključitve opazovanj nepoznano. Dnevni hod temperature - kot ugotavlja J. Hann - je skoro neodvisen od kolebanja temperature vodne površine. Dnevni tok temperature zraka nad oceani mora biti potemtakem v prvi vrsti odvisen neposredno od absorpcije sončnih žarkov in od žarčenja. Zato so pod temi razmerami dnevne spremembe temperature zraka nad morjem zelo majhne /1/. To velja seveda le za temperaturne razmere na odprtem morju, daleč od kopnega. V našem primeru, kjer

Ura	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	Pretek
voda	19,8	19,7	19,8	19,8	20,0	20,1	20,1	20,2	20,1	20,0	19,9	19,9	19,9
zrak	18,9	18,9	19,0	19,2	19,6	20,2	20,6	20,6	20,3	19,7	19,3	19,0	19,6
T	0,9	0,8	0,8	0,6	0,4	-0,1	-0,5	-0,4	-0,3	0,3	0,6	0,8	0,3

Tabela: Dnevni hod temperature vode in zraka nad Atlantikom v geogr. širini 30°N v poletju. Podatki so povprečki 126 - dnevnih opazovanj, opravljenih na ladji Challenger/iz J. Hann-Lerbuch der Meteorologie/.

nastopajo dokaj večje difference, so te posledica močnejšega ohlajanja kopnega ponoči in izmenjave zraka med kopnim in morjem /kopni veter/ v nočnih urah. Tej izmenjavi pripisujemo razmeroma močan padel temperature zraka nad morjem ponoči /pod temperaturo morske vode/. Čez dan učinek kopnega odpade zaradi morskega vetra, ki dovaja relativno hladnejši zrak, zato se v toku dneva temperatura zraka le za malenkost dvigne nad temperaturo morske vode.

Za podrobnejšo analizo temperaturnega kolebanja zraka nad morskó gladino bo treba pravkar obravnavana merjenja ponoviti. Opazovanja bodo morala trajati dalj časa. Splav pa bo treba zasidrati bolj daleč od obale.

SUMMARY

The air temperature above the sea-water has been measured by electrical thermometers between 5 p.m. 23 rd September, and 4 p.m. 24 September 1959. During the observation period the weather was mostly cloudy and the sea was calm.

Diagrams 1 a and 1 b show the variations of the temperature of the air above the sea and above the land as well as the temperatures of the sea-water. The daily range of the air temperature is greater above the sea than that one above the land, which is not normal. On the other hand, the daily range of the temperature of the sea-water was normal. The author explains this anomaly with the land breeze during the night. A heating effect of the land during the day is eliminated by the sea breeze.

Diagram 2 shows lapse rate of the air temperature in the 2.m thick layer near the surface of the water. An inversion of temperature occurred during the night, while during the day-time the temperature of the air was falling with the height. Before the end of the measurement period, an inversion of temperature occurred again in the intermediate layer /50 - 100 cm above the surface/. Amidst both types of the diurnal variations of temperature, there is also on intermediate e.g. isothermal type.

The land breeze began shortly after the sunset, while the sea breeze, was some hours in retard, owing to cloudiness hampering the heating of the land.

For comparison the table shows the temperatures of the air and of the sea-water on the Atlantic. In the case under consideration, greater differences occur. The temperature of the air above the sea was as much as 4.1 degrees centigrade under that of the sea-water itself. When the temperature was rising, the temperature of the air never rose above that of the sea-water. That strong relative fall of the temperature is due, to the land breeze during the night because the raft carrying instruments was anchored only some 60 m from the coast so that the air coming from the land could not be transformed. Only the lowest layer of the air, lying immediately above the sea surface has warmed up a little.

Literatura:

1. L. Hann-Lerbuch der Meteorologie, Leipzig 1901;
2. O. Krümmel-Hanbuch der Ozeanographie, Stuttgart 1907;
3. F. Bernot - Temperatura morja pri Kopru- Geogr.vestnik, Ljubljana, 1959;
4. R. Geiger - Das Klima der bodennahen Luftschicht;
5. M. Milosavljević - Klimatologija, Beograd 1951.

