

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), F. BAUR (Bad Homburg), BÉLL B. (Budapest), BODOLAI I. (Budapest), M. BOSSOLASCO (Genova), M. I. BUDYKO (Leningrád), M. ČADEŽ (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), F. F. DAVITAJA (Tbiliszi), H. ERTEL (Berlin), SZ. P. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), P. KASNECI (Tirana), KÉRI M. (Budapest), M. KONČEK (Bratislava), L. KRASTANOV (Szófia), A. MÁDE (Halle/Saale), W. OKOLOWICZ (Warszawa), OZORAI Z. (Budapest), J. PASZYNSKI (Warszawa), F. STEINHAUSER (Wien), K. TAKEUCHI (Tokyo)

FELELŐS SZERKESZTŐ:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

KAKAS J. (BUDAPEST)

72. ÉVFOLYAM

3

1968. MÁJUS—JÚNIUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26.361

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Dési Frigyes: Meteorológia és mezőgazdaság (Angol és magyar nyelven)	129
Weickmann, H. K. (Boulder, Col.): Az ESSA (Environmental Science Services Administration) időjárás-módosítási programja. II. rész: Jégesőelhárítás (Angol nyelven)	133
Bojkov, R. D. (Boulder, Col.): A totális és a vertikális ózon területi eloszlásának planetáris vonásai a Nemzetközi Nyugodt Nap éve alatt (Angol nyelven)	140
Hocevar, A. (Ljubljana): A növények növekedése és fejlődése, mint a környezeti légköri tényezők együttesének függvénye (Angol nyelven)	153
Götz Gusztáv: Hidrodinamikai kölcsönhatás a nagy konvekciós rendszerek és troposzférikus jet-zóna között	157
Ventura Eduárd: A Budapest fölött észlelt hőmérsékleti inverziók jellemzői	166
Götz Gusztáv: Meteorológia mesterséges holdak (I)	175

Irodalom

Keresztési Béla (szerk.): A tölgyek (Kéri Menyhért)	179
Skeib, Günter: A déli jégvirág (Barát József)	180
Skoda, M.—Zikmunda, O.: Objektív előrejelzési módszerek a szinoptikus meteorológiában (Ambrózy Pál)	181
Bjelov, P. N.: A számszerű időjárás-előrejelzés gyakorlati módszerei (Ambrózy Pál)	182
Fedoszejev, I. A.: A földi vizek képződésére, mennyiségére és körfolyamatára vonatkozó ismereteink fejlődése (Aujeszky László)	182

Krónika

Nemzetközi előadásorozat Budapesten a meteorológiai állomáshálózat racionális sűrűségéről (Szakácsné Farkas A.) — M. I. Budyko professzor az Időjárás szerkesztő bizottságában (Kakas J.) — A Planetáris Geofizikai Együttműködés meteorológiai és légkörfizikai albizottságának várnai, II. ülése (Béll B.) — A VIII. meteorológiai világnap (Koppány Gy.) — Kitüntetett meteorológusok (Szepesiné Lőrincz A.) — Kondratyev professzor: 1968. évi WMO-díjas (Kakas J.) — WMO-megbízott tárgyalásai Budapesten (Ozorai Z.) — Kosmosz-206 (Götz G.) — Tudományos ülésszak a Norddeutsche Seewarte alapításának 100. évfordulója alkalmával (Pápainé Szalay G.) — A Meteorológiai Tudományos Bizottság márciusi ülése (Szepesiné Lőrincz A.) — A hőmérséklet szekuláris ingadozásai Közép-Európában (Berkes Z.) — Radar-képek továbbítása távbeszélővonalon (Götz G.) — Európa legmagasabban elhelyezett szabadlégköri regisztráló műszerei (Götz G.) — Numerikus előrejelzési tanulmányút a moszkvai meteorológiai világközpontban (Titkos E.) — Műhold-meteorológiai előadás-sorozat a Meteorológiai Intézetben (Götz G.) — A sugárzási klimatológia néhány kérdéséről (Zemplényiné Tárkányi Zs.) — Rekord erejű szélviharok a Brit-szigeteken (Götz G.) — Az MMT választmányi ülése (Kakas J.) — Szepesi Dezső kandidátusi érkezésének vitája (Götz G.)

SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYEK:
BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1. TELEFON: 353-500

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 Ft
(BEFIZETÉS A 100.080-70 ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN)

A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 Ft
(BEFIZETÉS A 61.764 METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁJÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

F. Dési:

Meteorology and Agriculture

Метеорология и сельское хозяйство. В рамках прессконференции, организованной по случаю Всемирного метеорологического дня, автор проанализировал основные черты соотношения метеорологии с сельским хозяйством. Он указал, что быстрый рост населения требует повышения производительности сельского хозяйства и для успешного решения этой задачи необходимо эффективное содействие агрометеорологов. Подчеркивалось значение применения математически и физически обоснованных методов, позволяющих достигать высокой точности в агрометеорологических исследованиях с использованием количественных характеристик связей между растениями и погодой. Полученные до сих пор результаты отечественных исследований подтверждают правильность такой позиции. Отмечалось значение современных агрометеорологических справочников, отвечающих практическим требованиям сельского хозяйства, а также возможности многостороннего использования агроклиматических атласов. В связи с этим автор подчеркнул, что сельскохозяйственное производство требует хорошо организованного распределения труда в международных масштабах. Сотрудничество между метеорологическими службами социалистических стран расширяется и в этой области.

*

According to the estimates the population of the Earth will be doubled by the end of our century. The high rate of the multiplication of the human species is going to cause troubles to mankind, such as first of all the necessity to increase agricultural production, since more people need a larger piece of bread.

The above economic requirement is obvious and clearly formulated but to meet it may not prove that simple. It must be borne in mind e. g. that about one half of the solid surface of the Earth is absolutely inapt for agricultural cultivation. This category comprises the vast territories covered by high mountains and the regions paralyzed by cold or parched by drought.

Which are the informations to be obtained from statistics concerning the remaining half? It is to be seen that from 1945 till our days the quantity of food has been doubled but in a way that on the average not more than 15% of that amount falls, as a part of growth, to one person, and, in addition it must be immediately remarked that the above statistical index arises from extreme values. In Asia of Africa e. g. the abovementioned growth is practically equal to zero while in South America where the increase of the population is a rapid one the situation is simply bewildering: a decrease of 16% of the food ration of a person can be observed, compared with the level before World War II. And certainly reflection may be aroused by the fact that having in mind the increase of the population by the year 2000 the present niveau of food supply will be kept at the present standard all over the world only by doubling the present production of the food industry.

One of the characteristic features of the industrial production process is that it is controlled and checked by the human intellect. However, the situation is a different

one with agricultural production because that is a function of factors which, as yet, cannot be influenced by human intervention. Such factors are — among others — the meteorological elements. The researches aiming at the effects influencing agricultural production can be with good reason considered scientific investigations of the highest importance because they have the purpose to meet the practical requirements of national economy. It is also evident that when striving for a better knowledge of the climate and weather of given places and regions, conditions will be created for the furnishing of useful advices for the specialists of agriculture in order to stimulate agricultural production. Thus e. g. when building up perspectival plans, climatological index numbers are indispensable and, for a period of a year, we are able to give the optimum accommodation to weather conditions. Such are the questions put before the agrometeorologist being a mathematician and a physicist in one person when preparing his informations on the basis of many decades' observation data and their analysis.

A well-known fact is the important role of water — before all that of the utilizable soil moisture — in the life of plants. In our days not only the precipitation amount but also soil moisture is measured: the variations of the latter can be closely followed from the respective ten year reports. Of course one cannot undertake to carry out measurements of the soil moisture throughout the country, in every state farm and under each plant, before all on account of the enormous financial implications. But there is no need of it either, for, based on data of some stations where soil moisture measurements are carried out, a method has been elaborated by our agrometeorologists for determining the utilizable water amount in soils with different structure (sand adobe, clay). This method is based on data of precipitation, temperature, and relative humidity, and the specialists of agriculture are already familiar with it.

Mention must be made of our network of the so-called phenological stations. Here observations based on uniform principles are carried out (in more than 70 places) on the main development phases of 33 agricultural plants (field plants, fruit trees etc.) in order to find a numerically exact expression of the effect of meteorological elements on plants.

Our agrometeorologists strive after the elaboration of quantitative methods: the attained results are promising. Thus, they succeeded in finding quantitative connections between e.g. radiation, temperature and the development of winter wheat. For the present, investigations are under way to find quantitative relations between soil moisture and the growth of winter wheat. It can be seen from the above that it is attempted to apply mathematical methods in the analysis of the connection between weather and plant, and attention will be paid to every plant whose development-phases are well known to us on the basis of longer series of data. These investigations will — in the last analysis — complete the preparatory work which has been begun by us years ago in order to lay down the foundation of an up-to-date agrometeorological information-system for the purposes of agriculture.

Thus our activity directed towards a contribution to agricultural production has been focussed on the following two main tasks:

1. The agrometeorological bulletins to be published periodically (monthly) will contain the variations of the most important meteorological parameters concerning the territory of the country; an analysis of the effect of the weather on agricultural plants, and also an analysis of the phases of development of the plants. The publication of the bulletin will be commenced before long.

2. An agroclimatological atlas too, is called for. When building up agricultural projects it is indispensable to have charts representing the districts limited by the climatic requirements of the individual agricultural plants, and also to consult maps giv-

ing a picture of the probability of drought, of the probability of the coincidence of the dates of the blossoming of apple trees on the one hand and those of spring frosts on the other, etc.

The analysis of the relation between weather and plant, carried out according to uniform methods and characteristics, is serviceable because it enables the specialist to compare the agroclimatological districts of different countries. Standing on that common basis, a common language can be found when discussing the experiences gained by other countries in the field of agrotechnique, and concrete decision too, can be taken concerning new and productive sorts of plants to be imported from abroad with a view to their domestication. Thus the point is to specialize the agricultural production even in its international aspects and the basic condition of that is to be created by the abovementioned districts. On the basis of the above principles an international collaboration has been developed also in this field between the meteorological services of the socialist countries with the general line to carry out the abovementioned research programme first of all concerning winter wheat, maize, potatoes, sugar beet and grape. Of course, the Meteorological Service of the Hungarian People's Republic is with pleasure prepared to take part in the execution of that project.

It is hoped that the above arguments have been convincing in pointing out that the food-supply of the population of the Earth can be hardly assured without an effective collaboration with the agrometeorologists: any doubt on this problem would mean the negation of the elementary principles of rentability. It has been also pointed out that agrometeorologists — both abroad and in this country — endeavour to find a solution to their problems by a promising synopsis of the science and of the practice of national economy. The Meteorological Service of the HPR too, has been led by that intention when enlarging its network of agrometeorological stations with a view to be enabled to contribute to the further development of our socialist agriculture by furnishing agrometeorological informations meeting modern requirements.

*

METEOROLÓGIA ÉS MEZŐGAZDASÁG

Századunk végére — a becslések szerint — megduplázódik a Föld lakossága. A gyors ütemű szaporodás természetesen gondokkal jár, egyebek közt azzal, hogy fokoznunk kell a mezőgazdasági termelést, mert a több ember nagyobb kenyeret kíván.

E tömören fogalmazott és evidens gazdasági követelményt azonban nem oly egyszerű kielégítenünk. Gondoljunk pl. arra, hogy a Föld szilárd felszínének mintegy fele egyáltalán nem alkalmas a mezőgazdasági művelésre. Ide sorolhatjuk a magas hegységek borította hatalmas területeket, és azokat, melyeken a hideg bénít, vagy a szárazság tikkaszt.

Vajon mit mond a fennmaradó fele-résről készített statisztika! Azt mutatja, hogy a világon — 1945-től kezdve a napjainkig — megkétszereződött ugyan az élelem mennyisége, ámde olyképpen, hogy ebből csak 15%-nyi esik átlagosan egy főre, növekedési hányadként, és tüstént tegyük hozzá: szélsőséges határok szűlik e statisztikai mutatót. Ázsiában és Afrikában ui. gyakorlatilag zérussal egyenlő az imént említett növekmény, és Dél-Amerikában, ahol rohamos a népesség gyarapodása, egyenest elképesztő a helyzet: 16%-kal esőkkent — a második világháború előtti szinthez mérten — az egy emberre számított élelem-arány. S bizonyára töprengésre készítet az a tény, hogy 2000-ben — szerte a világon — csak akkor tartható fenn a mai ellátottság nivója, ha addigra — gondolva a világ népességének várható gyarapodására — kétszeresére növeljük az élelmiszeripar termelésének jelenlegi hozamát.

Az ipari folyamatokra jellemző, hogy azokat — végső soron — emberek irányítják és ellenőrzik. Másként van ez a mezőgazdasági termelés esetében, mert az függvénye olyan tényezőknek is, amelyekre emberi beavatkozással hatni ma még nem tudunk. Ezek közé tartoznak a meteorológiai elemek. A mezőgazdasági termelés alakító hatásuknak vizsgálatát joggal minősíthetjük jelentős tudományos vállalkozásnak, olyannak, amely a nép-gazdaság gyakorlati igényeit hatékonyan elégíti ki. Kézenfekvő a következő érv is: ha törekszünk arra, hogy adott helyek és térségek éghajlatát és időjárását mindjobban megismerjük, akkor megteremtjük annak feltételét, hogy — a mezőgazdasági termelés serken-

tése érdekében — hasznos tanácsokat adhassunk a mezőgazdasági szakembereknek. Távlati tervek készítésekor pl. nélkülözhetetlenek a különböző éghajlati jellemzők, egy esztendőn belül pedig megtalálhatjuk annak módját, hogy az optimumot tekintve: miképpen alkalmazkodjunk az időjárási viszonyokhoz. Ilyen természetű kérdésekre válaszol az agrometeorológus, aki matematikus is, meg fizikus is, amikor — az évtizedek során gyűjtött megfigyelési adathalmazt értékelve — információkat készít.

Mint ismeretes, a víz a növények életében is fontos szerepet játszik, különös tekintettel a talajból hasznosítható víz mennyiségére. Ma már nemcsak a lehullott csapadék mennyiségét mérjük, hanem a talajnedvességet is, amelynek változását jól tudjuk követni a dekadonként küldött jelentéseken. Arra természetesen nem vállalkozhatunk, elsősorban az óriási költségek miatt, hogy országszerte mérjük — minden mezőgazdasági üzemben és minden növény alatt — a talajban foglalt nedvességet. De erre nincs is szükség, mert agrometeorológusaink — néhány talajnedvességet mérő állomáson gyűjtött adatokra alapozva — olyan módszert dolgoztak ki, amelynek segítségével meghatározható a növények által hasznosítható vízkészlet, különböző szerkezetű (homok, vályog, agyag) talajok esetén. E módszer a csapadék-, hőmérsékleti és relatív nedvességi adatokra épít, s a mezőgazdasági szakkörökben már ismertett.

Szót kell ejtenünk az ún. fenológiai állomáshálózatunkról. Ennek keretében figyeljük meg — egységes alapelvek szerint és több mint 70 helyen — 33 gazdasági növény (szántóföldi és kertészeti növény, gyümölcsfa) fejlődésének fő fázisait, s mindezt abból a célból, hogy számszerű pontossággal fejezzük ki a meteorológiai elemeknek hatását a növényekre.

Agrometeorológusaink kvantitatív módszerek kidolgozására törekuszenek, reményt keltő eredményességgel. Sikerült pl. a sugárzás, hőmérséklet és az őszi búza fejlődése közti összefüggéseket mennyiségileg is meghatározni, s jelenleg olyan vizsgálatok vannak folyamatban, melyek a talajnedvesség és ugyancsak az őszi búza fejlődése közti kapcsolat kvantitatív vonatkozásait szeretnék tisztázni. Az említettek arra utalnak, hogy matematikailag megalapozott módszerekkel kísérjük meg az időjárás—növény-kapcsolat elemzését, s minden olyan növényre gondolunk majd, amelynek fejlődési fázisait — hosszabb fenológiai sorok alapján — jól ismerjük. E vizsgálatok — végső soron — betetőzik azt az előkészítő munkát, melyet a mezőgazdaság korszerű agrometeorológiai tájékoztatása alapján lerakása érdekében évekkal ezelőtt megkezdtünk már.

Ezek szerint a mezőgazdasági termelést támogató tevékenységünk két fő feladatra összpontosul:

1. Az időszakonként (havonként) megjelenő agrometeorológiai tájékoztatók közlik — az ország területét felölelően — a legfőbb meteorológiai paraméterek változását, elemzik az időjárásnak a gazdasági növényekre gyakorolt hatását, s értékelik e növények fejlődési fázisait. A tájékoztató kiadására hamarosan sor kerül.

2. Szükség van agroklimatológiai atlaszra is. Mezőgazdasági tervek készítésekor ui. nélkülözhetetlenek az olyan térképek, melyek az egyes gazdasági növények éghajlati igénye szerint határolt körzeteket ábrázolják; a talajaszály bekövetkezésének valószínűségeit szemléltetik; az alfalék virágzása és a tavaszi fagyok időpontjai egybeesésének valószínűségéről nyújtanak képet; stb.

Az időjárás—növény-kapcsolat azonos módszerek és azonos jellemzők szerinti elemzése azért célszerű, mert ilyen módon összehasonlíthatókká válnak a különböző országok agroklimatológiai körzetei. E közös alapon szót értünk, ha más országokkal az agrotechnikai eljárások kölcsönös tapasztalatait vitatjuk meg, s e bázison konkrét döntéseket is érlelhetünk, ha jó eredménnyel kecsegtető, külföldről behozandó növényfajták honosítása ügyében kívánnak határozni. Lényegében tehát arról van szó, hogy a mezőgazdasági termelést nemzetközi vonatkozásaiban is specializálnunk kell, s ehhez az elemi tudományos feltételt éppen az agroklimatológiai körzetesítés teremti meg. A vázolt elvek jegyében — e téren is — nemzetközi együttműködés alakult ki a szocialista országok meteorológiai szolgálatai között, azzal az iránymatával, hogy mindenekelőtt az őszi búzával, kukoricával, burgonyával, cukorrépával és a szőlővel kapcsolatosan hajtsuk végre a fönnebbieken vázolt kutatási programot. Természetesen az MNK Meteorológiai Szolgálata örömmel vesz részt e tervek végrehajtásában.

Reméljük, meggyőzően fejtettük ki annak igazát, hogy Földünk lakossága élelmének biztosítását aligha képzelhetjük el agrometeorológusok hatékony közreműködése nélkül, különben a gazdaságosság elemi követelményét tagadnók meg, és arra is rámutattunk, hogy e szakemberek — nemzetközi és hazai viszonylatban egyaránt — a tudomány és népgazdasági gyakorlat termékeny szinopszisát követve törekuszenek problémáik eredményes megoldására. Ez a szándék vezérelte az MNK Meteorológiai Szolgálatát, amikor az elmúlt évek során is szélesbítette agrometeorológiai állomáshálózatát, annak érdekében, hogy korszerű igényeket kielégítő agrometeorológiai információkkal szolgálhassa szocialista mezőgazdaságunk további fejlődését.

The Program on Weather Modification of the Environmental Science Services Administration (ESSA)

— Part II. Hail Suppression —

Concepts for the suppression of hail suffer from a severe lack of knowledge of the overall hail process. As yet we cannot describe the life history of a hail cell, because most hail cells are embedded in or merge with a mother storm. We believe that the storm which occurred on 5 September 1958 in Horsham, England and whose "foot-prints" on the surface have been analyzed by Ludlam may reflect nearest the life history of a single hail cell (*Fig 12.*). We see that in this life history first a hail stage

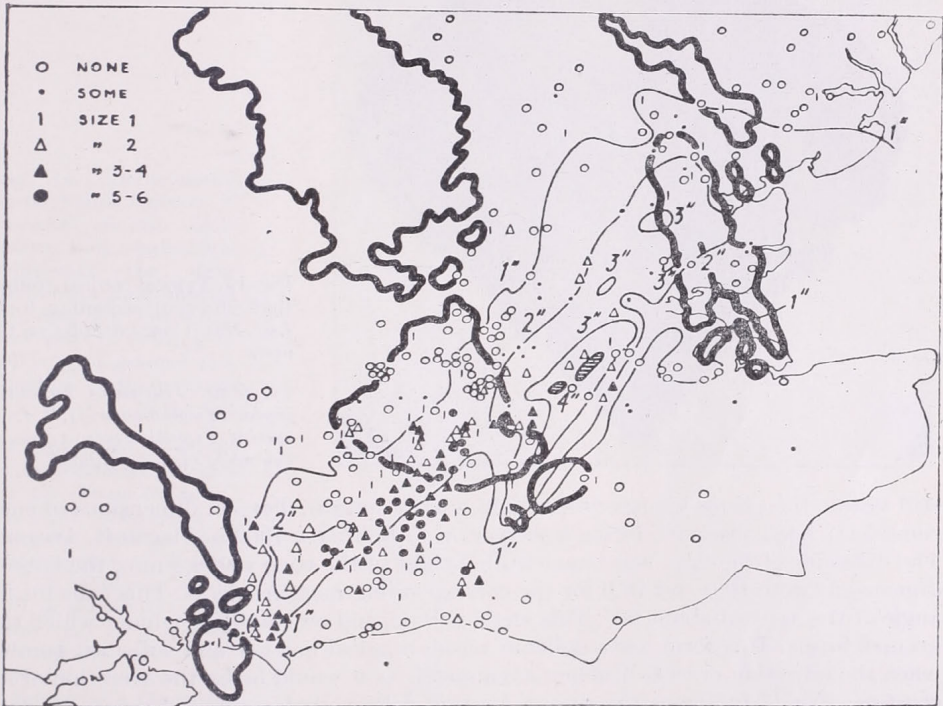


Fig. 12. Hail distribution in the Horsham storm of 5 September, 1958. Heavy lines are radar echoes during three phases of the life time of the storm. Thin lines are isohyets. Note: Hailfall ends abruptly where radar echo appears to reach maximum extent. The symbols show the maximum sizes of hailstones reported by voluntary observers according to the scale: 0 — hail (a small do indicates some hail of unspecified, probably small size), 1 — pea (diameter about 0,6 cm), 2 — marble (1,6 cm), 3 — walnut (2,5 cm), 4 — golf-ball (3,5 cm), 5 — hen's egg (4,5 × 5,5 cm), 6 — tennis ball (7 cm)

12. ábra. Jégeső-megoszlás az 1958. szeptember 5-i Horsham-i zivatar alkalmával. A vastag vonalak radar-visszhangok a zivatar élettörténetének három szakaszára vonatkozólag. A vékony vonalak izohiéták. Figyeljük meg: a jégeső hirtelen véget ér, amikor a radarvisszhang a maximális kiterjedést látszik felvenni. A jelek a jégesőszemeknek a nagyságát tüntetik fel önkéntes megfigyelőknek a bejelentései alapján a következő skála szerint: 0 = jégeső volt (a kis pont: közelebbről meg nem adott nagyságú, de valószínűleg kisméretű jégszemek estek), 1 = borsónagyságú (átmérője kb. 0,6 cm), 2 = játékgolyó nagyságú (1,6 cm), 3 = mogyorónagyságú (2,5 cm), 4 = golf labda nagyságú (3,5 cm), 5 = tyúktojás nagyságú (4,5 × 5,5 cm), 6 = teniszlabda nagyságú (7 cm)

develops and then a cloud burst stage which permits the conclusion that in the course of its life history a hail cell is suppressing itself. We believe that the following generalization for hailstones and hailstorms are valid and must be considered in hail suppression experiments:

Hailstones:

Conical stones or embryos originate in those parts of the Cb cloud which consists essentially of supercooled water droplets and a negligible number of ice crystals. In most cases these levels will be between the freezing level and -12°C , i. e. the lower levels of the cloud. A typical picture of this embryo shows *Fig 13* which has on its top

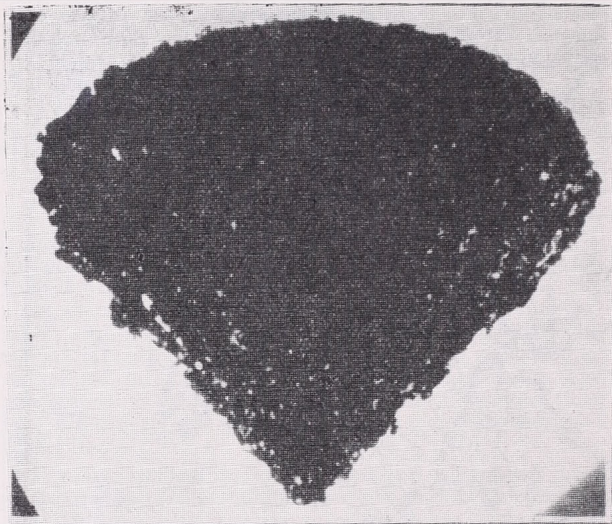


Fig. 13. Typical conical graupel (hail embryo) according to R. List. Note: large droplet on the apex

13. ábra. Jellegzetes kúp alakú jégdara (jégeső-embrió), R. List szerint. Figyeljük meg: a csúcson egy nagy vízcsepp látható

still visible the primary large drop which was the origin. Typical dimensions of such cones have been observed during a shower on 17 February 1962 in Flagstaff, Arizona. The diameter of the base was 8 mm while height of the cone was 8,5 mm, the largest dimensions were 10,0 and 10,0 for the corresponding measurements. This calls for an angle at the apex of about 60° . This angle will depend on conditions under which the graupel forms. This form has a delicate aerodynamical balance and will start tumble when the accretion process becomes asymmetric as it would be by the accretion of ice crystals. *Fig 14* indicates the reason for this delicate balance based on model drag measurements by List. The drag of a conical body is practically the same irrespective whether it falls with the base or with the apex forward. Consequently imbalance will turn the particle and it begins to tumble and collect drops all around.

Round hailstones or embryos form on that part of the cloud in which the probability that an ice crystal is accreted is of the same order as the accretion of a water droplet. In most cases these levels will be at temperatures colder than -20°C , i. e. in the upper levels of the cloud.

An opaque ice structure indicates dry growth conditions with the understanding that dry growth can occur both in a pure supercooled water cloud when the temperature and the liquid content are low enough; or in a mixed water — ice crystal cloud at high water contents and much lower temperatures. Spongy growth produces opaque ice in brainy structure. It is believed that this type of growth belongs to wet growth.

Clear ice or ice which contains a limited amount of air bubbles is an indication of wet growth.

Major hailstorms produce among other forms completely irregular stones without pronounced embryo and consisting of clear ice in their growth center. The existence of these stones can only be explained if they have formed from a giant raindrop of the kind which *Blanchard* had produced in a turbulence-free wind tunnel. This testifies to the low status of microturbulence in the hail updraft and to the unlikelihood that drop breakup is a mechanism which has to be considered in the hail mechanism.

Multiple incursions of hailstones during their lifetime in a hail cloud are not required for the growth of large stones. Small scale onion-like patterns of the ice struc-

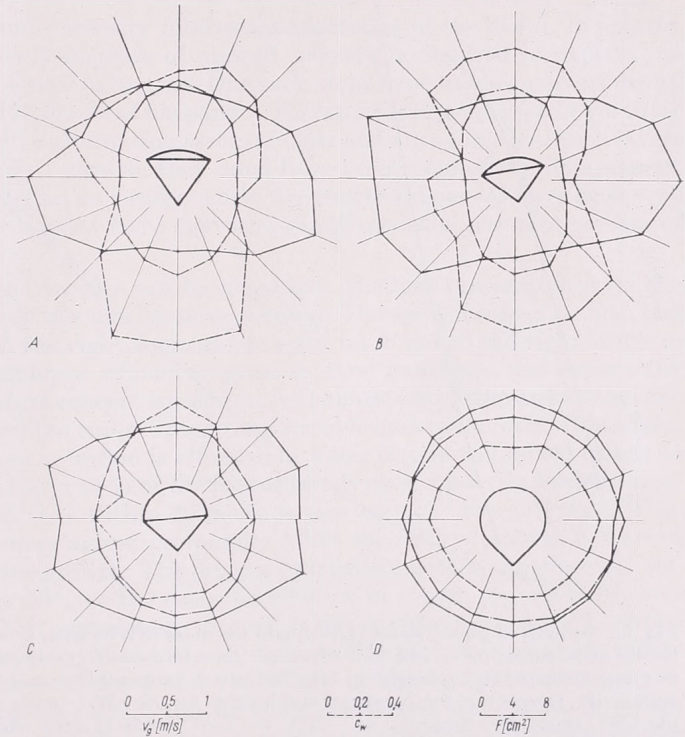


Fig. 14. Characteristic aerodynamic features of various conical hailstones. Note: dashed line represents the drag coefficient. Main schemes (F), drag coefficients (c_w) and relative velocity of fall (v_g') of graupel as a function of the position of the fall

14. ábra. Különböféle kúpos alakú jégszemek jellegzetes aerodinamikai tulajdonságai. Megjegyzés: a szaggatott vonal az ellenállási együtthatót ábrázolja. Az általános sémák (F), az ellenállási együtthatók (c_w) és a jégdara viszonylagos esési sebessége (v_g') mint az esési helyzetnek a függvénye

ure can form due to fluctuations of the cloud water content while the stone remains in one temperature regime.

Hailstorms:

We believe that essentially two hailstorm types occur: (1) the air mass type hailstorm. In this storm hail develops on large particles which fall into vigorous cumulus congestus clouds from a low reaching anvil. These storms result in sporadic hail formation and not in extended hail swathes. (2) The travelling storm. In the U. S. this storm travels mostly from West to East with air flowing in at its southwestern edge and flowing out on top with an upper level jet stream. In these storms hail may start at any level and grow while the particles ascend or descend in the updraft. These storms produce the typical hail swathes and the largest hail stones.

Two phases in the life time of a hail cell are critical and not well understood. The first is the transformation from a thunderstorm cell into the penetrative convection of a hail storm cell. The life time of a cell is not only determined by the latent instability; the inflow mechanism which takes part in regulating the supply of air to the updraft, the supply of moist air itself are factors of equal importance. In the thunderstorm phase the conversion of cloud water to precipitation is very active and the accumulation of this precipitation at some intermediate level is in progress, and counter-acting the buoyancy. As long as the inflow at the base persists, the cloud with the accumulated precipitation will not decay from the loss of buoyancy but diverge horizontally. This removes the precipitation from the updraft column which then can

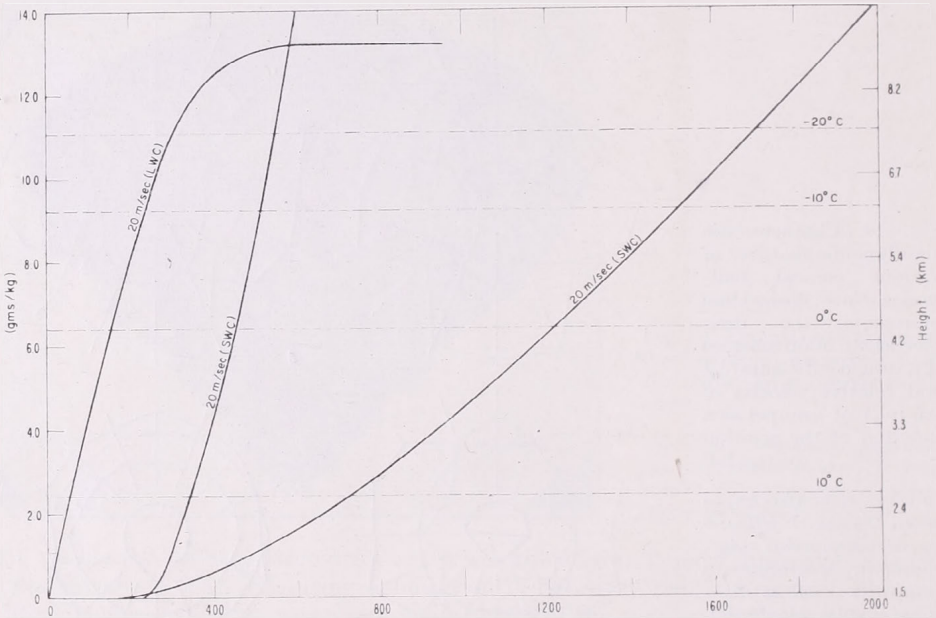


Fig. 15. Growth of liquid water (LWC) and ice mass (SWC) with time in air rising moist adiabatically at 20 m/sec ($\Theta = 342^\circ\text{K}$). Abscissa: time in seconds. Ordinate: left, water or ice content in g/kg; ordinate right, height in km. Indicated temperatures and heights for the LWC curve only. Respective temperatures and heights for the SWC curves are found at the corresponding LWC times. For example: at -20°C the LWC reads 11 g/kg while the SWC equals 1 g/km. Steep SWC curve is for 10 ice crystals per cm^3 , SWC curve of lesser slope is for 1 crystal per cm^3

15. ábra. A folyékony víztartalom (LWC) és a jégtömeg (SWC) növekedése az idő folyamán olyan levegőben, amely nedvesadiabatikusan emelkedik 20 m/sec sebességgel ($\Theta = 342^\circ\text{K}$). Abszcissa: idő másodpercekben. Baloldali ordináta: víz- vagy jégtartalom gr/kg-ban; jobboldali ordináta: magasság km-ben. A feltüntetett hőmérsékleti és magassági értékek csak az LWC görbére vonatkoznak. Az SWC görbére vonatkozó hőmérsékleti és magassági értékek megtalálhatók a megfelelő LWC időpontok alatt. Például: mínusz 20 Celsius fokon LWC értéke 11 gr/kg, viszont SWC értéke 1 gr/km. A meredek SWC görbe arra az esetre vonatkozik, amikor 10 jégkristály van jelen köbcentiméterenként, a kisebb meredekségű SWC görbe arra az esetre vonatkozik, amikor 1 jégkristály van jelen köbcentiméterenként

again continue to rise. This process has some resemblance to the pulsating cloud updraft following a downdraft described numerically by Srivastava (1967). We believe however that in a hailstorm the updraft will not become weakened by a downdraft since the descent takes place outside and away from the core of the updraft. This phase in the development of a hailstorm becomes visible on the outside of the develop-

ing cumulonimbus cloud through the appearance of a collar-like rim sometimes extending around the whole cloud which eventually mixes with the rest cloud. We believe that this phase which may repeat itself is decisive for the developing hailstorm as it opens the way for storm intensification through shedding of the water ballast and permitting the feeding mechanism to become more efficient. Simultaneously part of the discharged precipitation particles may become entrained at a lower level and serve as hail embryos. It appears that this process finds its end only when the air flux through the updraft exceeds the air supply. The intensification of the storm by this mechanism is not only indicated by an increased air flux through the storm but by a periodically increasing updraft velocity as well, caused by an increase of the updraft diameter. The updraft speed in a bubble model of buoyancy doubles if the diameter increases from 1000 meters to 4000 meters.

Another surge of cloud intensity follows the glaciation of the cloud. It appears that the more or less steady increase of updraft velocity is required to explain the formation of some very typical hailstones. One such stone type has been described by *Browning*, 1966 (stone of figure 9a of his paper). This stone is characterized by a thick layer of very fine, agate-like alternating layers of clear and air bubble ice. Such layers are not the sign of "spongy" growth, they must have been accumulated in a narrow temperature range layer by layer. Consequently the growth time must have been very long and the updraft speed must have increased simultaneously with the increase of the stone's fall velocity.

Two hail suppression concepts can be suggested. The first one is to prevent the formation of hail embryos through massive seeding. The second one is to add just enough freezing nuclei at the right time, at the right level and to the right storm in order to produce more embryos which can grow to more hailstones and deplete the cloud water content. The first concept is based on the premise that little can be done once the hail process has passed the embryo stage and sizeable hailstones form. It has been shown that for such stones accretion is effective in water clouds and mixed clouds as well. *Fig. 15* shows that the growth of the ice content is even a heavily seeded supercooled water cloud which rises within 20 m/sec is slow enough that only smaller ice crystals will form which may indeed profoundly affect the embryo growth but are of little influence on hailstone growth. The process to interfere with is therefore the embryo stage which in over 50% of the cases takes place in a pure supercooled water cloud. Here conical soft hail particles are formed. If this environment can be modified to a mixed cloud it is expected that instead of a soft hail particle a giant snowflake will form. A poor collection efficiency and a slow fall velocity will aid that these particles rise with the vertical up-current and are being discharged into the anvil. A high seeding rate is required as sizeable ice crystals must be available in sufficient number already at the -10°C level in the hailstorm updraft. Simultaneously many snowflakes will form for an effective depletion of the water content. The seeding rate which can be computed for this concept based upon the rate of growth of ice crystals in a supercooled cloud and efficiencies for pyrotechnics turns out to be 1 kg AgI per one cubic-kilometer cloud volume. This high seeding rate calls for a careful pre-seeding analysis of the storm and delivery directly into the active part of the storm. This will be accomplished by an aircraft borne mesometeorological system. One aircraft circles the storm and, using modern navigational equipment and real time computer facilities, measures the divergence and vapor flux through the storm. This will be the basis for determining the seeding rate, as well as seeding location. The aircraft system includes radar with PPI and RHI presentation so that the active storm areas become apparent. It is felt that the high mobility provided by the airborne system is a necessity where the area of hail damage is as large as in the United States.

The second concept is based on the computations by *Iribarne and de Pena* (1962) regarding the depletion of water in an updraft by the hailstones. These authors show "that relatively moderate values of the concentration (for example $10^2/m^3$) restrict critically the evolution of the particle during its ascent" (*Fig. 16*). While the cloud model assumed by the authors was a very simple steady-state one-dimensional model (constant and low water content, constant updraft velocity, no entrainment), the critical concentration may have to be increased by another factor 10 when considering a more sophisticated model. This is apparently the model which forms the basis for

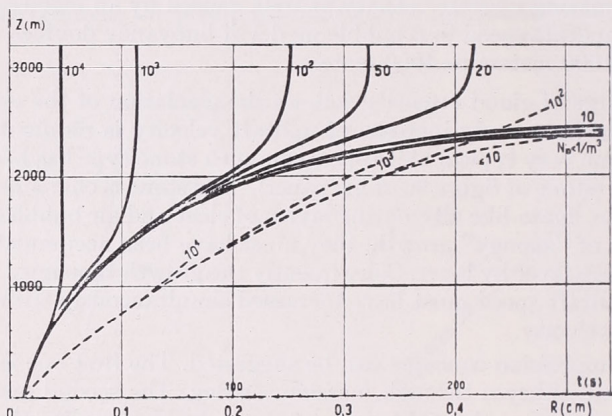


Fig. 16. Growth of hailstones in updraft according to *Iribarne and de Pena*. Abscissa: Radius and growth time. Ordinate: growth distance. Parameters: Liquid water content 4 g/m^3 ; fall velocity: $V = \sqrt{R}$

16. ábra. Jégszemek növekedése felszálló légoszlopban *Iribarne és de Pena* szerint. Abszcissza: a jégszem sugara és növekedési ideje. Ordínata: növekedési távolság. Paraméterek: folyékony víztartalom 4 gr/köbméter ; esési sebesség $V = \sqrt{R}$

the successful Russian hail suppression projects as for steady state conditions the relationship between particle concentrations and radii is as follows:

$$\bar{R}_1 = \bar{R}_2 \sqrt[3]{\frac{N_2}{N_1}}$$

R_1, R_1 is the mean volume radius, N_1, N_2 is the particle concentration.

If the concentration of natural hailstones is between 1 to 5 per m^3 , an increase of the number of hail nuclei to 500 m^{-3} will result in reduction of the root-mean-cubic radius by a factor of approximately 4.5.

While the first hail suppression-concept is almost certain to succeed as it not only modifies completely the development of the hail embryos while at the same time creating many more, success for the second model appears to be critically linked with the timely discovery of a hail forming process in the cloud and with the placement of the seeding agent directly into that zone. Furthermore the seeding agent must not only generate ice crystals it must nucleate particularly those water drops which are sufficiently large to immediately start a new hail embryo. In the Russian hail suppression experiments this is accomplished by radar surveillance of the hail cloud and by radar controlled discharge of cannon shells loaded with AgI into the hail growing cloud area. It appears that this method would be impractical in the United States as hailstorms are occurring sporadically over a very large area. It is therefore contemplated to make

use of aircraft seeding at the cloud base directly into the updraft. This requires the existence of a well defined updraft whose air flux can be measured and which is to be seeded throughout its complete life time. As seeding will be the more effective the warmer the temperature at which the formation of the artificial embryos become stimulated the reduction of efficiency of AgI when it is embedded into a cloud droplet at temperatures higher than the threshold must be considered in the seeding rate. It has been found that about 50% of the AgI nuclei loose under such circumstances their nucleating capability at -5°C and nucleate at -12°C ; on the assumption then that all nuclei would be deposited on warm droplets or serve as condensation nuclei, the seeding rate would have to be twice the required rate. If a thunderstorm entrains five km^3 per minute and the nucleating efficiency of the generator used is 10^{12} per gr AgI at -5°C then for the realization of 500 effective nuclei per m^3 at -5°C it would be necessary to generate 1000 per m^3 at base level. This means that 5 g per minute would have to be discharged and equally distributed into the 5 km^3 . Since not all of the 500 nuclei will act as they are supposed to, namely nucleate the large particles, we may assume another loss factor of 10, so that we may have to disperse 50 g per minute into per 5 km^3 or 10 g/km^3 min. Suppose we had four aircraft and each were equipped with two Skyfire AgI generators with a capability of each to disperse 500 g AgI per hour we would arrive at a rate of 4000 g per hour or 67 g per minute.

We believe that one seeding aircraft is not sufficient to affect effectively the hail cloud as the updraft may be "wrapped around" the precipitation area and must be served by more than one aircraft. The half-spherical penetrating bubble of a growing hail cloud as it penetrates the tropopause can easily have a diameter of 2 kilometers as was actually observed on July 26, 1967 in Boulder, Colorado. As this tower (or bubble) may have been eroded to a certain extent one may not fail in assuming a similar or even larger diameter at base level. It is believed that seeding aircraft can easily be dispatched from a command aircraft into the updraft areas which are adjacent to the precipitation area.

The experiment calls for a careful pre-seeding analysis of the storm and delivery directly into the active part of the storm. This will be accomplished by an aircraft borne mesometeorological system installed in the command aircraft. One aircraft circles the storm and, using modern navigational equipment and real time computer facilities, measures the divergence and vapor flux through the storm. This will be the basis for determining the seeding rate, as well as seeding location. The aircraft system includes radar with PPI and RHI presentation so that the active storm areas become apparent. It is felt that the high mobility provided by the airborne system is a necessity where the area of hail damage is as large as in the United States. The assessment of success is an important part of the research phase; it will again be accomplished by using the aircraft as a mesometeorological system; through the installation of a scanning infrared radiometer. A temperature image of the surface will be obtained in the wake of the storm along the hail swath. This will clearly reveal the hail areas and their modification following seeding. Such an experiment has become possible today due to advances in seeding technology as well as in mesometeorological analysis systems.

(Continued)

Planetary Features of Total and Vertical Ozone Distribution during IQSY

Part I.

A totális és a vertikális ózon területi eloszlásának planetáris vonásai a Nemzetközi Nyugodt Nap Éve alatt. A 40 évvel ezelőtt elkezdett ózonészlelések adatai a Nemzetközi Nyugodt Nap Éve folyamán érték el a legnagyobb sűrűséget. A 81 állomáson végzett totális ózommérések és a több mint 2000 vertikális ózonprofil most lehetővé teszi, hogy a totális és a vertikális ózon területi eloszlásának planetáris vonásait egyidejű analízis alá vegyük. A NNyNÉ-nek adataiból készített térképek a totális ózonnak havi átlagait mutatják be mindkét hemiszférában és rámutatnak arra is, hogy az ózonviszonyok a két félgömbön, de különösen a sarki régiók fölött eltérők. Az Antarktiszon az ózon tavaszi növekedése több mint két nappal később következik be, mint az Arktikumon: ezenkívül simábban is megy végbe és sohasem ér el olyan magas értékeket, mint a sarkvidéken. Ennek talán az az oka, hogy a déli félgömb keringési ideje szimmetrikus jellegű, amelyet nem háborgatnak nagy kiterjedésű meridionális perturbációk az év nagy részében. A térképek azt is mutatják, hogy az ózoneloszlás világméretben a hosszúsági körök mentén ahomogén. Mind ezek az ahomogenitások, mind pedig az ózonviszonyokban fennálló különbségek a két sarkvidék fölött szoros kapcsolatban állnak azzal, hogy a tenger és a szárazföld megoszlásának milyen a befolyása a légköri keringésre. Tanulmányunk a Sarktól Sarkig terjedő átlagos vertikális ózoneloszlást tárgyalja, kapcsolatba hozva azt a sztratoszféra keringésével. A totális ózonban bekövetkező változások főként az alacsony sztratoszférában belül az ózonkoncentrációban végbemenő változásokkal állnak kapcsolatban és dinamikus és advektív befolyásoknak is ki vannak téve. A vertikális ózoneloszlásban szignifikánsak a különbségek a két félgömbön, főként a változékonyság és tartomány tekintetében. A korrelációs együtthatók és a saját vektoranalízisek részletes tanulmányozása azt mutatták, hogy a totális ózonban és az alacsony sztratoszférában (a tropopauza és 22–24 km között) levő ózontartalomban bekövetkező változások nagyon szignifikánsak és mindig pozitívak. Gyengébb kapcsolatokat állnak fenn a totális ózon és a troposzférában, valamint a felső sztratoszférában levő ózon között. Ezek a rétegek csak nagyon kevésbé járulnak hozzá a totális ózon változásaihoz. Évszakos hatások mutathatók ki az ózonkoncentráció változásai és a totális ózon között: télen jobb a korreláció a rétegek között, feltehetően azért, mert a sztratoszférát ilyenkor gyakrabban érik erősebb egyenletes dinamikus hatások, mint nyáron. A földrajzi szélesség is szerepet játszik: az egyenlítői szélességeken jobb a kapcsolat a totális ózon és a 28 km-es magasság fölötti rétegben levő ózon között, viszont ez a kapcsolat a 10 és 18 km közötti ózonnal gyengébb, mint amilyen a szubtropikus övezetben, valamint a közepes és a sarki szélességi köröknél fennáll. (A szerző e tanulmányát folyóiratunk két részletben közli: A II. rész következő számunkban kerül közlésre.)

*

Планетарные особенности тотального и вертикального распределения озона за МГСС. В течение Международного года спокойного Солнца (МГСС) объем наблюдений над озоном достиг максимума с тех пор, как наблюдения над озоном были начаты 40 лет тому назад. Измерения тотального содержания озона, проводившиеся на 81 станциях, и профили вертикального распределения озона, составленные в количестве более 2000, позволяют проводить одновременный анализ планетарных особенностей тотального содержания и вертикального распределения озона. На картах, составленных по данным МГСС показаны средние месячные величины тотального содержания озона для обоих полушарий. Из них видно, что режим озона является различным в двух полушариях, особенно над полярными областями. В Антарктике весеннее возрастание озона появляется с опозданием больше чем на 2 месяца по сравнению с весенним возрастанием в Арктике, причем в Антарктике оно происходит более плавно и не достигает столь высоких значений, как в Арктике. Это возможно, объясняется симметричным характером циркуляции в южном полушарии, которая в течение большей

*Author of the paper is Mr. Rumen D. Bojkov from the Department of Meteorology, University Sofia, Bulgaria. The paper has been elaborated by him in the National Center for Atmospheric Research and Department of Astro-Geophysics, University of Colorado (Boulder, Colorado).

части года не нарушается крупными меридиональными возмущениями. Карты также показывают наличие в распределении озона долготных неоднородностей глобального масштаба. Эти неоднородности, как и различия в режиме озона над обоими полушариями, тесно связаны с влиянием распределения суши и моря на атмосферную циркуляцию. Среднее вертикальное распределение озона от одного полюса до другого рассматривается в связи с влиянием стратосферной циркуляции. Измерения в тотальном распределении озона связаны в основном с вариациями концентрации озона в нижней стратосфере, причем они испытывают как динамические, так и адвективные воздействия. В вертикальном распределении озона существуют значительные различия между полушариями, главным образом в изменчивости и диапазоне. Детальное изучение коэффициентов корреляции, и векторный анализ показали, что изменения в тотальном распределении озона и в содержании озона в нижней стратосфере — между тропопаузой и 22—24 км — являются наиболее значительными и всегда положительными. Менее тесная связь существует между тотальным содержанием озона и его содержанием в тропосфере и верхней стратосфере. Эти слои вносят лишь небольшой вклад в вариации тотального содержания озона. Отмечаются сезонные влияния на связь изменений концентрации озона с его тотальным распределением: зимой имеется лучшая корреляция между слоями, повидимому потому, что стратосфера зимой чаще находится под более сильными однородными динамическими воздействиями, чем летом. Географическая широта также играет определенную роль: в экваториальных широтах существует более надежная связь тотального содержания озона с его содержанием в слоях выше 28 км, и более слабая связь с содержанием озона в слоях между 10 и 18 км, по сравнению с субтропическими, средними и полярными широтами. (Эта работа публикуется нами в двух частях. Продолжение см. в следующем номере нашего журнала.)

*

I. Introduction

Since 1956 the number of stations in the total ozone observational network has nearly tripled. At the present time there are 80 to 90 stations, about 75 per cent of them in the northern hemisphere. Prior to the IGY (1957—59), daily Umkehr observations were undertaken only at Arosa, Switzerland. The number of Umkehr observations has now increased and, thanks to the standard numerical evaluation technique introduced by *Mateer and Dütsch* (1964), more than 9000 Umkehr-type vertical ozone distribution profiles are now available. Studies of the fine structure of the ozone profiles have been aided by the establishment of an ozonesonde network over North America since 1963 (*Hering and Borden*, 1966).

During the International Quiet Sun Year (IQSY, 1964—65), atmospheric ozone continues to be subject of intensive observational study. Knowledge of its vertical distribution was considered mandatory for advanced studies of the atmospheric radiation budget and stratospheric circulation. IQSY data make it possible to analyze the planetary features of total ozone distribution and the ozone vertical distribution simultaneously.

II. Sources of Data

The present study utilizes total ozone data from 81 stations, collected and published by the World Ozone Data Center (WODC) operated by the Canadian Meteorological Service, Toronto, Ontario. It should be noted that there are about four times as many stations in the northern hemisphere than in the southern.

Mean monthly values of stations were taken into computations if station data consisted of 13 or more days with observations. Doubtful values, reported sometimes by stations equipped mainly with filtertype ozonometers, were discarded unless clearly in accord with data from surrounding stations.

Monthly total ozone means were mapped on both hemispheric charts, and synoptic analyses were applied. From the monthly maps the values of total ozone were extracted for points on a 10°-latitude by 20°-longitude grid, to give ozone data in a form more easily used for numerical procedures.

More than 2000 Umkehr profiles, taken at 22 stations and evaluated in the WODC, were used for meridional vertical ozone distribution profiles (Figs. 9–11). Only Umkehr data of reasonably good quality were used: when the residual exceeded 0.7 the data were not included. In addition, for the far polar and equatorial regions summary of about 200 ozonesonde ascents, submitted by W. Hering and corrected according to *Bojkov* (1966a) and *Craig et al.* (1967), were incorporated. In a few cases, when observational vertical ozone distributions were not available, the mean vertical ozone profile was computed by using the strong relationship existing between the ozone profile and the total ozone at the given latitude and season (*Bojkov*, 1967a, b).

The evaluation method used in this paper gives the mean ozone partial pressure in nine atmospheric layers bounded as follows:

TABLE 1
Total ozone global distribution, IQSY

$\lambda =$	170E	150	130	110	90	70	50	30	10E	10W	30	50	70	90	110	130	150	170W
$\varphi = 85$	359	356	354	352	351	350	351	352	353	347	357	359	361	362	363	363	362	360
75	367	362	358	351	346	342	340	341	344	344	356	367	377	381	379	375	370	367
65	372	372	360	346	339	332	330	335	343	338	345	369	387	389	380	373	370	369
55	356	366	350	332	325	316	311	329	348	330	323	356	384	380	362	351	349	351
45	330	348	332	312	306	292	290	312	330	312	297	324	362	354	329	319	323	325
35	302	313	308	286	288	274	260	291	311	286	272	290	319	313	292	290	299	301
25	278	280	277	267	272	253	236	260	272	259	253	264	281	279	266	269	280	281
15	261	260	258	256	262	247	227	235	244	242	242	248	256	255	250	254	263	263
5	249	249	249	251	256	248	227	225	230	232	237	239	242	242	241	243	249	250
5	250	250	251	252	256	258	249	240	238	243	252	256	251	244	242	244	247	249
15	262	264	262	262	264	265	262	252	250	255	268	272	261	254	251	254	258	260
25	283	286	284	282	280	280	275	264	262	271	286	292	279	265	252	265	271	277
35	310	316	313	307	304	298	291	281	279	290	305	312	299	281	277	283	293	303
45	336	339	335	330	324	315	306	296	298	309	322	328	314	300	297	302	316	329
55	343	343	339	333	327	318	310	308	310	320	329	332	322	314	312	316	327	339
65	331	329	326	321	314	312	308	309	312	316	322	324	321	319	319	322	326	329
75	315	315	312	309	307	304	303	304	306	307	309	311	312	311	313	314	315	316
85	305	304	303	302	302	302	302	302	301	302	302	302	304	305	304	304	305	305

Layer	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
mb	250	125	62,5	31,2	15,6	7,8	3,9	1,95	∞
	500	250	125	62,5	31,2	15,6	7,8	3,9	1,95
km	10,3	14,8	19,2	23,7	28,2	32,7	37,5	42,6	>42,6
	5,0	10,3	14,8	19,2	23,7	28,2	32,7	37,5	

III. Total Ozone

The mean ozone values during IQSY, for 10°-latitude and 20°-longitude quadrants, are given in Table 1. Figure 1, plotted from data of Table 1, represents the mean global ozone distribution during IQSY. These IQSY values show better than some studies of total ozone distribution during other years (see *Bojkov*, 1964, 1965a; *Khrgian*, 1964) a number of quasipermanent features: a) The belt of ozone minimum, where total ozone is less than 250 m atm-cm, lies between 10°S and 15°N. The absolute lowest ozone values occur entirely within the northern hemisphere equatorial region

(Table 1). Generally, total ozone increases with latitude, but the increase is not symmetrical in the two hemispheres. *b*) The ozone gradient is greatest between the 30th and 50th parallels decreasing pole and equatorward. The ozone gradient is smallest between July and October in the northern hemisphere and between February and April in the southern hemisphere, and highest during February and March in the northern hemisphere and during November in the southern hemisphere. This indicates,

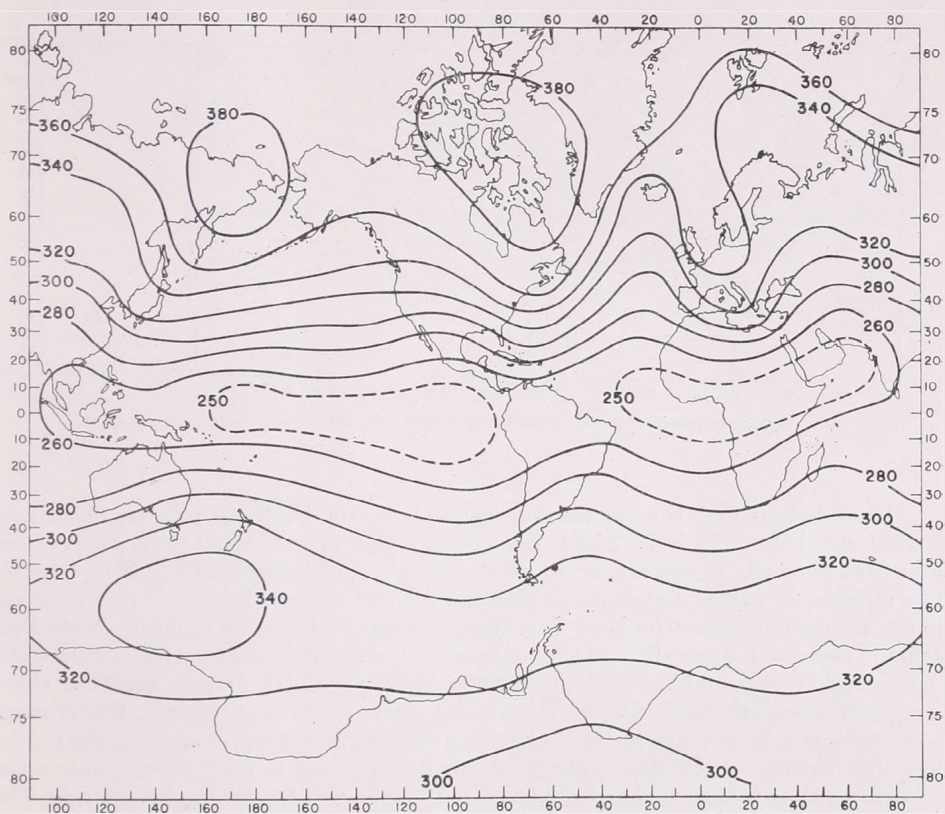


Fig. 1.

in seasonal terms, a lag of a month or more in the southern hemisphere. *c*) In addition to latitudinal variations, there are pronounced longitudinal inhomogeneities in global total ozone distribution. As shown in Fig. 1 and Figs. 3–6, these are especially indicated by ozone ridges above the eastern edges of the continents.

1. Ozone Variations in Time.

The mean global distribution of total ozone during every month of 1964 and 1965 is shown in Fig 2. The global mean pole-to-pole total ozone values for the entire two-year period are plotted at the far right. Figure 2, and the monthly maps, show significant differences in the time at which the yearly ozone maximum occurs in the two hemispheres. The monthly ozone means reach their maximum during February–March or April in the northern polar and middle latitudes. Closer to the tropics and

equator, the time of the maximum is shifted toward May. The minimal monthly values appear above the northern polar region during September, and in equatorward areas during October and November. In the southern hemisphere minimal values occur during March, which corresponds to the northern September. Maximum ozone occurs in October above the tropical and middle latitudes of the southern hemisphere, and above the southern polar region one month later. Thus the ozone maximum occurs about two months later above the southern polar region than above the Arctic.

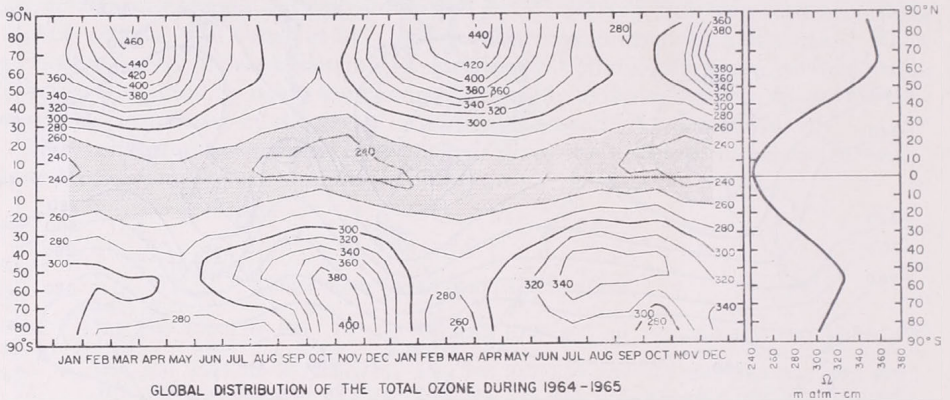


Fig. 2.

It is obvious that the increase of ozone above the northern polar region starts earliest still before the polar night (November–December–January) is over. It occurs first over the Canadian sector of the Arctic Archipelago and eastern Siberia. The increase is abrupt but expands gradually equatorward. In the southern hemisphere the ozone starts to increase first above the middle latitudes (in June above New Zealand and south Australia and the southern end of South America). From June until October the increase above the midlatitudes is very gradual. During this time there is a zonal quasisymmetric ring with low total ozone over the Antarctic: this circumpolar low ozone region disappears in October–November, when changes in the southern stratospheric circulation start to occur and the sun is high enough above the horizon to allow photochemical production of ozone to play an important role. The two-month time lag of the ozone spring increasing and the fact that in the Antarctic the ozone does not reach as high values as in the Arctic (~ 315 vs. ~ 380), show that the winter-spring increase of ozone above the Arctic is a result of combined effects of a) the transport of air rich in ozone from the sub-tropical stratosphere, which dynamically subsides into the Arctic lower stratosphere, and b) the contribution of photochemical composition of ozone in situ. Above the Antarctic, it seems very likely that photochemistry plays a dominant role before the major circulation changes start.

Differences between the circulation in the two hemispheres, especially in their polar regions, have been known for some years (Pogosjan, 1958; 1959a, b, 1965; Wexler, 1959; Godson, 1963; etc.). Patterns of ozone distribution confirm and partly explain these differences, as will be shown in Section VI.

The maps and the data have shown clearly that changes in total ozone between consecutive months are greatest above the polar regions and decrease equatorward; they are two to four times greater during the winter-spring season than during the warm half of the year. The yearly amplitude of ozone values is greatest over the northern polar region: 47 per cent of the yearly ozone mean. Above the northern midlati-

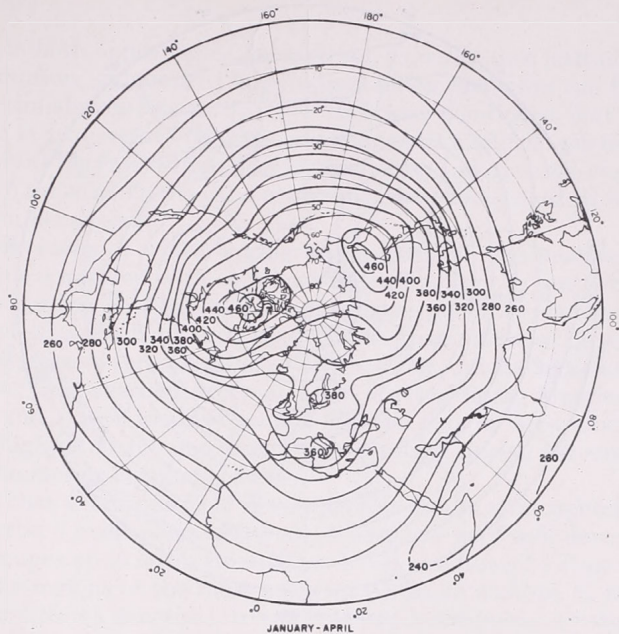


Fig. 3.

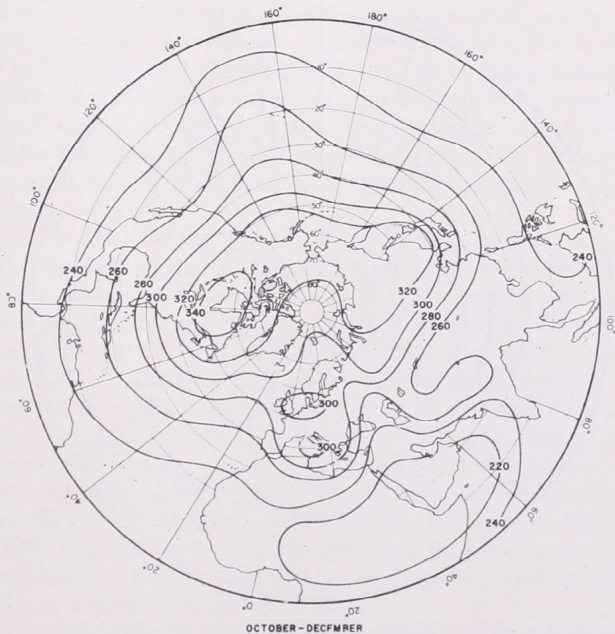


Fig. 4.

tudes the amplitude decreases to $\sim 30\%$ of the yearly ozone mean, and above the tropics it is only 10–12%. These values obtained from IQSY data do not differ from those of a five-year period reported by *Bojkov* (1964, a). Above the equatorial and tropical latitudes of both hemispheres there are no differences in relative values of yearly

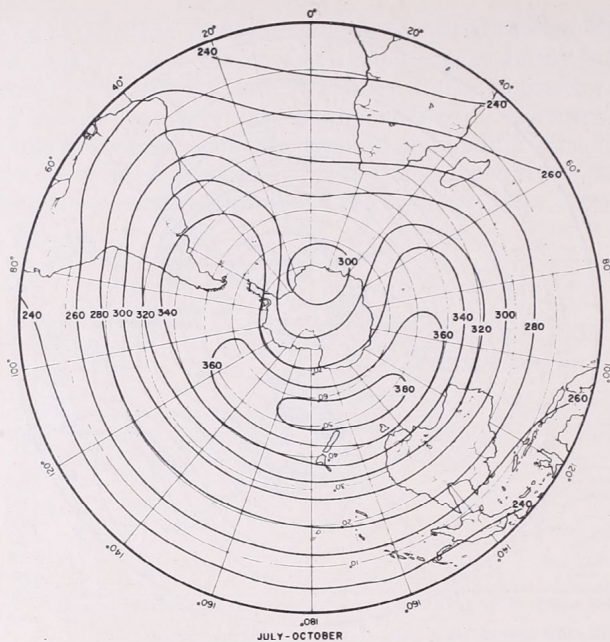


Fig. 5.

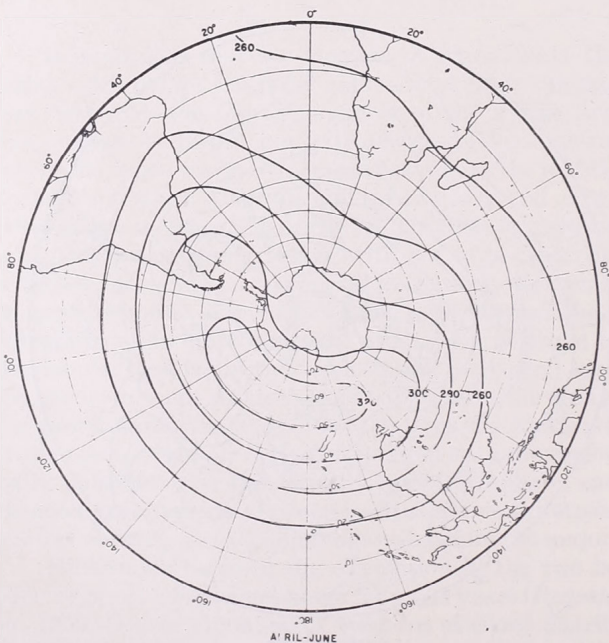


Fig. 6.

ozone amplitude. Differences appear above the southern midlatitudes, where the amplitude reaches $\sim 23\%$ of the yearly ozone mean, and increase drastically above the southern polar region, where the amplitude reaches $\sim 30\%$ of the yearly ozone mean — a figure one-third smaller than that for the north polar region.

2. Longitudinal Inhomogeneities

As has been mentioned, in both hemispheres, in addition, to wellknown latitudinal variations in ozone distribution, pronounced longitudinal inhomogeneities can be observed on monthly and seasonal ozone maps. In 1938 Haurwitz mentioned that an inhomogeneity in total ozone at two regions (Europe and Shanghai) might be related to surface pressure patterns resulting from differences in circulation and dynamic conditions. Later, *Craig* (1950), *Kuznetsov* (1961), and others mentioned longitudinal inhomogeneities in the northern hemisphere.

The mean seasonal ozone maps of winter-spring and autumn in the northern hemisphere (Figs. 3, 4) may be compared with corresponding maps for the southern hemisphere (Figs. 5, 6). A few regions appear to show higher ozone: *a*) in the southern hemisphere: an area south of New Zealand and Australia, the east coast of South America, and (more weakly expressed) the east coast of South Africa and Madagascar; *b*) in the northern hemisphere: the Canadian Arctic and east coast of North America, eastern Siberia and Japan, and (more weakly) central Europe and an area along 160°W in the Pacific. These high-ozone inhomogeneities are stronger during the winter-spring than during the summer or autumn seasons.

It is interesting to note that the ozone field is comparable to the stratospheric geopotential field. In the northern hemisphere there are at least two very well developed geopotential contour troughs at all levels from 100 to 10 mb, as shown by *Pogosjan* (1965), slightly east of the regions of the most pronounced ozone maxima (i. e., over the east coasts of Asia and North America). In the southern hemisphere, according to *Pogosjan*, there are no pronounced troughs, probably because of the different distribution of land and oceans. During most of the year the isohips show nearly circum-polar symmetry, with small cyclonic curvatures over the Australian and South American sectors. There are indications that the reasonably strong coupling between the large-scale circulation patterns of the lower stratosphere is related to pronounced longitudinal variations of total ozone, especially during the cold part of the year. *London* (1963) described similar findings for the northern hemisphere. The existence of the wave distribution of ozone is established here for the southern hemisphere also; i. e. it is an effect of global scale.

The similarity between ozone distribution and the stratospheric circulation field in long run is not surprising, because during the last few years extensive studies of the relationship between ozone changes and some meteorological parameters have shown that: *a*) The changes of total ozone are mainly due to the changes of its concentration in the lower stratosphere (12–22 km) (see for example *Bojkov* and *Christie*: 1966; *Bojkov*, 1965, a, 1967 a, c, d). *b*) Lower stratospheric temperature changes are very strongly related to changes of lower stratospheric ozone partial pressure (*Bojkov*, 1963a) as well as to total ozone amount (*Bojkov*, 1964a, b, c). *c*) The changes of the ozone content in the lower stratosphere only do not cause any significant temperature change (see *Craig* 1965). Thus it seems satisfactory that the assumption made by *Haurwitz* (1938) and later proved (see for example *Bojkov* 1963a, 1964a, b, c, 1965 or *Pogosjan* and *Panlovskaja* 1965) that the observed relationships between ozone and temperature in the lower stratosphere are brought out by a common third cause— atmospheric motions (vertical as well as horizontal).

The range of total ozone inhomogeneity along several latitudinal belts is shown in Fig. 7. The upper part of the figure is for the northern and the lower part for the southern hemisphere. Three curves plotted for each hemisphere represent the entire hemisphere (solid line), the 30–70° belt (dashed line), and the 0–30° belt (dotted line). The curves are drawn from computed differences between average total ozone values at every 20 degrees of longitude minus the average ozone amount of each belt.

Of the four waves above the northern hemisphere only those above the east coast of North America ($60-90^\circ$ W) and far east Asia ($130-170^\circ$ E) contribute a very significant positive anomaly. The range of the anomalies is highest between the subtropics and the polar latitudes ($30-70^\circ$ belt). It is of interest that the ozone surplus in the tropical belt ($0-30^\circ$) between 70 and 90° E coincides with the southern extension of India. These facts support the view that the distribution of land and oceans, and resulting deformation of tropospheric circulation, influence the lower stratosphere and are very important to total ozone distribution in the long run.

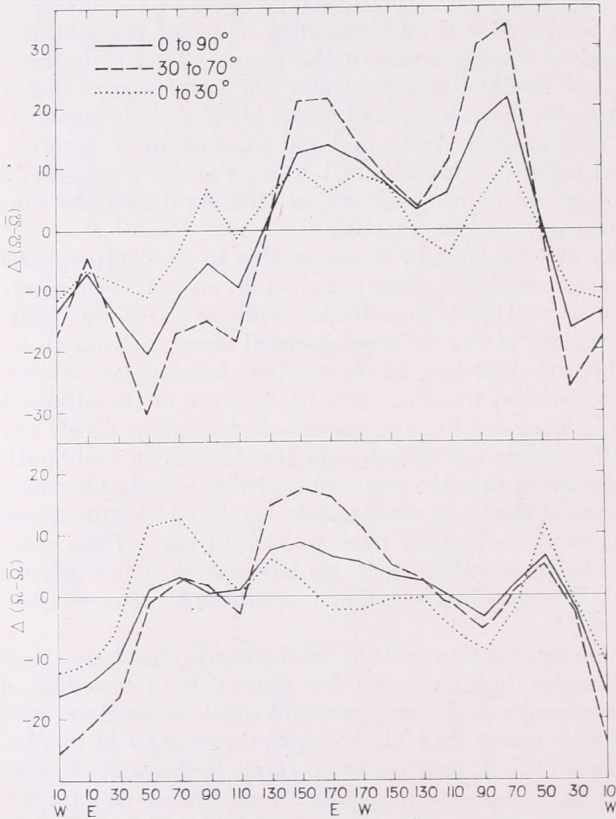


Fig. 7.

In the southern hemisphere there are three ozone waves, but the range of the anomalies is only half that shown in the northern hemisphere. Two positive anomalies appear in the tropical belt; they coincide with the position of the east sides of South America ($30-60^\circ$ W) and South Africa ($30-60^\circ$ E). Between 130° and 170° E in the tropics and midlatitudes a noticeable positive anomaly exists, presumably in close relationship to the position of Australia.

3. Some comparisons between IQSY and IGY

Comparison of two periods of observation, each only two or three years long, should show some differences because their averages are not normal values. Fortunately global ozone data for the last maximum of solar activity—the period of the IGY (1957–59)—are available for such a comparison.

Hemispheric and global average monthly ozone values $\bar{\Omega}$ for the IGY and IQSY periods are given in Table 2. They are computed as $\bar{\Omega} = \int_0^{90} \bar{\Omega}_\varphi \cos \varphi d\varphi$. The relative contribution of the different latitudinal belts caused by the inequality of the belt surfaces is thus taken into account. Differences between the two periods are negligible during the months: May, June, October, and November. The remaining months show greater differences. Values for IQSY are about 3% above the average ozone amount for the IGY periods, a figure almost within the range of error of the discussed ozone results.

TABLE 2

Hemispheric and global average monthly ozone values for IQSY and IGY

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	June	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
IQSY												
N	297,8	314,2	325,9	325,4	311,9	292,5	280,6	270,2	262,7	259,7	261,7	290,4
S	276,0	272,1	268,0	271,1	273,6	281,6	291,2	298,6	302,2	310,1	301,8	289,7
Global	286,9	293,2	297,0	298,2	292,8	287,0	285,9	284,4	282,5	284,8	281,8	290,0
IGY												
N	280,8	303,2	318,7	325,6	312,9	299,0	276,5	265,7	257,8	258,0	259,5	266,4
S	268,4	262,2	254,8	255,2	263,8	279,8	272,0	279,8	288,0	301,7	299,9	281,7
Global	274,6	282,7	286,8	290,4	288,4	289,4	274,2	272,8	272,9	279,8	279,7	274,0

On the global scale, the total ozone amount is not constant from month to month; there are two maxima, each during the month after an equinox (see Table 2). The April maximum is significantly larger than the October maximum, because of the unequal range of the spring ozone increase in the southern hemisphere. Similar results have been deduced from IGY data only (*Bojkov and Aidemirsky, 1965*), where individual ozone station data were used and synoptic interpolation was not applied.

IQSY minus IGY global averages are plotted on Fig. 8. The most interesting feature revealed by this figure is that the global difference in the ozone amount

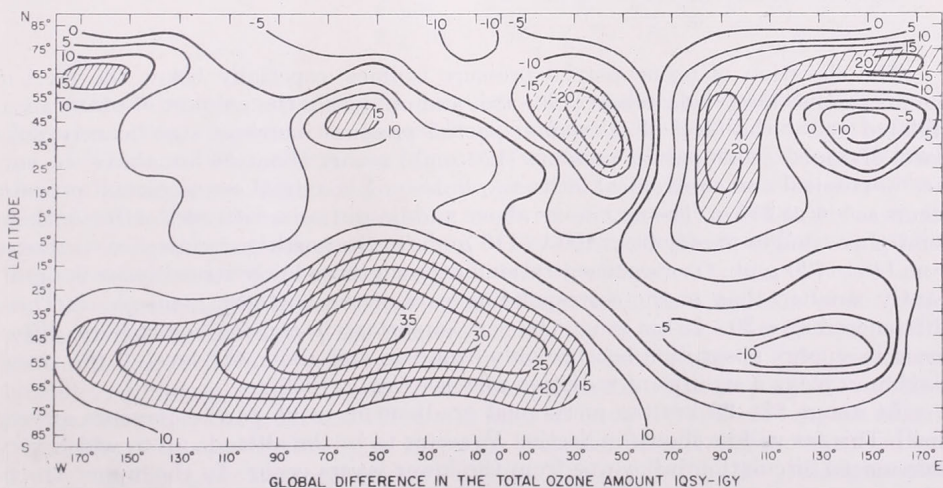


Fig. 8.

between the two periods appears to be introduced by the range of the ozone above sub-polar and middle latitudes of both hemispheres. This is in support of findings (mainly by *Godson*, 1960, 1963) that regimes of change of ozone above the polar and midlatitudes during the cold part of a year give an entire view of the ozone amount of the year.

IV. Vertical Ozone-Distribution

1. Pole-to-pole Crossection.

The average vertical distribution of ozone from pole to pole during IQSY is shown on Fig. 9. Features of vertical ozone distribution during IQSY rarely differ from global vertical ozone distribution analyzed on the basis of more than 8500 ozone profiles made between 1956 and 1966, in which the longitudinal inhomogeneity of ozone was taken into account (see *Bojkov*, 1967c, d).

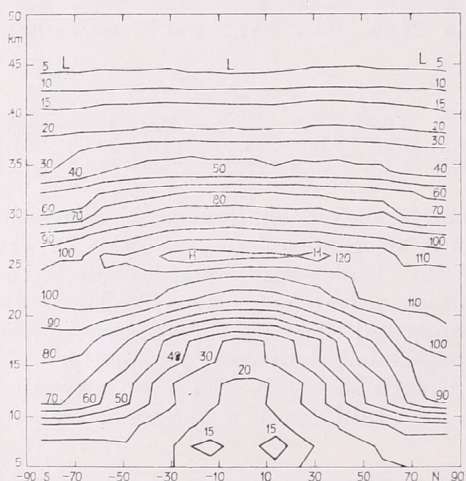


Fig. 9.

The elevation of ozone partial pressure isolines, especially below the level of the maximum, always decreases poleward, and obviously the amount of ozone accumulated below the level of maximum partial pressure increases significantly poleward. Maximal ozone partial pressure ($120 \mu\text{mb}$) occurs about 26 km above the surface in tropical and subtropical latitudes. Poleward, maximal ozone partial pressure occurs as low as 21 km. The maximum above middle and polar latitudes of the southern hemisphere ranges mostly from 100 to $110 \mu\text{mb}$; in the northern hemisphere it ranges from 110 to $120 \mu\text{mb}$. Ozone concentration in the southern lower stratosphere is significantly smaller than in the corresponding part of the northern hemisphere. These differences below 20–25 km cannot be very important in causing hemispheric differences in energy absorption because only ozone on and above the level of the ozone maximum plays a significant radiative role (see *Craig*, 1965).

At about 22–23 km the meridional gradient of ozone partial pressure is very small. This, as will be shown in Section V, seems to be the altitude up to which very pronounced circulation influences from the lower layers occur. In the upper troposphere, ozone partial pressure is lowest (10–30 μmb) in the tropics and increases poleward (20–40 μmb). The sharp increase occurs above the tropopause.

Between 25 and 40 km, ozone partial pressure increases only slightly equatorward except above the middle latitudes, where the increase is more rapid. In Fig. 9 the ozone concentration maxima above the middle latitudes are not as pronounced as those on the mean profile for 1956–1966 (Bojkov, 1967c, d). The midlatitude steep increase is in accordance with satellite observations described by Iozenas et al. (1967). Above 40 km, there are no significant latitudinal differences in the average cross-section.

2. Ozone Concentration Variability.

A meridional cross-section of the standard deviation (absolute variability) of the mean ozone partial pressure is shown in Fig. 10. Several features can be observed:

a) The highest values of the standard deviation lie between the mean position of the tropopause (9–12 km) and about 22 km. Above 22–25 km the standard deviation is very small and does not show strong latitudinal variation.

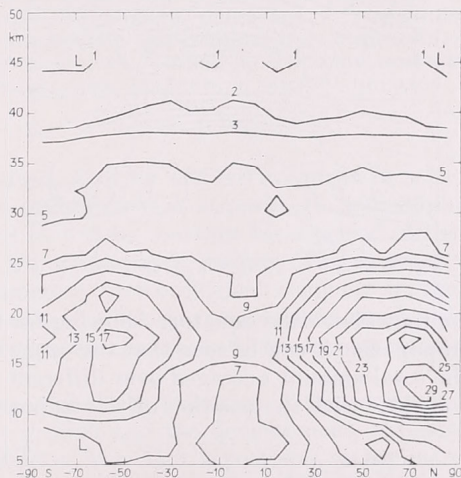


Fig. 10.

b) The absolute variability is greatest above polar and middle latitudes. It decreases equatorward; after in the subtropics it is only one-half to one-third as great.

c) There are large differences between the ranges of the standard deviation in the two hemispheres. Above the northern polar latitudes the standard deviation is almost twice that above corresponding parts of the southern hemisphere. In the southern hemisphere, the largest standard deviation occurs above midlatitudes rather than above polar latitudes as in the northern hemisphere.

By expressing the value of the standard deviation as a fraction of the ozone concentration of each layer, the relative variability of ozone in every layer can be obtained. The relative variability shown in the different layers is quite consistent, latitude. Its highest values, 35–50%, are obtained in the upper troposphere and lower stratosphere (Layers I, II, and III, 5–19 km). In Layer IV (19–24 km) the relative variability decreases drastically to 15–20%. Between 24 and 33 km, values are only 5–9%. In the upper stratosphere they increase slightly, to 10–20%. Both absolute and relative variability of ozone concentration are highest during the winter-spring season and lowest during the summer.

3. Fractional Ozone Distribution with Height.

In considering vertical distribution of ozone and its relation to total ozone or to meteorological parameters, it is useful to express the contents of various layers as fractions of total ozone. This information, derived from the mean meridional distribution, is plotted in Fig. 11 and summarized in Table 3.

It can be seen that in equatorial regions Layers VI-IX (> 33 km), the layers of highest photochemical activity, contain nearly 40% of the total ozone. The same layers contains above the subtropics decrease to only 32%, Above the middle latitudes they contain 26%, and nearer to the pole only 19%, or half of the fractional

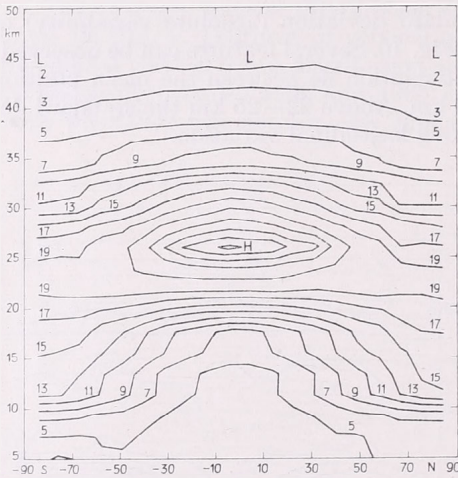


Fig. 11.

content above the equator. Allowing for the variability in the mean position of the tropopause, it can be seen that the ozone content of the troposphere is about 10% of the total amount averaged over different latitudes. In Fig. 11 the 9% isoline almost coincides with the position of the tropopause.

TABLE 3

Contents of ozone in various layers as fraction of total ozone at given latitudes

Layer	0—10 km	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Latitude: polar	10	17	18	19	17	10	5	2,3	1,2
middle	9	11	14	20	20	14	7	2,9	1,6
subtropical	8	6	9	19	25	17	9	3,7	1,7
equatorial	4	3	5	19	30	21	10	5,8	1,5

From the tropopause up to ~ 28 km (Layers II-V) where ozone is a conservative property of the stratosphere, the fractional ozone content varies with latitude. From about 50% at the equator it increases to slightly more than 60% above the midlatitudes and to more than 70% in the polar region. It is clear the fractional ozone content increases in the lower and middle stratosphere and decreases in the upper stratosphere.

During the year, changes of the ozone fractional distribution reach significant proportions only between 10 and 20 km (Layers II and III), from the subtropics poleward.

(Continued)

The Growth and Development of Plants as a Function of the Complex of Atmospheric Factors of the Environment

A növények növekedése és fejlődése, mint a környezeti légköri tényezők együttesének függvénye. A dolgozat egy módszert ismertet a növényfejlődés és az időjárás közötti kapcsolat kutatására, amely azon a nézeten alapul, hogy a meteorológiai elemek komplexuma befolyást gyakorol a növények életére. A meteorológiai elemek komplexumát a szerző helyi időjárástípusokkal, a növényfejlődést pedig fenológiai fázisokkal írja le. Az egyenlet egyszerűsítésekkel és föltevésekkel értékelhető ki. A kiszámított koefficiensek az időjárás által a növény fejlődésére gyakorolt hatás mértékét adják. Hasonlóképpen vizsgálhatók a kapcsolatok az időjárás és a termés minősége, valamint az időjárás és a termés mennyisége között is.

*

Рост и развитие растений, как функция совокупности атмосферных факторов. Описывается метод изучения связей развития растений с погодой, основанный на предположении о комплексном влиянии метеорологических элементов на жизнь растений. Комплекс метеорологических элементов представляется с помощью типов местной погоды, а развитие растений — по фенологическим фазам. Выводимое уравнение решается с введением упрощений и предположений. Вычисленные коэффициенты определяют степень влияния погоды на развитие растений. Таким же образом должны изучаться связи между погодой и качеством урожая, и между погодой и количеством урожая.

*

The growth and development of plants depend on the environment in which they live *De Vries* [1] groups the factors of environment as atmospheric and edaphic ones. One may treat edaphic environmental factors as constant for a period of time which allows to attribute the changes to the atmospheric factors. This is what is usually called "weather" and includes numerous meteorological elements in their simultaneous temporal courses. The importance of all these variable elements is to be stressed in order to be able to properly study the growth and the development of plants.

It is as back as 1884 that *Vojekov* postulated the influence of the complex of meteorological elements as a whole on the growth and the development of plants, but in spite of this the approach of the question from that aspect was rather scarce (*Fedorov* [2], *Utsev* [3], *Hočevar* [4] and others). The study of the relation between the growth and the development of plants and the meteorological elements was for a long time limited on temperature of the air and precipitations only (*Azzi* [5], *Schnelle* [6], *Venkevič* [7]).

Owing to the progress, due to recently accumulated informations and new technical means, one may approach the study of the following interrelationship:

The accurately described local weather types provide a suitable basis to get a review of the whole complex of meteorological elements in a way which seems to be promising. In such a case the local weather types ought to present data of importance for the growth of the plant.

Some research-workers as *Fedorov* [8] and recently *Čadez* [9, 10] tried to work up a classification of local weather types which proved to be of use to study the weather and the plant interrelationship and also weather development.

Let us look more closely into the responses of the plant depending on meteorological factors. The complex of atmospheric elements can be seized in a shorter form

* Author's adress: Dr. Andrej Hočevar, Docent of Biotechnical Faculty, University of Ljubljana, Yugoslavia.

with the appropriate local weather type. The plant will show its rhythm of growth by the external manifestation. This is what one may call a phenological phase or phases.

Let us take, for instance, the blossoming of a plant. The blossoming as a compulsory phase in the life cycle of the plant is reached in spite of differences in weather conditions. This provides a basis for comparisons. Various environmental factors and differences in sensibility of the plant (depending on weather) create periods of different length between two pheno-phases. Therefore the length itself reflects the influence of the environment on the activity of the plant.

The influence of environment on the plant development may be written as follows:

$$(1) \quad D - D_0 = \int_{t_1}^t F(A, E) dt$$

This equation gives the development (D) of the plant as a function of atmospheric elements (A), edaphic elements (E) and the time t .

Similar equations can be written for the quality (B) and for the quantity (K) of the crop, where the integration extends over the period from sowing till harvesting:

$$(2) \quad B = \int_{t_0}^t F_1(A, E) dt \quad (3) \quad K = \int_{t_0}^t F_2(A, E) dt$$

Functions D , B , K , F , F_1 and F_2 are of course different for various plant varieties and species.

By the complex of atmospheric elements A and the edaphic ones E the synchronous course of the main elements are meant, for instance those, mentioned by *De Vries* [1]. Symbolically it can be written

$$(4) \quad A = A(R, C, P, V, T_a, H_a, CO_2, AP)$$

and

$$(5) \quad E = E(CS, ST, T_s, H_s, SS, SA)$$

where the symbols have the following meaning

R	radiation including light,
C	cloudiness,
P	precipitation,
V	wind,
T_a	air temperature,
H_a	humidity of the air,
CO_2	carbon dioxide content of the air,
AP	air pollution,
CS	structure of solid material of the soil including organic matter,
ST	soil texture and structure,
T_s	soil temperature,
H_s	soil moisture,
SS	composition of soil solution,
SA	composition of soil air, especially its dioxide and oxygen contents.

All these elements are functions of the time. The edaphic ones are functions of atmospheric influences as well.

The functions F , F_1 and F_2 in equations (1), (2) and (3) practically can't be evaluated because of too many variables. Therefore one must make some assumptions, viz. the edaphic elements do not change very much from year to year and are there-

fore similar. The complex of atmospheric elements—which are more changeable—should be substituted with only one function. If one finds such a function, the work of the evaluation of atmospheric influences on the plants will be much easier. The first approximation of such a function is given by properly chosen local weather types. The equation (1) takes, with the supposition of the constancy of edaphic factors, the form

$$(6) \quad D - D_0 = \int_{t_0}^t G(A) dt$$

and with the substitution of the complex of atmospheric elements with the local weather types (VT) the form

$$(7) \quad D - D_0 = \int_{t_0} G_1(VT) dt$$

In the equation the following variables are to be found: plant development, the complex of atmospheric elements presented by local weather types and time. The plant development from one pheno-phase till the other is thus an unknown function of the weather during this period.

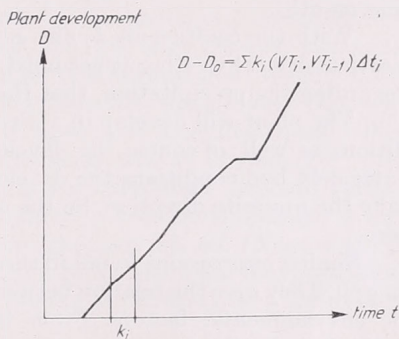


Fig. 1: Plant development D as a function of time t and coefficients of development k_i

1. ábra. A növényfejlődés (D), mint az idő (t) és a fejlődési együttható (k_i) függvénye

The function G_1 will include also the species and the variety of the plant and will be certainly different in various periods of the plant development.

Let us study the development of the plant from one phenological phase to the other. The plant development is in this way clearly and uniformly defined. The value of the function G_1 is for the chosen species and variety for a defined period between two phenological phases invariant with time and space. From this postulation follows, that the integral on the right side of equation (7) must have the same value although the durations of particular local weather types are different on various places and in various years.

One can change the integral into the sum of final time intervals. The equation (7) gets now the form

$$(8) \quad D - D_0 = \sum G_1(VT) \Delta t_i$$

An approximation of the function G_1 by the linear equation (first approximation) gives

$$(9) \quad D - D_0 = k_1(t_1 - t_0) + k_2(t_2 - t_1) + \dots + k_n(t_n - t_{n-1}) = \sum k_i \Delta t_i$$

(k_i coefficients of development depended on the local weather type during the period ($t_i - t_{i-1}$) and previous local weather types; they are different for various plants and various periods of development; the ($t_i - t_{i-1}$) are such periods during which the coefficients of development are constant.)

The plant development is graphically presented in *Fig. 1* as a function of time and indirectly local weather types.

The number of coefficients k_i depends on the number of possible local weather types—on the weather classification—and on the possible sequences of these local weather types. k_i can be assumed as constant during the time the particular local weather type is lasting, and depends only on it and on the previous local weather type.

The coefficients k_i which are different for various plants and various periods of development can be evaluated practically in the following manner. The dependency of k_i on the previous local weather type will be simplified. The value of k_i will be different for the previous local weather type with precipitation and without them. So the number of k_i will be the double of the number of local weather types existing in the used classification. The life cycle of a one year plant is closed in one year. If one has sown it on various places and in various times, sufficient data are rather quickly gathered for solving the system of linear equations with 2 variables. By this method one has neglected the differences of influence of the local weather type when it appeared earlier or later in the period between two phases, but these mistakes are rather small because the periods mentioned are rather short (usually less than one month).

With the coefficients k_i one gets a measure in which periods the frequencies of particular local weather types must be high and what must be the sequences of them regarding the precipitation, that the plant development will be quick or slow.

The plant will develop in a given period and place in both good and in bad conditions as well; of course the development will be quick and slow, respectively. In extremely bad conditions the development of the plant will only stop, but it cannot take the opposite direction. So the coefficients k_i must be positive or have the value zero.

Similar expressions found in the equation (9) can be used for equations (2) and (3) as well. They give the relation between quality and quantity of the crop and atmospheric environmental factors. From these relations one can evaluate the coefficients and obtain by them a measure for the influence of atmospheric factors on the quality and the quantity of the crop.

It is certain that the relationship between the physical processes in the atmosphere and biological processes in the plant is often obscure. Since the methods of its research have been for a long time restricted to a few discrete meteorological elements only, the described method tries to find quantitative expression of such interrelationship by the use of some simplifications and assumptions.

REFERENCES

- [1] *De Vries, D. A.*: Environmental control of plant growth, edited by L. T. Evans (1963).
- [2] *Федоров, Е. Е.*: Изучение связи урожая и развития полевого растения яровой пшеницы с погодой. Вопросы комплексной климатологии. Москва (1963)
- [3] *Утешев, А. С.*: Опыт использования комплексных методов в работах сельскохозяйственной климатологии Казахстана. Вопросы комплексной климатологии. Москва (1963)
- [4] *Hočevar, A.*: Fenološke faze v odvisnosti od vremena, disertacija (1965).
- [5] *Azzi, G.*: Agroekologija, Poljoprivredni nakladni zavod, Zagreb (1952).
- [6] *Schnelle, F.*: Pflanzen — Phänologie, Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.—G. Leipzig (1955).
- [7] *Venckevič, G. Z.*: Poljoprivredna meteorologija, Savezna komisija za vodoprivredu, Beograd (1958).
- [8] *Fedorov, E. E.*: Klimat kak sovokupnost pogod, Meteorološki vethik No. 7 (1925).
- [9] *Čadež, M.*: O tipovima vremena, Hidrometeorološki glasnik br. 1—2, Beograd (1949).
- [10] *Čadež, M.*: Vreme u Jugoslaviji, Rasprave, Papers 4, PMF. Meteoroloski zavod, Beograd (1964).

Hidrodinamikai kölcsönhatás a nagy konvekciós rendszerek és a troposzférikus jet-zóna között

Гидродинамическое взаимодействие крупных конвективных систем и тропосферной зоны струйного течения. В работе определяется новый вид гидродинамического взаимодействия между конвективной облачной системой и окружающим полем ветра. При этом автор исходит из наблюдаемого факта приуроченности одного из типов интенсивных конвективных систем к наличию на высоте зоны струйного течения. В этом случае, в связи с разностью горизонтальных скоростей облачного воздуха и воздуха вышелетающих слоев, возникает всасывающий эффект Бернулли. Анализ вертикальных гидродинамических ускорений позволил получить количественное объяснение нескольких аспектов упорядоченных конвективных систем, которые до сих пор были известны только в качественной форме.

*

A légkör mozgásfolyamatainak együttesében fontos helyet foglalnak el azok a függélyes áramlások, amelyek eredetüket tekintve a légoszlop hidrosztatikailag instabilis állapotára vezethetők vissza. Ha az instabilis függőleges tömegelrendeződés állapotában levő rendszert alkalmas külső erőhatás (perturbáció) éri, a rendszerben rendezett belső cirkulációs mozgások indulnak meg, amelyek nagy szerepet játszanak az impulzus, a hő, a vízgőz és más karakterisztikák (vendéganyagok) függélyes átvitelében. Ezeket a rendezett függélyes mozgásokat *konvektív mozgásoknak* (konvekciónak) nevezzük; hozzájuk az időjárási események egész sora (cumulus-típusú felhőzet, zivatartevékenység) kapcsolódik. Tanulmányozásuk arra az eredményre vezetett, hogy az instabilis állapottal, valamint a tömeg átrendeződését megindító effektussal a konvektív felhőknek csak a *léte* magyarázható, a konvekció *formáját* a légtömeg termodinamikai struktúrája már nem szükségképpen írja elő (Newton [11]). A konvekciós felhőrendszerek szerkezetének részleteit hidrodinamikai tényezők határozzák meg, amelyek valójában a felhőelemek (illetve a felhőzet) és a környezeti levegő közötti kölcsönhatásra vezethetők vissza.

A konvekcióban résztvevő elemek és a környezet közötti hidrodinamikai kölcsönhatás számos formája ismert. A tömeg megmaradásának elvéből következő kompenzációs visszaáramlások léte, a keveredési folyamatokra, az aerodinamikai ellenállási hatásokra azok a vizsgálatok derítettek fényt, amelyek a zavartalan környezetben mozgó izolált levegőrészecske föltételezésén alapuló legegyszerűbb konvekciós modell tökéletesítésére irányultak. Ha a környezet áramlási tere a függélyes mentén nem homogén, a hidrodinamikai kölcsönhatás felsorolt formái mellé újabbak sorakoznak; dolgozatunkban a már ismert formákból kiindulva a kölcsönhatás olyan új változatát kíséreljük meg meghatározni, amely eddig a megfigyelések alapján csak kvalitatív alakban szerepelt az irodalomban.

A tehetetlenség törvényéből következik, hogy a konvekciós elemek a felhő alatti tartományban nyert kezdeti $(M_c V_c)_0$ horizontális impulzusait emelkedésük folyamán megőrizni igyekeznek. Tehetetlenségük azonban végtelenül nagy, ezért a függélyes mentén inhomogén V_E környezeti szélmezőben a cumulus-felhők tengelye a nyírási vektor irányában megdől. A dőlés mértéke *Malkus* [9] számításai szerint a feláramlásban uralkodó w függélyes sebesség nagyságától és a felhő-levegő $(V_c)_0$ kezdeti horizontális sebességének a környezeti szél V_E sebességéhez történő adaptációja mértékétől függ: minél kisebb a feláramlási sebesség és minél gyorsabb az adaptáció, annál jobban térhet el a felhő tengelye a függélyes iránytól. A $V_c \rightarrow V_E$ adaptáció mértékét egy elemi dz magasságkülönbség megtétele alatt két tényező határozza meg. Egyrészt, a keveredés következtében a felhő és környezete között horizontális irány-

ban a hő és a vízgőztartalom cseréje mellett impulzus-csere is föllép: a felhő-levegő horizontális impulzusa dM_E tömegű környezeti levegő beszívódása (*entrainment*) nyomán $V_E dM_E$ értékkel megnövekszik és dM_c tömegű felhő-levegő kiszívódása (*detrainment*) révén $V_c dM_c$ értékkel csökken. Ha $dw/dt > 0$, a kontinuitás elvéből következik, hogy $dM_E > dM_c$, és ha $V_E > V_c$ (a függélyes szélnyírás pozitív), akkor $V_E dM_E > V_c dM_c$, tehát

$$d(MV_c) = V_E dM_E - V_c dM_c > 0, \quad (1)$$

ahol dM a felhő tömegének a dz út megtétele során bekövetkező netto megváltozása. Másrészt, a dz magasságú elemi felhőoszlopra a $V_E - V_c = V_r$ sebességkülönbség következtében a V_r relatív sebesség négyzetével arányos F_D aerodinamikai ellenállási erő hat, amely az elemet a V_r vektor irányában gyorsítja. Ilyenformán az erős magassági szél igyekszik elnyírni a felhő-tetőt a felhő törzsétől, amiből az a következtetés is levonható, hogy az erős függélyes szélnyírás gátolja a cumulus-konvekciónak cumulonimbus-konvekcióvá fejlődését (*Byers és Battan* [2]).

Ezzel a megállapítással látszólagos ellentétben áll az a megfigyelési tény, hogy a nagy konvekciós rendszerek aktív fel- és leáramlási tartománya még szélsőségesen erős szélnyírás esetén is közel függélyes irányítotttságú marad. Ezt a körülményt nyilvánvalóan egyedül a $V_c \rightarrow V_E$ adaptáció mértékének redukciónál lehet magyarázni. *Malkus és Williams* [10] számításai szerint a konvektív felhőkben

$$\frac{1}{M} \frac{dM}{dz} \sim \frac{1}{d}, \quad (2)$$

azaz a külső levegő beszívódásának aránya fordított összefüggésben áll a felhőtorny d átmérőjével. Amíg az 1 km átmérőjű kis passzát-cumulusok tömegárama már 1 km-es emelkedés során megkétszereződik, a 10 km-es átmérővel rendelkező nagy konvekciós rendszerek levegője keresztülhatolhat az egész troposzférán, mielőtt környezetével 1:1 arányban keveredne. Következésképpen a felhő-levegő horizontális impulzusának az (1) formulával jellemzett megváltozása a rendszer átmérőjének növekedésével egyre kisebb jelentőségű. Ezért a felhő-levegő V_c sebességének lokális és horizontális advektív megváltozása jó közelítéssel elhanyagolható,

$$\frac{dV_c}{dt} \approx w \frac{\partial V_c}{\partial z}. \quad (3)$$

Fordítsuk most figyelmünket az adaptáció mértékét meghatározó aerodinamikai tényező felé. A rendszer aktív tartományának r sugarú és h magasságú horizontális rétege a környező szélmezővel szemben

$$F_D = C_D \rho_E h r V_r^2 \quad (4)$$

ellenállást fejt ki, ahol $C_D \approx 1,8$ az alakellenállási együttható. Ugyanakkor az F_D erő a második axióma értelmében a rétegben foglalt $M_c = \rho' h r^2 \pi$ tömeget dV_c/dt értékkel gyorsítja, és így *Bates* [1] nyomán a (3) figyelembevételével — elhanyagolva a felhőn belüli ρ' és a környezetben uralkodó ρ_E sűrűség közötti csekély különbséget —

$$\frac{\partial V_c}{\partial z} = C_D \frac{V_r^2}{r\pi w}. \quad (5)$$

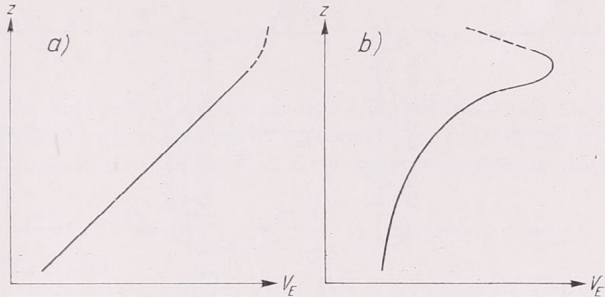
Az (5) összefüggés szerint a felhő-levegő horizontális sebességének a magassággal mutatott megváltozása egyenesen arányos a vizsgált rétegben uralkodó $V_E - V_c$ sebességkülönbség négyzetével, és annál kisebb, minél nagyobb a rendszer sugara és a rendszerben uralkodó vertikális sebesség. A $V_c \rightarrow V_E$ adaptáció sebessége jól jellemezhető azzal a $t_{1/2}$ „reagálási idő”-vel, amely során a környezeti szél V_E vektora és a feláramlási csatorna horizontális mozgásának „kezdeti” V_{ci} sebességvektora közötti különbség a felére redukálódik. *Hitschfeld* [8] az (5) egyenletről kiindulva ezt az időt a

$$t_{1/2} = \frac{r\pi}{C_D |\mathbf{V}_E - \mathbf{V}_{ci}|} \quad (6)$$

alakban adja meg, amely szerint a reagálási idő ott a legrövidebb, ahol a $|\mathbf{V}_E - \mathbf{V}_{ci}| = V_{ri}$ relatív mozgás kezdeti értéke a legnagyobb. Szélső értékek $r = 10$ km körüli rendszer-sugár és $V_{ri} = 50$ m sec⁻¹ érték körüli relatív sebesség – megválasztása esetén $t_{1/2} \approx 10$ perc. A felhőelemek azonban még meglehetősen kicsiny függélyes sebességek mellett is ennél általában sokkal rövidebb időt töltenek el az erős szél-nyírás viszonylag szűk rétegében. Következésképpen az aerodinamikai hatásból eredő $V_c \rightarrow V_E$ adaptáció meglehetősen lassú folyamat, a nagy konvekciós rendszerek a környező szél erejének csak igen kis mértékben engedelmessé válnak.

1. ábra. A rendezett konvekciós rendszerek kialakulására jellemző troposzférikus áramlási mező függélyes szerkezetének két típusa; (a) homogén függélyes szél-nyírás, (b) jet-zóna a közép- illetve felső troposzférában

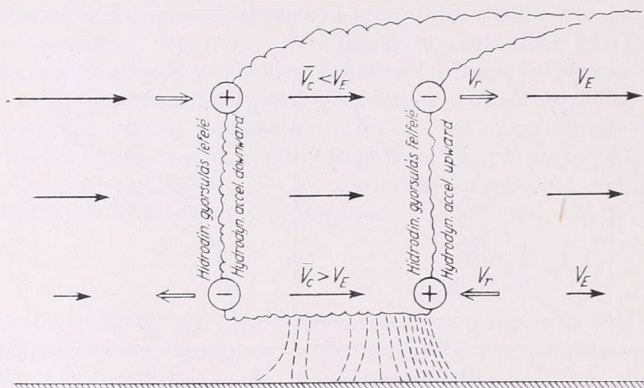
Fig. 1. Two types of the vertical structure of tropospheric wind field characteristic of the development of organized convective systems; (a) homogeneous vertical wind shear, (b) jet zone in the middle, or upper, troposphere



A felhőelemek horizontális impulzusának megmaradása (a tehetetlenség törvényének érvényesülése), továbbá az intenzív fel- és leáramlások egyidejű jelenléte azt eredményezi, hogy a nagyméretű zivatarfelhők egész tartományán belül közel homogén horizontális sebességeloszlás alakul ki, a felhő-levegő mozgása az aktív konvekciós tartomány *összes szintjében* $\bar{V}_c \approx \text{const}$ értékkel jellemezhető. Ez azt jelenti, hogy ha a környezeti szél-nyírás az 1a. ábrán szereplő homogén alakot veszi fel, a felhőrendszer alsó része környezeténél gyorsabban mozog ($\bar{V}_c > V_E$), felső része pedig a környezeténél kisebb sebességgel ($\bar{V}_c < V_E$). Erőteljes függélyes cirkuláció (w magas értékei) esetén a nagy konvekciós rendszerekben a számítások szerint az aktív konvekciós tartomány határainál 25 m sec⁻¹ értéket elérő relatív sebességek is fölléphetnek (Newton [12]). Föltételezhető tehát, hogy a cumulonimbus-felhő minden szintben a környezetéhez viszonyítva mozgó merev akadályt alkot, amelyre a szélsatornában elhelyezett akadály esetére nyert aerodinamikai megállapítások alkalmazhatók. C. W. Newton és H. R. Newton [13] ezen hipotézisét a rendelkezésre álló mért adatok nagy pontossággal igazolják (1. pl. Fujita és Arnold [5]), s reálisnak teszik mindazokat a következtetéseket, amelyek ebből az intenzív konvekciós rendszerek aszimmetrikus fejlődésének és perzisztens cirkulációjának kialakulásával kapcsolatban levonhatók. A V_r relatív mozgások a konvektív felhő széleinél a zavartalan környezetben mért p_h hidrosztatikai nyomástól eltérő p nyomási teret alakítanak ki, a $\Pi = p - p_h$ hidrodinamikai nyomás előjel szerinti eloszlását az 1a. ábrán szereplő homogén, pozitív függélyes szél-nyírás esetére a 2. ábra tünteti fel. Az indukált hidrodinamikai függőleges nyomás gradiensek C. W. Newton vizsgálatai szerint szignifikáns mértékben járulnak hozzá azoknak a függélyes gyorsulásoknak a kialakításához, amelyek a konvekció regenerálódását befolyásolják.

A veszélyes időjárási folyamatokkal (szélviharokkal, pusztító jégveréssel, tornádókkal) kísért erőteljes konvekciós rendszerek előrejelzésének kérdésével foglalkozó

számos kutató a környezeti szélmező vertikális szerkezetének jellemzőjeként nem az egész troposzférát átfogó homogén szélnyírást, hanem a közép- vagy felsőtroposzférikus jet-zóna jelenlétét emeli ki (l. pl. *Faubush és Miller [4], Ramaswamy [14]*). *Dessens [3]* szerint „a felső szinteken futóáramlás vagy legalábbis igen erős szelek léte az a tényező, amely meghatározza, hogy egy zivataros helyzet átalakul-e erős, tisztító jégviharrá”. E tanulmányokra hivatkozva el kell fogadnunk, hogy létezik a rendezett konvekciós rendszereknek egy olyan csoportja, amelynek kialakulására az a jellemző, hogy a függélyes szélnyírás nagy értékei aránylag szűk tartományra korlátozódnak, és ez a zóna a troposféra felső részében foglal helyet (Ib ábra). *Dessens* feltételezése szerint a magas szinteken „kapcsolat alakul ki a feláramlási csatorna és az igen erős horizontális áram-



Ábra. A V_r relatív mozgás övezetében indukált hidrodinamikai nyomások előjelei a konvektív felhő különböző részeinél (Newton [11] nyomán)

Fig. 2. Sign of hydrodynamic pressure induced by relative motion, V_r , near the different parts of convective cloud boundary (After Newton [11])

lás között, s ezen utóbbi az, amely a feláramlást gyorsítja és stabilizálja”. A kérdés mármint az, hogyan lehet ezt a folyamatot elméletileg magyarázni?

Az *Ib ábrán* feltüntetett környezeti szélmezőben kialakuló konvektív felhők esetében a *C. W. Newton* által definiált hidrodinamikai kölcsönhatás fellépésének két feltétele van: (1) a rendszer függélyes cirkulációjának aktív tartománya behatoljon az erős szél zónájába, (2) létezzon az a zivataros leáramlás, amely a jet-zónában nyert nagy horizontális impulzust a felhő alsó szintjeibe szállítja. Minthogy ez a két feltétel nem minden esetben teljesül, és emellett a Newton-effektus nem ad feltétlenül választ a *Dessens* által leírt folyamatra, a következőkben megkíséreljük a konvekciós rendszerek és a környezet közötti kölcsönhatásnak egy új formáját definiálni.

Az eddig tárgyaltak alapján tételezzük fel, hogy a cumulonimbus-felhő aktív konvekciós tartománya a környezeti szélmezőben úgy viselkedik, mintha azt oldalirányban szilárd fal határolná; ebben a tartományban a levegőrészecskék horizontális impulzusa jó közelítésben megőrzi a felhő alatti térrészben nyert értéket. Amikor a felhő függélyes fejlődése során a feláramlási csatorna felső része olyan rétegbe hatol be, amelyben a zavartalan környezet áramlásának V_E^* horizontális sebessége már jelentékeny, a feláramlási csatorna felső határánál a függélyes mentén igen szignifikáns relatív sebességkülönbség alakul ki a felhő-levegő és a föllette elhelyezkedő környezeti levegő között. E sebességkülönbség létrehozásában a $V_E^* - V_c$ különbség csak az egyik tényező szerepét játssza. Figyelembe kell ugyanis vennünk azt a körülményt is, hogy az eredetileg egyenes pályán, horizontálisan mozgó környezeti levegőrészecskék a felhő-akadályhoz érkeve, annak csúcsánál már nem csak megkerülik a rendszert, hanem függőleges irányban is kitérülhetnek. Ilyenformán elképzelhető, hogy a domborzati akadály fölötti áramcső-szűkület analógiájára a zivatarfelhő csúcsa fölött ΔV_E járulékos horizontális sebességnövekedés következik be; ezt az elkép-

zelést a cumulonimbusok környezetében sokszor megfigyelhető, domborzat-okozta felhőalakzatra emlékeztető cirrus-képződmények igazolják. Föltételezésünket ezen kívül szovjet kutatók TU-104B típusú repülőgéppel végzett méréseinek eredményei is támogatják: *Smeter* [15] szerint a cumulonimbus fölött egy 200 m-es tartományra közepelt szél sebessége 20–30%-kal haladja meg a felhőtől távoli zavartalan környezet szélesebbségét, míg közvetlenül a csúcs legfelső pontja fölött 70–100%-os ΔV_E sebességnövekedés is fellép.

Vizsgáljuk most meg, milyen hidrodinamikai következményekkel jár az a körülmény, hogy a környezeti levegő a cumulonimbus-felhő aktív feláramlási tartománya felső határánál a felhő-levegő V_c sebességétől eltérő $V_E^* + \Delta V_E = V_E$ sebességgel rendelkezik. A Bernoulli-elvből indulunk ki, amelynek értelmében stacionér örvényáramlások (rot $\mathbf{V} \neq 0$) esetén összenyomhatatlan folyadékban egy tetszőlegesen kiválasztott áramvonal mentén

$$\frac{p}{\rho} + \frac{V^2}{2} + U = \text{const}, \quad (7)$$

ahol U a tömegegységnyi folyadék potenciális energiájának a külső erőkből származó része. Megszorozva a (7) egyenletet ρ -val, és bevezetve a $\rho \text{ const} = p_0$ jelölést (p_0 egy az áramvonal mentén állandó nyomás), a (7)-ből a $V = 0$ nyugalmi állapotnak megfelelő p_h hidrosztatikai nyomást a

$$p_h = p_0 - \rho U$$

alakban írhatjuk fel. Ilyenformán (7)-ből

$$p = p_h - \frac{1}{2} \rho V^2, \quad (8)$$

azaz V sebességű mozgás esetén a kiválasztott áramvonal mentén a ténylegesen mérhető p nyomás a folyadék kinetikus energiájával arányosan kisebb az egyébként azonos feltételek között uralkodó p_h hidrosztatikai nyomásnál.

A Bernoulli-elvet alkalmazva, a zivatarfelhő aktív feláramlási tartományának z magasságban elhelyezkedő felső határánál a V_c sebességű felhő-levegő áramvonalai mentén a nyomás külső dinamikai hatás hiányában

$$p_c = p_h - \frac{1}{2} \rho' V_c^2$$

lenne. A környezeti levegő azonban ebben a szintben V_E sebességgel mozog, és a jet megfelelő áramvonalai mentén

$$p_E = p_h - \frac{1}{2} \rho_E V_E^2$$

nyomás mérhető. Következésképpen — egyéb dinamikai effektusokat számításon kívül hagyva, tehát figyelmünket kizárólag a relatív sebességkülönbség hatására összpontosítva — a zivatarfelhő z szintjében kialakuló tényleges p nyomás végeredményben a környezeti levegőnek a felhő-levegőhöz viszonyított V_r relatív sebessége négyzetével lesz arányos:

$$p = p_c - \frac{1}{2} \rho_E V_r^2. \quad (9)$$

A $p - p_c$ nyomáskülönbség egy $\Pi = -1/2 \rho_E V_r^2$ értékű eredő hidrodinamikai nyomást definiál, amelynek indukciója a rendszeren belül egy annak felső határa felé irányuló járulékos nyomási gradienst eredményez.

Kíséreljük meg a jet-zóna nagyobb áramlási sebessége következtében előálló „szívóhatást” a hidrosztatikai felhajtó erő egyenletébe beépíteni. Az *Ib ábrán* feltüntetett függélyes sebesség-profilra alapozva tételezzük fel, hogy a felhő-levegő V_c sebessége kicsiny és az általa indukált hidrodinamikai nyomás elhanyagolható. Ebben az esetben a cumulonimbus-felhő egészének fejlődését tekintve* az aktív konvekciós tartomány alsó „nyitott” határánál (a felhőalap környezetében) a relatív mozgások elhanyagolhatók, tehát ott Bernoulli-féle szívóhatással nem kell számolnunk. Ugyanakkor egyben a felhőn belül minden szintben $p_c \approx p_h$, amely a részecske-módszer értelmében egyenlő a megfelelő környezeti hidrosztatikai nyomással. Ha mármost a rendszeren belüli függőleges mozgás

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

egyenletében szereplő p nyomás helyébe a $p = p_c + \Pi \approx p_h + \Pi$ összefüggést helyettesítjük, akkor

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho'} \left(\frac{\partial p_h}{\partial z} + \frac{\partial \Pi}{\partial z} \right) - g. \quad (10)$$

Tételezzük fel, hogy a rendszer zavartalan E környezete a hidrosztatikai egyensúly állapotában van. Ekkor itt

$$\frac{\partial p_h}{\partial z} = -g \rho_E,$$

míg közvetett differenciálással

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z} = \frac{\partial \Pi}{\partial p_h} \frac{\partial p_h}{\partial z} = -g \rho_E \frac{\partial \Pi}{\partial p_h}.$$

Behelyettesítve ezeket az összefüggéseket a (10) egyenletbe,

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{\rho_E - \rho'}{\rho'} + g \frac{\rho_E}{\rho'} \frac{\partial \Pi}{\partial p_h},$$

ahonnan, a T virtuális hőmérséklet bevezetése és néhány magasabbrendűen kicsiny tag elhagyása után, a

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{T' - T_E}{T_E} - \frac{\Pi}{p} + \frac{\partial \Pi}{\partial p_h} \right) \approx g \left(\frac{T' - T_E}{T_E} + \frac{\partial \Pi}{\partial p} \right) \quad (11)$$

összefüggést nyerjük.

A (11) egyenlet jobb oldalának első tagja a felhajtó erőből eredő függélyes gyorsulást, a második tag pedig a Bernoulli-féle szívóhatás következtében fellépő *hidrodinamikai vertikális gyorsulást* szolgáltatja. Kíséreljük meg a hidrodinamikai gyorsulási tagot számszerűen jellemezni. Ha a felső-troposzférában $\rho_E = 0.4 \cdot 10^{-3}$ gr cm⁻³ értékű levegőűrűséggel számolunk, a $V_r = 50$ m sec⁻¹ sebességhez tartozó hidrodinamikai nyomás, $\Pi = -5.0$ mb. Tételezzük fel, hogy a feláramlási csatorna felső részét alkotó 100 mb vastag légoszlop alján $p = p_h$. Ekkor a $\partial \Pi / \partial p = 5.0$ mb/100 mb értékű nyomási gradiensnek megfelelő hidrodinamikai függélyes gyorsulás 49.0 cm sec⁻², azaz azok a levegőrészecskék, amelyek mindössze 1 percig állnak e járulékos erő

* Vizsgálatunk során feltételezzük, hogy a felhő aktív konvekciós tartományát határoló „szilárd fal” oldalirányban a szobánforgó hatás bekövetkeztét nem teszi lehetővé, illetve — ami ezzel egyenértékű — feltételezzük, hogy a felhő oldalsó határainál kialakuló relatív horizontális és vertikális sebességek azonos nagyságrendűek, tehát a kifelé és befelé irányuló szívóhatások pontosan kiegyenlítődnek.

hatása alatt, $\Delta w = 29,4 \text{ m sec}^{-1}$ nagyságú feláramlási sebességnövekedésre tesznek szert. Következésképpen a Bernoulli-hatás jelentős V_r relatív sebességkülönbség esetén számottevő mértékben járulhat hozzá a nagy konvekciós rendszerek kifejlődéséhez.

A (II) egyenlet szerint egy levegőréteg a hidrodinamikai erő következtében gyorsuló mozgással emelkedhet akkor is, ha környezeténél hidegebb, mindaddig, amíg

$$-(T' - T_E) < T_E \frac{\partial \Pi}{\partial p}. \quad (12)$$

Ez a körülmény járulékos magyarázatául szolgálhat a konvekciós rendszerek sztratoszférába történő mély behatolásának. Amennyiben a jet-zóna alacsonyabb szinteken helyezkedik el, ugyanez az emelés lehetővé teszi, hogy erőteljes konvektív aktivitás bizonyos esetekben hidrosztatikailag *stabilis* légoszlopban is kialakuljon. Vizsgálataink szerint (Götz és P. Szalay [6], Götz, Mészáros és P. Szalay [7]) számottevő szélnyírás esetén zivatarok és jégesők stabilis légrétegződés mellett valóban bekövetkeznek.

*

HYDRODYNAMICAL INTERACTION BETWEEN LARGE CONVECTIVE SYSTEMS AND THE TROPOSPHERIC JET-ZONE

Observations show that hydrostatic instability and the effect starting its release may explain only the *existence* of convective clouds, but the *form* taken by the convection is not necessarily prescribed by the air-mass structure (Newton [11]). The details of the structure and development of convective cloud systems are determined by hydrodynamic factors essentially connected with cloud-environment interactions. Numerous forms of hydrodynamic interaction between cloud and ambient air are known; in the present paper consequences of a vertically inhomogeneous environmental wind field will be discussed.

It is a well-known fact that severe (organized) convective systems are generally associated with strong winds aloft. As shown by C. W. Newton and H. R. Newton [13], when characteristic homogeneous positive vertical wind shear (Fig. 1a) is present in the environment of the convective system, a hydrodynamic pressure field is induced by relative motions near the boundaries of the system which does not move with the ambient winds (Fig. 2). Vertical accelerations due to the vertical gradients of hydrodynamic pressure may be of the same order as those associated with ordinary thermal buoyancy forces and aid the formation of new convection. Their results appear to furnish explanation for several features of organized convective storms, distinguishing large-scale convection in the presence of strong vertical shear from that without shear.

A number of investigations concerning the forecasting problem of severe weather processes (gusts, hail, tornadoes) emphasize as a characteristic feature of the structure of environmental wind field the existence of a *core* of strong winds in the middle, or upper, troposphere, instead of a homogeneous wind shear over the most part of the troposphere (see e. g. Fawbush and Miller [4], Ramaswamy [14]). According to Dessens [3] "the presence of a jet stream, or at least a very strong wind at upper levels, is the factor which determines whether or not a thunderstorm situation will transform itself into a heavy destructive hailstorm". With references to these investigations it must be accepted that there is a type of organized convective systems whose occurrence is characterized by the large environmental wind shear *restricted to a relatively narrow zone*, and this zone takes place somewhere in the upper part of the troposphere (Fig. 1b). Dessens envisages a coupling between the updraft in the convective cloud and the strong horizontal current; this current tends to stabilize and prolong the life of the updraft chimney by receiving kinetic energy of the strong wind at high levels. Now, the question arises how one can explain the fact that a strong current in the upper troposphere tends to accelerate the updraft in cumulonimbus clouds.

In the case of convective clouds developing in an environmental wind field shown in Fig. 1b the occurrence of the hydrodynamic interaction defined by Newton depends on two conditions: (a) the active part of the vertical circulation of the system should penetrate into the zone of the strong winds, and (b) downdrafts within the cloud performing the transfer of high horizontal momentum from the jet-zone into the lower levels of the cloud should be present. Since the fulfillment of the above two conditions is not in all cases evident and, besides of that, the effect describ-

ed by *Newton* does not necessarily explain the problems connected with the process envisaged by *Dessens*, an attempt is made in this paper to define another possible form of the interaction between convective cloud systems and ambient wind field.

Following the theoretical work of *Hitschfeld* [8] and *Newton* [12], and with reference to the measurements carried out by *Fujita* and *Arnold* [5] it is assumed that the active part of the cumulonimbus cloud acts in the environmental wind field as if it were surrounded by rigid lateral boundaries: the air particles tend to conserve their low horizontal momenta gained in the sub-cloud layer and near the cloud base. As the upper part of the updraft chimney, during the vertical development of the cloud reaches the layer with considerable horizontal velocity V_E^* of the undisturbed environment, significant differences will develop along the vertical between the speed of the cloud air V_c and that of the environmental air above the cloud. Nevertheless, the quantity $V_E^* - V_c$ is only one of the factors in creating the resultant velocity difference between cloud and ambient air. This is due to the fact that the air particles of the undisturbed environment originally moving along straight horizontal streamlines when arriving in the vicinity of the cumulonimbus cloud obstacle will, at the top of the cloud not only outflank the system but may deflect also in vertical direction. Thus it may be imagined that, similarly to the constriction of the current tube over a topographical obstacle, here too, above the top of the cloud an additional increase ΔV_E of the horizontal velocity would take place. Such an assumption is corroborated by the presence of cirrus clouds resembling on orographic cloud formations that can often be observed in the environment of cumulonimbus clouds. In addition to that, our hypothesis seems to be proved by the results of measurements made on airplanes, too. According to *Smeter* [15] the velocity of the wind averaged over a range of 200 metres above a cumulonimbus cloud surpasses by 20—30 percents the wind speed of the undisturbed environment far from the cloud, while immediately above the highest point of the cloud even an increase of 70—100 percents of the wind velocity ΔV_E was observed.

Let us now see the hydrodynamic consequences of the circumstance that at the upper boundary of the active updraft chimney of the cumulonimbus cloud the environmental air has the velocity $V_E^* + \Delta V_E = V_E$ different from the velocity V_c of the cloud air. According to Bernoulli's principle the actual pressure p along a given streamline of an ideal (nonviscous) fluid moving with the velocity V is (proportionally to the kinetic energy of the fluid) less than the hydrostatic pressure p_h under identical conditions. Applying the Bernoulli-principle, it can be shown that the actual pressure p at the upper boundary of the active updraft core of the cumulonimbus cloud (at level z) is less than the pressure p_c prevailing here without any outer dynamic effect, and the pressure difference $p - p_c$ is proportional to the velocity V_r of the outside air above the updraft chimney relative to motion inside the cloud (Eq. 9). By the pressure difference $p - p_c$ a hydrodynamic pressure of the value of $\Pi = -\frac{1}{2} \rho_E V_r^2$ is defined whose induction near the top of the convective system will result in an additional pressure gradient within the cloud directed toward the upper boundary of the system.

In the following part of the paper an attempt is made to introduce the "suction-effect", arising as a consequence of the great relative velocity of the jet-zone, into the buoyancy equation. Based on the vertical velocity profile shown in Fig. 1b the velocity of the cloud air V_c is assumed to be small; then the hydrodynamic pressure induced by it is also negligible. Further it is supposed that the rigid wall forming the lateral boundary of the active convective column of the cloud will not allow the occurrence of the Bernoulli-effect along the horizontal across the boundaries, or—which is essentially equivalent of that—it is assumed that the relative horizontal and vertical velocities forming at the lateral cloud boundaries are of the same order and thus a compensation of the suction-effects directed outward and inward respectively, will take place. In that case from the aspect of the development of the cumulonimbus cloud as a whole (by neglecting all the other possible dynamic effects) the suction-effect occurring at the cloud top is to be considered only, and, at the same time $p_c \approx p_h + \Pi$ for p in the equation for vertical acceleration, Eq. (11) analogous to that found in paper [13] will be obtained.

Taking $\rho_E = 0,4 \cdot 10^{-3} \text{ gm cm}^{-3}$ as a value of air density in the upper troposphere the induced hydrodynamic pressure corresponding to $V_r = 50 \text{ m sec}^{-1}$ would be $-5,0 \text{ mb}$. Let us suppose that $p = p_h$ at the bottom of the cloud column with a thickness of 100 mb constituting the upper part of the updraft chimney. In that case the increase of vertical velocity corresponding to the hydrodynamic pressure gradient of 5,0 mb/100 mb would be $49,0 \text{ cm sec}^{-2}$ which means that the cloud particles subjected to the effect of that additional force over a one-minute period would attain an increment of $\Delta w = 29,4 \text{ m sec}^{-1}$ in upward velocity. Thus the Bernoulli-effect may, in the case of considerable relative velocity, yield a significant contribution to the development and maintenance of convective storms.

According to equation (11) in the presence of a hydrodynamic pressure field a layer of air may be accelerated upward even though it is potentially cooler than its environment and hence negatively buoyant. The net upward acceleration will continue so long as the inequality (12) holds

(see also [13]). This circumstance may serve as an additional explanation of the deep penetration of convective clouds into stratospheric layers frequently observed. If the jet-zone is found on some lower levels, the vertical accelerations due to the induced pressure field may account for the occurrence of vertical convective activity in *hydrostatically stable* air columns. As it was shown by the investigations [6, 7]), thunderstorms and hail do occur in Hungary even in stably stratified air masses when considerable wind shear along the vertical is present.

IRODALOM

- [1] *Bates, F. C.*: The Great Plains squall-line thunderstorm: a model. Ph. D. dissertation, St. Louis University, 1961.
- [2] *Byers, H. R.*—*L. J. Battan*: Some effects of vertical wind shear on thunderstorm structure. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **30**, 168, 1949.
- [3] *Dessens, H.*: Severe hailstorms are associated with very strong winds between 6,000 and 12,000 meters. *Geophys. Monograph*, No. 5, 333, 1960.
- [4] *Fawbush, E. J.*—*R. C. Miller*: The tornado situation of 17 March, 1951. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 139, 1953.
- [5] *Fujita, T.*—*J. Arnold*: Preliminary results of analysis of the cumulonimbus cloud of April 21, 1961. *Research Paper* No. 16. Mesometeor. Project, Dept. Geophys. Sci., University of Chicago, Chicago, 1963.
- [6] *Götz, G.*—*Pápainé Szalay G.*: A vertikális szélnyírás szerepe a konvektív zivatarok kialakulásában. *Időjárás*, **70**, 47, 1966.
- [7] *Götz, G.*—*Mészáros E.*—*Pápainé Szalay G.*: Effet du profil vertical du vent sur la formation et l'évolution des mouvements verticaux dans une atmosphère thermiquement stable. *Időjárás*, **71**, 257, 1967.
- [8] *Hüschfeld, W.*: The motion and erosion of convective storms in severe vertical wind shear. *J. Meteor.*, **17**, 270, 1960.
- [9] *Malkus, J. S.*: The slopes of cumulus clouds in relation to external wind shear. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **78**, 530, 1952.
- [10] *Malkus, J. S.* — *R. T. Williams*: On the interaction between severe storms and large cumulus clouds. *Meteor. Monographs*, **5**, No. 27, 59, 1963.
- [11] *Newton, C. W.*: Hydrodynamic interactions with ambient wind field as a factor in cumulus development. *Proc. 11th Conf. on Cumulus Convection*. Pergamon Press, Oxford, 1960. pp. 135.
- [12] *Newton, C. W.*: Circulations in large sheared cumulonimbus. *Tellus*, **18**, 699, 1966.
- [13] *Newton, C. W.* — *H. R. Newton*: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. *J. Meteor.*, **16**, 483, 1959.
- [14] *Ramaswamy, C.*: On the sub-tropical jet stream and its role in the development of large-scale convection. *Tellus*, **8**, 26, 1956.
- [15] *Smeter, Sz. M.*: A cumulonimbus felhők és a szélnyírás közötti kölcsönhatás. *Fiz. Atm. i Ok.* Tom. 2. No. 10, 1026, 1966.

HIBAIGAZÍTÁS:

Folyóiratunk 72. évfolyamának 2. számában a 87. és 90. oldalon található matematikai kifejezés

$$x'_0 = \sum_{i=1}^{10} W_i x_i$$

helyesen:

$$x'_0 = \frac{\sum_{i=1}^{10} W_i x_i}{\sum_{i=1}^{10} W_i}$$

ahol

$$W_i = \frac{1}{l_i}$$

BERICHTIGUNG:

In Nr. 2 des Jahrganges 72 unserer Zeitschrift ist auf Seite 87 und 90 der mathematische Ausdruck anstatt

$$x'_0 = \sum_{i=1}^{10} W_i x_i$$

richtig:

$$x'_0 = \frac{\sum_{i=1}^{10} W_i x_i}{\sum_{i=1}^{10} W_i}$$

wo

$$W_i = \frac{1}{l_i}$$

A Budapest fölött észlelt hőmérsékleti inverziók jellemzői

Die Charakteristiken der über Budapest beobachteten Temperaturinversionen. Es wurden die Kenngrößen der Temperaturinversionen auf Grund der Beobachtungen des budapester Aerologischen Observatoriums aus den Jahren 1960—1964 untersucht. Es stellte sich heraus, dass ein Maximum des Auftretens von Inversionen in der untersten Drei-Kilometer-Schicht im Laufe des Winters auftritt, wogegen im Sommer nur kurzlebige Strahlungsinversionen auftreten. Eine Bodeninversion kann im Winter und Sommer mit gleicher Häufigkeit beobachtet werden; im Winter gibt es aus dem Grunde grössere Häufigkeit der Bodeninversionen, weil es in dieser Jahreszeit im Karpatenbecken sehr oft zur Ausbildung eines Kaltluftkissens kommt, wodurch das Auftreten einer Bodeninversion verhindert wird. Die kräftigsten Temperaturgradienten werden in den Bodeninversionen angetroffen, wobei der wahrscheinlichste Wert der Inversionsmächtigkeit 100 bis 500 m beträgt. Im absenden Teil des Aufsatzes werden zwei Abarten der Inversionen besprochen, welche sich innerhalb der im Karpatenbecken auftretenden Kaltluftkissen ausbilden.

*

Характеристики инверсий температуры, над Будапештом. Характеристики инверсий температуры анализируются автором по данным радиозондовых подъемов, проведенных на Будапештской аэрологической обсерватории с 1960 по 1964 гг. Обнаружено, что максимум инверсий в приземном трехкилометровом слое приходится на зимнее время; летом создаются лишь кратковременно существующие радиационные инверсии. Приземные инверсии наблюдаются как зимой так и летом с одноковой повторяемостью; то обстоятельство, что зимою инверсий не больше, чем летом, объясняется частыми зимними вторжениями в Карпатский бассейн холодных воздушных масс препятствующими образованию инверсий. Наиболее сильные температурные градиенты наблюдаются в приземных инверсиях, причем наиболее вероятная мощность слоя инверсий приходится на интервал от 100 до 500 м. В заключение описываются два подтипа инверсий в массах холодного воздуха в Карпатском бассейне.

*

A talajközeli légtér inverzióinak korábbi vizsgálata [4, 5] feltárta az inverziók és az egyes meteorológiai paraméterek közötti összefüggéseket, az inverziók és a koromszennyeződés, valamint az inverziók és a látástávolság közötti kapcsolatot. Jelen fel dolgozásunk az inverziók jellemzőinek vizsgálatával foglalkozik.

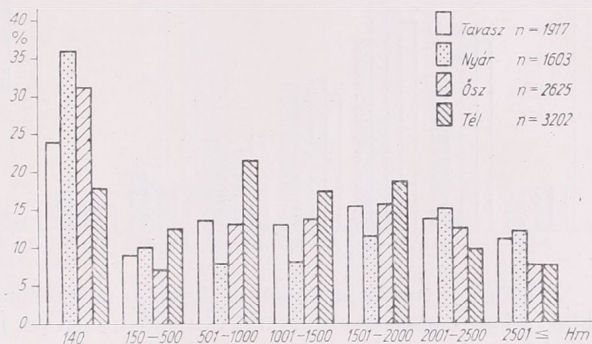
Az inverziók jellemzői közül a három legfontosabbat, a vastagságot (ΔH), az inverziós réteg alsó szintjének magasságát (H) és az inverziós rétegekben levő hőmérsékleti gradienseket vizsgáltuk meg.

Vizsgálatainkat az 1960—64 közötti 5 év budapesti rádiószondás felszállásainak alapján végeztük el. A rádiószondás mérések naponta négy alkalommal, 0^h, 6^h, 12^h és 18^h GMT időpontban történtek. Az inverziók kiválasztásakor figyelembe vettük a talajfelszín és a 3000 méter között előforduló 0,1 C°/100 m-nél kisebb hőmérsékleti gradiensű légrétegeket (inverziókat), az izoterm rétegeket és az erős gradienscsökkenéseket is.

A talajközeli légréteg inverziós viszonyainak vizsgálatakor lényeges az a kérdés, hogy az inverziós réteg alsó szintje a talajhoz képest hol helyezkedik el. Nyilvánvaló, hogy köd keletkezése és feloszlása szempontjából elsősorban a talajfelszínen, vagy ennek közvetlen közelében kialakuló inverzióknak van döntő szerepük. A levegőszennyeződés, a városklimatológia és a biometeorológia szempontjából is elsősorban ezen inverziós rétegeknek a vizsgálata jelentős, de számolnunk kell azon inverziós rétegekkel is, amelyek alsó szintje 100—500 méter között van. Különösen fontosak e réteg inverziói a 200—300 méter magas gyárkémények okozta levegőszennyeződés tanulmányozása során. Az ultrarövid rádióhullámok terjedési viszonyaira a magasabb rétegekben előforduló inverziók is hatással lehetnek.

A talajközeli légréteg inverzióinak előfordulási szint szerinti gyakoriságát az 1 ábrán tüntettük fel. A vízszintes tengelyre az inverziók alsó szintjének magasságát rajzoltuk fel 500 méteres osztályközökkel. Tekintettel a talajinverziók ($H = 140$ m) megkülönböztetett jelentőségére, ezeket különválasztottuk. Ebbe az osztályközbe az előfordult inverzióknak mintegy 20%-a tartozik. A függélyes tengelyen az évszakoknak megfelelő gyakorisági értékeket tüntettük fel.

Szembetűnő, hogy a tavaszi, nyári, és őszi inverziók tekintélyes része a talajfelszínen keletkezik, tehát tipikus kisugárzási inverzió. A téli inverziók alsó határa gyakoriságának maximuma 500–1000 méter között van. Ez arra mutat, hogy a téli inverziók kialakulásában a kisugárzás mellett egyéb tényezők is jelentős szerepet játszanak.



1. ábra. A talajközeli inverziók előfordulási szint szerinti évszakos gyakorisága

Figyelembe véve azt az eredményt, hogy a talajfelszínen télen és nyáron azonos számú (574) inerzió fordult elő, viszont az összes szinteken előforduló inverziók aránya 2 : 1 a téli évszak javára, megállapíthatjuk, hogy télen nem a talajfelszínen, hanem a fölötte levő légrétegekben nő meg az inverzió gyakorisága. A növekedés elsősorban az 500–2000 m közötti légrétegekben észlelhető.

Említésre méltó, hogy a talajfelszín fölött, az 500 méterenként kijelölt rétegekben az inverziók gyakorisága, a téli évszak kivételével, nem változik lényegesen, tehát a talaj fölötti 3 km-es magasságig, a talajfelszint kivéve, nincs olyan réteg, amelynek az inverziók keletkezése szempontjából kiemelkedő jelentősége lenne.

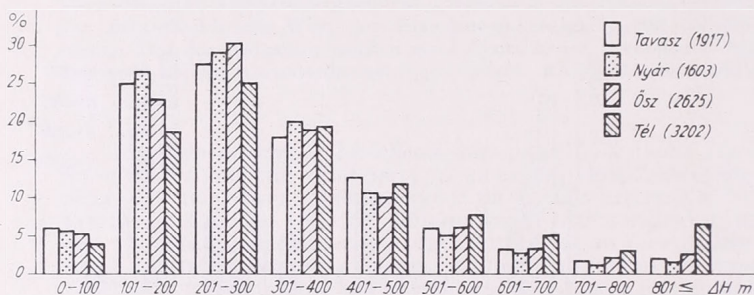
Az inverziók jellemzőinek tekintetében lényeges paraméter az inverziós rétegek vastagsága, amelynek különösen talajinverziók esetében köd keletkezésére és feloszlására, valamint a légszennyeződés alakulására nagy a hatása. Iparvidékeken végzett vizsgálatok igazolták, hogy az átlagos gyárkémény magasságnál alacsonyabb talajinverziók megakadályozzák, hogy a kéményből kikerülő szennyezőanyagok a talajra jussanak [1]. Az ilyen vékony inverziók mintegy védőréteget alkotnak a talaj fölött, felettük a szennyező anyagok hígulása szabadon végbemehet. Amennyiben az inverziós réteg vastagsága meghaladja a gyárkémények magasságát, a szennyező anyagok turbulens kicserélődés hiányában az inverziós rétegben maradnak, később az inverziós réteg feloszlásával kialakuló turbulencia hatására lejutnak a talajra. Adott esetben tehát az inverziós réteg vastagsága dönti el, hogy jelenléte előnyös vagy hátrányos-e a talajközeli rétegek szennyeződése szempontjából.

Korábbi vizsgálataink kimutatták, hogy a kisugárzási köd és a kisugárzási inverzió között szoros a kapcsolat. A kisugárzási inverzió vastagsága befolyásolja a kialakuló kisugárzási köd vastagságát [5].

Nyilvánvaló, hogy az azonos hőmérsékleti gradiensű inverziós rétegek közül a vastagabb rétegeknek nagyobb a jelentősége. Gyenge turbulencia viszonylag könnyen

feloszthatja a vékony és gyenge inverziókat, de ugyanilyen erősségű, vastag inverziókban a turbulens áramlások teljesen lefékeződhetnek.

Rádiószondákkal végzett vizsgálataink során 100 méternél vékonyabb inverziókat különböző szintekben és évszakokban csak igen kis gyakorisággal észleltünk. 5 évi anyag alapján kijelenthetjük, hogy a kódhengeres rádiószonda nem alkalmas a talajközeli 100 méteres réteg részletes vizsgálatára. Feltételezve ugyanis, hogy a rádiószonda átlagosan 400 métert emelkedik percenként, az első 100 métert 15 mp alatt teszi meg. Figyelembe véve, hogy a kódhenger ezen idő alatt maximálisan kétszer fordul körbe, nyilvánvaló, hogy legföljebb két, általában azonban csak egy hőmérsékleti jelet kaphatunk a rétegből.

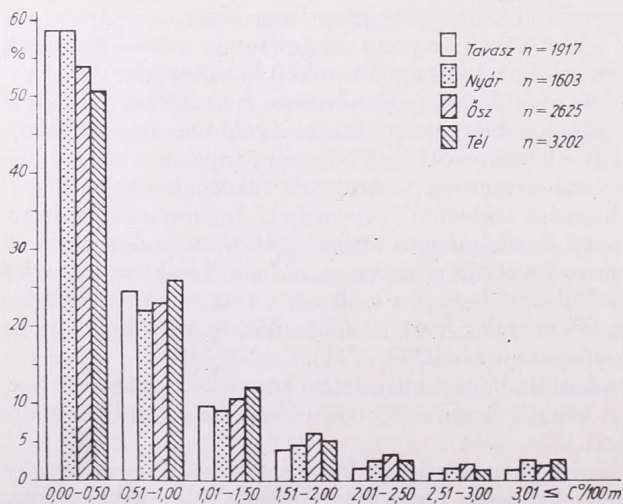


2. ábra. A talajközeli inverziók vastagságának évszakonkénti gyakorisága

Vékony inverziót azonban a nagyobb magasságokban is csak ritkán észleltünk; ebben a fent említetten kívül nyilvánvalóan szerepet játszik a rádiószonda hőmérsékletmérő rendszerének tehetetlenségi hibája is.

A 2. ábrán látható, hogy minden évszakban a 100–400 méter vastag inverziók a leggyakoribbak, a vastagabb inverziók gyakorisága fokozatosan csökken. A téli évszakban a csökkenés mértéke mérsékeltebb, azaz 400 m-nél vastagabb inverzió főleg a téli évszakban alakul ki. A 800 m-nél vastagabb inverziók gyakorisága télen csaknem háromszorosa a többi évszakban észlelt gyakorisági értéknek.

Az eddig vizsgált jellemzőknek inkább csak bizonyos egyedi jelenségeknél nagyobb a jelentőségük. Ezzel szemben a hőmérsékleti gradiens értéke minden olyan jelenség esetében fontos, ahol az inverzióknak szerepük van.

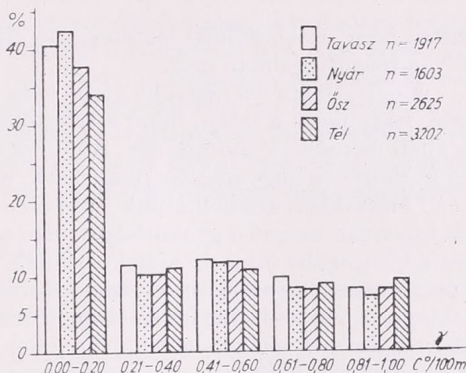


3. ábra. A talajközeli inverziókban levő hőmérsékleti gradiens évszaki gyakorisága

Az inverziós réteg hőmérsékleti gradiensek értéke megadja a réteg stabilitásának mértékét, ezen keresztül az inverzió hatékonyságát a függélyes irányú konvektív és turbulens áramlások szempontjából. Bár nincsenek olyan hazai műszeres megfigyeléseink, amelyek az inverziós rétegben levő hőmérsékleti gradiens és az inverziók záróréteg-hatása közötti összefüggéseket számszerűleg kimutatnák, viszonylag egyszerű elméleti megfontolások alapján belátható a két tényező közötti összefüggés [3].

A talajközeli légrétegben megfigyelhető inverziókban levő hőmérsékleti gradiens értéke igen tág határok között mozoghat. Vizsgálataink során $-0,0$ és $-12,0$ $^{\circ}\text{C}/100$ m közötti gradiens értékeket találtunk. (Egy ízben $-17,0$ $^{\circ}\text{C}/100$ m-t meghaladó gradiens érték fordult elő, ezt azonban bizonytalannak ítéltük.)

4. ábra. A talajközeli inverziókban előforduló -1° -nál kisebb gradiens-értékek gyakorisága % -ban



A 3. ábrán a hőmérsékleti gradiensek gyakoriságának évszakos eloszlását tüntettük fel. Minden évszakban túlnyomórészt a kis hőmérsékleti gradiensek a gyakoriak, a -1 $^{\circ}\text{C}/100$ m-nél nagyobb gradiensek gyakorisága rohamosan csökken. Az inverzióknak mintegy 80%-a $-1^{\circ}/100$ m-nél kisebb gradiensű. Nyilvánvaló, hogy egyetlen táblázatba ilyen nagy tágasságú adathalmazt összevonnai nem célszerű, ezért külön-külön mutatjuk be a $-1^{\circ}/100$ m-nél kisebb és a $-3^{\circ}/100$ m-nél nagyobb gradiens értékek gyakoriságát.

A 4. ábrán a $-1^{\circ}/100$ m-nél kisebb gradiens értékek $0,2^{\circ}/100$ m-es osztályközökre bontott gyakoriságát tüntettük fel. Megfigyelhető, hogy az izotermiához közeli értékeknek minden évszakban kiemelkedően nagy a gyakorisága. Az összes inverzióknak mintegy 40%-a közel izoterm hőmérsékleti rétegződésű. A $-0,2^{\circ}/100$ m feletti gradiens értékek közel azonos gyakoriságúak.

Helykímélés végett a 3. ábrában a $-3^{\circ}/100$ m-nél nagyobb gradiens értékeket egy osztályközbe vontuk össze. Bár ebbe az osztályközbe összesen csak 203 inverzió, az összes inverziók 2,2%-a tartozik, mégis feltétlenül érdemes ezzel a csoporttal behatóbban foglalkozni, mégpedig a hőmérsékleti gradiensek nagy jelentősége miatt [2]. Az I. táblázatban ennek a 203, talajinverziókra és talajfeletti inverziókra felosztott esetnek évszakok és napszakok szerinti eloszlását mutatjuk be.

A $-3^{\circ}/100$ m-nél nagyobb negatív gradienseknek csaknem kétszer nagyobb a gyakoriságuk a talajfelszínen, mint a fölöttes rétegekben. Ez azt bizonyítja, hogy nagy hőmérsékleti gradiensek főleg kisugárzás útján jönnek létre. Az évszakos eloszlást vizsgálva megállapítható, hogy a talajfelszíni inverziókban nyáron és ősszel gyakoribb, tavasszal és télen közel azonos, de az előbbinél lényegesen kevesebbszer tapasztalható $-3^{\circ}/100$ m-nél nagyobb negatív hőmérsékleti gradiens. A talajfölötti inverziókban tavasszal és ősszel viszonylag kevés, nyáron pedig az 5 év alatt mindössze egyetlen esetben volt $-3^{\circ}/100$ m-nél nagyobb a hőmérsékleti gradiens. Figyelemre-

I. T Á B L Á Z A T

A —3°/100 m-nél nagyobb hőmérsékleti gradiensok évszakok és napszakok szerinti eloszlása

Óra	Talajinverzió					Talaj fölötti inverzió				
	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél	Év	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél	Év
0	19	36	21	8	84	2	1	3	24	30
6	3	1	14	11	29	1	—	3	10	14
12	1	—	—	3	4	1	—	1	11	13
18	—	1	8	4	13	2	—	1	13	16
	23	38	43	26	130	6	1	8	58	73

méltó, hogy a talajfölötti légréteg —3°/100 m-nél nagyobb gradiensű inverzióinak 80%-a télen figyelhető meg.

A —3°/100 m-nél nagyobb gradiensok napszakok szerinti eloszlásáról megállapítható, hogy mind a talaj-, mind a talajfölötti inverziókban gyakoriságuk maximuma az éjféle mérésnél mutatkozik. A talajinverziókban a 6 órai mérésnél összességében és télen gyakoriak a nagy negatív gradiensok, míg a 12 órás mérésnél gyakorlatilag csak a téli időszakban számolhatunk ilyen erős inverzió kialakulásával. 18 órára, főleg az őszi folyamán megnő a gyakoriság értéke annak jeléül, hogy a korai naplemente kedvez a kisugárzási inverzió kialakulásának. Figyelemre méltó még az is, hogy nyáron 6 órára az erős inverziók is feloszlanak a növekvő besugárzás hatására, továbbá télen a talajfelszínen több erős inverzió van 6 órakor, mint az éjféle órákban. Ez utóbbi nyilvánvaló következménye annak, hogy télen a kisugárzási időszak 6 óra körül végződik és a legerősebb lehűlés is erre az időpontra esik.

A talajfölötti légrétegben, mint már említettük, csak télen észlelhető jelentősebb számú erős inverzió. A napi menet alakulásáról megállapítható, hogy mindössze a téli évszakban van jelentősebb változás a nap folyamán. A 0 órai, jól kifejezett maximum után közel azonos gyakorisági értékek fordulnak elő. Ez arra utal, hogy télen a talajfölötti erős inverziók tekintélyes része napközben nem oszlik fel.

Az 1960—1964 közötti 5 év alatt 9388 inverzió volt a talaj és a 3000 m közötti légrétegben. Évszakos eloszlásukat a II. táblázatban mutatjuk be (A sor). Az inverziók gyakoriságának télen van a maximuma (34,4%) és nyáron a minimuma (17,1%), vagyis kétszer annyi inverzió van télen, mint nyáron. Hasonló eredményre jutottunk, amikor nem az inverziós eseteket, hanem az inverziós felszállások évi menetét vizsgáltuk meg [4].

Alapvetően más eredményre jutunk, ha csak a talajinverziók gyakoriságának évi menetét vizsgáljuk az évi előfordulás arányában (B sor). A talajinverzióknál a gyakorisági érték maximuma ui. összességében (33,6%), míg télen és nyáron azonos gyakorisággal (23,7%) alakult ki talajinverzió. Még érdekesebb a kép, ha a talajinverziók gyakoriságának évi menetét nem az előfordult összes talajinverzió, hanem az egyes évszakokban észlelt összes inverzió arányában fejezzük ki. Ekkor ugyanis a maximum a nyári hónapokra tolódik, s a minimum-értéke a téli évszakban alakul ki (C sor).

II. T Á B L Á Z A T

Az inverziók évszakonkénti gyakorisága %-ban

	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél	Év
A) 0—3000 m (talajközeli) légréteg inverzióinak évszakos eloszlása	20,5	17,1	28,0	34,4	100,0
B) Talajinverziók évszakos eloszlása	19,0	23,7	33,6	23,7	100,0
C) Talajinverziók az összes inverziók %-ában	23,9	35,8	31,0	17,9	—

A vizsgálat ilyen irányú kiterjesztése feltétlenül indokolt, mivel az egyes évszakokban különböző számú inverzió lép fel, s így nem közömbös, hogy a talajinverziók gyakorisága az évszakot jellemző átlagos inverzió-gyakorisághoz viszonyítva milyen arányú. A táblázat C sora tehát azt jelzi, hogy a nyári inverzióknak mintegy 36%-a talajinverzió, míg télen ez az arány csak 18%. Korábban már utaltunk arra, hogy 5 év alatt a téli évszakban kétszer annyi inverzió fordult elő, mint nyáron, míg télen és nyáron azonos számú, 574 talajinverzió volt. Eszerint a téli évszakban mutatkozó nagyobb inverziógyakoriság a talajfölötti légrétegekben megnövekvő inverziók számanak tulajdonítható.

Már a korábbi vizsgálateink során [4] feltűnt, hogy a 0 órai felszállásoknál télen 94–97%, nyáron 81–92% gyakorisággal észlelhető inverzió. Tehát az esetek tekintélyes részénél a nyári évszakban is jelentős inverziógyakorisággal kell számolnunk. Tekintettel arra, hogy csak a 0 órai felszállásoknál mutatkozott ez a nagy érték, föltehető volt, hogy a kérdés megoldásához a talajinverziók részletes vizsgálatán keresztül juthatunk el. Ennek a feldolgozásnak az eredményéről azonban csak jelen tanulmányunkban adhatunk számot. Az eredményeket a következőkben foglalhatjuk össze:

1960–1964 folyamán 2320 talajinverziót figyeltünk meg. Évszakos és napszakos eloszlásukat a III. táblázatban foglaltuk össze. A táblázat relatív gyakorisági értéke-

III. T Á B L Á Z A T

A talajinverziók évszakonkénti és napszakonkénti relatív gyakorisági értékei (az előfordult talajinverziók aránya a lehetséges esetek %-ában)

Mérés (felszállás időpontja)	Tavaszi	Nyári	Ősz	Téli	Évi
0 óra	54	76	69	44	61
6 óra	38	40	64	43	46
12 óra	1	1	1	10	3
18 óra	9	7	40	27	21
Közép	25	31	44	31	33

ket tüntet fel, mégpedig a valóságos esetek számát a lehetséges esetek százalékában kifejezve megadja, hogy egy adott évszakban talajinverzió fellépésével milyen gyakorisággal kell számolnunk.

A táblázat sorai megadják a talajinverziók relatív gyakoriságának napszakok szerinti változását is. A 0 órakor észlelt talajinverzióknak legnagyobb a gyakorisága a nyári hónapokban (76%), legkisebb télen (44%). A 6 órai felszállások szerint ősztől a maximum értéke (64%), a nyári gyakorisági érték alig valamivel kisebb, mint a téli. A déli órákban évi átlagban mindössze 3% a talajinverziók aránya, ez is jórészt a téli évszakban fordul elő. A többi évszakban csak igen kis valószínűsége van a talajinverziók kialakulásának. 18 órakor a maximum értéke ismét ősztől (40%).

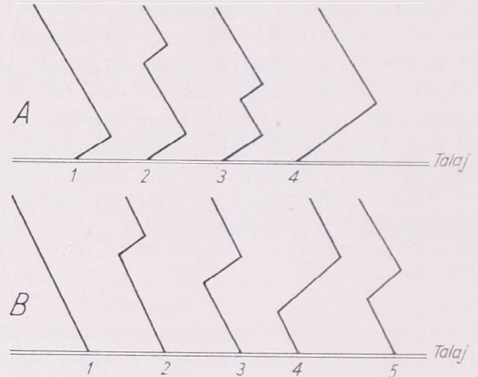
A napi 4 mérés középértéke szerint a talajinverziók maximuma ősztől, minimuma tavasszal van, míg télen és nyáron a gyakoriság azonos. Mind a négy évszakban a 0 órai felszállások idején található a gyakoriság érték maximuma. A talajinverziók a déli órákra általában feloszlanak, míg az esti órákban, különösen ősztől, ismét megnöveked a gyakorisági érték.

A talajinverziók vizsgálata során kitűnik, hogy tavasztól őszig a gyakorisági érték változása híven tükrözi a be- és kisugárzási viszonyokat. Télen azonban jelentősen eltér ettől: az éjszakai órákban nem keletkezik annyi talajinverzió, mint amennyi a kisugárzási időszak hossza, a kisugárzást nagymértékben elősegítő hófelszín alapján várható lenne, a déli órákban pedig gyakran fennmarad az inverzió.

Ahhoz, hogy megérthessük, miért nem alakul ki a téli évszakban a kedvező elő-

feltételek ellenére sok talajinverzió, meg kell vizsgálnunk a téli—nyári talajinverziók közötti különbségeket.

A téli—nyári inverziókat helytelen lenne úgy jellemezni, hogy lényeges eltérés csupán élettartamukban van, bár kétségtelen, hogy ebből a szempontból is lényegesek a különbségek, amint azt korábban már kimutattuk [4]. A feldolgozás során kitént, hogy nyáron általában a 0 órai, tavasszal és ősszel már a 6 és a 18 órai felszállásoknál is gyakran figyelhető meg inverzió. Télen a hosszú tartamú inverziók a gyakoribbak: 24 órán át vagy még ennél is tartósabb inverzió kizárólag télen alakul ki.



5. ábra. A hideg légpárna inverziók kialakulásának fázisai. A görbék a hőmérsékleti állapotgörbék alakulását ábrázolják a hideg légpárna kialakulásának folyamán

Tekintettel arra, hogy a nyári talajinverziók keletkezése és feloszlása egyértelműen magyarázható, vizsgálatunkat az 5 év téli inverzióira korlátoztuk. Az időbeli függőleges metszetek tüzetes vizsgálata alapján megállapítható, hogy télen a talajközeli alsó 1 km-es légrétegben kétféle típusú inverzió figyelhető meg:

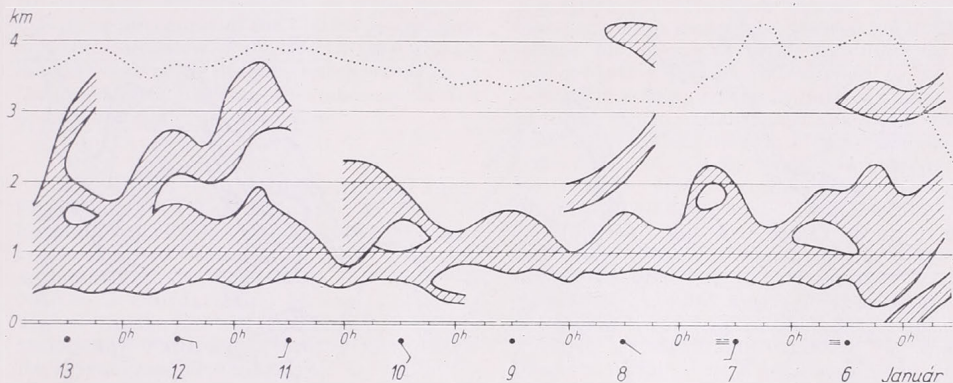
- A) az inverzió alsó szintje a talajfelszínen helyezkedik el; tipikus kisugárzási, illetőleg hideglégpárna inverzió.
- B) az inverzió alsó szintje a talajfelszín fölött helyezkedik el; a hideglégpárna inverzió speciális esete.

Az A) típusú inverziókban nagy hőmérsékletkülönbségek és nagy negatív hőmérsékleti gradiensek alakulnak ki. Tartamuk 12 órától több napig terjedhet. A kisugárzás útján keletkezett inverziók esetében gyakori a napsütés, az éjszakai órákban viszont nem ritka a ködképződés sem. Amennyiben a kisugárzási inverzió egybeolvad egy hideglégpárna inverzióval, kialakul a hideglégpárna talajinverzió. A jelenség lefolyását az 5. ábrán (A rész) az állapotgörbe alsó szakaszának sematikus ábrázolásával szemléltetjük. A talajon kialakult kisugárzási inverzió (1) fölött a Kárpát-medencébe beáramló enyhe levegő határfelületén kialakuló, alapjában véve frontális inverzió (2) lassan süllyed (3) és egybeolvad a kisugárzási inverzióval (4). A felső, frontális inverzióban a keveredés hatására keletkező St felhőzet az inverziós réteg süllyedésével egybeolvad a talajinverzióban kialakult kisugárzási köddel, és huzamos ideig tartó ködös, zúzmars, hideg időt okoz. A két inverzió egyesülése után tekintélyes, sok esetben 1000 m-t meghaladó vastagságú inverziós réteg alakul ki, amelyben nem ritka a 10° – 15° -os hőmérsékletkülönbség sem. Az inverziós rétegben levő gradiens értékek is jelentősek, azonban korántsem ezek a legerősebb inverziók. A szél a talajon általában S–SW, az inverzió tetején W–NW irányú.

A B) típusú inverzió talán kevésbé ismert, de igen gyakori esete a hideglégpárna inverzióknak. Ezt a típust hideglégpárna talajfölötti inverzióknak nevezhetnénk. Kialakulásának mechanizmusa a következő (5. ábra B).

A Kárpát-medencét hideg levegő árasztja el, amelyben a hőmérsékleti gradiens

pozitív (1). Ezt követően, mielőtt jelentősebb kisugárzási inverzió kialakulhatna, vagy az esetleg kialakult gyenge inverzió feloszlása után, megindul a meleg levegő beáramlása a medencében levő hideg levegő fölé. A két levegőfajta határán kialakuló frontális inverzióban képződő felhőzet megakadályozza a kisugárzási inverzió kialakulását a talajfelszínen (2). Az inverziós szint lassú süllyedésével együtt a réteg vastagodása figyelhető meg, azonban az inverzió alsó szintje csak sokára vagy egyáltalán nem éri el a talajfelszínt. A talajközeli légrétegben, az inverzió alatt, a vastag St felhőzet miatt nem tud kialakulni talajinverzió. Az időjárás borult, párás, mérsékelt



6. ábra, A hideg légpárna talajfölötti inverzió kialakulásának menete 1964. jan. 6—13-ig; a vonal-kázott terület az inverziós réteg, a pontozott görbe a —10 fokos izoterma

hideg. A pozitív gradiensű talajfölötti rétegben gyenge keleties irányú, a felette levő inverziós rétegben mérséklet S—SW irányú szél fúj. Az inverziós rétegből kiemelkedő magasabb hegyeken tartós napsütés mellett a síksági állomásokhoz képest 8°—12°-kal melegebb van.

A hideglégpárna talajfölötti inverzió is tartós, több napon keresztül fennálló jelenség. A B) típusú hideglégpárna inverzió esetén tehát hosszabb ideig nem alakul ki talajinverzió. Tekintettel arra, hogy nyáron ilyen időjárási helyzet nem jöhet létre, érthető, hogy miért kisebb télen a talajinverziók gyakorisága az inverziók abszolút számának növekedése ellenére.

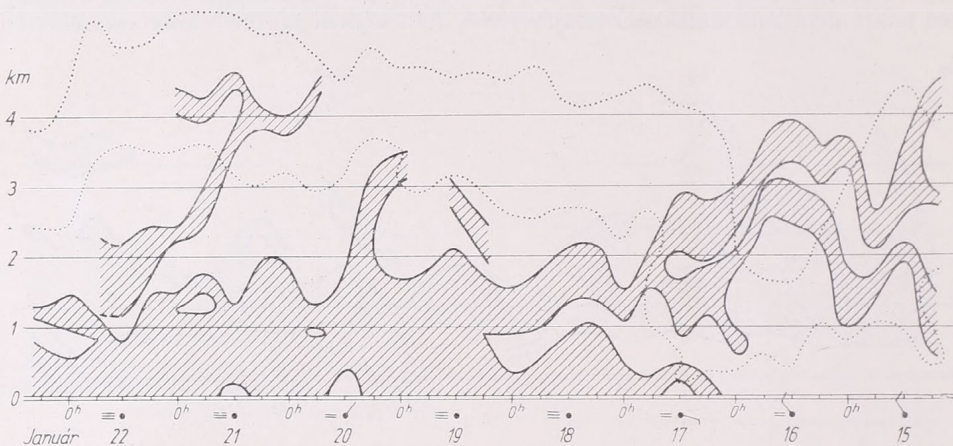
Az A) és a B) típusú hideglégpárna inverzióra bemutatunk egy-egy példát: 1964 januárjában mindkét inverzió típus előfordult, s ez a tény kedvező lehetőséget nyújt arra, hogy a két inverzió típus hasonló és egymástól elütő vonásait felfedjük (6. ábra).

1964 januárjának első napjaiban hideg levegő árasztotta el a Kárpát-medencét. Január 4-én 0 órától Budapest fölött a magaslégrétegben fölmelegedés indult meg. A —10°-os izoterma szintje 2000 m-ről 4200 m-re emelkedett, s a talaj közelében megjelent a 0°-os izoterma is. A fölmelegedéssel egyidőben a 4000—5000 m magasan elhelyezkedő inverziós réteg fokozatosan lesüllyed, miközben tekintélyesen megvastagodott. Az inverziós réteg 6-án hajnalra elérte az 1000 m-es szintet, sőt a 6 órai felszálláskor már csupán 200 m magasan volt. Később kissé megemelkedett, alsó szintjének magassága 400—700 m között változott. Az inverziós réteg vastagsága az időszak alatt jelentős változékonyságot mutatott, 400 és 2000 m között ingadozott.

Az időszak elején gyenge köd volt, majd a látástávolság növekedett, párás volt az idő. Az időszak végig borult, 6-a és 15-e között a napsütéses órák száma 0, ugyanekkor az időszakban a Kékestetőn derült égbolttal napi 8 órás napsütés volt. Január 8—10. között a magasban 10—15 m/mp sebességű S—SW irányú szelet mérték, ugyanekkor kisebb csapadékhullás is volt.

A hőmérséklet -7° , -10° , a légnyomás 1010–1015 mb között változik. A hőmérsékleti gradiens középértéke $-2,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Az esetek 67%-ában 10° -nál nagyobb hőmérséklet különbséget észleltünk az inverzió alja és teteje között.

Az inverziós réteg 15-én hajnalban, fennállásának 10. napján, egy hidegbetörés hatására 2 km fölé emelkedik. A -10 fokos izoterma 4000 méterről 500 méterre süllyed (7. ábra).



7. ábra. A hideg légpárna talajinverzió kialakulásának menete 1964. jan. 15–23. között; a vonalkázott terület az inverziós réteg, a pontozott görbe a -10 , illetve a -20 fokos izoterma

Január 17-én éjfélről ismét melegedés figyelhető meg a magaslégkörben, a -10° -os izoterma előbb 2000, majd fokozatosan 3000 m fölé emelkedik, s a talaj közelében ismét megjelenik a 0° -os izoterma. 17-én a talajon kialakul a talajinverzió, amely 19-én hajnalban egybeolvad a fokozatosan süllyedő felső inverzióval. Erős köd keletkezik és a látástávolság 500 m alá csökken. Lényeges javulás csaknem egy hét múlva, 25-én következik be, amikor a látástávolság 1 km fölé emelkedik.

A két inverziós réteg egyesülése után a talajinverzió vastagsága meghaladja a 2000 m-t, sőt 20-án hajnalban a 3200 m-t. A maximális hőmérsékletkülönbség az inverzió alja és teteje között eléri a $17,0^{\circ}$ -ot, míg a hőmérsékleti gradiens középértéke: $-2,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Az esetek 31%-ában 10 foknál nagyobb hőmérséklet különbség volt az inverziós rétegben.

A hőmérséklet -10 , -17° , a légnyomás 1015–1022 mb között változott. Az időszak folyamán számottevő csapadék nem hullott, 3–4 km magasságig gyenge, változó irányú szél fújt, szélerősödés csak 23-án egy gyenge hidegbetörés alkalmával fordult elő. Jan. 19–25. között országszerte zúzmaraképződés, a déli órákban viszont néhány órás napsütés volt.

Az inverziós réteg az időszak vége felé, a már említett gyenge hidegbetörés hatására, elvékonyodott, majd 25-én 9 napos tartam után feloszlott.

IRODALOM

- [1] Reidat, R. und Bohnsack, G.: Auf- und Abbau von Bodeninversionen. Mitteilungen der VGB. Heft 87. 1963. 401–408.
- [2] Herath, F.: Inversionsstudie. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone. Nr. 9.
- [3] Hromov, Sz. P.: A szinoptikus meteorológia alapjai. Akadémiai Kiadó, Budapest 1952.
- [4] Ventura, E.: A talajközeli inverziók jellemzői Budapest felett. Időjárás, 69. évf. 32–39. old.
- [5] Ventura, E.: Az inverziók és a látástávolság kapcsolata. Időjárás, 70. évf. 369–373. old.

Meteorológiai mesterséges holdak (I)

A TIROS-sorozat és a TOS-rendszer

Meteorological satellites (I) — The TIROS series and the TOS system (Summary). In this article the first steps towards the establishment of a meteorological satellite system are reviewed. Weather satellites placed in orbit by the U.S.A. in the course of the TIROS programme and the realization of the TIROS Operational Satellite system are described with reference to the milestones marking the advance in the operational use of satellite data.

✱

1960. április 1-én a meteorológiai megfigyelések és a légkörkutató új fejezete kezdődött el. Ezen a napon 1140 GMT óra-kor bocsátotta útjára az Egyesült Államok aeronautikai és űrkutatási hivatala (a NASA) a floridai Cape Kennedy rakétakilövő támaszpontonról a TIROS I (Television and Infra-Red Observations Satellite) elnevezésű első meteorológiai rendelkezésű kísérleti mesterséges holdat. A 107 cm magasságú és 48 cm átmérőjű dob (pontosabban 18 oldalas derékszögű poliéder) alakú, 127 kg súlyú műszert háromlépcsős Thor-Able hordozórakéta juttatta 700 km magasságban közel kőr alakú Föld körüli pályára. A holdra szerelt, 9260 darab nap-elemmel táplált berendezés nagylátószögű (104°), 2,3 km-es felbontó képességű televíziós kamerájának felvételeit a Fort Monmouth-i földi irányító állomásnak már az első körülfordulás során sikerült vennie; a képeken a földfelszín mintegy 1,7 millió km²-es területe és az azt borító felhőtakaró új perspektívában jelent meg a kutatók előtt. A felvételek alapján elkészített felhő-térképet azonnal továbbították a Suitland-i meteorológiai központba, és ezzel a szín-optikus analízis-technika ma már szinte nélkülözhetetlenek tűnő segédlettel gazdagodott. A holdra egy kislátószögű (12°), nagy felbontó képességű televíziós kamerát is felszereltek. Ezeken a felvételeken a 300 m átmérőjű felhőelemek is láthatóvá váltak, és így lehetőség nyílt a felhőrendszerek finomabb szerkezetének tanulmányozására, több, addig ismeretlen, illetve csak föltételezett formátum (például a konvektív felhőzet cellás elrendeződése) felderítésére.

A TIROS I fellövése egy nagyszabású kísérleti program megvalósításának első állomását jelentette, azt hamarosan újabbak követték, s a meteorológiai mesterséges holdak kifejlesztésének kísérleti szakasza az 1965. július 2-án felbocsátott TIROS X jelzésű műholddal fejeződött be. A közbeeső

időszakban hatalmas fejlődésen ment át mind a műholdak optimális pályára juttatásának, mind a televíziós felhőképek felvételének és továbbításának technikája. E kísérletek tudományos hasznát lehetetlen lenne egyetlen mondatba sűrítve megfogalmazni, hiszen egy olyan új tudományág, a *műhold-meteorológia* eredményeit és perspektíváit kellene méltatni, amely a légkör-kutatás szinte valamennyi területén már most képviselteti magát. A nagy magasságokból érkező, s a meteorológia történetében először *valóban globális* kiterjedésű információk feldolgozása, rendszerezése és értelmezése világszerte lelkes ütemben indult meg; ebben a munkában a magyar meteorológiai szolgálat kezdettől fogva szintén részt vállalt, amint arról az *Időjárás* hasábjain megjelent publikációk is tanúskodnak. Visszapillantásunkban a máig megtett útnak csak a legjelentősebb mér-földköveinél állunk meg, vázolvva azokat a lépéseket, amelyek a meteorológiai mesterséges holdak alkalmazhatóságának jelenlegi színvonalát megteremtették.

A TIROS I a tervezett 90 napos operációs időszaknak megfelelően 1960. június 29-ig működött, s azt 1960. november 23-án követte a TIROS II fellövése. Ezt a holdat a televíziós kamerákon kívül két sugárzásmérő berendezéssel, egy nagytérsgű mérés-ekre alkalmas infravörös sugárzásmérővel és egy 60 × 60 km-es felbontó képességű, ötesatornás radiométerrel is felszerelték. Az infravörös sugárzásmérések alapján lehetővé vált a földfelszín és a felhőtető hőmérsékletének meghatározása, valamint az éjszakai felhős területek felderítése. A nagy felbontó képességű komplex műszer speciális mérések megvalósítására készült. A 6—6,5 μ hullámhossz-tartományban (a vízgőz fő elnyelési sávjában) érzékeny 1-es csatornája a légköri vízgőz mennyiségét, a 8 és 12 μ közötti intervallumban érzékeny 2-es csatornája pedig a maximális légköri áteresztőképesség tartományában történő kisugárzás intenzitását volt hivatott megállapítani. A 0,25 μ és a 6 μ közötti tartományra kalibrált 3-as csatorna a Föld albedóját mérte, míg a 4-es csatorna feladata az volt, hogy a Föld által kibocsátott teljes termikus energiát meghatározza, ezért a lehető legszélesebb hullámhossz-intervallumra (8—30 μ) lett beállítva. Végül az 5-ös csatorna érzékenysége megfelelt a televíziós rendszer képbontó esőveinek a 0,55 μ és 0,75 μ közötti intervallumba eső érzékenységeivel és azok ellenőrzését célozta.

A sikeres kísérletek nyomán a TIROS III már meghatározott operatív feladatokat hajtott végre: fellövése napján, 1961. július 12-én, a Weather Bureau megkezdte nemzetközi viszonylatban az ún. vihar-tanácsadások kibocsátását, amelyek trópusi ciklonokra vonatkozó figyelmeztetéseket és előrejelzéseket tartalmaztak a műhold-felvételek alapján. 1961. augusztus 7-én a műhold-adatok felhasználása tovább bővült: a műhold-laboratóriumból elkezdődött a felhőfényképek fakszimilén történő továbbítása az Egyesült Államok összes repülő időjelző központja számára. A Suintlandi meteorológiai központ ugyancsak ennél a mesterséges holdnál próbálta ki először kísérleti operatív programját. Szolgálatra kész térkép-analizátorok vártak valamennyi felhőképnek a műhold-irányító állomásról való beérkezését, s amikor az információk különösen érdekesek voltak, azonnal konzultációra ültek össze a prognosztizőrökkel. A tanácskozás eredményeként nem egyszer módosítani kellett a térkép-analíziseket, különösen a szeptemberben gyakori trópusi örvényekkel kapcsolatban. Bebizonyosodott, hogy a televíziós felvételeken a hurrikánok igen megbízhatóan nyomom követhetők. A legérdekesebb eset 1961. szeptember 10-én fordult elő. A már ismert *Debbie* nevű hurrikántól délkeletre a 11°N, 30°W körzetben a 18 GMT óras felvételen egy újabb örvény jelent meg, amelyről azonnal értesítették San Juan és Miami hurrikánjelző központját. Mire húsz órával később a következő képszéria erről a térségről beérkezett, a légifelderítők és a hajó-jelentések már igazolták a vihar létét és San Juan kiadta 1. sz. jelentését az *Esther* nevű hurrikánról. A TIROS III-t azóta gyakran hurrikán-vadásznak is nevezik.

Az 1962. február 8-án fellőtt TIROS IV működését szintén nemzetközi jelentőségű esemény jelzi: 1962. április 15-én kezdte meg a Weather Bureau a nefanalízisek rádió-fakszimile kisugárzását Európa, Afrika, Kelet-Ázsia és Ausztrália számára. Mithingy a műhold pályasíkja — elődjeihez hasonlóan — az egyenlítői síkkal 48°-os szöget zárt be, ezek az analízisek a földfelszínnek csak az 58°N és 58°S közötti területeit ölelheték fel. Az 1962. június 19-én felbocsátott TIROS V-nél a pálya hajlásszögét már sikerült 10 fokkal megnövelni, és ezzel a képborítást a 65°N s 65°S szélességéig kiterjeszteni. Tovább növelte a képborítást az a körülmény, hogy 1962. szeptember 18-án kilőtték a TIROS VI-ot is, és így — az addigiak során először — egy időben két működő mesterséges hold szolgáltatott adatokat. Egyébként mindkét hold elsődleges rendeltetése az volt, hogy az előző év kedvező tapasztalatai alapján az őszi gyakorisági maximum idején ismét

segítségül szolgáljon az Atlanti-óceán és a Csendes-óceán trópusi viharainak felderítésében. Működésük során a kiadott vihar-tanácsok száma 760 volt.

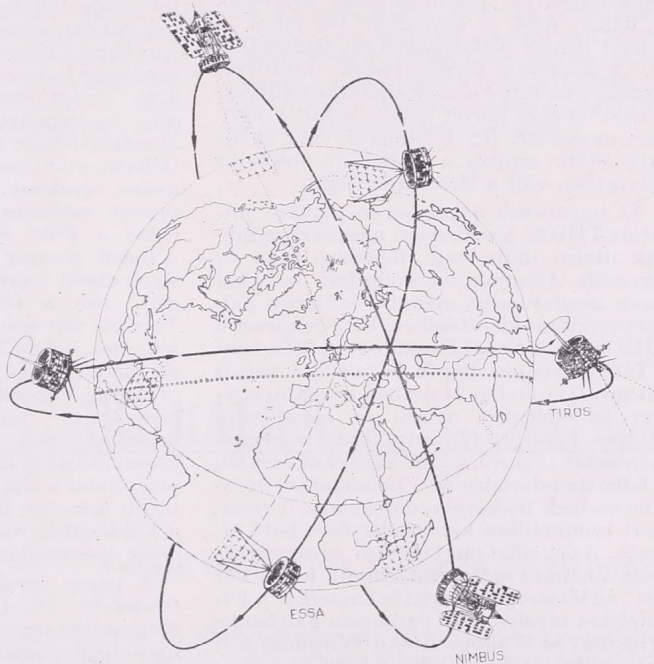
A TIROS-sorozat holdjainak aktív élet-tartamában ugrásszerű növekedést hozott a VII-es sorszámú műhold: 1963. június 19-én bocsátották pályájára és — szemben elődjének viszonylag szintén hosszú, 13 hónapos operációs szakaszával — bár 1965 elején úgy programozták, hogy csak kiegészítse a sorozat többi tagjainak megfigyeléseit, még 1967 folyamán is továbbított használható képeket. Ilyenformán továbbra is biztosítva volt, hogy egyidejűleg több működő műhold felvételei növeljék a globális képborítás mértékét, és így egy újabb technikai probléma került előtérbe: a felvett képek *azonnali* felhasználhatósága kérdésének megoldása. A TIROS-sorozat eddigi tagjainak televíziós képtovábbító egységei ugyanis ún. késleltetett üzemmóddal működtek: az egyes kamerák 500 soros képfelvételei 9,5 mm-es mágnesszalagon tárolódtak egészen addig, amíg a két, illetve három földi irányító állomás valamelyike parancsot nem sugárzott a felvételek leadására. Az átlagosan 100 perc keringési idejű holdak napi 14 körülfordulásuk során 8, néha 9 alkalommal léptek be 4—10 percre az irányító állomások rádió-összeköttetési körzetébe és játszották vissza a felvétellel megegyező 12,7 cm/sec sebességgel a szalagokon tárolt képeket. A holdon elhelyezett, 9 napelemmel és egy infravörös cellával működő pozíciójelző rendszer a kamerák tevékenységét úgy irányította, hogy a mágnesszalagra kizárólag hasznos képek kerüljenek, tehát azok, amelyek a napsütötte földfelszín a hold tengelyével párhuzamos és így a térben rögzített optikai tengelyű kamera látómezején belül van. Ily módon elérhető volt, hogy a 32 kép befogadására alkalmas 122 m hosszú mágnesszalagon 30 másodpercenként készült felvételek tárolódnak, ami a nagy látószögű kameráknál 50%-os képfedést biztosított a pálya mentén.

Az első automatikus képtovábbító (APT) rendszert az 1963. december 21-én felbocsátott TIROS VIII egyik 104°-os látószögű kamerájával próbálták ki. Ennél a berendezésnél a kamera lencséje a felhőtakaró képet egy kisméretű televíziós képbontó cső fotokonduktív ernyőjére vetíti, amelyet polisztirol-réteggel vontak be. A polisztirol nagy specifikus ellenállása lehetővé teszi, hogy a kép a felület megvilágításakor kialakuló elektrosztatikus töltésrendeződés formájában akár hónapokig tárolódjon. Az így rögzített képet egy elektronsugár leolvasó videofrekvenciás jelekké alakítja át, amelyeket megfelelő moduláció után a mesterséges hold antennája azonnal kisugároz.

A kommunikáció a 136–137 Mc űrkutatási hullámsávban történik: a segédvívó egy 5 W-os adó 136 Mc frekvenciáját ± 10 kc értékkel modulálja úgy, hogy a fehér szín adja a maximális amplitudót (pozitív moduláció), s a talajon elhelyezett vevő megfelelő fakszimile egységében az impulzusok közvetlenül képpé transzformálódnak. A kiolvasás után a képbontó cső ernyőjén homogén potenciálmező alakul ki (a kép törődik) és az elektromos ciklus a következő kép exponálásánál kezdődik előlről. Ilyenformán a földi vevő vételi körzetében (kb. 5°-nál nagyobb látószögben) haladó mű-

nyolult manővereket kellett alkalmazni. A holdat mindenekelőtt délkeleti irányban az Atlanti-óceán fölé szállították, azután három különálló parancsot kapott mozgásirányának megváltoztatására, amelyek alapján pályája Kuba és Panama felé fordult. A TIROS IX először az Egyenlítő fölött a 84°W hosszúságon (Quito-tól mintegy 500 km-rel nyugatra) tért rá végleges pályájára.

Ezután következett a második manőver-sorozat, amelyet annak érdekében hajtottak végre, hogy a földfelszín a pálya minden pontján a televíziós kamerák látómeze-



A TIROS, ESSA és Nimbus típusú meteorológiai mesterséges holdak pályái és azoknak a pályán elfoglalt helyzete [I. Haupt: Wettersatellitenbeobachtungen und ihre Auswertung (Met. Abh. LXX/1. 1966.) nyomán]

MSF 30

hold által készített felhőkép a leadás 208 sec-os időtartama után, tehát gyakorlatilag azonnal a felhasználó rendelkezésére áll.

A kísérleti mesterséges holdak pályára juttatásának két szempontból is kiemelkedő eseménye volt 1965. január 22-én a TIROS IX fellövése. Ez volt az első olyan kísérleti műhold, amelyet a floridai kilövő bázisról a földforgással szembeni kvázipoláris, ún. napszinkron pályára boesátottak. Pályasíkjá az egyenlítői síkkal 96,4°-os (retrográd 83,6°-os) szöveget zárt be és így gyakorlatilag globális képborítást biztosított: a hold a Föld közel minden pontja fölött naponta kétszer ugyanabban a helyi időben haladt át. Természetesen ehhez bo-

jén belül legyen. A TIROS-sorozat I–VIII holdjainál (és utoljára még a TIROS X-nél is), mint már mondtuk, ezt nem biztosították, mivel a kamerák optikai tengelyét a holdak forgástengelyével párhuzamosan rögzítették. A holdaknak e tengely körüli optimális, közel állandó, 8–12 fordulat/perc sebességű pörgését a holdra szerelt dinamikai kontroll-berendezés biztosította, és pörgés-stabilizátor alkalmazásával sikerült elérni azt is, hogy a tengely irányítottsága az egész operációs szakasz folyamán végig rögzített legyen, jó közelítéssel a pálya síkjában maradjon. Ilyenformán azonban a kamerák egy-egy körülfordulás során csak körülbelül 15–20 percig irá-

nyultak a földfelszín felé, a pályának több mint a felében a világűrbe néztek.

A TIROS IX első körülfordulása során a forgástengely irányítottsága még megegyezett az előző műholdakéval. Az ezt követő 24 óra során azonban kormányzó-fűvőkák bekapcsolásával sikerült megvalósítani, hogy a tengely 90°-kal elforduljon, azaz a pálya síkjára merőleges irányú legyen. A pontos korrekciót a 18. körülfordulás után fejezték be: a hold ezután a pályáján már úgy mozgott, mint a saját tengelye körül átlagosan 10 fordulat/perc sebességgel gördülő koszikerék. A hold két nagylátószögű kameráját éppen ezért most nem a forgástengellyel párhuzamosan helyezték el, hanem azok — egymástól 180 fokra — a hold henger alakú palástján tekintettek ki. A kamerák tevékenységét infravörös szenzor vezérelte, amely állandóan követte a hold-tengely körüli pörgés során a horizont mozgását. Így a kamerák csak akkor exponáltak, amikor a földfelszín optimális helyzetben volt a látómezőn belül.

Az ugyancsak napszinkron pályára juttatott TIROS X a kísérleti mesterséges holdak utolsó tagja volt, fellövése után az Egyesült Államok hozzákezdett az 1961 őszen megtervezett operatív időjárás-műhold-rendszer kiépítéséhez. Ez a rendszer a TIROS Operational Satellite rövidítéseként a TOS elnevezést kapta és feladata kettős jellegű: (1) minden 24 órában legalább egyszer felhőképeket nyerni az egész nap-szította Földről, (2) infravörös sugárzás-méréseket végezni a Föld árnyékos oldalán a felhőelrendeződés és a hőháztartás komponenseinek felderítése érdekében. A rendszert minimálisan két mesterséges hold alkotja. Az egyiket nagytérségű sugárzásmérésre alkalmas műszerrel szerelik fel, és két 104°-os látószögű televíziós kamerája a felvételeket tárolva földi parancsra Fairbanks (Alaska) és Wallops Island (Virginia) irányító állomásoknak adja le; innen az információk a washingtoni meteorológiai világközpontba kerülnek. A másik hold két 107°-os látószögű kamerája APT-rendszerhez kapcsolódik, a hold kizárólag operatív célt szolgál.

A TOS-rendszer mesterséges holdjai az *Environmental Survey Satellite* rövidítéseként az ESSA nevet viselik. A páratlan sorszámú holdak végzik a sugárzásméréseket és a globális képgyűjtést, a páros sorszámúak pedig az automatikus képtovábbítást. A rendszer 1966 februárjában kezdte meg működését a 3-án fellőtt ESSA 1 és a 28-án felbocsátott ESSA 2 műhoddal. A jelenleg pályán levő legújabb két ESSA-hold az 1967. április 20-án fellőtt 5-ös és az 1967. november 10-én fellőtt 6-os sorszámú műszer. Az ESSA-holdakat a Cape Kennedy-i bázisról a TIROS IX-nél kipróbált mód-

szerrel juttatják pályára, és ezzel a Föld felszínének 80%-át meghaladó képborítást sikerül elérni. A holdak külsőleg hasonlítanak a TIROS-széria tagjaihoz, átlagos súlyuk 130 és 140 kg között van, az energiát 9200 napelem szolgáltatja. Közel kör alakú pályájuk átlagos magassága (az ESSA 1 kivételével) körülbelül a kétszerese az előző műholdakénak: 1380 és 1450 km között van, s így keringési idejük 113–115 perc körüli. Az ilyen magasságban keringő holdak számított passzív élettartama — szemben a TIROS-holdak 80–120 évével — már minimálisan 10 000 év.

A páratlan sorszámú ESSA-holdak a televíziós fényképfelvételeket 260 másodpercenként készítik, mágnesszalagjaik 48 kép befogadására alkalmasak. Az ESSA 3 sugárzási műszerei — szemben az ESSA I-ével — már összetett mérések végrehajtására is képesek. Szenzorai közül kettő abszolút fekete test, a színképnek mind a látható, mind pedig az infravörös tartományára érzékeny. Az egyik szenzor látómezője csaknem 180°, azaz mind a Nap, mind a Föld sugárzási energiáját méri. A másik szenzor látószöge csak 90°, a napsugárzástól leárnyékolta, s sugárzási energiát csak a földfelszín irányából nyer. További két szenzora, hasonló látómezőkkel, csak a 7 és 30 μ közötti infravörös sugárzásra érzékeny. A sugárzási adatok a kiolvasásig digitális formában szintén mágnesszalagon tározódnak, felhasználásuk lehetővé teszi, hogy meghatározzuk a hosszuhullámú kisugárzás földrajzi eloszlását, annak a Naptól érkező energiával mutatott arányát, valamint a napsugárzásnak a Föld-légréteg rendszerben való visszaverődését és szóródását.

A páros sorszámú ESSA-holdak APT-rendszerét kb. 1400 km-es átlagos pályamagasságra programozták: a felvételek 352 másodpercenként (pontosabban 64 pörgésciklusonként) készülnek, ami a pálya mentén az egymást követő felvételeken 30%-os átfedést biztosít. A képtovábbítás technikája lényegében megegyezik a TIROS VIII-nál követett eljárással. A tároló vidikon 800 soros kisméretű (11,2 \times 11,2 mm-es) elektrosztatikus töltéshordozóján a 40 mikrosecon exponálás során kialakuló töltérelrendeződést az elektron-sugár 4 sor/sec sebességgel tapogatja le, tehát a teljes felhőkép leadása 200 másodpercet vesz igénybe. A képadást egy 3 sec-os starthang vezeti be, amelynek végén exponál a kamera. Ezt egy 5 sec-os fázisjel követi, amelynek alapján a vevő-berendezés a sorkezet (képszél) szinkronizálódik. Ilyenkorán egy-egy kép továbbítása összesen 208 sec-ig tart, s az egyes képek adása között 144 másodperces szünet van.

A napszinkron pályán haladó ESSA-

holdak keringési idejéből következik, hogy két szomszédos pálya egymástól az Egyenlítőnél 28 és fél fokra, körülbelül 3200 km-re helyezkedik el. Az APT-kamerák 107^{-os} látószögével és az 1400 km-es átlagos pályamagassággal számolva, a továbbított képek körülbelül 10,5 millió km²-es területet ölelnek fel, azaz a képszélesség éppen 3200 km körüli. Így a műhold két szomszédos keringési pályáján készített felvételek az Egyenlítőn érintkeznek, s a poláris területek felé haladva mindig jobban fedik egymást. A szomszédos képek fedése a 45. földrajzi szélességen már mintegy 30%.

Az első APT-kísérletek megkezdésekor, a TIROS VIII felbocsátása idején, az Egyesült Államok a Föld különböző pontjain 50 földi képvévi állomást szerelt föl. Jelenleg a vevőállomások száma már jóval 300 fölött van: az APT-képeket az összes kontinensen és számos óceánjárón veszik.

Az ESSA 6 fellövésének időpontjában az Egyesült Államokban 216 vevőkészülék működött és 45 nemzeti meteorológiai szolgálat rendezkedett be televíziós felhőképek vételére. Ezekon kívül 26 egyetem, mintegy 25–30 televíziós társaság és számos magán személy építtette meg saját készülékét.

A magyar meteorológiai szolgálat APT-állomása a Budapest—Lőrinci Aerológiai Observatóriumban 1967 novemberének végén állt munkába. Ez év elejétől már rendszeresen történik a 0916 óra helyi időben érkező ESSA 6-ról kisugárzott televíziós képek vétele a térségünkben áthaladó, illetve a két ezzel szomszédos pályáról. Az összeszerkesztett kép-mozaikok az Atlanti-óceán középső részétől az Urálig és a Szaharától a kellően megvilágított poláris tájakig terjedő terület felhőzeti viszonyairól nyújtanak naponta hasznos információt az előrejelző szolgálat számára.

IRODALOM

KERESZTESI BÉLA (szerk.): A tölgyek. Budapest, 1967, Akadémiai Kiadó, 656 (B/5) old., 209 ábra, 147 táblázat. Ára 125,— Ft.

A MTA Agrártudományok Osztályának „Monográfia Sorozat”-ában megjelent szép kivitelű, izléesen díszes kötetet — mint minden hasonló, a meteorológia rokontudományai valamelyikével foglalkozó kiadványt — a meteorológus azzal az érdeklődéssel veszi kézbe, hogy vajon a benne közölt meteorológiai ismeretek helyesek-e (ez jelen esetben nem kétséges), s ha igen, sikerült-e a szerzőnek vagy szerzőknek bemutatni azt a szerves, sokoldalú kapcsolatot, amely a mű tárgyát képező tölgyek és a termőhelyüket környező térség időjárása, éghajlata között fennáll és végül, de nem utolsósorban, az is érdeklő, hogy a műben közölt biometeorológiai ismeretek a biológust vagy a meteorológust teszik-e gazdagabbá. (Az a szerencsés eset, ha mind a kettőt!)

„A tölgyek” nagy terjedelme bőséges alkalmat nyújt az ilyen egymásután következő, egymáshoz kapcsolódó kérdések megválaszolására vagyis a meteorológus érdeklődők és olvasók igényének kielégítésére.

A mű huszonnegy szerzője számos fejezetben tárgyal időjárás és éghajlati kérdéseket, közül idevágó kutatási eredményeket s előljáróban mindjárt megállapíthatjuk, hogy a meteorológiai anyag zöme a mondanivalóba szervesen beillesztve, azzal összeforrvva valóban biometeorológiai ismeretanyagot képez. A 10 nagy fejezetre tagolt könyvben ilyenek a tölgyek *dendrológiai* (a botanika fás-növényekkel foglalkozó ága) ismertetését tartalmazó első, a *termőhelyüket* ismertető második, a tölgyesek *telepítését, felújítását és nevelését* részletező hatodik, a *fatömeg és fatermés* kérdéseivel foglalkozó hetedik, a tölgyesek *használatát* taglaló nyolcadik és végül az olvasót a tölgyek fontosabb *betegségeivel, károsítóival*, valamint az ellenük való *védekezéssel* megismertető tizedik fejezet. Ezekben a fejezetekben a termőhelyi viszonyokhoz — közöttük az éghajlathoz — alkalmazkodott tölgyek természetési, nemesítési, csemetenevelési, fásítási, gépesítési kérdéseit tárgyalva a meteorológiai tényezőket adottak és természetesen tekintik a szerzők. A tárgyilagos,

az adottságokra építő szemlélet helyenként átmeny olyan tárgyalási formába, amelynek éppen az a törekvése, hogy az évről évre változó időjárás szintén változó hatásait, mint nem éghajlati jellegűeket, figyelmen kívül hagyja (pl. a 7. fejezetben a fatömeg kialakulásának, meghatározásának kérdései során vehetünk tudomást ilyenekről). Csak helyeselni lehet az ilyen tárgyalási módot.

Találunk a kötetben néhány olyan fejezetet, vagy pontot, amelyekben az időjárás-éghajlati kérdések minden teret kitértek. Ezek keltik fel leginkább a meteorológus érdeklődését.

Ezeknek a fejezeteknek a tanulmányozása során juthatunk el olyan általános érvényű problémák érzékeléséig, hogy pl. a Kárpátmedence az Európában honos tölgyfajoknak éppen olyan találkozóhelye, mint a legfontosabb európai klímatispusoknak is (atlanti, mediterrán, kontinentális). A meteorológus meg is erősítheti az első fejezet szerzőjének azt a megállapítását, hogy a különböző tölgyfajok, alfajok és változatok erdőgazdasági értékelése, a még fellelhető őshonos (a klímabázisokat legítisztábban tükröző) állományok, közöttük a legkiválóbb egykori európai tölgyesek mai utódjainak: a szlavontölgyeseknek az értékelése a magyar erdőgazdálkodás szempontjából igen nagyjelentőségű (57. old.). Hozzátehetjük, hogy ha ezt a munkát az érdeklét és érintett országok kutatói megkezdik és elvégzik, akkor fény derül sok olyan éghajlati részproblémára, mint pl. a mediterrán jelleg jelentkezése a Mediterráneumon kívül, különösen északkeleti irányban, tehát hazánkban is.

A legfontosabb hazai tölgyfajok részletes ismertetése során az éghajlattal szemben támasztott igény külön-külön, alpontokba foglalva olvasható. Gondos elemző munka eredményei ezek a fejezetrészek. Minden valószínűség szerint az OMI klimatológus kollektívája által készített „Magyarország Éghajlati Atlasza” volt a fő forrása az éghajlatigényt számokba és körülhatárolt területekbe foglaló szövegrészeknek. Az a feltűnően jó egyezés, amely a különböző tölgyfajok, illetve a különböző éghajlati elemek területi eloszlása között mutatkozik, arra utal, hogy a részletekben itt-ott mégis föllelhető eltérések oka nem a termőhelyek fölmerésének, vagy az éghajlati elemek mezői meghatározásának pontatlanságából származik, hanem — amint erre az 57. oldalról idézett megállapítás is utal — az erdőirtások, tarvágyások következtében nehezen tisztázható termőhelyhatárokból, illetve nem minden éghajlati sajátosság visszatükrözésére alkalmas történelmi-meteorológiai állomáshálózatban keresendő. Ez a feladat nem egyszerűen az eddigi erdészeti és meteorológiai kutatások bírálataként, hanem új, a jövőben elvégzendő kutatómunkaként jelentkezik.

Ismételjük: a mű át meg át van szöve időjárás- és éghajlati adatokkal s megítélésünk szerint ezek az adatok mindenütt a helyükön vannak. Az érdem a hazai meteorológiai (biometeorológiai, erdészeti meteorológiai) szakirodalomból jól ismert erdész-kutatóké: Babos Imréné, Igmándy Zoltáné, Járó Zoltáné, Majer Antalé, Mátyás Vilmosé, Papp Lászlóé, Sopp Lászlóé, Szodtfridt Istváné és Tóth Béláé. A többi szerző munkájáról általános értékül elismerésen túl a meteorológus nem illetékes véleményét mondani. Egyes részek megírásán kívül a szerkesztés nehéz feladatát *Keresztési Béla* — *Jérôme René* és *Páris János* lektorok segítségével — jól oldotta meg.

A könyv tartalma és terjedelme miatt nem egyvégtében történő elolvasásra való, hanem a különböző, a témájához kapcsolódó kérdések fölmerülése szerint nyilván egy-egy fejezetének, vagy pontjának elolvasása elégíti ki az érdeklődő vagy kutató szakembert. Ilyen szempontból is jól szerkesztett, jól megírt könyv, mert az egyes fejezetek önállóan is kerek egészet képeznek (sőt, olyan is van, amelyik túlságosan önálló, nem kapcsolódik elég szorosan általános témájához, mint pl. az egyébként jól sikerült 7. fejezet egyes pontjai). Stílusa élvezetes, irodalmi-esztétikai értékű, amint az is az, amiről mesél: az egyes tölgyfajok nemcsak tűzi- vagy iparifát adnak, hanem fokozzák a táj szépségét, növelik a városok körüli, vagy a városokon belüli parkok kedvező pszichikai és egészségmegővő hatását. Nem hibátlan mű (pl. „tudható be” — 25. old., „fagy általi” — 555. old., magyartalanságok, vagy „S hogy az ilyen . . .” — 238. old. erőltetett mondat szerkesztés, továbbá „magasabb térszint” a „magasabb térszín” vagy a „magasabb szint” helyett — 93. old.), de hibái eltörpülnek értékei, szépségei mellett. A meteorológus pedig — amennyiben tudományát nem önmagáért, hanem a gyakorlati alkalmazásért is óhajtja művelni — sok ösztönzést, sok értékes szakmai segítséget, sok hasznos adatot is talál benne.

Kéri Menyhért

SKEIB, GÜNTER: A déli jégvilág. 204 oldal (26 A/5 ív), 16 oldalon 81 fénykép, 50 szöveges kézi ábra és 15 táblázat. Kossuth Könyvkiadó, Budapest, 1967.

A szerző könyve megírásával olyan feladatra vállalkozott, amellyel eddig egyetlen sarkkutató sem próbálkozott. Könyvében elmondja mindazt, amit Antarktiszról tudunk. A fogalmak tisztázása végett leírja, hogy *Antarktikának* a Déli-sark egész szárazföldjét, mint kontinenst, nevezzük, *Antarktisznak* pedig az Antarktikt és az Atlanti-, Indiai-, Csendes-óceán déli részéből, a kontinentális talapatot borító Ross-, Weddel-, Amundsen-, Bellingshausen-, ún. selftengerekből álló területet együttesen. Az ilyen módon való felosztás egyre jobban eltejed, emellett szemléletes is.

A könyv öt részre tagolva tárgyalja az Antarktisz éghajlatát és élővilágát; közli a geológiai, földrajzi és geofizikai alapvető tudnivalókat, tömören leírja a földrészmegismerésért folyó kutatás történetét és azt, hogyan folyik az expedíciós munka Antarktison napjainkban. Képet alkotunk a sarkkutatók életéről, megtudjuk milyen az öltözködéskor és milyen lakásokban viselik el a kontinens kegyetlen hidegeit, orkán erejű szeleit. A könyv olvasása közben átéljük a szigorú telet, majd örülünk a nyárnak, — a szerző kalauzolásával — kirándulunk a kontinens partjai mentén, megismerkedünk az itt élő állatvilággal. Megesodáljuk a jéghegyeket és megismerjük keletkezésük körülményeit.

A szerző nem szakember olvasói számára is érthetően magyarázza a kontinens éghajlatát. A sarkvidékek csillagászati adottságaik következtében sokkal kevesebb napenergiát kapnak évente, mint a Föld bármely más vidéke. Ez a leglényegesebb oka annak, hogy a sarkok mentén hideg zóna húzódik. Ehhez járul a légkör sugárzás-gyengítő hatása, főképpen a sarkokon, mivel e zónákban a napsugárnak a légkörben megtett útja jóval hosszabb, mint az egyenlítőn, ahol a napsugarak merőlegesen jutnak a felszínre, ennél fogva itt a légkör a sugárzásnak nagyobb hányadát nyeli el, mint az egyenlítőn. E hatást a sarki levegő rendkívüli tisztasága sem tudja ellensúlyozni. Az Antarktika felszínének 95%-át hó borítja. Közismert, hogy a hófelszín a napsugárzás tekintélyes részét visszaveri, így a besugárzás mértéke tovább csökken. E tényezők hatására alakulnak ki a kontinens 90°-ot megközelítő hőmérsékletei. Paradoxonnak tűnik az a tény, hogy december 22-én, — a déli félgömb nyári napfordulója idején — a csillagászatilag lehetséges — vagyis a földi légkör külső hatására érkező — napenergia mennyisége a Déli-sarkon négyzetcentiméterenként 1185 kalória, míg az egyenlítőn 869 kalória.

A szerző a maga elé tűzött célt kitűnően oldotta meg, közérthetően írta le Antarktisz tájait, élő és élettelen világának sajátosságait, felhasználva ehhez a kutatások eredményeit is. A könyv — amelyben gyakran érződik a személyes élmény hatása — tanulságos olvasmány, magába sűríti mindazt, amit az Antarktiskáról és Antarktiszról tudni illik.

Barát József

SKODA, M.—ZIKMUNDA, O.: *Objektivní metody predpovedi v synoptické meteorologii (Objektiv előrejelzési módszerek a szinoptikus meteorológiában)*. Hidrometeorologický Ustav, Prága 1966. 204 (B/5) oldal.

Az Időjárás Világszolgálat kialakulásával, az elektronikus számológépek fokozottabb felhasználásával egyre nagyobb fontosságra tesznek szert a korszerű, hidrodinamikai vagy statisztikai alapokon nyugvó számszerű időjárás előrejelzések. E fejlődés a kisebb országokat sem kerüli el, hiszen a jelenlegi vonalas és rádiós távközlő berendezések útján minden előrejelző szolgálat megkapja vagy kaphatja a világcentrumok által készített előrejelzéseket. Ezek az előrejelzések nap mint nap a prognózist készítő szinoptikus asztalára kerülnek. Nem mindegy, hogyan tudja felhasználni a prognosztízor ezeket a térképeket. *Skoda és Zikmunda* cseh nyelven megjelent könyve azzal a céllal készült, hogy a szinoptikusokat megismertesse e korszerű módszerekkel.

A könyv hét fejezetből áll. Az első kettő a későbbiek megértéséhez szükséges dinamikus meteorológiai és termodinamikai ismereteket foglalja össze. A harmadik fejezetben több barotróp légköri modell (*Charney, Bolin* stb.) leírását láthatjuk, majd néhány egyszerűbb baroklin modellét (*Eliassen, Bushby—Sawyer, Charney—Phillips*), amelyeket a csehszlovák szolgálatban is kipróbáltak, vagy legalábbis alaposan áttanulmányoztak. Az előbbi fejezethez szorosan kapcsolódik a prognosztikai egyenletek numerikus és grafikus megoldásához használatos módszereket ismertető negyedik fejezet. Itt sorolják fel a szerzők azokat az eredményeket és következtetéseket, amelyeket az említett módszerek kipróbálása során kaptak.

Az előbbiektől teljesen eltérő metodikájú statisztikai rövidtávú előrejelzések kérdéseivel foglalkozik az 5. fejezet. (Ennek jelenléte miatt volt szükséges a könyvnek elég általános címet adni.) Itt a lineáris regressziós egyenletek előrejelzési alkalmazásával, a prediktorok kiválasztási módjával ismerkedhetünk meg. Kicsit rövidnek találjuk ezt a fejezetet, és minthogy szinoptikusoknak készült a könyv, a gyakorlati alkalmazásra talán jobban ki kellett volna térni. Ez még inkább látszik, ha összehasonlítjuk az objektív analízist tárgyaló 6. fejezettel, amely szinte a legapróbb részletekig bemutatja az analízis gépesítésének lépéseit. Ez az aránybeli eltérés talán onnan ered, hogy *M. Skoda* behatóan és eredményesen foglalkozott az automatikus adatelőkészítés és analízis kérdéseivel, s itt teljes képet adott e munkáról. Az utolsó fejezet az előrejelzők egyik legnagyobb problémájáról, a csapadék előrejelzéséről nyújt igen rövid — mindössze négy oldalas — áttekintést. A könyvet rövid függelék (az előrejelzések verifikációs formulái, vektoranalízis elemei), továbbá pár soros orosz és angol nyelvű összefoglaló zárja.

Bár a kötetet nyelvi nehézségek miatt nem tudtuk részleteiben is áttanulmányozni, úgy érezzük, a szerzők hasznos munkát végeztek, és a csehszlovák szinoptikusok eredményesen felhasználják a benne írottakat napi munkájukban.

Ambrózy Pál

БЕЛЮВ, П. Н.: **Практическиеметоди численого прогноза погоды (4 számszerű időjárás-előrejelzés gyakorlati módszerei)**. Második, bővített kiadás. 336 old. (14,5×21,5 cm). Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád 1967.

Négy évvel ezelőtt, 1963-ban jelent meg *Belov* könyvének első kiadása — ismertetése az *Időjárás* 68. évfolyamának 311—312. oldalán található — s most mégis úgy érezzük, szükséges megemlékeznünk az előttünk fekvő második kiadásról is.

A szerző e könyvben a moszkvai Hidrometeorológiai Központban 1958—66 között tartott szinoptikus továbbképző előadásainak anyagát teszi közzé, s a két kiadás összehasonlításakor rögtön kiténik, hogy az utóbbi évek sok újat hoztak: az ügyes összeállítású első kiadás után terjedelemben is, tartalomban is gazdagodott a második kiadás. Lássuk sorra az egyes fejezeteket.

Az első fejezet — a hidro- és termodinamikai alapegyenletek és alkalmazásuk — csaknem változatlan formában maradt, csak a divergencia-egyenlet diszkussziójával bővült.

Teljesen új, sőt majdnem azt mondhatnánk, a hasonló feladatokat ellátó szovjet könyvekkel szemben is újat ad a légköri hullámmozgásokkal foglalkozó, igen részletes és közérthetőségre törekvő második fejezet, amely elsősorban *Rossby*, *Kibel*, *Thompson* és *Obuhov* munkásságára támaszkodik.

Tartalmilag keveset változott a régi II. és III. fejezet (előrejelzés a közepes szintre, ill. a légkör több szintjére), de más elvek szerint történt a szétválasztás. Az új könyvben a III. fejezet a kvázigeosztrófikus, a IV. fejezet a nem-geosztrófikus légköri modelleket tárgyalja, függetlenül attól, egy vagy több szintre készül-e az előrejelzés. Az utóbbi fejezetben nagyobb súly helyeződött a primitív egyenletek megoldási módszereire is.

Külön fejezetet kapott az új kiadásban a hosszútávú numerikus előrejelzés, *Blinova* és *Belouszov* kutatásainak ismertetéséhez.

A korábbihoz képest jelentősen kibővült a statisztikai előrejelzési módszereket bemutató hatodik fejezet. Ebben a szerző főleg azokat a fizikai és matematikai alapokat elemzi, amelyekre a statisztikai módszerek épülnek.

Ugyancsak tartalmasabb lett az objektív analízist tárgyaló hetedik fejezet, amelybe a polinomos és az optimális interpoláció mellé ezúttal a korrekciós módszer is bekerült.

Egyetlen fejezet maradt ki az új kiadásból, mégpedig a meteorológiai feladatoknak elektronikus számológépen való programozása. Ezt a szerző azért hagyta el, mert a közelmúltban több, s a részletekbe jobban belemerülő könyv jelent meg e tárgyban.

Úgy találjuk, a könyv átdolgozása sikerrel járt, s a bővítés ellenére is meg tudta a szerző tartani azt az alapvető szempontot, hogy csak olyan módszereket tárt az olvasó elé, amelyek a rendszeres előrejelzői szolgáltatban megtalálhatók, vagy legalábbis hosszabb időn keresztül sikerrel kiállták a próbát. Ez is igazolja, hogy a címben található „gyakorlati” szó való tényeket takar.

Ambrózy Pál

ФЕДОСЕЕВ, И. А.: **Развитие знаний о происхождении, количестве у круговороте воды на земле (A földi vizek képződésére, mennyiségére és körfolyamatára vonatkozó ismereteink fejlődése)**. Moszkva 1967, kiadó „Nauka”, 136 old. 17 ábra, 14×21 cm, ára 0,57 rubel.

A szerző a tárgyra vonatkozó óriási irodalom igen részletes áttanulmányozása alapján ismerteti a Föld bolygó vízkészleteinek keletkezésére, mennyiségére és a légköri vízkörzés folyamatára vonatkozó ismeretek, föltevések és elméletek kialakulásának történetét.

A munka 352 szovjet és külföldi szerző dolgozatait idézi és részletes bibliográfiai utalásokat nyújt. Fejtegetései nem csupán regisztrálják a tárgykör fejlődését, hanem a különféle fölmerült felfogásokat kritikailag is értékeli. A könyv tanulságos olvasmányt nyújt mindenkinek, aki hidrometeorológiával, hidogeológiával vagy öségeghajlati kérdésekkel foglalkozik.

Rövid és inkább népszerű hangvételű általános bevezetés után (ennek címe: „A víz tulajdonságairól és jelentőségéről a természetben és a társadalomban”, 3—13. old.) következik a *földi vizek keletkezésének problémájával* foglalkozó, igen bőségesen dokumentált fejezet (14—39. old.). A szerző élesen előtérbe helyezi azt a tényt, hogy a földi vizek keletkezése (hidrogónia), valamint a légkör keletkezése (atmoszferogónia) az egész kozmogóniának központi jelentőségű fejezetei. Részletesen előadja, hogy magának a Földnek a keletkezésére nézve még mindig kétféle elmélet áll szemben egymással.

Az egyik a régi „meleg úton” való keletkezésről szóló elmélet, amely szerint a Föld és a többi bolygók anyaga a Nap anyagtömegéből származnának és a Föld eredetileg csakis gázállapotú anyagokból (légkörből) állt volna. A másik, az újabbkeletű, és ma sokak részéről szívesebben fogadott elmélet, amely szerint a Föld és a bolygók hideg úton, porszerű anyag összehalmozódása (akkreciója) útján képződtek és csak később, a radioaktív folyamatokból származó hőtermelés ré-

vén melegek fel, elsősorban a belső részeikben. Utóbbi esetben a Földnek eredetileg nem volt légköre, hanem csak utólagosan alakult ki. Az óceánok mindkét elméletben csak utólagosan kialakult képződmények lehetnek.

A szerző a legrégebbi időkben kezdődő és a legújabb időkig vezető történeti áttekintésnek végső tanulságait a 39. oldalon következőkben foglalja össze: A rendelkezésünkre álló geokémiai és egyéb adatok alapján legvalószínűbbnek látszik a Föld hideg úton való keletkezése, valamint az, hogy a Föld egész vízkészlete fokozatosan alakult ki hosszú földtani időszakok folyamán a földkéreg azon kőzeteiből (a magmából), amelyek a radioaktív hőfejlesztés folytán megolvadt állapotba kerültek.

Rendkívül érdekes kérdés az, vajon a Föld hidroszférájának fokozatos kialakulása egyenletes ütemben játszódott-e le a földtörténet folyamán és még jelenleg is folyamatosan van-e; vagy pedig a nagyszabású vízkezelés már a prekambrium korában lezárult. A kutatók nagy többsége *V. J. Vernadskijnak*, a nagy geokémikusnak a nézetét vallja, aki úgy gondolta, hogy a Föld mai vízkészletei lényegében már a földtörténeti ókor elején kialakultak és azóta nem játszódnak le egyéb, mint a meglévő vízmennyiség csekély mértékű ingadozása az egyik földtani korról a másikra.

Ezt az álláspontot támogatja az az újabb becslés is, amely szerint a vulkáni kitörések útján a légkörbe jutó juvenilis vízgőz évi mennyisége jelenleg mindössze csak egy tized köbkilométernyi folyékony vízmennyiségnek felel meg.

A szerző azzal a kérdéssel is foglalkozik, hogy a víz a légkörben milyen magasságokig található meg. Hivatkozik arra a tényre, hogy a mesterséges holdakkal végzett kutatások tanúsága szerint még 230—250 kilométer közti magasságban is együttesen fordulnak elő magános oxigénatomok és hidrogénatomok (39. oldal), és az ott uralkodó fizikai feltételek nem teszik lehetővé azt, hogy belőlük vízmolekulák keletkezzenek. Ez a tény a *juvenilis víz* fogalmának új kiterjesztésére vezet. Régebben a „juvenilis víz” kifejezésen olyan vízmennyiségeket értették, amelyek a vulkánizmus révén újonnan kerülnek bele a légkörbe. A fentiek szerint azonban számolnunk kell azzal a lehetőséggel is, hogy magán és légkörön belül is, nevezetesen a légkör felső rétegeiben, lejátszódnak a vízkezelés folyamata.

A munka második fejezetének címe „*A földi vízkészletek mennyiségére vonatkozó ismeretek fejlődése*” (40—69. old.). Alfejezetei: 1. A világtenger vízkészlete. 2. A szárazföldek felszíni vizei, a krioszféra és a légkör vízkészlete. 3. A földalatti vízkészlet. 4. A vízkészlet alakulása a földtani korok folyamán.

A könyv harmadik fejezete „*A víz körforgására vonatkozó ismeretek kialakulása*” (71—130. old.). A következő alfejezetekre tagozódik: 1. Az ókori természetfilozófusok elgondolásai (Lucretius tanköltményéből vett terjedelmes idézettel). 2. A középkor és a renaissance természetkutatónak elképzelései. 3. Észleléseken alapuló kutatások és a helyes vízkörzési szemlélet kidolgozása. 4. A kérdés további feltárása: az egész földkerekségre kiterjedő rendszer földérintése és a víz körforgásának mérlege.

Külön érdeklődésre tarthat számot a 124. oldalon közölt 17. ábra, amely a földkerekség víz-háztartásának egyes összetevőit számszerűen tünteti fel.

Aujeszký László

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest V., Szabadság tér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2,— forint, ifjúsági tagoknak 1,— forint.

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavartalan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

NEMZETKÖZI ELŐADÁSSOROZAT BUDAPESTEN A METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁSHÁLÓZAT RACIONÁLIS SŰRŰSÉGÉRŐL

A Tudományos Kutatásokat Koordináló Munkacsoport (RGKNIR) 1965-ben vette föl a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének vizsgálatait a koordináló új témák közé. A Klimatológiai Munkacsoport (RGK) 1967-ben varsói ülésén napirendre tűzte a meteorológiai állomások optimális elrendezésére vonatkozó tapasztalatok megtárgyalását, hogy az európai szocialista államok meteorológiai szolgálatai közös álláspontot alakítsanak ki állomáshálózatuk racionális fejlesztése terén. Egyben javasolta, hogy e témakörben további vizsgálatok történjenek és kérte az igazgatók konferenciáját, hogy az újabb eredmények megvitatása céljából szimpóziumot szervezzen. Még ebben az évben a potsdami igazgatói konferencia, elfogadva az ajánlást, javasolta, hogy 1968 első felében Budapesten kerüljön megrendezésre az állomáshálózat optimális sűrűségével foglalkozó szimpózium. A választás azért is esett Budapestre, mivel a szocialista országokban e témakörben folyó kutatásokat a Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálat koordinálja.

E kötelezettségeknek eleget téve 1968. április 23—25. között az Országos Meteorológiai Intézet és a Magyar Meteorológiai Társaság rendezésében a szocialista országok képviselői „*A meteorológiai mezők statisztikai szerkezete és az állomáshálózat racionális sűrűsége*” címmel háromnapos szimpóziumot tartottak a Technika Házában.

A Csehszlovák Szolgálatot Jitka Hrdá, a jugoszlávot J. Deljanic és Drago Ivanovic képviselte, Lengyelországból Sz. Kovalcsik küldte el dolgozatát a szimpóziumra. A Német Dem. Köztársaság szolgálatának delegátusa Gertraud Ortlieb, Thilo Günther és Wilfried Hauser dr. volt, a román szolgálat részéről S. Stoescu professzor, a Szovjetunió szolgálatától L. Sz. Gangyin professzor és Sz. A. Maszkovics érkezett Budapestre. A bolgár szolgálat bejelentette, hogy e tárgykorrel foglalkozó specialistája jelenleg a Déli Sarkon teljesít szolgálatot.

Április 23-án 9 órakor nyitotta meg a szimpóziumot Dési Frigyes egyetemi tanár, a ma-

gyar szolgálat vezetője, majd a szimpózium bevezetőjéül „*Az állomáshálózat optimális sűrűségét meghatározó módszerek elvi kérdéséről*” tartotta meg előadását. Összefoglalva az eddigi vizsgálatok irányelveit s eredményeit, rámutatott arra, hogy a további kutatások egyik legfontosabb szempontja a gazdaságosság elvének mérlegelése, vagyis a meteorológiai szolgáltatások terén a legkedvezőbb eredmény/költség index megállapítása. (Előadását, a téma különösen időszerű voltára tekintettel, legközelebbi számunkban teljes terjedelemben közöljük. Szerk.)

L. Sz. Gangyin professzor R. L. Kagannal közösen írt tanulmányát ismertette: „*A meteorológiai állomáshálózat tervezésének gazdaságossági szempontjai*” c. előadásában a geopotenciális mező gradiense hibáinak szórásából kiindulva bemutatta az aerológiai állomáshálózat optimális sűrűségéről kapható becslések módszerét, mely figyelembe veszi az aerológiai szondázások pontosságát, s az állomások fenntartásának költségeit. Az előadást követő vitában résztvevők egyöntetű véleménye szerint ez az új módszer, ha relatív számokkal is, de kiinduló alapot nyújt az ökonomiai effektivitás megközelítésére.

Délután 3 órakor a Czelnai Rudolf—Rákóczi Ferenc—Szesztay Károly közös kutatásait ismertető „*Vízfelületek párolgását mérő állomások hálózata Magyarországon*” című előadással folytatódott a szimpózium: Magyarország 19 párolgásmérő állomásának adataiból a tavaszi, nyári és őszi hónapokra számított nappali és éjszakai szerkezeti függvény-görbéket mutattak be. A tapasztalt évszakos és napszakos karakterisztikus különbségek további vizsgálatokat — elsősorban az interpolációs hibák megállapítását — tesznek szükségessé. Az előadottak fölötti vita résztvevői a párolgási mező szerkezetének vizsgálatát a magyar szakemberek értékes kezdeményezéseként értékelte.

Ezután Sz. Kovalcsik: „*A meteorológiai hálózat verifikációjára vonatkozó munka eredményei Lengyelországban a szerkezeti függvény és a maximális interpolációs hiba analízise útján*” c. tanulmánya került bemutatásra. Lengyel-

ország 6 körzetében elsősorban a havi közepes, a maximális és a 18 GMT hőmérsékleteket vizsgálták, de kiszámították a napfénytartam-mérők optimális sűrűségét is észak—déli és kelet—nyugati irányítotttság esetén. A hozzászólások a földrajzi tényezők figyelembevételének fontosságát hangsúlyozták, mely változatos térszín esetén elsősorban a hőmérsékleti mezőkkel kapcsolatban ajánlatos.

A délutáni ülés utolsó előadója ismét L. Sz. Gangyin volt. Bemutatta R. L. Kagan: „Csapadékmérési adatok értelmezése és az állomás-sűrűség becslése” című dolgozatát. Egy négyzet centrumában elhelyezett csapadékmérő modellje alapján a csapadékadatok területi átlagának % -os hibáit vizsgálta különböző állomás-sűrűség, területnagyság, időintervallum és aszimmetria esetén. A felszólalók rámutattak arra, hogy a különböző tudományos és gyakorlati tájékoztatók során mind gyakrabban egy-egy meghatározott területre vonatkozó csapadék-információkat igénylik s ezért igen fontos és szükséges hasonló tanulmányok készítése.

Április 24-én 9 órákor J. Hrdá: „Módszertani megjegyzések a talajközeli hőmérsékleti mező meghatározásához Csehszág és Morvaország területe fölött és e mező homogenitásának és izotrop voltának vizsgálata” című előadása nyitotta meg a második napi ülészakot. A homogenitás és izotrópia kritériumának megállapítására bemutatott vizsgálatokat — a vitában kialakult nézet szerint — valamennyi szolgálat számára ajánlatos lenne elvégezni.

A következő előadó ismét L. Sz. Gangyin volt a „Meteorológiai állomáshálózat tervezésének mennyiségi szempontjai” című tanulmányával. Ázsia néhány körzetére térképeken is bemutatta számítási eredményeit, nevezetesen azt, hogy a napi középhőmérsékletek 0,5 vagy 1,0 C°-os maximális interpolációs hibával megállapított értékeknél milyen állomás-sűrűsége van szükség télen és nyáron. A hozzászólások során a módszer más területeken való alkalmazásának lehetőségeit elemezték.

A második napi program utolsó előadóként Czelnai Rudolf — Dési Frigyes — Szakácsné Farkas A.: „Budapest havi csapadékösszegeinek szerkezeti függvénye” című előadás hangzott el. A budapesti extrém sűrűségű állomáshálózat adatai alapján két módszerrel is megállapították a csapadékmérő maximális interpolációs hibáját. Az előadás nyomán az ülészak kiemelte a csapadékadatok gépi úton történő ellenőrzésére a magyar szolgálatban kidolgozott és alkalmazott módszerek a jelentőségét. Ez utóbbi előadásnak mintegy folytatásaként délután a külföldi delegátusok meglátogatták az Országos Meteorológiai Intézetet. Itt többek között megtekintették az Adatfeldolgozó Osztályon az elméleti kutatások gyakorlati eredményeit, az elektronikus számítógépekkel készített csapadék-térképeket, s az intézet lyukszalagos gépparkját, majd Dési Frigyes igaz-

gató fogadást tartott, mely során alkalom nyílt arra, hogy kötetlen formában baráti közvetlenséggel tárgyalják meg az egyes szolgálatok problémáit és soron következő kutatási terveit.

Az ülészak harmadik napján, április 25-én reggel 9 órákor Sz. A. Maskovics ismertette „Az aerológiai állomáshálózat sűrűsége és meteorológiai mezők numerikus előrejelzése kérdéseinek tükrében” című tanulmányát. Az északi féltekére vonatkozó számítások megállapították az aerológiai állomások továbbfejlesztésének irányelveit. Amint az előadáshoz fűzött kiegészítésekben kitűnt, e vizsgálatok jelentőségét a WMO is nagyra értékelte és javasolta is a szolgálatok számára.

Th. Günther: „A napi hőmérsékleti maximumok és minimumok mezői szerkezeti függvényeinek vizsgálata” című előadásában arról számolt be, hogy az NDK-ban e szerkezeti függvényszámításokat síkvidékre és hegyvidékre egyaránt elvégezték. Az eredményeket analizálva a hozzászólók is kihangsúlyozták, hogy a hegyvidék inhomogenitása miatt változókéony térszín esetén új módszerek bevezetése szükséges.

Rákóczi Ferenc: „A statisztikai entrópia, mint a meteorológiai mezők jellemzője” című előadása zárta be a szimpózium előadás-sorozatát. A talaj nyomásmezőjét a OO GMT térképek alapján, a nyomáskülönbségek gyakorisági értékeiből levezetett statisztikai entrópiákkal jellemezte. Rámutatott arra, hogy az entrópia távolság-függvény és a szerkezeti függvény egyaránt alkalmas a mező szerkezetének leírására. Az előadást követő vitában elhangzott észrevételek abban foglalhatók össze: kívánatos e módszer további széles körű alkalmazása.

L. Sz. Gangyin professzor a háromnapos ülészak eredményét összefoglalva megállapította, hogy a szimpóziumon elhangzottaktól a kutatások fellendülését várhatjuk, valamint azt, hogy az egyes szolgálatok keretében folyó vizsgálatok összehangolása gyorsító tényezőként fog jelentkezni. Kifejezte azt a reményét is, hogy a világon első ízben itt, Budapesten megrendezett ilyen tárgyú szimpózium tanulságai után a koordinációs munka e magas szintű formában fog folytatódni. Végül Dési Frigyes elnöki zárzó keretében a Magyar Meteorológiai Szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság nevében megköszönte a résztvevők eredményes munkáját, s ezzel a háromnapos szimpózium előadás-sorozatát berekesztette.

A szimpózium külföldi résztvevői a délután folyamán még meglátogatták a Számítástechnikai és Ügyvitelszervező Vállalatot, ahol a vállalat szakemberei ismertették a GIER számítógépre készített meteorológiai programokat és bemutatták üzem közben a készülő feldolgozásokat.

(Az ülészakon elhangzott előadásokra folyóiratunk következő számában még visszatérünk. Szerk.)

(Szakácsné Farkas A.)

Örömmel közöljük olvasóinkkal, hogy szerkesztő bizottságunk — nemzetközi, gyümölcsöző együttműködésünk mind szélesebbé tételére irányuló törekvése jegyében — tovább bővült. Ez év májusától *M. I. Budyko-t*, a Szovjet Tud. Akadémia Lenin-díjas levelező tagját, a leningrádi Geofizikai Főobszervatórium igazgatóját is tagjai sorában üdvözölhetik. *Budyko* professzor nemzetközi téren is elismert és tekintélyes tudományos működést fejt ki: elsősorban a Föld légkörének sugárzás- és hőhőzartásáról közzétett publikációi tették közzismertté eredményes kutatói ténykedését. Meggyőződésünk, hogy szerkesztő bizottságunk tagjaként ténykedése komoly nyeresége lesz folyóiratunknak.

(*Kakas J.*)

*

A PLANETÁRIS GEOFIZIKAI EGYÜTTMŰKÖDÉS METEOROLÓGIAI ÉS LÉGKÖRFIZIKAI ALBIZOTTSÁGÁNAK VÁRNAI, II. ÜLÉSE

A szocialista országok tudományos akadémiáinak többoldalú együttműködése a planetáris méretű geofizikai kutatások érdekében a Nemzetközi Geofizikai Év és az ezt követő Nyugodt Nap Éve folyamán megvalósult közös kutató munka szervezett formában való folytatása. Az együttműködés alapelveit és vázlatos programját 1966-ban, a Lipcsében tartott alakuló ülésen fektették le. Ugyanakkor határozták el, hogy a komplex kutatásokat a geofizikai tudományok 9 ágában egy-egy albizottság koordinálja. Az albizottságokon belül témakörök, munkacsoportok alakulnak, amelyek egyes kutatási témában együttműködnek, munkaterveiket, eredményeiket kicserélik. Az utóbbi feladatot lehetővé teszi a moszkvai B Világközpont, amely az adatok, publikációk cseréjét világviszonylatban is lebonyolítja. Az együttműködést szakemberek hosszabb időre szóló eséréje, szimpóziumok, műszerösszehasonlítások, közös szakmai továbbképzés, közös publikációk stb. teszik teljesebbé. A lipcei alakuló ülésen létrejött az együttműködés (orosz nyelvű nevének rövidítése után KAPG) *meteorológiai és légkörfizikai albizottsága*. A koordinálás munkájára, egyúttal az elnöki tisztség ellátására a Bolgár Tudományos Akadémiát, illetőleg ennek kijelölendő tudományos intézményét kérték fel.

A KAPG második ülésén (Varsó, 1967) a koordináló akadémia javaslatára a KAPG-bizottság felkérte a Magyar Tudományos Akadémiát, hogy a meteorológiai és légkörfizikai albizottság koordinálását vegye át és kérjen fel megfelelő magyar tudományos intézményt az

elnöki tisztség és a koordinálás feladatának ellátására.

A magyar nemzeti bizottság elnökének felkérésére az Országos Meteorológiai Intézet a koordinálás feladatát elvállalta, megszervezte és vezette az albizottság második ülését, amelyet 1968. március 15—17. között 6 szocialista ország képviselőinek részvételével Várnában tartottak. Az albizottság elnöki feladatát az Országos Meteorológiai Intézet részéről *Béll Béla* látta el.

Az ülés feladata volt a közös kutatási program részletes kidolgozása, a témafelelősök (a munkacsoportok elnökei) kijelölése és fölkerése, az 1968—1970. közötti időszak tudományos rendezvényeinek és a szakemberesérének megtervezése.

Az albizottság 3 napos intenzív munkájának eredményeképpen kidolgozták 5 olyan téma részletes kutatási tervét, amelyek a légkör nagy térségű (planetáris) folyamataival foglalkoznak s összhangban vannak a szocialista országok meteorológiai szolgálatának már több éve folyó, s ugyancsak a MNK Meteorológiai Szolgálatával által koordinált kutatásokkal. A téma-terv figyelembe veszi a WMO Időjárás Világszolgálatának (WWW) keretében kidolgozott kutatási terveket s a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió légkörfizikai bizottságának (IAMAP) tervezés alatt álló, ún. GARP programját.

Az elfogadott 5 téma közül kettő a Föld magasabb szélességein jól megfigyelhető jelenségekre (a világító felhők fizikai sajátosságai, az alkonyati fény polarizációja) irányul. Ezekben a kutatásokban a tőlünk északra fekvő országok (Csehszlovákia, az NDK, Lengyelország és a Szovjetunió) vesznek részt. Magyarországon az együttműködés keretében a következő 3 téma kutatása folyik:

1. *Az általános cirkuláció kutatása*. Rész-témái: a cirkuláció és a klíma hosszú periódusú ingadozásai, a téli cirkulációs anomáliák, a napaktivitás befolyása a cirkulációra, a légkör turbulens folyamatai, a hegynyelvezetek (Alpok, Kárpátok) hatása a cirkulációra, a földközi-tengeri ciklon keletkezése, végül a légkör alaprétégeiben (3—5 km alatt) lejátszódó cirkulációs folyamatok. A munkacsoport elnöke *M. Koncsok* professzor (Csehszlovákia). A résztvevő kutatók az eredményekről 1970-ben szimpózium számolnak be.

2. *Sugárzási folyamatok a légkörben*. Rész-témái: a földfelszín-légkör rendszer sugárzási egyenlegére vonatkozó indirekt vizsgálatok, a közvetlen sugárzási mérőmódszerek egységesítése, fejlesztése, különösen a magaslégtér sugárzási folyamatok vonatkozásában (sugárzási szondák kifejlesztése). A munkacsoport elnöke *J. Paszysnki* professzor (Lengyelország). A meteorológiai szolgálatokkal együttműködve a munkacsoport sugárzási műszer-összehasonlító és szimpóziumot rendez 1970-ben.

3. *A magaslégköri ózon vizsgálata.* Résztémái: az ózon szerepe a sztratoszférikus fölmelegedésben, az ózon fotokémiája, az ózon befolyása a cirkulációra. A munkacsoport elnöke a potsdami obszervatórium kutatója: *K. Grassnick*. A munkacsoport 1969 májusában a meteorológiai szolgálatokkal együttműködve 3 hetes műszerösszehasonlítást és szimpóziumot rendez Magyarországon. Számunkra ez a kutatási téma azért is jelentős, mert a WMO és a szocialista országok meteorológiai szolgálatának Igazgatói Konferenciája által javasolt magaslégköri ózommérések a budapesti Aerológiai Obszervatóriumban 1967-ben megindultak s terveink között szerepel a méréseknek Szege-den való megindítása is. Műszereink összehasonlítása a nemzetközi adatközlés megbízhatósága érdekében nagyon fontos feladat s jól végrehajtható a Magyarországon rendezendő nemzetközi műszerösszehasonlítás keretében.

Az albizottság várnai ülésén az említettek kivül az egyes országok képviselőitében részt vettek *Dzerdzejevskij* professzor (Szovjetunió), *Parceuski* professzor (Lengyelország), *E. Peters* (NDK), *K. J. Sztancev* (Bulgária) s a megemlített, de nem részletezett 2 témakör elnöke: *J. Willmann* (Szovjetunió) és *G. Diétze* (NDK). A KAPG-nak az albizottság ülést követő plenáris ülése a kidolgozott terveket elismeréssel jóváhagyta.

A koordináló munkát az egyes témakörökben a munkacsoportok elnökei folytatják s az elért eredményekről a KAPG 1969. márciusában Prágában tartandó ülésén az albizottság elnöke számol be.

(*Béll B.*)

*

A VIII. METEOROLÓGIAI VILÁGNAP

Ismeretes, hogy a Meteorológiai Világszervezet 1950. március 23-án kezdte meg működését. 1961 óta minden évben, így ebben az esztendőben is, Meteorológiai Világnap keretében emlékeznek meg a Világszervezet megalakulásának évfordulójáról. Az idei világnap témája „a meteorológia és a mezőgazdaság” volt.

A Magyar Meteorológiai Társaság március 21-én délután ünnepi ülést tartott a Technika Házában. *Szakály Józsefnek*, a Társaság főtitkárának megnyitó szavai után *Bacsó Nándor* egyetemi tanár tartotta meg előadását a „Meteorológia és mezőgazdaság”-ról. Talán kevesen gondoltak még arra, — mondotta előadása bevezetőjeként —, hogy már az őseink is ösztönösen munkálkodott a kedvező mikroklíma megteremtésében vagy felkutatásában (állatbőr öltözet, barlanglakás stb.). Csak a történelmi időkben ismerte föl az ember a makroklíma jelentőségét. A ma emberének törekvését jellemezve rámutatott arra, hogy az agrometeorológiának 4 különböző mozgásformát kell

tanulmányoznia: a fizikai, kémiai, biológiai és társadalmi mozgásformákat. A kiindulást a mezőgazdaságban fizikai jelenség, a hőnek és fénynek megjelenése jelenti. A végső cél: az éhség elleni küzdelem, vagyis az élelmiszerek termelési lehetőségeinek mennél jobb kihasználása. Ezeket a gondolatokkal lehet talán némileg jellemezni *Bacsó* professzornak a hallgatóság figyelmét mindvégig lekötő előadását.

Ezután két szakmai film bemutatása következett. Az egyik a nappal és éjszaka ritmusának az élőlényekre gyakorolt hatásáról szolt, a másik a felhők és a jégeső keletkezését mutatta be mindenki számára közérthető formában.

Március 22-én az Országos Meteorológiai Intézet sajtófogadást rendezett a Magyar Sajtó Házában. *Zách Alfréd* igazgatóhelyettes bevezető szavai után, *Dési Frigyes* egyetemi tanár, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója vázolta a sajtó és a rádió képviselői előtt az agrometeorológia jelentőségét és célját. (Előadását teljes terjedelmében folyóiratunk jelen száma első cikként közli.) Az élénk figyelemmel kísért előadás visszhangjaként a jelen volt újságírók tettek föl kérdéseket az agrometeorológiával, a távprognosztikával és a meteorológiai műholdakkal kapcsolatban a jelenlevő szakembereknek.

(*Koppány Gy.*)

*

KITÜNTETETT METEOROLÓGUSOK

A Népköztársaság Elnöki Tanácsa hazánk felszabadulásának 23. évfordulója alkalmával eredményes munkájuk elismeréseként *Barát Józsefnek*, az Országos Meteorológiai Intézet mb. főosztályvezetőjének a *Munka Érdemrend* ezüst, *dr. Móra Lászlónak* az Országos Meteorológiai Intézet titkárságvezető-helyettesének a *Munka Érdemrend* bronz fokozatát adományozta.

Barát Józsefnek — akinek a II. szovjet Antarktisz expedícióban kifejtett eredményes munkáját jutalmazta ez az elismerés — és *dr. Móra Lászlónak* a felszabadulás évfordulójára rendezett ünnepélyen az Intézet dolgozóinak meleg ünnepélyes közben *Dési Frigyes* igazgató nyújtotta át a kormánykitüntetést.

Itt említjük meg, hogy ugyancsak hazánk felszabadulásának 23. évfordulója alkalmával adta át *Erdey-Grúz Tibor* a MTA főtitkára *dr. Kakas József* főosztályvezető- és *dr. Antal Emánuel* osztályvezetőhelyettes-meteorológusnak a „vizgaldlkodás kiváló dolgozója” kitüntető jelvényt s oklevelet, amelyet a vizgaldlkodás érdekében a hidrometeorológiai kutatás terén kifejtett tevékenységük elismeréseként *Dégen Imre* államtitkár, az Országos Vízügyi Hivatal elnöke adományozott részükre.

(*Szepesiné Lőrincz A.*)

A Meteorológiai Világszervezet 1968. évi ún. WMO-díját, — amellyel évente a meteorológia tudományának az évi legkiválóbb művelőjét tünteti ki — Kirill J. Kondratyev professzor, a leningrádi Zsdánov-egyetem rektora nyerte el. A kítettető elismerést Kondratyev a légkör sugárzási folyamataira vonatkozó eredményes kutatásaival nyerte el. Az új WMO-díjas személyét és munkásságát nem kell külön bemutatnunk olvasóinknak: Az *Időjárás* 1966. évfolyamában megjelent kétrészes, magyarra fordított tanulmánya izelítőt adott széles skálájú munkásságáról. Két évvel ezelőtt, 1966 márciusában tíznapos budapesti tartózkodása és Intézetünkben tett látogatása során ismételtén volt módunk kitűnő előadóként is megismerni a meteorológia s geofizika nemzetközi híru művelőjét, akit az a tudományágakban elért eredményességéért éppen akkor avattott díszdoktorává a budapesti Eötvös Lóránd Tudományegyetem.

(Kakas J.)

*

WMO-MEGBÍZOTT TÁRGYALÁSAI BUDAPESTEN

T. Thompson, a WMO titkárságának konzultánsa 1968. március 14-én felkereste Intézetünket, hogy a magyar szolgálat képviselőivel megtárgyalja a Meteorológiai Regionális és Világ-Központok által kiboocsátandó térképes információkkal kapcsolatos igényeinket és problémáinkat. Intézetünket a WMO kiküldöttjével folyt tárgyaláson dr. Bodolai István tud. főosztályvezető és helyettese, dr. Ozorai Zoltán képviselte.

Az első kérdéskomplexum a kiadandó térképek prioritásának megállapítása volt. A szolgálatok ugyanis az eddigi körkérdésekre oly sok térképet igényeltek a regionális meteorológiai központoktól, hogy ez a mennyiség egy összeköttetésen le sem adható. A WMO ezért három kategória felállítását javasolta. Az I. kategóriába tartoznak a legényesebb térképek, amelyek leadására rendszeresen számítani lehet. A II. kategóriájúakra csak akkor kerülhet sor, ha még szabad kisugárzási idő marad. Ezen belül tehát rangsorolást kell készíteni, hogy a regionális központok annak megfelelő sorrendben adják le a térképeket. A III. kategóriába sorolt térképek szintén hasznosak, de csak akkor sugározhatók ki, ha a távközlés kapacitása bővül (újabb csatornák, nagyobb sebesség).

A Magyar Meteorológiai Szolgálat képviselői a WMO által előterjesztett javaslattal általában egyetértettek. A repülési célokat szolgáló 18 órás topográfia előrejelzések sorába azonban

kérték a 400 mb-os térképek főlvetelét, továbbá javasolták, hogy a hótérképeknek, a csapadékeelőrejelzéseknek, valamint az 500/1000 mb-os izallo-térképeknek magasabb prioritást biztosítsanak.

A térképek tartalmi részét illetően is több javaslatot terjesztettek elő a magyar szakemberek. Minthogy egy térképen maximálisan 3 mező ábrázolható, a gazdaságosság és a felhasználás szempontjait figyelembevéve más adatok feltüntetését javasolták az alacsonyabb, mint a magasabb szintű topográfiákra. Így pl. 500 mb felett nincs szükség nedvesség adatokra (minthogy nem megbízható), viszont a repülésmeteorológiai szolgálat nem nélkülözheti az izotachákat és a tropopauza adatait. Ezzel szemben az alacsonyszintű topográfiákon a magassági és hőmérsékleti mezőn kívül a harmatpont-depresszió megadása a célszerű.

A fakszimile térképeknek mindig problémát jelent az alapnyomás. A szárazföldek kontúrjai, a földrajzi koordináták hálózatai zavarólag hatnak, megnehezítik a meteorológiai információk áttekintését. De ha elhagyják ezeket, problematikussá válik a földrajzi fekvés azonosítása. A WMO által kidolgozott mintákat megtárgyalva, az a nézet alakul ki, hogy a szárazföldek körvonalait elnagyolt tört vonalakkal célszerű feltüntetni, a tengerek fölött a 10 fokoskénti koordináta hálózat, a szárazföldek belsejében néhány jellegzetes folyó felrajzolása segítheti a tájékozódást. További segítséget jelent, ha a vevőkészülékeket alkalmassá teszik a feltűnő fölvételére is.

A megbeszélések formalitástól mentesen, szíves légkörben zajlottak le. (Ozorai Z.)

*

KOZMOSZ-206

A Szovjetunióban 1968. március 14-én lőtték fel a *Meteor* elnevezésű kísérleti meteorológiai műhold-rendszer legújabb tagját, a *Kozmosz*—206 jelzésű mesterséges holdat. A 97 perces keringési idejű hold közel kör alakú pályájának átlagos magassága 630 km, a pálya síkja az Egyenlítő síkjával 81,2°-os szöveget zár be.

A mesterséges holdat felszerelték mind a látható fény hullámhossz-tartományában működő, s a Föld megvilágított oldalának felhőzetéről felvételeket készítő televíziós készülékkel, mind pedig a 8 és 12 μ közötti hullámsávra érzékeny, az éjszakai felhők fényképezésére alkalmas képtovábbító berendezéssel. A holdon elhelyezett aktinométer a spektrum 0,3 és 3,0 μ 8 és 12 μ , valamint 3 és 30 μ közötti tartományában a Földről reflektált, illetve kibocsátott sugárzás erősségéről gyűjt adatokat.

A *Kozmosz*—206 műszereit március 18-án kapcsolták be.

(Götlz G.)

TUDOMÁNYOS ÜLÉSSZAK A NORDDEUTSCHE SEEWARTE ALAPÍTÁSÁNAK 100. ÉVFORDULÓJA ALKALMÁVAL

1968. április 1. és 6. között a Hamburgi Meteorológiai Társaság kezdeményezésére meteorológiai és geofizikai ülésszakot rendeztek Hamburgban a *Norddeutsche Seewarte* alapításának 100. évfordulója alkalmával. A Hajózási Kereskedelmi Társaság és a Hanza-városok Kereskedelmi Kamarája támogatásával 1868-ban létrehozott szolgálat célja az óceáni víziutak biztosítása és rövidítése volt. Az intézet vezetésével *I. von Frieden*-t bízták meg. Az elmúlt száz év során számos alapvető elmélet és munkamódszer született az intézetben, ahol olyan világhírű tudósok dolgoztak, mint *J. van Beber*, *W. Köppen*, *L. Grossmann*, *A. Wegener* és *A. Wiegand*.

A német Geofizikai Társasággal, az Amerikai Meteorológiai Társasággal és az angol Királyi Meteorológiai Társasággal karöltve szervezett ülésszakon elhangzott előadások az óceán és a légkör közötti kölcsönhatás problémáival foglalkoztak a meteorológia, az oceanográfia és a geofizika szemszögéből.

(*Pápai*né Szalay G.)

*

A METEOROLÓGIAI Tudományos BIZOTTSÁG MÁRCIUSI ÜLÉSE

Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága 1968. március 12-én *Bacsó* Nándor egyet. tanár elnökletével tartotta ülését. A napirend keretében *Dobosi* Zoltán docens beszámolt a meteorológus-képzés terén a felsőoktatással kapcsolatos káderutánpótlás és nevelés kérdéseiről. A Bizottság, megvitatta a beszámolót, felkérte a referenst, egészítse ki jelentését a meteorológus-képzés részleteire és a káderlétszámra vonatkozó adatokkal.

Egyetértett a Bizottság az 1967. évi rendezvényeknek és tanulmányutaknak *Béll* Béla titkár által előterjesztett értékelésével, majd megvitatta a debreceni és a szegedi egyetem meteorológiai tanszékén folyó kutatásokról szóló évi jelentést, hangsúlyozta e kutatások hasznos és folytatandó voltát. Ugyancsak a titkár előterjesztésében tudomásul vette a Bizottság a) az osztályvezetőségnek az akadémiai kutató intézmények beszámoltatási rendszerével kapcsolatos állásfoglalásáról, b) a VITUKI hidrometeorológiai témáinak koordinálása terén az OVF és az MTA X. osztálya közötti megállapodásról, c) a Művelődési Minisztérium által támogatott tanszéki kutatási témák kategorizálásáról, d) az egészségügyi és biometeorológiai albizottságnak a komplex kutatási témákra vonatkozó tájékoztatójáról szóló bejelentéseket, végül felkérte *Berényi*

Dénes egyet. tanárt, hogy az agrometeorológia terén minősített kutatók beszámoltatására vonatkozó javaslatához a legközelebbi ülésre állítson össze kérdőívet.

A minősítések kérdését megvitatta a Bizottság kéréssel fordult a X. osztályhoz annak megvalósítása érdekében, hogy a meteorológia területén folyamatosan tett minősítésekről a Bizottság kapjon tájékoztatót, hogy e téren véleményt nyilváníthasson.

Végül a Tudományos Bizottság foglalkozva *Szász* Gábornak „Az agrotechnikai és az időjárás együttes és elkülönített hatása a termésingadozásokban” c., általa előterjesztett kutatási témajavaslatával, úgy határozott, hogy felkéri a X. osztályt e témának a MÉM Kutatási főosztályánál történő támogatására; egyidejűleg azonban megbízta a hidrometeorológiai és a biometeorológiai albizottságot, hogy más kutatási tervekkel leendő egyeztetés végett a legközelebbi ülésre adjon véleményt a témajavaslatról.

(*Szepesiné Lőrincz* A.)

*

A HŐMÉRSÉKLET SZEKULÁRIS INGADOZÁSAI KÖZÉP-EURÓPÁBAN

A Magyar Meteorológiai Társaság 1968. március 14-i ülésén *M. Konczek* professzor, a Csehszlovák Meteorológiai Társaság elnöke, Társaságunk tiszteletbeli tagja *Szekuláris* hőmérséklet-ingadozások Közép-Európában az utóbbi 190 év folyamán címmel tartott előadást. Vizsgálatait *Pozsony* hőmérsékleti során végezte el, amelyet 1851 előtt a bécsi és a budapesti sorozatok alapján visszamenőleg 1775-ig egészített ki. E 190 évre minden egyes nap középhőmérsékletét meghatározta, s a vizsgálatokat a havi és évszakos átlaghőmérsékleteken kívül a hőösszegekre is kiterjesztette. Hideg télnek azokat számította, amelyek során a negatív középértékű napok hőösszege —300 fok alatt maradt, enyhének pedig a —90 fok fölöttiek. Meleg nyáron a hőösszeg 1460 fok fölött, hűvös nyáron pedig 943 fok alatt van. A bemutatott számos ábra egyértelműen tanúsítja, hogy *állandó jellegű (perzisztens) periódusok e sorozatban általában nincsenek*. Amennyiben bizonyos ritmusok fel is lépnek, azok általában mint hosszú hullámok jelentkeznek. Szignifikáns periódusok a nyári hőmérsékletben 8 és 14 évnél mutatkoznak; ezek a hosszabb, szekuláris változásokra (klíma-periódusokra) épülnek rá. *A téli hőmérsékletben szignifikáns periódus vagy ritmus nem mutatható ki*. A periódusvizsgálatokat nem harmonikus analízis segítségével végezték el, hanem variancia spektrum-analízissel, amelyhez a bécsi meteorológiai intézet számítógépeit vették igénybe. *Konczek* professzor végeztül megjegyezte, hogy amennyiben a kapott eredményeket némi merésszeggel

interpretáljuk, a következő évtizedekben a *hideg teleknek* nagyobb a valószínűsége.

A hozzászólások során az elnökölő *Dési Frigyes* megjegyezte, hogy e periódus-kutatás nemleges eredményei is örvendeteseek, mert a további kutatások számára útmutató jellegűek. *Berkes Zoltán* hozzáfűzte, hogy hasonló negatív eredményre jutott a budapesti 180 éves sorozatnál az Országos Meteorológiai Intézet Távélőrejelző osztálya is; ezt megerősíti az elhangzott előadás. *Péczy György* megemlítette legújabb vizsgálatait a nyári csapadék periódusaira vonatkozóan, amelyek alátámasztják a 14 éves periódus dominálóját szerepét.

Magunk részéről még annyit fűzünk hozzá az eredményekhez, hogy a 190 éves pozsonyi sornak csak kb. 60%-a alapszik eredeti észleléseken, a többi kiegészítés. Sajnos, a budapesti sornak is ez a hibája, mert az 1792—1809 közötti részét mi is Bécs alapján pótoltuk. Igazán egynemű és hosszú sorozat Közép-Európában talán csak Prágából áll rendelkezésre. Különösképpen merész vállalkozás a napi közepek pótlása, de a bécsi sorozat kellő homogenitása mégis garancia arra, hogy e periódus-vizsgálat végső eredményeit egy pontosabb sorozat elemzése sem változtatná meg nagyobb mértékben.

(*Berkes Z.*)

*

RADAR-KÉPEK TOVÁBBÍTÁSA TÁVBESZÉLŐ-VONALON

A csapadékhullás területeinek felderítésében, az időjárás folyamatoknak a szub-szinoptikus skálán történő követésében ma már nélkülözhetetlen segédeszközöt jelentenek az időjárás radarok. A radar-berendezések magas beszerzési és üzemeltetési költsége azonban nem teszi lehetővé, hogy minden érdekelt szerv, illetve szolgálat saját készülékkel rendelkezzen. Az Egyesült Államok meteorológiai szolgálatának ezért olyan, viszonylag olcsó radar-telefon közvetítő rendszert dolgoztak ki, amely a központi radarberendezés által vett jeleket átalakítja s a képet más állomásokra továbbítja.

A rendszer lényege, hogy a központi radar ernyőjén megjelenő képet különleges elektron-sugár-letapogató eljárással elektromos jelekké alakítják át; ezek távbeszélő-vonalon jutnak el a kívánt állomásokra, ahol közvetlenül közönséges televíziós képernyőre vihetők. A távbeszélő-vonalon a jelek a központi vevőtől akár 1000 km távolságban fekvő állomásra is eljuttathatók, s ott azokkal 300 m-es körzetben belül hat televíziós készülék üzemeltethető.

A sikeres kísérleteket követően az Egyesült Államokban a rendszer kiépítését 1967-ben kezdték meg, és 1970-re a Weather Bureau 30 állomása rendelkezik majd ilyen távolból közvetített radar-képekkel. A szolgáltatásban külső szervek is részesülhetnek.

(*Götz G.*)

EURÓPA LEGMAGASABBAN ELHELYEZETT SZABADLÉGKÖRI REGISZTRÁLÓ MŰSZEREI

Az angliai Central Electricity Research Laboratories regisztráló meteorológiai műszereket szerelgetett föl a Lincolnshire-i Belmont 386 m magas televíziós tornyára. A 30, 140, 207 és 381 m-es szintekben elhelyezett szél-, hőmérséklet- és nedvességmérő műszereket bekapcsolták a *Meteorological Office* által szervezett automatikus időjárásjelző állomások telemetrikus rendszerébe is. A televíziós torony csúcsán, 387,7 m magasságban működő anemóméter Európa legmagasabb szabadlégkörü felállítású regisztráló műszere. Az adatokat a kutató laboratórium a turbulens diffúzió tanulmányozásához használja föl.

(*Götz G.*)

*

NUMERIKUS ELŐREJELZÉSI TANULMÁNYÚT A MOSZKVAI METEOROLÓGIAI VILÁGKÖZPONTBAN

1968. március 31-én érkezett vissza Moszkvából *Adámny László* tudományos munkatárs a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának meghívására hazánk és a Szovjetunió közötti műszaki-tudományos együttműködés keretében a moszkvai világközpontban végzett egy éves tanulmányútról. A tanulmányút fő célkitűzése a moszkvai meteorológiai világközpontban használt numerikus előrejelzési módszerek tanulmányozása, valamint a numerikus módszerek hazai körülmények között történő alkalmazási lehetőségeinek vizsgálata volt. Közvetlen szakmai vezetője *Sz. L. Bjelouszov* volt, a meteorológiai világközpont numerikus előrejelző főosztályának vezetője.

A numerikus módszerek alkalmazásának elengedhetetlen előfeltétele a nagy sebességű elektronikus számítógép felhasználása az előrejelzésekhez szükséges több millió művelélt rövid idő alatt történő elvégzéséhez. Ezért a tanulmányút résztvevője elsősorban az elektronikus számítógépekről, közelebbről a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának operatív gyakorlatában a tanulmányút időtartama alatt használt M—20 jelzésű elektronikus számítógépével foglalkozott. Elsjávitotta ennek a gépnek az ún. gépi kódját, a gép operatív kezelését, valamint azokat a technikai szabályokat, amelyek az *Algol—60* hivatkozási nyelvnek az M—20 számítógépen történő alkalmazása követel meg.

A továbbiakban tanulmányozta az operatív szolgálatban használt előrejelzési modellek elméleti alapjait, ezzel együtt azokat a számítógép-programokat, amelyek segítségével az M—20-as betáplált információs anyagból elkészíti az előrejelzéseket.

Valamennyi — elektronikus számítógéppel

végzett — operatív előrejelzés első munkafázisa az ún. objektív analízis kell, hogy legyen. Ennek során extrapolációval vagy interpolációval a számítógép meghatározza az egyenlőtlenül elhelyezkedő meteorológiai állomások adatai alapján a (rendszerint négyzetes) rácsállózat csomópontjaira a meteorológiai mezők értékét az észlelési időpontra vonatkozóan, azaz ún. objektív analízist végez. A Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatában erre a célra a *Gangyin* professzor által javasolt optimális interpolációs módszert használták fel, amely a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének ismeretén alapszik. E kérdéssel foglalkozva *Adómy* tanulmányt készített, amelyben megvizsgálta, hogy a Kárpátok mennyiben befolyásolják a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetét, s így az optimális interpoláció milyen feltételekkel alkalmazható hazánk környezetében. A tanulmány a világközpont objektív analízissel foglalkozó kiadványában jelenik meg.

A tanulmányút során legrészletesebben a „standard” geoztrifikus előrejelzési módszert ismert meg, de foglalkozott a primitív egyenletek felhasználásával készített előrejelzési modellekkel is. *Bortnyikov* ötszintű modelljével numerikus kísérleteket végzett az M—20-as számítógépen a hegyek hatásának vizsgálatára, s e kísérletek kedvező eredményt mutattak e módszernek hazai alkalmazási lehetőségeire vonatkozóan.

Tanulmányútja eredményeiről a moszkvai világközpontban beszámolót tartott, amelyet a világközpont munkatársai érdeklődéssel hallgattak meg és hazai munkájához sok sikert kívántak.

(*Tükös E.*)

*

MŰHOLD-METEOROLÓGIAI ELŐADÁS-SOROZAT A METEOROLÓGIAI INTÉZETBEN

1967 novemberében készült el a budapesti Aerológiai Observatóriumban a meteorológiai mesterséges holdak televíziós képeinek vételére szolgáló berendezés. A felhőképek értelmezésének, a szinoptikus analízisen történő alkalmazhatóságának ismertetésére az Intézet igazgatósága továbbképző tanfolyamot szervezett.

Az 1968 január—márciusában megrendezett, öt előadásból álló tanfolyamon a Központi Előrejelző osztály és a férihegyi Repülő Előrejelző osztály munkatársain, valamint a balatoni viharjelző szolgálat tagjain kívül számos érdeklődő megjelent. Az előadók, *Tánczer Tibor* tud. munkatárs és *Balogh Zoltán* tud. s. munkatárs, ismertették a műholdak pályájával, műszaki felszerelésével kapcsolatos kérdéseket, a műholdak követésének és földrajzi azonosításának menetét. Képekkel illusztrálták a különböző típusú felhőalakzatokat és a nef-

analízisek elkészítésének technikáját, s azok operatív hasznát szinoptikus esettanulmányokon keresztül világították meg. A résztvevőknek alkalmuk nyílt az APT-vevőberendezés munka közbeni megtekintésére is.

(*Götz G.*)

*

A SUGÁRZÁSI KLIMATOLÓGIA NÉHÁNY KÉRDÉSÉRŐL

tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaságban 1968. március 14-én *J. N. Black*, az edinburgh-i egyetem tanszékezető professzora, aki az Agrártudományi Egyetem vendégként tartózkodott hazánkban. *Black* professzor, mint mondotta, voltaképpen biológus, a sugárzás-klimatológia problémáival a növények sugárzási és hőigényének megállapítása nyomán került kapcsolatba, s annak eredményeit azóta is figyelemmel kíséri. Nevéhez fűződik a globálsugárzás világméretű eloszlását ábrázoló térképek megszerkesztése, amit az ötvenes évek elején *M. I. Budikov*al párhuzamosan, de tőle függetlenül, mezőgazdasági célokat szem előtt tartva végzett el.

Előadásában az ezen munka során föllépő problémákat taglalta. Vázolta azokat a nehézségeket, amelyekkel szembetalálkoznak, amikor a különböző közelítő eljárások alkalmazásával előállított sugárzási térképeket a közvetlen mérések alapján nyert sugárzási adatok segítségével akarjuk ellenőrizni. A sugárzás-klimatológiát elsősorban elméleti meteorológiai szempontból (a hóforrások és hőnyelők jellemzőinek leírása vonatkozásában) minősítette fontosnak, de hangsúlyozta a sugárzásnak, mint alapparaméternek a szerepét a párolgási és ezen keresztül az öntözési kérdésekben. Kiemelte azokat a gyakorlati jellegű célokat, amelyek a napenergia jobb kihasználására irányulnak mind az építészet, mind pedig a földművelés területén, és amelyek szintén nem nélkülözhetik a sugárzás-éghajlat megállapításait.

A jövő útjait, az előttünk álló feladatokat mérlegelve az előadó abból a tényből indult ki, hogy a jelenlegi közveteti, számításokra épülő módszereknél már az összes lehetőségeket kimerítettük. A jövőben ezeket a becsléseket közvetlen mérések alapján kell tökéletesíteni, azonban — tekintettel az elmaradott országok hiányos adatgyűjtésére — még hosszú ideig várnunk kell, amíg a sugárzás világméretű eloszlásáról közvetlen mérésekből levezetett kép rajzolható.

Az előadást követő nap délelőttjét *Black* professzor az Országos Meteorológiai Intézet Sugárzási osztályán töltötte *Dobosi Zoltán* kíséretében. Mélyrehatóan érdeklődött az országban történő sugárzásmérések, valamint az osztályon folyó kutatómunka iránt.

(*Zemplényiné Tárkányi Zs.*)

1968. január 15-én hajnalban egy 956 mb-os depresszió az Észak-Skócián történt átvonulása során hatalmas szélvihar söpört végig a Brit-szigeteken. Great Dun Fell-ben (Westmorland) a szélirő 59,9 m/sec sebességű maximális széllelkést jegyzett föl, ami az Anglia és Wales területén eddig mért legnagyobb szélsebességet jelenti. A Brit-szigetek szélviharrekordját a skóciai Cairngorms-ban 1967. március 6-án megfigyelt 64,8 m/sec sebességű széllelkés tartja.

(Götz G.)

*

AZ MMT VÁLASZTMÁNYI ÜLÉSÉ

A Magyar Meteorológiai Társaság választmánya 1968. április 18-i ülésén jóváhagyta a Társaság ez évi előadóüléseinek, köztük a Mosonmagyaróvárott tartandó vándorgyűlésnek a programját. Ez utóbbival kapcsolatban Szakály József főtitkár beszámolt az Elnökségnek a Csehszlovák, ill. a Szlovák Meteorológiai Társasággal folytatott tárgyalásairól, melynek eredményeként a két Társaság évenként föl-váltva közösen rendezi meg vándorgyűléseit Magyarországon, ill. Csehszlovákiában. Az első ilyen éppen az augusztus 22—25 között megrendezésre kerülő magyaróvári vándorgyűlés lesz, programján csehszlovák és magyar meteorológusok előadásaival.

Megvitatta s jóváhagyta a Választmány a főtitkárnak az 1968. évi szakirodalmi és fénykép-pályázat meghirdetésére irányuló előterjesztését, fölkerve a Titkárságot, hogy a pályázati felhívásnak valamennyi egyetemen, főiskolán és felsőfokú technikumon leendő meghirdetéséről gondoskodjék.

Ugyancsak élénk vita után, némi változtatással, jóváhagyta a Választmány a Társaság külügyi bizottságának előterjesztését az ez évi külföldi kiküldetésekről, végül tagfelvételi kérdésekkel foglalkozva Fíkúsz Istvánt (Budapest), Fűri Józsefet (Kecskemét), Kozák Imrét (Gödöllő), Molnár Lajost (Kecskemét), dr. Mőcsényi Mihályt (Budapest), dr. Szuróczy Zoltánt (Budapest), Szűrszabó Dénest (Kecskemét), valamint Terpa Andrászt (Budapest) a Társaság tagjainak sorába fölvette.

(Kakas J.)

A Magyar Tudományos Akadémia Tudományos Minősítő Bizottsága 1968. április 8-án rendezte meg Szepesi Dezső, az Országos Meteorológiai Intézet tudományos főmunkatársa kandidátusi értekezésének nyilvános vitáját. A *Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon* című disszertációjában a jelölt kidolgozta a diffúzió-klimatológia alapjait, s a légszennyező anyagok terjedésére befolyásoló tényezők öt évi adatsorára, illetve a turbulens diffúziós egyenlet általa módosított alakjára támaszkodva támogatokat nyújt ipartelepek és hőerőművek tervezéséhez. A dolgozat Budapest környékére, illetve (tűrhető közelítéssel) az ország 12 városára megadja, hogy különböző légrétegződés esetén adott irányú és erősségű szél egy év alatt hány órán keresztül fúj, továbbá, hogy évi átlagban az egyes égtájak felé hány órán keresztül várható levegőszállítás. Végül kimutatja, hogy a szélprofil-egyenletben szereplő exponens az alsó 300 m vastag légrétegben jelentős mértékben függ a szél sebességétől, irányától és a hőmérsékleti rétegződéstől.

A turbulens diffúzió levezetett egyenletei lehetőséget adnak annak eldöntésére, hogy milyen magasra építsék az erőmű kéményét, illetve mekkora legyen a kiáramló füstgáz sebessége ahhoz, hogy az erőmű körzetében a szennyező anyagok koncentrációja elviselhető szinten maradjon. A Százhalombattai Erőmű 100 km-es körzetében a különböző nagyságrendű koncentrációk gyakoriságának megállapítása az első kísérletet jelenti abban az irányban, hogy a meteorológiai feltételeket figyelembevevő számítások alapján jelöljük ki a legnagyobb mértékben szennyezett területeket.

Az értekezés opponensei, *Menyhárt József* és *Takács Lajos* kandidátusok bírálatukban első-sorban a vizsgálatok hazánkban úttörő jellegét és gyakorlati fontosságát hangsúlyozták. A bíráló bizottság *Bacsó Nándor* egyetemi tanár, a földrajztudományok doktora elnökletével az opponensi vélemények, a hozzászólások és a jelölt válaszai alapján egyhangúlag elhatározta, hogy a Tudományos Minősítő Bizottságnak javasolja Szepesi Dezső részére a műszaki (meteorológiai) tudományok kandidátusa fokozat odaitélését.

(Götz G.)

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285

Felölős kiadó: Sala Sándor igazgató

A

MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÁLYÁZATI HIRDETMÉNYEI

A Magyar Meteorológiai Társaság az 1968. évre pályázatot hirdet
az alábbi célkitűzésekkel és feltételekkel:

SZAKIRODALMI PÁLYÁZAT

Erre a pályázatra önálló, még meg nem jelent, tudományos értékű pályamunkák nyújthatók be az elméleti és az alkalmazott meteorológia területéről. Előnyben részesülnek azok a pályamunkák, amelyek a hazai meteorológiai kutatás legfontosabb területein, valamint a nemzetközileg koordinált kutatási témák területein az ismereteket számottevően előreviszik, eredeti feldolgozást, vagy lényeges módszertani vizsgálatot tartalmaznak.

A díjazásra érdemes pályaműveket a Társaság pályadíjjal jutalmazza, mégpedig a két legjobb pályamű közül az elsőt

2500 forint első díjban,

a további legjobb pályaművet pedig

1000 forint második díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat módosítva is kiadhatja.

*

PÁLYÁZATI FELTÉTELEK:

1. A pályaművek terjedelme legfeljebb egy számványív: 40 000 n. kb. 20 gépelt oldal lehet.
2. A két példányban, géppel irt jelíges pályaművek benyújtásának határideje: 1968. október hó 1.
3. A pályázók egy témakörből csak egy pályaművet nyújthatnak be.
4. A pályázó nevét és címét tartalmazó lezárt boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a Társaság Titkárságának címére (Bpest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza).
5. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti. A nem díjazott pályaművekkel a pályázók szabadon rendelkeznek, azokat a Társaság Titkárságától 1969. január hó 31-től átvehetik.

FÉNYKÉPPÁLYÁZAT

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázatot hirdet időjárási jelenségeket, vagy az időjárás hatásait feltűntető olyan művészi színvonalú fényképfelvételek beküldésére, amelyek nyomdai sokszorosításra alkalmasak és tudományos vagy ismeretterjesztő szempontból értékesek.

*

PÁLYÁZATI FELTÉTELEK:

1. A pályázatra csak olyan képek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a pályázó teljes mértékben rendelkezik.
2. A beküldött fényképeken feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (óra is, de legalább a napszak), tájképek esetében az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképeken is, a lezárt borítékon is – amelyben a pályázó neve és címe van – fel kell tüntetni a jelígt.
3. A pályázó a kép beküldése által beleegyezését adja ahhoz, hogy a díjnyertes képek a Magyar Meteorológiai Társaság tulajdonába mennek át, tehát a velük kapcsolatos mindenemű szerzői és tulajdonjog a Társaságot illeti.
4. A pályázaton kizárólag olyan képek kerülnek elbírálásra, amelyeknek mérete 18 × 24 cm.
5. A jelíges pályázati fényképek beküldési határideje: 1968. október hó 1. (Budapest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza).

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

800 forintos első díjban,

a további legjobb pályaműveket pedig

1 db 500 forintos második díjban,

1 db 200 forintos harmadik díjban és

4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat módosítva is kiadhatja.

A díjazásban nem részesült fényképek 1969. március 31-ig a Társaság Titkárságán (Bpest, V., Szabadság tér 17. Technika Háza) átvehetők.

A pályázat eredményének kihirdetésére, valamint a pályadíjak kiosztására a Társaság 41. közgyűlésén kerül sor.

Budapest, 1968. április hó

*A Magyar Meteorológiai Társaság
Titkársága*

CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Dési, F.</i> : Meteorology and Agriculture (English and hungarian text)	129
<i>Weickmann, H. K.</i> (<i>Boulder, Col.</i>): The Program on Weather Modification of the Environmental Science Services Administration (ESSA)—Part II: Hail Suppression (English text)	133
<i>Bojkov, R. D.</i> (<i>Boulder, Col.</i>): Planetary Features of Total and Vertical Ozone Distribution during IQSY (English text)	140
<i>Hocevar, A.</i> (<i>Ljubljana</i>): The Growth and Development of Plants as a Function of the Complex of Atmospheric Factors of the Environment (English text)	153
<i>Götz, G.</i> : Hydrodynamical Interaction between Large Convective Systems and the Tropospheric Jet-Zone (Hungarian and english text)	157
<i>Ventura, E.</i> : Die Charakteristiken der über Budapest beobachteten Temperaturinversionen	166
<i>Götz, G.</i> : Meteorological Satellites (I)	175
Literature	
<i>Keresztesi, B.</i> (<i>red.</i>): The Oaks (<i>Kéri, M.</i>)	179
<i>Skeib, G.</i> : Antarktika (<i>Barát, J.</i>)	180
<i>Skoda, M.</i> — <i>Zikmunda, O.</i> : Objektivni metody predpovedi v synoptické meteorologii (<i>Ambrózy, P.</i>)	181
<i>Белов, П. Н.</i> : Практические методы численного прогноза погоды (<i>Ambrózy, P.</i>)	182
<i>Федосеев, И. А.</i> : Развитие знаний о происхождении, количестве и круговороте воды на земле (<i>Aujeszký, L.</i>)	182
Chronicle	184