

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), BAUR, F. (Bad Homburg), BERGERON, T. (Uppsala), BESSEMOULIN, M. J. (Paris), BODOLAI I. (Budapest), BOSSOLASCO, M. (Genova), BÖHME, W. (Potsdam), BUDYKO, M. I. (Leningrad), ČADEŽ, M. (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi), DONEAUD, A. (București), GÖTZ G. (Budapest), HROMOV, SZ. P. (Moszkva), JAHO, S. (Tirana), KONČEK, M. (Bratislava), KOZÁK B. (Budapest), KRASZTANOV, L. (Szfija), LOGVINOV, K. (Kijev), MÄDE, A. (Halle/Saale), VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles), NGUYEN-XIEN (Hanoi), OKOLOWICZ, W. (Warszawa), PASZYNSKI, J. (Warszawa), PÉCZELY GY. (Budapest), RÁKÓCZI F. (Budapest), STEINHAUSER, F. (Wien), STELCZER K. (Budapest), SZEPESI D. (Budapest), TAKEUCHI, K. (Osaka), TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator), VITEK, V. (Praha), WHITE, R. M. (Rockville).

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

76. ÉVFOLYAM

5-6

1972. SZEPTEMBER—DECEMBER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT · BUDAPEST



Klemencz Gusztáv

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

76. ÉVFOLYAM

5-6

1972. SZEPTEMBER—DECEMBER

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI:

L. KRASZTANOV akadémikus, egy. tanár, a Bolgár Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének igazgatója, *Szófia*; K. LOGVINOV dr., az Ukrán SZSZK Hidrometeorológiai Kutató Intézetének igazgatója, *Kijev*; M. OLBERG dr., tud. munkatárs a Humboldt Egyetem Fizikai Szekciójának meteorológiai részlegében, *Berlin*; A. HELBIG dr., tud. munkatárs a Humboldt Egyetem Fizikai Szekciójának meteorológiai részlegében, *Berlin*; TAKÁCSNÉ BÓNIS KATALIN dr., a Központi Légtérfizikai Intézet tud. munkatársa, *Budapest*; GÖTZ GUSZTÁV, a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; GÖTZNÉ SZALAY GABRIELLA tud. munkatárs, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest*; ANTAL EMÁNUEL dr., kandidátus, a Központi Légtérfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; POSZA ISTVÁN tud. munkatárs, Központi Légtérfizikai Intézet, *Budapest*; KISSNÉ TÓTH ERZSÉBET dr., a Központi Légtérfizikai Intézet tud. csoportvezetője, *Budapest*; TÁNCZER TIBOR dr., a Központi Előrejelző Intézet tud. csoportvezetője, *Budapest*; PÉCZELY GYÖRGY, a földtudományok doktora, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese, *Budapest*; OZORAI ZOLTÁN dr., kandidátus, az OMSZ tud. tanácsadója, *Budapest*; MAKAINÉ CSÁSZÁR MARGIT dr., a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékének adjunktusa, *Budapest*; VÁRHELYI GABRIELLA, a Központi Légtérfizikai Intézet tud. segédmunkatársa, *Budapest*; BORBÉLY EDIT dr., a Központi Légtérfizikai Intézet tud. csoportvezetője, *Budapest*; DÉSI FRIGYES, a műszaki tudományok doktora, egy. tanár, az OMSZ elnöke, *Budapest*

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Krasztanov, L.</i> : A jég képződésének mechanizmusa idegen kristályos magvakon (angol nyelven)	265
<i>Logvinov, K. T.</i> : A meteorológiai elemek változásának jellege a sztratoszférában (orosz nyelven)	271
<i>Olberg, M.</i> : Egy mondat a légköri horizontális potenciál-áramlásmező elméletéhez (német nyelven)	278
<i>Helbig, A.</i> : Csapóesőmérések épületeken (német nyelven)	282
<i>Bónis K.</i> : Ammónium-szulfát és nátrium-klorid oldatcseppek fagyásának laboratóriumi vizsgálata (angol nyelven)	290
<i>Götz G.—Szalay G.</i> : Felhőutak az észak-atlanti térségben (német nyelven)	298
<i>Antal E.—Posza I.—Tóth E.</i> : A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai	302
<i>Tánczer T.</i> : Felhőrendszerek horizontális kiterjedése műholdfelvételek alapján	314
<i>Péczely Gy.</i> : Rövid idő alatti maximális csapadékok Magyarországon	320
<i>Ozori Z.</i> : Magasságszámítás ellenőrzése TEMP táviratoknál	326
<i>Császár M.</i> : Orográfiai hatások elemzése a hasznosítható potenciális és kinetikai energia változásában	334
<i>Várhelyi G.</i> : Természetes és mesterséges eredetű szennyezőanyagok a légkörben	341
<i>Borbély E.</i> : A meteorológiai elemek mezőinek tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában	351
<i>Dési F.</i> : A magyar meteorológiai szolgálatban folyó makro- és mezoskálájú időjárásanalízis és előrejelzési kutatások (német nyelven)	364
 <i>Irodalom</i>	
<i>Justyák J.</i> : Berényi Dénes emlékezete (<i>Kakas József</i>)	367
<i>Herman, N. M.—Zillhardt, J.—Lalande, P.</i> : Az afgán meteorológiai állomások adatainak gyűjteménye (<i>Tóth Pál</i>)	368
<i>Dmitriev, A. A.</i> : A sugárzásviszonyok és a csapadék Moszkvában (<i>Láng Sándor</i>)	369
<i>Glagolev, A. Ju.</i> : A légkör fizikai paramétereinek kézikönyve (<i>Aujeszky László</i>)	370
<i>Krónika</i>	371

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Krastanov, L.</i> : The Mechanism of Ice Deposition on some Foreign Crystalline Nuclei (English Text)	265
<i>Логвинов, К. Т.</i> : О характере изменений метеорологических элементов в стратосфере (По-русски)	271
<i>Olberg, M.</i> : Ein Satz zur Theorie horizontaler Potenzialströmungsfelder in der Atmosphäre (Deutscher Text)	278
<i>Helbig, A.</i> : Über Schlagregenmessungen am Gebäude (Deutscher Text)	282
<i>Bónis K.</i> : Laboratory Investigation of the Freezing of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and NaCl Solution Droplets (English Text)	290
<i>Götz G.—Szalay G.</i> : Cumuluswolkenstrassen im nordatlantischen Raum (Deutscher Text)	298
<i>Antal E.—Posza I.—Tóth E.</i> : The Meteorological Bases of the Irrigation of Maize (Abbreviated English Text)	302
<i>Tánczer T.</i> : Horizontal Extension of Cloud System Determined on Satellite Pictures	314
<i>Péczely Gy.</i> : Maximum Precipitation Amounts Occuring Within a Short Time Period in Hungary	320
<i>Ozorai Z.</i> : Control of the Calculation of the Altitudes Included in TEMP Messages	326
<i>Császár M.</i> : Analysis of Orographical Influences on the Variation of the Available Potential and the Kinetic Energy	334
<i>Várhelyi G.</i> : Atmospheric Pollutants from Natural and Man-Made Sources	341
<i>Borbély E.</i> : The Spring and Autumn Transition in the Pattern of Meteorological Elements in the Stratosphere	351
<i>Dési F.</i> : Über die im Meteorologischen Dienste der Ungarischen Volksrepublik durchgeführten Meso- und Makromaßstabs Wetteranalyse und Vorhersage (Deutscher Text)	364
Literature	
<i>Justyák J.</i> : In memoriam Prof. Dionysii Berényi (<i>Kakas József</i>)	367
<i>Herman, N. M.—Zillhardt, J.—Lalande, P.</i> : Recueil de données des stations météorologiques de l'Afganistan (<i>Tóth Pál</i>)	368
<i>Дмитриев, А. А.</i> : Радиационный режим и осадки в москве (<i>Láng Sándor</i>)	369
<i>Глаголев, Ю. А.</i> : Справочник по физическим параметрам атмосферы (<i>Aujeszky László</i>)	370
Chronicle	371

The Mechanism of Ice Deposition on some Foreign Crystalline Nuclei

L. KRASTANOV, *Bulgarian Academy of Sciences, Geophysical Institute, Sofia*

A jég képződésének mechanizmusa idegen kristályos magvakon. A szerző olyan jég-kristályok képződését vizsgálja, amelyek -6 , -7 °C körüli hőmérsékletű túlhűlt ködben keletkeznek oly módon, hogy igen aktív szervesetlen vegyületek porát vagy aeroszolját szórják szét a ködben. (I. táblázat). E vegyületek a periódusos rendszer Ib, IIb oszlopának és a VIb, VIIb oszlopának elemeiből állnak, molekulái erősen polarizáltak [3], és e polarizáció kristályfelületen még erősödik, anionjaik erős polarizációja következtében, mint például az AgI, I anionnál vagy a CuS, S anionoknál. Másrészt a vízmolekula is erősen polarizált, saját kationja vagy maga a proton segítségével belép a vízmolekulák és az idegen polarizált molekulák kölcsönhatásába. Ez lehetővé teszi, hogy feltárjuk azt a valószínű mechanizmust, amely szerint végbemegy a vízcseppek megfagyása a túlhűlt ködben, az említett vegyületek részecskéinek vagy aeroszoljainak hatására. Mint ismeretes, [3] a kőd vízcseppeinek felső rétege kettős elektromos réteg, kívülről O^{2-} negatív töltéssel, belülről H^+ pozitívvval. Az ilyen vízcseppeknél, amikor az említett vegyületek szilárd részecskéjének erősen negatív polarizációjú felületével érintkeznek, a kettős elektromos réteg felbomlik, mert a proton kilép a csepp felszínre, hogy egyesüljön a kristályos felszín anionjával. Így dipól-orientációjú kapcsolat és kölcsönhatás jön létre az idegen részecskék polarizált molekulái és a víz molekulái között. Ekkor képződik az „első jégréteg” a szilárd részecskén, amely a későbbiekben a víz más molekuláival érintkezik, de már hidrogén-kötéssel, hogy a valódi jégcsíra létrejöhesse. Amint a „hőmérséklet-küszöbök” mutatják, a kristályosodási folyamat azoknál a bemutatott vegyületeknél a legerősebb, amelyeknek erősen polarizált anionjaik vannak, ilyenek: S, Se, Te, I. A dipól-orientációjú kölcsönhatás a mag dipól felületei és a vízmolekulák dipóljai között erősödik, mint ismeretes, a hőmérséklet csökkenésével a molekulák a küszöb-hőmérsékletnél a magon helyezkednek el annak struktúrája szerint. Ez tehát az „első jégréteg” képződésének, majd ezt követően a valódi kétdimenziós jégcsíra képződésének mechanizmusa. Ezt igazolják Weyl [3], Bahanova és Kiszelev [4], Birstein [5], Torbin és Buderaszkaja [6] érdekes kísérleti eredményei is.

*

Механизм отложения льда на некоторых посторонних кристаллических подложках. Рассматриваются причины образования ледяных кристаллов в переохлажденном тумане при температуре около -6 , -7 °C, при распылении в тумане порошка или аэрозоля самых активных неорганических соединений (таблица I). Это — соединения элементов из групп Ib и IIb с элементами из групп VIb и VIIb периодической системы элементов. Молекулы этих соединений сильно поляризованы, и эта поляризация усилена на кристаллической поверхности [3], что является следствием сильной поляризации их анионов, например при AgI, I-анионах, при CuS, S-анионах и т. д. С другой стороны молекула воды сильно поляризована и посредством своего катиона или самого протона входит во взаимодействие с водяными и посторонними поляризованными молекулами. Это дает возможность открыть вероятно механизм замерзания водяных капель в переохлажденном тумане под действием частиц или аэрозолей указанных соединений. Как известно [3], самый верхний слой капелек тумана является двойным электрическим слоем с отрицательными зарядами O^{2-} снаружи и положительными H^+ внутри. При контакте с такой каплей с сильно отрицательной поляризованной поверхностью твердой частицы указанных со-

единений, двойной электрический слой капли разрушается, потому что протон выходит на поверхность капли, чтобы связаться с анионом кристаллической поверхности. Так осуществляется дипольно-ориентационное взаимодействие и связывание между поляризованными молекулами посторонней частицы и молекулами воды. Так образуется «первый ледяной слой» на твердой частице, который впоследствии связывается с другими молекулами воды, но уже через водородную связь, для образования настоящего ледяного зародыша. Как показывают «пороговые температуры», кристаллизационное действие является самым сильным при указанных соединениях, которые имеют анионы с сильной поляризацией, каковы S, Se, Te, I. Дипольно-ориентационное взаимодействие между поверхностными диполями подложки и дипольными молекулами воды усиливается, как известно, с понижением температуры, и молекулы воды при «пороговой температуре» располагаются на подложке, следуя ее структуре. Этот механизм образования «первого ледяного слоя» затем настоящего двухмерного ледяного зародыша на нем подтверждается также интересными экспериментальными результатами Weyl [3], Бахановой и Киселева [4] Birstein [5] Товбина и Будераской [6].



In the ice crystal formation from water vapour or super cooled water (homogeneous formation), super saturation $\left(\ln \frac{p}{p_{\infty}}\right)$, or super cooling $\left(\frac{T_0}{T_0 - T}\right)$, where $T_0 = 273^{\circ} \text{K}$, participates in the work necessary for the formation of an ice-germ. When twodimensional ice-germ is formed from water vapour or supercooled water on an ice surface, the factor of supersaturation, or supercooling, respectively, [1] is also included parallel by with the forces acting between the water molecules. Supersaturation is defined as a ratio between the actual water vapour pressure p and the maximum water vapour pressure p_{∞} at the same temperature T . As it is known, the maximum vapour pressure p_{∞} at a given temperature T is defined over a sufficiently large plane water or ice surface in accordance with the *Clausius-Clapeyron* equation which is a sequence of the *Gibbs* thermodynamic potential. Hence, from a thermodynamic or kinetic point of view the essential thing in order to define p_{∞} to establish dynamic equilibrium at a given temperature between the water vapour and the respective water or ice surface, built up also from water molecules. The same is also valid for defined supercooling. Thus, the thermodynamic or kinetic conclusions of the process for the formation of water or ice-germs refer *only to phase transitions of the same substance* where we are entitled to employ the *Clausius-Clapeyron* equation.

Examining the formation of water (drop) of water vapour on a foreign substrate (nucleus), supersaturation depends on the size of the nucleus and wetting (the angle of wetting) of the water nucleus. Then we may define the required supersaturation for a given nucleus for the formation of the germ by knowing the size of the nucleus and the wetting angle.

When we, however, examine the formation of *ice* from water vapour or supercooled water on a foreign particle, we are unable to define the necessary supersaturation for the equilibrium between the ice crystal and its environment, as it has been defined in accordance with *Stranski and Kaishev* for the phases of the same substance:

$$kT \ln \frac{p}{p_{i\infty}} = \varphi_{i,\infty} - \varphi_i \quad (1)$$

where $p_{i,\infty}$ is the water vapour pressure equilibrium in respect of the i -wall of the crystal, $\varphi_{i,i}$ is the separation work for a constructive element from the

position of "half crystal" on this wall, and $\bar{\varphi}_i$ is the average separation work of the i -wall [1]. Thus, when we want to calculate the work for the formation of an ice crystal from vapour or water on a foreign particle, we cannot apply formula (1) as obviously other forces act between the water molecules and the molecules along the surface of the foreign particle, e. g. AgI. The formation of the first "ice layer" upon such foreign substrate occurs through a mechanism different from the mechanism of ice formation on an ice surface where hydrogen bonds among the molecules of the liquid water and ice operate.

To discover the conditions under which the first "ice layer" deposits on the substrate we shall examine the results from some experiments with inorganic compounds acting as crystallisation reagents.

So far numerous laboratory experiments have been made by many investigators to form ice crystals in undercooled mist by dispersing fine dust or aerosols of various substance in the mist. Experiments synonymously show that each substance causes crystallisation at some highest negative temperature called "threshold temperature". By decreasing the temperature the activity of all substances increases, i. e. the number of ice crystals formed in the mist will increase. It should be noted that the "threshold temperature" obtained for the same substance by various authors differs in many cases up to 2 to 3° or more. For this reason we cannot with great certainty separate a group of compounds of high "threshold temperature". We examine "threshold temperature" compounds to about minus 6–7° so far the highest threshold temperatures have been noted for these inorganic compounds. These compounds were taken from the work of *N. O. Plaude* [2] his table complies with the results of many authors (*Table I*).

TABLE I

Substance	Crystal system	Lattice constant (a)	Threshold temperature C°	Solubility
H ₂ O, Ice	hexagonal	4,51	—	no
Cu ₂ O	cubic	4,26	—5	no
Cu ₂ S	rhombic	11,90	—6	no
CuS	hexagonal	3,76	—6	no
CuSe	hexagonal	3,94	—4	yes
CuI	rhombic	—	—6	no
Ag ₂ O	cubic	4,72	—7	no
Ag ₂ S	cubic	4,99	—4	no
AgI	hexagonal	4,58	—4	no
CdSe	hexagonal	4,30	—5	no
CdTe	cubic	6,47	—4	no
HgS	hexagonal	4,14	—4	no
HgTe	—	—	—6	—
PbI ₂	hexagonal	4,54	—6	yes

What are the characteristic features of the greater part of the compounds in *Table I* playing an important role in their crystallisation effect. The majority of them, as can be seen, are compounds of elements in I b and II b groups and elements of VI b and VII b groups of the Periodic System of Elements.

The atoms of the I b and II b group elements, i. e. those of Cu, Ag, Au and Zn, Cd, Hg playing the role of cations in the molecules of the abovementioned compounds, are of small size and have large electric charges determining their property of strongly expressed polarising ability without being greatly polari-

sed. Conversely, the atoms of the VI b and VII b group elements, or O, S, Se, Te and F, Cl, Br, I and especially S, Se, Te, I respectively, in their role of anions are rather polarizable (*Table II*)*. Thus, the molecules of these compounds are in principle strongly polar. Simultaneously, these compounds crystallize mainly in hexagonal and cubical crystal systems (and even in a rhombic system). Furthermore, most of them are either insoluble or slightly soluble in water and are also mainly hydrophobic.

TABLE II

Ion polarizability ($\times 10^{24}$) in crystal lattice

I b-group		II b-group		VI b-group		VII b-group	
Cu ⁺	1,6	Zn ²⁺	0,8	O ²⁻	1,8	F ⁻	0,64
Cu ²⁺	0,2	Cd ²⁺	1,8	S ²⁻	5,3	Cl ⁻	2,96
Ag ⁺	2,4	Hg	—	Se ²⁻	6,7	Br ⁻	4,17
				Te ²⁻	9,2	I ⁻	6,43
				Pb ²⁺	4,9		

The molecular polarity of these compounds should greatly be intensified along the crystalline surface, and as it is the case of the strongest reagent, AgI, it can be expected that the most favourable position is when the surface is occupied by some anions of strong polarisability: in the case of AgI by I-anions, and in the case of CuS by S-anions, etc. It can also be added, however, that in any distribution of molecules, the effect of the anions will be predominant along the crystal lattice surface of these compounds because of their greater polarisability compared with that of the cations. As it is known, on the other hand the water molecule is highly polar and interacts with other water or foreign polarised molecules. This interaction is due to the hydrogen bond with the water molecules, or to dipole-orientation interrelation with a foreign molecule. In both cases the activity of the water cation or the proton in the water molecule is the main cause of the bandage. It is deprived of electron shells in the molecule and can be strongly bound with other polarised anions. This is the most likely reason that the water molecule should be strongly bound through its proton of the one bond OH with the anions along the crystalline surface of the quoted compounds.

On this basis a possible mechanism of freezing of water drops under the effect of fine particles or aerosols of the indicated compounds can be proposed. According to *Weyl* [3] (also experimentally proven), the uppermost layer of the water mist droplets which are in equilibrium with the vapour is a double electric layer in which the anions of the water molecules O²⁻ are situated outwards and the cations (protons) H⁺ are inwards. Let us assume that in this position a solid unwettable particle from the water (e. g. AgI, CuS, etc) is contacted with the water surface. As this particle is usually not completely wettable, it will be partially submerged in the water, and will therefore be a boundary between the three phases: solid particle — liquid water — air and water vapour. As the surface of the solid particle (ionic crystal) in the place of the boundary between the phases is greatly polarised (and negatively at that), it introduces disorder in the double electric layer of the drop, and the water molecule dipoles are re-orientated so that the cation (proton, or more correctly H of the OH ion) can come out in the surface and be bound with the anions of the substrate. Thus, a

* The high threshold temperature, of PbI₂, is due to the iodine anions along the crystal's surface.

dipole orientation interaction between the polarised molecules of the substrate and those of the water occurs.

As is well known, the dipole molecules of a liquid tend to take up a position in the field of other dipole molecules so that their energy should be minimum. This determines the attraction of the polar molecules. The greatest is the energy of the dipole orientation interaction in the liquids with molecules of small size and large dipole moments. Such a liquid is water with its greatly polarised molecules. When such molecules enter a surface with strongly polarisable molecules, such as AgI or PbI₂, they interact with them, i. e. dipole orientational interaction is formed. According to *Keesom's* classical investigations, the average energy of the orientation interaction of dipole molecules with μ_1 and μ_2 moments, at a distance r in between is:

$$W = 2\mu_1^2 \mu_2^2 / 3KT r^6 \quad (2)$$

What is important here is, that the energy of interaction rapidly decreased with the increase of temperature, since in our example the thermal movement of the water molecules disturbs their array on the dipoles of the substrate. Because of this interrelation, the water molecules are at a sufficiently low temperature (to decrease the energy of the thermal movement of the water molecules) orderly bound with the ions of the substrate lattice forming the first "crystal layer" on the substrate. Further on this layer is bound with other water molecules but now with hydrogen bonds [3]. Thus the ice-germ will form on the top of this "primary ice layer" of the substrate.

Nothing positive can be said as yet about the structure and the phase condition of this "primary layer" (or layers). It may only be presumed that its structure is close to the surface structure of the substrate and that it has rather more peculiar properties than those of the pure water or ice phase.

Other factors intensifying the crystallisation effect of these compounds consist in their being insoluble in water and possessing superficial crystalline structure close to that of ice (although amongst them are also substances of cubic symmetry) the lattice constant a of which does not much differ from the lattice constant a of ice.

As the "threshold temperatures" show, the crystallisation effect is the greatest in those ones of the enumerated compounds which possess anions of strong polarisation on such as S, Se, T, and I. For this reason there are practically no strongly active compounds with anions of F, Cl, Br and even O. O²⁻ anions are located along the surface of the drop subject to interaction and it should be in contact with anions which are greatly polarised by O in order to disrupt the structure of the superficial double layer of the drop. The dipole-orientation interrelation between the superficial dipoles of the substrate and the dipole water molecules is increased as is known with a drop of temperature under the freezing point (0 °C) and the water molecules at the "threshold temperature" are arranged on the substrate with the superficial structure of ice. The strongest argument in favour of the examined mechanism is the effect (discovered by *Bakhanova* and *Kiselev* [4] with infrared spectroscopy) that water adsorbed on AgI takes the structure of ice already at room temperature and preserves it during the further decrease of temperature. This is also in agreement with the results of *Birstein* [5] who has examined the adsorption isotherms of water on AgI by the weight method and by calculating the adsorption water heat on AgI, concluding that the water layers have orientated structure. This arrangement of

the water molecules along the surface of the AgI substrate in both cases shows that there is a dipole orientation interaction.

Other facts which not only support the results and concepts of *Weyl* [3] but are also in agreement with the expounded crystallisation mechanism are the following: *Tovbin* and *Buderaskaya* [6] found experimentally that substances possessing considerable crystallisation effect on supercooled water aerosols (water emulsion in vasline oil) also specifically decrease the stability of the water emulsions which is an unexpected effect. This can only be explained with dipole orientation interrelation between the dipole water molecules along the surfaces of the emulsion drops and the strongly negative polarised surface of the solid particles of the reagent which are unwettable. In contact of a drop with a particle, the double electric layer of the drop [6] is destroyed and the drops begin to merge in between. The stability of the emulsion is impaired. These substances arranged by the authors [6] on the wall of the emulsion according to their destabilising effect are AgI, PbI₂, HgI, CuS, i. e. the strongest crystallisation reagents of inorganic compounds. The authors have also established that when the surface of the AgI particles is made strongly hydrophilic which can be achieved by traces of gelatine in highly dispersive suspensions of AgI, the crystallisation effect of AgI is greatly reduced. This is similar to the reduction of temperature freezing of water drops by AgI particles, discovered by *Genadiyev* [7]. It is very likely that the created hydrophilic surface of the particles adsorbs water molecules, blocking negatively its polarized surface and this does not permit the manifestation of dipole-orientation interaction. For this reason a lower temperature of freezing of the drop is required.

Accepting this mechanism of freezing effect of particles of these compounds on cloud water drops, the formation of an ice-germ on a particle will occur in two stages:

1. binding of the water dipoles with the particle surface by dipole-orientation interaction and the formation of the first "solid" water layer (or the first few layers), and

2. the deposition of the water molecules on this layer and their bandage to it by hydrogen links, similar to the formation of ice nucleus on the walls of an ice crystal. In this way, two types of forces will participate for the formation of the germ in the two stages.

I dedicate this paper to my friend and colleague, the well know Hungarian meteorologist, Prof. Dr. F. DÉSI on the occasion of his 60th anniversary.

REFERENCES

- [1] *Krastanov, L.—Levkov, L.*: Journal de recherches atmosphériques, vol V, No 3 p 121, 1971.
- [2] *Плауде, Н. О.*: Исследования ледообразующих свойств аэрозолей йодистого серебра и йодистого свинца. Труды ЦАО, вып. 80, 1967.
- [3] *Weyl, W. A.*: Journal Colloid Sci. vol 6 (5), p. 389. 1951.
- [4] *Баханова, Р. А.—Киселев, В. И.*: Труды Укр. НИГМИ, вып. 3, стр. 108, 1971.
- [5] *Birstein, S. I.*: J. Meteorol vol 12 p. 324, 1955.
- [6] *Товбин, М. В.*: Будераская, Т. Т.: Труды VIII всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям, Л. 1970, стр. 237.
- [7] *Guènadiev, N.*: Journal de recherches atmosphériques, vol. IV, No 3, p. 81, 1970.

О характере изменений метеорологических элементов в стратосфере

К. Т. ЛОГВИНОВ, Украинский Научно-Исследовательский Гидрометеорологический Институт, Киев

A meteorológiai elemek változásának jellege a sztratoszférában. A légkör magasabb (60–80 km-ig terjedő, rétegeinek rendszeres kutatása a Nemzetközi Geofizikai Év (1957–58) alatt kezdődött meg. Az azóta eltelt 15 év alatt a rakéta szondázó hálózatok tetemes mennyiségű megfigyelési adatot szolgáltatottak. Ezek alapján lehetővé vált, hogy a meteorológiai elemek térbeli és időbeli eloszlását elég jó közelítéssel meg lehessen határozni. Kiderült, hogy a nyugodtnak feltételezett sztratoszférában a meteorológiai elemek éles napi és évszakos változékonyságot mutatnak. A szerző hipotézist állít fel a téli félévben tapasztalható hirtelen sztratoszférikus felmelegedések okára. A kétéves és a hathónapos ingadozások jellemzése után a hőmérséklet és a szélösszetevők napi menetének analízise található a dolgozatban.

*

Characteristics of the Variation of Meteorological Elements in the Stratosphere. The systematic study of the upper layers (up to the height of 60–80 km) of the atmosphere has been started in the course of the International Geophysical Year (1957–58). Since that time, the rocket-sounding network has yielded a significant amount of observational data. On this basis, there is a possibility to determine the spatial and temporal distributions of meteorological elements with a rather good approximation. It has been found, that in the stratosphere, which was supposed to be a region of tranquillity, the meteorological elements are exhibiting sharply defined diurnal and seasonal variations. In this paper a hypothesis is presented for the explanation of the sudden stratospheric warmings occurring in the winter season. After the description of the two year and the half-year oscillations, an analysis of the diurnal variations in temperature and wind field is given, together with an attempt of explaining the phenomena observed.

*

В последние годы все более интенсивно проводится изучение физических процессов, происходящих в верхних слоях атмосферы и околоземном пространстве. Исследованием этих вопросов занимаются ученые различных специальностей. Одним из направлений этих исследований являются метеорологические исследования, объем которых непрерывно возрастает, что позволило выделить их в самостоятельный раздел — космическую метеорологию.

Важное значение в развитии исследований верхних слоев атмосферы имел Международный геофизический год (1957–1958 гг.), проведенный при сотрудничестве 67 стран. Именно в период МГГ была значительно развита сеть радиоветрового зондирования атмосферы, начато создание станций ракетного зондирования на основе согласованной международной программы. В период МГГ был проведен в СССР запуск первого в мире искусственного спутника Земли.

Развитие станций ракетного зондирования атмосферы позволило изучить распределение метеорологических элементов и закономерности процессов, происходящих в нижнем 60–80 км слое атмосферы. Большое внимание при этом уделялось изучению стратосферы.

Исследования стратосферы, представляя большой практический интерес для нужд авиации и космической техники, имеют самостоятельное научное значение для выяснения процессов теплообмена, условий формирования полей метеорологических элементов и закономерностей циркуляции воздуха, так как в стратосфере, за исключением нижних ее слоев, можно проследить эти процессы в «чистом» виде, без искажающего влияния земной поверхности.

За прошедшие, после проведения МГГ, 15 лет накоплены ценные материалы измерений на сети станций ракетного зондирования, результатам анализа которых посвящены сотни работ, изданных в различных странах мира, в том числе и в СССР, где издано ряд обобщающих работ, как например [1, 2, 4, 7, 8].

Несмотря на сравнительно редкую сеть станций ракетного зондирования, в настоящее время достаточно хорошо изучено распределение полей метеорологических элементов в стратосфере и их пространственно-временная изменчивость

над северным полушарием. Выяснено, что температурный режим стратосферы формируется преимущественно под влиянием процессов поглощения солнечной радиации различными слоями атмосферы и собственного их теплового излучения, причем, основная роль в поглощении солнечной радиации принадлежит озону, водяному пару и углекислому газу. Построен ряд моделей и дана количественная оценка вклада в нагревание стратосферы каждой из этих составляющих.

В результате исследований установлено, что существовавшие ранее представления о том, что стратосфера является весьма спокойной средой и характеризуется плавным изменением метеорологических элементов от сезона к сезону далеки от действительности. В стратосфере также, как и в тропосфере, происходят резкие внутрисезонные изменения температуры и составляющих скоростей ветра.

Наибольший интерес представляют зимние стратосферные потепления, причины которых, несмотря на ряд гипотез, до сего времени не установлены. Ежегодно в зимние месяцы в условиях полярной ночи, при отсутствии радиационного прогрева, происходит резкое повышение температуры в слоях верхней и средней стратосферы, достигающее $50-70^{\circ}$, которое охватывает полярный и прилегающие к нему районы. Одновременно отмечаются резкие нарушения (ослабление) зональных и меридиональных течений почти над всем полушарием.

Стратосферные потепления происходят по нескольку раз в год в период с ноября по март, однако наибольшей интенсивности они достигают в январе—феврале. Ученые по разному объясняют происхождение стратосферных потеплений. В качестве причин выдвигаются гипотезы о их связи с солнечной активностью, переносом озона, влиянием процессов происходящих в тропосфере, характером междуширотного обмена и др. По нашему мнению, стратосферные потепления возникают вследствие опускания и адиабатического нагревания воздуха, происходящего под влиянием крупномасштабных процессов обмена воздуха между полушариями.

Большое внимание в исследованиях стратосферы уделяется изучению циклических процессов и закономерностей в смене циркуляции. Первоначально явление квазидвухлетней цикличности в смене циркуляции было обнаружено в экваториальной стратосфере, где в слое $20-40$ км отчетливо выражено чередование западных и восточных воздушных потоков, продолжительность которых составляет около года, а средняя продолжительность всего цикла около 26 месяцев.

В последующем было показано, что квазидвухлетняя цикличность прослеживается также в смене преобладающей меридиональной циркуляции и характере изменений температуры в этом слое стратосферы экваториального района. Описание особенностей квазидвухлетней цикличности и возможного влияния ее на характер циркуляции внетропических широт изложено, в частности, в работах [3, 8]. В верхней стратосфере и нижней мезосфере экваториального района выявлен шестимесячный цикл в смене преобладающей циркуляции, при котором в зимний и летний сезоны преобладают восточные потоки, а в переходные сезоны — западные.

Проведенный нами анализ изменений средних месячных значений температуры и составляющих ветра в стратосфере внетропических широт по данным измерений станций Уайт-Сэндс, Пойт-Мугу и Форт Грили за период 1961—1968 гг. показывает, что в стратосфере этих районов основные колебания температуры и составляющих ветра происходят с периодом около года, что в общем согласуется с особенностями поглощения солнечной радиации в стратосфере. Вместе с тем, в изменении этих параметров обнаружены колебания с полугодовым и двухлетним периодом, наиболее ярко выраженные в изменениях зональной и меридиональной составляющих ветра.

В результате обработки средних месячных значений температуры и ветра по методу *Бью-Балло* установлено, что наибольшие положительные отклонения зональной составляющей ветра с полугодовым периодом приходятся на весенние и осенние месяцы, а наибольшие отрицательные — на зимние и летние. Колебания меридиональной составляющей ветра с полугодовым периодом на половину периода смещены относительно зональной. Максимальные отклонения меридиональной составляющей совпадают с минимальными отклонениями зональной и наоборот.

Величина амплитуды колебаний составляющих ветра с полугодовым периодом увеличивается с высотой и достигает в верхней стратосфере субтропического

района 30—35 м/сек для зональной составляющей и 8—10 м/сек для меридиональной; соответственно в субполярном районе она составляет 15—20 м/сек для зональной и 10—15 м/сек для меридиональной. Таким образом, можно предположить, что изменения составляющих ветра с полугодовым периодом представляют собой сезонные колебания меридиональных движений в стратосфере, максимумы которых приходятся на дни солнцестояния, а минимумы на дни равноденствия.

Усиление меридиональности движений связано с поворотом ветра и ослаблением зонального потока, а ее ослабление сопровождается усилением зональных движений. Вместе с тем, из сравнения амплитуд колебаний зональной и меридиональной составляющих ветра следует, что в субтропическом районе, где величина амплитуды полугодовых колебаний зональной составляющей ветра в несколько раз превышает величину колебаний меридиональной, наряду с сезонными изменениями меридиональной составляющей ветра, отмечаются также сезонные колебания вектора скорости ветра.

Колебания с 2-летним периодом прослеживаются в особенностях циркуляции и нарушениях температурного режима стратосферы (особенно зимой) в смежных годах. В частности, в средней стратосфере субтропического района и во всей стратосфере субполярного района зимы с нечетного на четный год характеризуются повышенными значениями зональной составляющей ветра и уменьшенными значениями меридиональной в сравнении с соседними зимами.

Из приведенных выше сведений, которые подробно рассмотрены в [5], следует, что в стратосфере внетропических широт отмечаются резкие изменения метеорологических параметров, в которых, наряду с годовым периодом, прослеживаются циклические изменения с полугодовым и 2-летним периодами.

Наряду с указанными закономерностями в изменении средних месячных значений температуры и ветра, в стратосфере хорошо выражены суточные колебания этих параметров. Проведенные в последние годы на ряде станций серии учащенных ракетных измерений с 2—3 часовыми интервалами позволяют проследить суточные вариации температуры и ветра в различных районах полушария и для различных сезонов года.

Анализ материалов учащенных ракетных подъемов показывает, что суточные изменения температуры и ветра, которые весьма слабо выражены в нижней стратосфере, становятся значительными в верхней стратосфере (выше 40 км) и в нижней мезосфере. Наиболее четко суточные колебания этих параметров выражены в слоях, прилегающих к стратоплаузе. Характер суточных изменений температуры в различные сезоны примерно одинаков. С восходом солнца температура воздуха во всех слоях стратосферы повышается и достигает максимальных значений во вторую половину дня, перед заходом солнца, сохраняясь значительной и в первую половину ночи. Величина разности температур при заходе и восходе солнца зависит от времени года, положения станции и высоты рассматриваемых слоев.

Суточный ход составляющих ветра также наиболее выражен в слоях, прилегающих к стратоплаузе, однако характер их изменений зависит от особенностей распределения ветра в данном сезоне и широтного расположения станции.

Наиболее четко суточный ход элементов виден по рис. 1—3, на которых представлен временной разрез температуры и составляющих ветра по станции Уайт-Сэнде ($\varphi=32^{\circ}23'$ с. ш. $\lambda=106^{\circ}29'$ з. д.) по результатам учащенных измерений, проведенных 1—2 июля 1965 г. На рисунках пунктирной линией указывается положение стратоплаузы, а сплошными вертикальными линиями — время восхода и захода солнца. По оси абсцисс указано время (гринвичское) проведения ракетных запусков.

В течение суток температура воздуха в стратосфере претерпевает значительные изменения, величина которых возрастает с высотой и достигает максимальных значений на уровне стратоплаузы (рис. 1). Максимальные значения температуры отмечаются перед заходом солнца, а минимальные — при восходе. В средней стратосфере различия между ними невелики, не превышают 3—5°. А на уровне стратоплаузы они достигают 15—20°. Соответственно значительные колебания по высоте претерпевает в течение суток и уровень стратоплаузы, его положение изменяется от 46 км при восходе солнца до 55 км — при заходе.

Существенные изменения в течение суток отмечаются также в распределении составляющих ветра. Зональная составляющая вектора ветра (рис. 2) претерпевает наибольшие изменения в слоях верхней стратосферы и нижней мезосферы (40—60 км), где величина скорости меняется от 70 м/сек в дневное время

до 35—40 м/сек ночью, причем наибольшие значения скорости приходятся на утренние часы (6—9 часов).

Изменения меридиональной составляющей ветра в течение суток носят более сложный характер (рис. 3). Однако, в общем, утром и в первую половину дня в верхней стратосфере преобладают ветры северной составляющей, максимальная скорость которых достигает 10—15 м/сек. Во вторую половину дня и

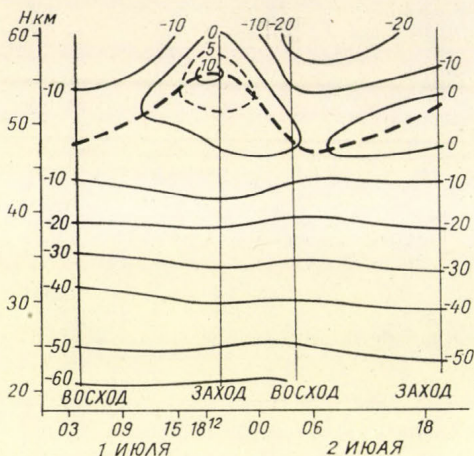


Рис. 1. Суточный ход температуры воздуха (град. С). Ст. Уайт-Сэндс, 1—2. VII. 1965 г., штриховая линия: положение стратопазы

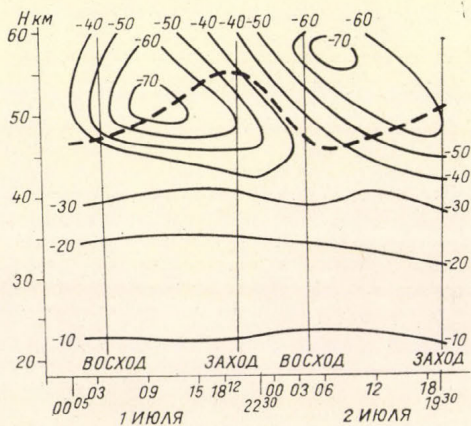


Рис. 2. Суточный ход зональной составляющей ветра. Ст. Уайт-Сэндс, 1—2. VII. 1965 г., штриховая линия: положение стратопазы, сплошная линия: скорость восточной составляющей ветра (м/сек)

ночью они сменяются южными течениями, скорость которых составляет 5—10 м/сек. Наибольшие значения меридиональной составляющей ветра совпадает с восходом и заходом солнца [6].

Одновременно был выполнен анализ данных учащенной серии ракетного зондирования, проведенной 24—25 октября 1968 г. на станциях Туле ($\varphi = 76^{\circ}33'$ с. ш., $\lambda = 68^{\circ}44'$ з. д.), мыс Кеннеди ($\varphi = 28^{\circ}27'$ с. ш., $\lambda = 80^{\circ}32'$ з. д.) и о. Вознесения ($\varphi = 07^{\circ}59'$ ю. ш., $\lambda = 14^{\circ}25'$ з. д.), рисунки для которых не приводятся.

По данным этой серии зондирования характер суточных изменений температуры на станции Туле аналогичен приведенному выше, максимум ее отмечается перед заходом, а минимум при восходе солнца, причем различия между ними составляют 15—20°.

Суточный ход зональной составляющей ветра в этом районе противоположен, рассмотренному выше, на станции Уайт-Сэндс. Наибольшие значения зонального ветра отмечаются перед заходом солнца и в первую половину ночи, а наименьшие — в утренние часы и в первую половину дня. Различия в величинах скорости зонального ветра в течение суток достигают здесь 10—15 м/сек.

Наибольшие значения меридиональной составляющей ветра, по данным станции Туле, отмечаются в верхней стратосфере во вторую половину ночи и в первую половину дня, а наименьшие — вечером при заходе солнца и в первую половину ночи, причем различия между ними в слое 40—50 км достигают 10—15 м/сек, ниже и выше этого слоя различия в скоростях уменьшаются.

По данным станции мыс Кеннеди, характеризующим тропический район, суточный ход температуры в осенний сезон не отличается от рассмотренного выше для других районов, а суточные колебания температуры достигают в верх-

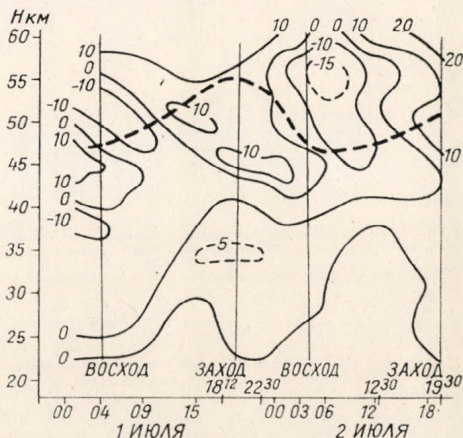


Рис. 3. Суточный ход меридиональной составляющей ветра. Ст. Уайт-Сэндс, 1—2. VII. 1965 г., штриховая линия: положение стратопauses; положительное значение: скорость южной составляющей ветра (м/сек); отрицательное значение: скорость северной составляющей ветра (м/сек).

ней стратосфере 8—10°. Зональная составляющая ветра также претерпевает значительные колебания в течение суток. Максимальные ее значения в нижней мезосфере отмечаются в период захода солнца, а в верхней стратосфере — ночью, т. е. имеются два очага усиления зонального ветра. Величины зональной составляющей ветра в слоях, прилегающих к стратопause, ночью на 15—20 м/сек больше, чем днем.

Суточный ход меридиональной составляющей ветра противоположен суточному ходу зональной составляющей. Наибольшие значения меридионального ветра отмечаются в зоне стратопauses днем, а наименьшие — ночью. Причем, в дневное время также отмечаются два очага усиления меридиональных движений, расположенные соответственно в нижней мезосфере и верхней стратосфере. В ночное время в нижней мезосфере происходит смена преобладающего южного потока и образуется очаг ветра северной составляющей со скоростями до 5 м/сек. Колебания меридиональной составляющей ветра в зоне стратопauses весьма значительны и достигают в течение суток 25—30 м/сек.

По учащенным данным станции о. Вознесения, характеризующим экваториальный район, суточный ход температуры здесь аналогичен рассмотренному выше для других районов, с тем лишь отличием, что он прослеживается только в слоях, прилегающих к стратопause, причем суточные колебания температуры здесь не превышают 3—5°. Изменения зональной и меридиональной составляющих ветра также прослеживаются преимущественно в верхней стратосфере, причем наибольшие значения зонального ветра отмечаются во время захода солнца и ночью, а наименьшие — днем, разность между ними не превышает 10 м/сек.

Меридиональная составляющая ветра претерпевает в течение суток большие изменения. Днем отмечаются два очага северного ветра, расположенные в верхней стратосфере и нижней мезосфере, скорости в которых достигают 10—15 м/сек. Ночью в слоях, прилегающих к стратопause, преобладают южные ветры, скорость которых составляет 5—10 м/сек.

По материалам измерений каждой учащенной серии зондирования были рассчитаны величины средних квадратических отклонений температуры и составляющих ветра по высотам, которые приведены в табл. I. Из данных этой таблицы видно, что в общем с увеличением высоты значения амплитуды суточных колебаний этих элементов в стратосфере возрастают, хотя увеличение про-

ТАБЛИЦА I.

Величина средних квадратических отклонений температуры и составляющих ветра

Н км	Туле			Уайт-Сэнде			М. Кеннеди			О. Вознесения		
	24—25. X. 1968 г.			1—2. VII. 1965 г.			24—25. X. 1968 г.			24—25. X. 1968 г.		
	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}	σ_T	σ_{vx}	σ_{vy}
30	2,67	2,40	1,92	2,43	1,08	2,76	1,45	0,73	3,86	1,77	1,58	3,17
32	2,03	3,10	1,92	2,40	1,32	3,52	1,86	2,13	4,79	1,40	1,34	2,09
34	2,08	3,47	2,27	2,53	1,66	4,80	2,07	2,07	5,52	1,72	0,71	2,69
36	2,43	3,85	2,42	1,80	1,68	4,82	2,05	1,82	5,77	2,07	0,89	2,49
38	4,05	4,00	3,32	1,58	1,12	4,66	2,72	1,42	7,58	1,92	3,52	1,67
40	3,69	4,38	3,28	1,22	1,96	3,84	3,11	2,49	6,84	2,22	5,03	2,17
42	3,75	4,53	3,41	1,88	2,38	3,23	3,18	2,22	6,84	1,77	3,62	4,35
44	4,91	4,57	4,06	1,17	4,42	6,59	3,69	3,29	6,25	1,94	2,90	4,17
46	5,70	4,92	4,59	2,00	6,34	7,66	3,96	5,41	5,66	2,65	3,16	5,30
48	6,54	5,23	3,83	2,12	9,27	8,58	4,63	7,06	6,14	3,06	4,80	5,12
50	6,61	6,25	3,09	3,34	10,72	9,25	5,07	6,59	6,25	3,10	4,60	4,78
52	5,47	6,60	2,85	6,04	10,59	8,67	4,94	6,42	8,58	2,51	3,37	6,57
54	5,65	6,25	3,76	8,41	10,46	8,79	4,82	9,50	8,72	2,25	4,00	7,35
56	4,34	5,96	5,30	9,75	10,12	9,72	4,36	10,00	7,54	2,40	3,70	6,72
58	4,22	6,25	—	8,41	10,34	9,38	3,85	9,10	8,32	2,65	4,45	6,54
60	4,11	6,53	—	7,54	9,15	7,34	3,54	7,03	7,75	2,76	5,26	6,71

исходит не очень плавно. Величины суточных колебаний температуры и ветра в стратосфере весьма значительны, а в субтропическом районе летом величина средних квадратических отклонений температуры в течение суток в верхней стратосфере превышает их годовые значения, приведенные в [6]. Вместе с тем, определенных закономерностей в положении областей увеличения и уменьшения величины суточной амплитуды метеорологических элементов по высотам для рассмотренных серий зондирования не обнаружено.

Суточные колебания давления воздуха в стратосфере во всех рассмотренных случаях соответствуют суточному ходу температуры: наибольшие значения давления в стратосфере отмечаются перед заходом солнца, а наименьшие — в утренние часы.

Из приведенного анализа суточного хода метеорологических элементов по данным учащенных серий зондирования, три из которых приходится на осенний сезон, можно сделать вывод о том, что в стратосфере преобладают колебания метеорологических элементов с периодом в 24 часа, которые вызываются различием в поступлении солнечной радиации в течение суток. Суточный ход температуры воздуха в стратосфере физически понятен. Что касается суточного хода меридиональной составляющей ветра, то он может быть объяснен исходя из следующих соображений. Так как суточная волна тепла (а следовательно и давления) перемещается с востока на запад и достигает максимального развития во второй половине дня к моменту захода солнца, ее приближение должно вызывать в стратосфере усиление южных течений во вторую половину дня и в начале ночи. Прохождение в утренние часы области холода, совпадающей с областью низкого давления должно сопровождаться ослаблением южных течений и образованием северных потоков в утренние часы и в первую половину дня. В общем суточный ход меридиональной составляющей ветра для рассмотренных случаев соответствуют приведенной схеме.

Для объяснения суточного хода зональной составляющей ветра необходимо учитывать положение областей тепла и холода в стратосфере в различные сезоны года. В зимний и осенний сезоны, когда сезонная область холода находится в полярном районе, суточный ход зональной составляющей ветра будет соответствовать суточному ходу температуры, максимум которой будет вызывать увеличение разности температур между станцией и полярным районом во вторую половину дня и уменьшение этой разности в утренние часы.

В летний и весенний сезоны при преобладании в стратосфере восточного потока область тепла находится в полярном районе. Поэтому прохождение суточного максимума температуры в вечерние часы на станции будет уменьшать разность температур с полярным районом и будет вызывать ослабление зональных (восточных) течений, в утренние часы эта разность возрастает, что будет сопровождаться усилением зональной составляющей ветра.

Из изложенного следует, что особенности суточного хода метеорологических элементов в стратосфере необходимо учитывать при метеорологическом

обслуживании полетов самолетов, а также при установлении сроков ракетного зондирования и анализе материалов, относящихся к различным срокам. Учет различий в сроках зондирования особенно необходим при изучении закономерностей меридиональных движений в стратосфере, направление которых в зависимости от сроков проведения ракетного зондирования может меняться на противоположное.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Дубенцов, В. Р.: Воздушные течения и распределение температуры в стратосфере и мезосфере. Гидрометеоздат. М., 1965.
 - [2] Кац, А. Л.: Циркуляция в стратосфере и мезосфере. Гидрометеоздат. Л., 1968.
 - [3] Кац, А. Л.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. Гидрометеоздат. Л., 1971.
 - [4] Логвинов, К. Т.: Метеорологические параметры стратосферы. Гидрометеоздат. Л., 1970.
 - [5] Логвинов, К. Т.—Барабаш, М. Б.—Сергеева, Л. В.: О периодических изменениях температуры и ветра в стратосфере. Труды УкрНИГМИ, вып. 101., 1970.
 - [6] Логвинов, К. Т.: Суточный ход метеорологических элементов в стратосфере. Труды Укр НИГМИ, вып. 117. 1972.
 - [7] Погосян, Х. П.: Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеоздат. Л., 1972.
 - [8] Уэбб, В.: Структура стратосферы и мезосферы. Издательство «Мир», М., 1969.
-

Ein Satz zur Theorie horizontaler Potentialströmungsfelder in der Atmosphäre

M. OLBERG, Sektion Physik der Humboldt-Universität, Berlin

Egy mondat a légköri horizontális potenciál-áramlásmező elméletéhez. A horizontális potenciáláramlás mezeje áramvonalakkal és ekvipotenciális vonalakkal, valamint izotahákkal szemléltethető. A két derékszögű görbesereg görbülete között a következő összefüggés áll fenn: az izogonok és izotahák görbületéből számított négyzetösszeg egyenlő az ekvipotenciális és áramvonalak görbületéből kapott négyzetösszeggel, ha ezt az utóbbi értéket csökkentjük ill. megnöveljük az ekvipotenciális ill. áramvonalak egységnyi hosszán bekövetkező hajlásszögváltozással.

*

К теории поля горизонтальных потенциальных движений в атмосфере. Поле горизонтальных потенциальных движений может быть представлено линиями тока, экvipотенциальными линиями, а также изотаксами и изогонами. Для кривизны обеих систем ортогональных кривых действительно, что квадрат суммы кривизны изогон и изотакс равен квадрату суммы кривизны экvipотенциальных линий и линий тока, уменьшенному или увеличенному, соответственно, на величину изменения угла наклона, образуемого обеими системами кривых между собой для единицы экvipотенциальных линий и линий тока соответственно.

*

Durch die Einführung differentialgeometrischer Parameter ist die Kinetik hydrodynamischer Felder in den letzten Jahren insbesondere von *H. Ertel* [2-9] weiterentwickelt worden. An die speziell für ebene Strömungsfelder gefundenen Ergebnisse anknüpfend (siehe dazu auch *M. Olberg* [11]) soll in der vorliegenden Arbeit die Untersuchung der Beziehungen zwischen dem Stromlinien-Äquipotentiallinien-System und dem Isogonen-Isotachen-System zweidimensionaler Potentialströmungen inkompressibler Flüssigkeiten fortgesetzt werden.

Es läßt sich folgender Satz beweisen: Die Quadratsumme aus der Isogonen- und Isotachenkrümmung ist gleich der Quadratsumme aus den Krümmungen der Äquipotential- und Stromlinien vermindert bzw. vermehrt um die Änderung des Neigungswinkels der beiden Kurvensysteme gegeneinander längs der Einheit der Äquipotential- bzw. Stromlinie.

Eine wirbelfreie, inkompressible Flüssigkeitsströmung wird durch die Bedingung

$$\text{rot } \mathbf{v} = 0 \quad \text{und} \quad \text{div } \mathbf{v} = 0$$

gekennzeichnet, die im Zweidimensionalen für den Geschwindigkeitsvektor \mathbf{v} den Ansatz

$$\mathbf{v} = \text{grad } \varphi = -\mathbf{k} \times \text{grad } \psi \quad (1)$$

zulassen, wobei \mathbf{k} der Einheitsvektor senkrecht zur Strömungsebene, φ das Geschwindigkeitspotential und ψ die Stromfunktion ist (siehe z. B. *F. Dési* und *F. Rákóczi* [1], *L. D. Landau* und *E. M. Lifschitz* [10].)

Ausgangsgleichung für die Beschreibung des aus den Äquipotentiallinien $\varphi = \text{const}$ und den Stromlinien $\psi = \text{const}$ bestehenden orthogonalen Kurvennetzes ist die Gleichung

$$\text{grad } \ln v = \mathbf{k} \times \text{grad } \Theta = \alpha_\varphi \mathbf{s} + \alpha_\psi \mathbf{n} \quad (2)$$

(siehe *M. Olberg* [11]). κ_v und κ_θ sind die Krümmungen der Äquipotentiallinien und Stromlinien, v der Betrag des Geschwindigkeitsvektors \mathbf{v} und θ der Winkel, den der Geschwindigkeitsvektor mit einer festen, in der Strömungsebene liegenden Richtung bildet. \mathbf{s} und \mathbf{n} sind die Tangenteneinheitsvektoren der Stromlinien und der Äquipotentiallinien. Die Orientierung sei dabei so gewählt, daß $\mathbf{v} = v \mathbf{s}$ und $\mathbf{n} = \mathbf{k} \times \mathbf{s}$ ist.

Für die Isogonen $\theta = \text{const}$ und Isotachen $v = \text{const}$ lautet die der Gleichung (2) entsprechende Gleichung

$$\text{grad } \ln g = \mathbf{k} \times \text{grad } \theta' = \kappa_v \mathbf{s}' + \kappa_\theta \mathbf{n}'. \quad (3)$$

Hierbei ist $g = |\text{grad } \ln v|$ der Modul des logarithmischen Isotachengradienten, θ' der Neigungswinkel von $\text{grad } \ln v$ gegen die bereits erwähnte feste Richtung, κ_v und κ_θ die Isotachenkrümmung und Isogonenkrümmung und \mathbf{s}' der Einheitsvektor in Richtung des logarithmischen Isotachengradienten, so daß gilt $\text{grad } \ln v = g \mathbf{s}'$ und $\mathbf{n}' = \mathbf{k} \times \mathbf{s}'$.

Führen wir anstelle von θ' den Neigungswinkel ε des Isotachengradienten gegen den Geschwindigkeitsvektor \mathbf{v} ein, dann wird $\theta' = \theta + \varepsilon$, und wir können die Gleichungen (2) und (3) zusammenfassend in der Form

das heißt

$$\begin{aligned} \text{grad } \ln g &= \text{grad } \ln v + \mathbf{k} \times \text{grad } \varepsilon, \\ \text{grad } \ln (g/v) &= \mathbf{k} \times \text{grad } \varepsilon \end{aligned} \quad (4)$$

schreiben. Diese Relation läßt erkennen, daß die Beziehungen zwischen den beiden orthogonalen Kurvensystemen (Isogonen – Isotachen und Äquipotentiallinien – Stromlinien) durch den Gradienten des Neigungswinkels ε der beiden Kurvensysteme gegeneinander geprägt werden.

Den Gleichungen (2) und (3) können wir andererseits auch die Gestalt

$$\text{grad } \ln v = \left(\kappa_v + \frac{\partial \varepsilon}{\partial n'} \right) \mathbf{s}' + \left(\kappa_\theta - \frac{\partial \varepsilon}{\partial s'} \right) \mathbf{n}' \quad (5)$$

und

$$\text{grad } \ln g = \left(\kappa_v - \frac{\partial \varepsilon}{\partial n} \right) \mathbf{s} + \left(\kappa_\theta + \frac{\partial \varepsilon}{\partial s} \right) \mathbf{n} \quad (6)$$

geben. Dabei bedeutet $\partial/\partial s$ den Richtungs-differentialquotienten in Strömungsrichtung und $\partial/\partial n$ die Richtungs-differentiation in der zur Strömungsrichtung im Sinne einer Rechtsdrehung orthogonalen Richtung. $\partial/\partial s'$ bezeichnet analog die Differentiation in Richtung des Isotachengradienten und $\partial/\partial n'$ die Differentiation in Richtung des Isogonengradienten $\text{grad } \theta$.

Die Richtungsableitungen von $\ln v$ sowie $\ln g$ in Richtung der Stromlinien, Äquipotentiallinien, Isogonen und Isotachen erhalten wir aus den Vektorgleichungen (2), (3), (5) und (6) zu

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \ln v}{\partial s} &= -\frac{\partial \theta}{\partial n} = \kappa_v, \\ \frac{\partial \ln v}{\partial n} &= \frac{\partial \theta}{\partial s} = \kappa_\theta \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

(siehe dazu *H. Ertel* [7]) und

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \ln v}{\partial s'} &= -\frac{\partial \Theta}{\partial n'} = \kappa_v + \frac{\partial \varepsilon}{\partial n'} = g, \\ \frac{\partial \ln v}{\partial n'} &= \frac{\partial \Theta}{\partial s'} = \kappa_\Theta - \frac{\partial \varepsilon}{\partial s'} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

sowie

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \ln g}{\partial s'} &= -\frac{\partial \Theta'}{\partial n'} = \kappa_v, \\ \frac{\partial \ln g}{\partial n'} &= \frac{\partial \Theta'}{\partial s'} = \kappa_\Theta \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

und

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \ln g}{\partial s} &= -\frac{\partial \Theta'}{\partial n} = \kappa_\varphi - \frac{\partial \varepsilon}{\partial n}, \\ \frac{\partial \ln g}{\partial n} &= \frac{\partial \Theta'}{\partial s} = \kappa_\varphi + \frac{\partial \varepsilon}{\partial s}. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Die Krümmungen der Äquipotentiallinien, Stromlinien, Isogonen und Isotachen ebener Potentialströmungsfelder inkompressibler Flüssigkeiten können also durch Richtungsderivierte des Moduls v des Geschwindigkeitsvektors, des Moduls g des logarithmischen Isotachengradienten und des Neigungswinkels ε dargestellt werden.

Zum Beweis des anfangs ausgesprochenen Satzes beachten wir, daß aus den Gleichungen (2) und (3) durch Divergenzbildung

$$\Delta \ln v = 0 \quad \text{und} \quad \Delta \ln g = 0 \quad (11)$$

folgt, wobei $\Delta = \text{div grad} = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$ den zweidimensionalen *Laplace-Operator* bedeutet. Wegen

$$\Delta \ln v = \frac{\Delta v}{v} - |\text{grad} \ln v|^2 = 0 \quad (12)$$

und

$$\Delta \ln g = \frac{\Delta g}{g} - |\text{grad} \ln g|^2 = 0 \quad (13)$$

erhalten wir aus (2) und (5) die Gleichung

$$\boxed{\frac{\Delta v}{v} = |\text{grad} \ln v|^2 = \kappa_\varphi^2 + \kappa_\psi^2 = \left(\kappa_v + \frac{\partial \varepsilon}{\partial n}\right)^2 + \left(\kappa_\Theta - \frac{\partial \varepsilon}{\partial s'}\right)^2} \quad (14)$$

und aus (3) und (6) die Gleichung

$$\boxed{\frac{\Delta g}{g} = |\text{grad} \ln g|^2 = \kappa_v^2 + \kappa_\Theta^2 = \left(\kappa_\varphi - \frac{\partial \varepsilon}{\partial n}\right)^2 + \left(\kappa_\psi + \frac{\partial \varepsilon}{\partial s}\right)^2} \quad (15)$$

als analytischen Ausdruck des angegebenen Satzes.

LITERATUR

- [1] *Dési, F., F. Rákóczi*: A léghő dinamikája. Budapest 1970.
- [2] *Ertel, H.*: Orthogonale Trajektoriensysteme in stationären ebenen Strömungsfeldern inkompressibler idealer Flüssigkeiten, in: Deutsche Akad. Wiss. Berlin 1946—1956, Berlin 1956, S. 67—71.
- [3] *Ertel, H.*: Einfacher Beweis eines Satzes über zweidimensionale Potentialströmungen inkompressibler Flüssigkeiten. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 2 (1960), S. 544—546.
- [4] *Ertel, H.*: Instationarität der Bewegungsrichtung in Strömungsfeldern als Funktion geometrischer Eigenschaften der Stromlinien und Trajektorien. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 2 (1960), S. 590—592.
- [5] *Ertel, H.*: Isóclinas e isotacas en corrientes potenciales bidimensionales de un fluido incompresible. Gerl. Beitr. Geophys. 70 (1961), S. 55—58.
- [6] *Ertel, H.*: Sobre la variación local de la dirección del vector velocidad en corrientes no estacionarias. Gerl. Beitr. Geophys. 70 (1961), S. 52—54.
- [7] *Ertel, H.*: Ein Satz zur Theorie der Felder ebener Potentialströmungen. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 4 (1962), S. 286—290.
- [8] *Ertel, H.*: Die geodätische Krümmung der Trajektorien in stationären Strömungsfeldern. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 5 (1963), S. 504—507.
- [9] *Ertel, H.*: Ein Satz zur Kinematik nichtstationärer Stromfelder. Gerl. Beitr. Geophys. 79 (1970), S. 147—151.
- [10] *Landau, L. D., E. M. Lifschitz*: Hydrodynamik, Berlin 1966 (Lehrbuch der Theoretischen Physik Bd. VI.)
- [11] *Olberg, M.*: Krümmungen der Strom- und Äquipotentiallinien, Isotachen und Isoklinen in ebenen Potentialströmungen inkompressibler Flüssigkeiten. Acta Hydrophysica 14 (1969), S. 181—190.

Über Schlagregelmessungen am Gebäude

HELBIG, A. Sektion Physik der Humboldt-Universität, Berlin

Csapóesőmérések épületeken. A szerző az egyperces időtartamokban, egy lipcsei magas házon 1968 és 1969-ben folytatott csapóesőmérések eredményeit ismerteti. E mérések statisztikai feldolgozásának eredményeként bemutatja a csapóesők tartamának és intenzitásának gyakoriságát, a falak irányítottságának hatását, valamint a tartam és intenzitás együttes eloszlását. Végül tárgyalja a szerző, hogyan lehet a csapóesők intenzitását a meteorológiai állomások megfigyelési anyagából felbecsülni.

*

Измерения косых дождей на зданиях. В статье предлагаются результаты измерений по 1-мин-интервалам осадков, выпадающих на вертикальные поверхности одного высотного здания в Лейпциге в 1968 и 1969 гг. Статистическая обработка поставляет частотные распределения продолжительности и интенсивности косых дождей, влияние направления стены, и двухпараметрические распределения продолжительности и интенсивности. Анализируются возможности оценки интенсивности косых дождей из наблюдений метеорологических станций.

*

In einem früher erschienen Beitrag in dieser Zeitschrift wurden erste Ergebnisse von Schlagregelmessungen für Zwecke des Bauwesens veröffentlicht (vgl. Helbig 1969). Inzwischen haben die Messungen ihren Abschluß gefunden, und es soll nun über die erhaltenen Resultate berichtet werden.

Die Schlagregenintensität wurde in Minutenintervallen im 11. Geschoß (35 m über Grund) eines 12-geschossigen Hochhauses in Leipzig gemessen, dessen Fassaden nach den Haupthimmelrichtungen orientiert waren.

Die Tropfenzählmethode, auf deren Brauchbarkeit erneut von Rössler (1970) hingewiesen wurde, ermöglichte einen Meßbereich von 0,006 mm/min bis 1,50 mm/min.

Der Meßzeitraum erstreckte sich vom 30.5.1968 bis einschließlich 31.10.1969 über 17 Monate.

Die klimatologischen Normalwerte des Niederschlages lauten für Leipzig – Mockau: Jahresniederschlagssumme 560 mm, Niederschlagssumme Mai – Oktober 341 mm. Während des Meßzeitraumes fiel in Mockau folgende Niederschläge:

1968	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Summe [mm]						52	32	51	82	50	46	19
% des Normals						87	43	84	182	111	124	51

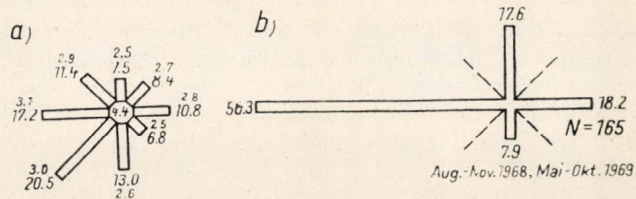
1969	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Summe [mm]	49	33	30	60	57	65	24	83	13	21		
% des Normals	132	103	86	146	100	108	32	136	29	37		

In nahezu der Hälfte aller Monate fiel also bedeutend weniger Niederschlag als normal. Sehr stark über dem Durchschnitt lagen der September 1968 und der April 1969. In Bezug auf die Messung des Schlagregens kann man sagen, daß der Meßzeitraum insgesamt nicht durch außergewöhnlich hohe Niederschlagsmengen gekennzeichnet ist. Besondere Beachtung fand in den Winter-

monaten die Ablagerung von Schnee in den Auffanggefäßen, dessen Schmelzwasser Zählimpulse auslöste. Diese Fälle wurden aus dem Beobachtungsmaterial gestrichen.

Die mittlere Verteilung der Windrichtungen und den Anteil der einzelnen Windstärken in diesen Richtungen zeigt *Abb. 1 (a)*. Die relative Häufigkeit der Windrichtungen in den Sektoren SW, W und NW beträgt zusammen 49,1%. Die Verteilung des Niederschlages auf die Windrichtungen ist in *Abb. 1 (b)* zu sehen. Die relative Häufigkeit des Auftreten von stündlichen Regenhöhen > 1 mm bei einer bestimmten Windrichtung in vier Sektoren ($316-45^\circ$, $46-135^\circ$,

Abb. 1. Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen (kleine Zahlen: mittlere Windstärke [Bft]) Leipzig-Mockau (a) und der Stunden mit Regenhöhen > 1 mm im jeweiligen Richtungssektor, Leipzig-Mockau (b)



$136-225^\circ$, $226-315^\circ$) besitzt ein deutliches Maximum im Sektor W mit 56,3% aller Fälle, was von der Gestalt der Windrose her zu erwarten war. Diese vier Sektoren repräsentieren dabei jene Richtungen, die für die Schlagregenbelastung eines nach den Haupthimmelsrichtungen orientierten Gebäudes maßgebend

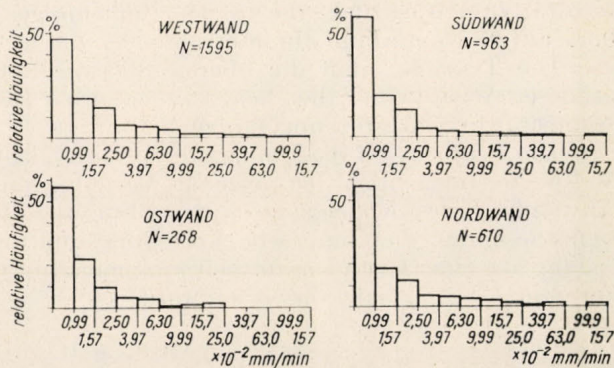


Abb. 2. Häufigkeitsverteilung der Schlagregenintensität, Juni 1968 – Oktober 1969 Hochhaus Leipzig

sind. Die Auswertung der Windregistrierung am Hochhaus ergibt eine mittlere Windgeschwindigkeit während des Schlagregens von 7,5 m/s, bei Regenfällen ohne Schlagregen liegt diese bei 5,5 m/s und das Mittel aus allen Stunden beträgt 5,0 m/s.

Schlagregenintensität

Der zeitliche Verlauf der Schlagregenintensität im Einzelfall wird hier nicht näher besprochen. Einzelheiten darüber sind bei *Helbig (1971)* zu finden.

Zur statistischen Bearbeitung des 3436 Neßwerte umfassenden Kollektivs wird eine Klasseneinteilung nach der von *Schneider – Carius (1955)* angegebenen logarithmischen Merkmalsteilung vorgenommen. Im Fall des Schlagregens wirken Niederschlagsprozeß und Luftbewegung gleichzeitig. Beide Prozesse gehorchen

TABELLE I.

Stichprobenquantile der Schlagregenintensität [mm/min]

	WEST	SÜD	OST	NORD	alle Richtg.
Median $x_{0,50}$	0,011	0,008	0,009	0,008	0,006
ob. Quartil $x_{0,75}$	0,021	0,015	0,014	0,017	0,011
Dezil $x_{0,90}$	0,054	0,027	0,027	0,048	0,027
Percentil $x_{0,99}$	0,410	0,220	—	0,630	0,210

dem logarithmischen Verteilungsgesetz. Daraus; ergibt sich die Hypothese, daß auch dem Schlagregen ein logarithmisches Verteilungsgesetz zugrunde liegt.

Bei der Diskussion der Häufigkeitsverteilungen muß man beachten, daß entsprechend dem Meßbereich der Anlage Schlagregenintensitäten unter 0,006 mm/min nicht berücksichtigt werden.

Die Häufigkeitsverteilungen aller Meßwerte, getrennt nach der Wandrichtung West, Süd, Ost und Nord sind in Histogrammen (*Abb. 2*) dargestellt. Von den insgesamt 3436 Meßwerten entfallen auf die Westwand 46,4%, auf die Südwand 28,1%, auf die Nordwand 17,7% und auf die Ostwand 7,8%. An Hand der Histogramme ist ein erster Vergleich der Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer bestimmten Intensität an den verschiedenen Wänden möglich. Man sieht, daß die Klasse mit den höchsten Intensitäten mit Ausnahme der Ostwand überall besetzt ist, wie überhaupt die Verteilung der Ostwand von denen der anderen merklich abweicht. Das kommt auch in der mittleren Intensität zum Ausdruck, die in der Reihenfolge Nord, West, Süd, Ost von 0,35 auf 0,015 mm/min abnimmt.

Die Tatsache, daß die oberste Klasse, 1,00–1,57 mm/min, mit einer größeren Anzahl von Fällen belegt ist, hat große Bedeutung für das Ansetzen der Intensität in Schlagregenprüfanlagen.

Die Prüfung, ob die beobachteten Häufigkeitsverteilungen unabhängiger Meßwerte tatsächlich log-normale Verteilungen darstellen, erfolgte durch Anwendung des *Kolmogorov-Testes*. Für alle Verteilungen kann die Nullhypothese, daß die empirische Verteilung und die entsprechende Normalverteilung aus einer Grundgesamtheit stammen, mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 5\%$ nicht verworfen werden.

TABELLE II.

Unterschiede in den Stichprobenverteilungen der Schlagregenintensität an den Wänden nach dem χ^2 -Test (obere Zahl χ^2 , untere Zahl Signifikanzschwelle)

	W	S	E	N
W		[49,6] [31,3]	[27,8] [24,3]	19,2 31,3
S	[49,6] [31,3]	.	8,0 24,3	15,9 31,3
E	[27,8] [24,3]	8,0 24,3	—	12,2 24,3
N	19,2 31,3	15,9 31,3	12,2 24,3	.

Mit Hilfe des Wahrscheinlichkeitsnetzes lassen sich verschiedene statistische Maßzahlen ermitteln, von denen die Quantile sehr gut zur Beschreibung der Verteilungsfunktionen geeignet sind. Für die Anwendung der Ergebnisse haben sie außerdem den Vorteil, daß in anschaulicher Weise Grenzwerte angegeben werden, über denen bestimmte Prozentsätze der Fälle liegen.

Nachfolgend sind diese Quantile für die vier Wände zusammengestellt (Tab. I). Ohne auf die mögliche Signifikanz der Unterschiede zu achten, wurden zuletzt alle Werte zu einer Stichprobe vereinigt (Tab. I, letzte Spalte). Die Schlagregenintensitäten einzelner Quantile sind jeweils an der Westwand am höchsten mit Ausnahme des Percentils, das an der Nordwand die höchste Intensität erreicht. Die Hälfte aller Werte liegt unter der sehr geringen Intensität von 0,008 – 0,011 mm/min. Zur Entscheidung der Frage, ob zwischen den Häufigkeitsverteilungen statistisch signifikante Unterschiede bestehen, die durch die Orientierung der Wand verursacht werden, wurde der χ^2 -Test benutzt. Nach der von Taubenheim (1969) angegebenen Weise wurden alle Verteilungsfunktionen gegeneinander geprüft. In Tab. II sind für jede Kombination das berechnete χ^2 und die jeweilige Signifikanzschwelle, die von Freiheitsgrad abhängt, bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 0,1\%$ eingetragen.

TABELLE III.

Prozentualer Zuschlag zur Schlagregenintensität, gemessen in 35 m Höhe, entsprechend dem Böenwindprofil $n = 0,08$)

Höhe	35	50	75	100	150	m
Zuschlag	0	3	7	9	12	%

Ein statistisch signifikanter Einfluß der Wandrichtung (Werte in Klammer) läßt sich beim Vergleich der Stichprobe der Westwand mit denjenigen von Süd- und Ostwand feststellen. Alle anderen Kombinationen ergeben, daß die Nullhypothese nicht abgelehnt werden kann. Wenn hier von einem signifikanten Einfluß der Wandrichtung auf die Gestalt der Stichprobenverteilung gesprochen wird, so bedeutet das natürlich primär, daß die Kombination von Windgeschwindigkeit und Regenintensität statistisch gesichert von der Windrichtung abhängt und damit eine allgemeine Eigenschaft der meteorologischen Verhältnisse zumindest am Meßort widerspiegelt.

Die Meßergebnisse beziehen sich auf eine Meßhöhe von 35 m über Grund. Für größere Höhen muß man einen Zuschlag anbringen, der die vertikale Änderung der Böengeschwindigkeit berücksichtigt. Es wird das Böenwindprofil

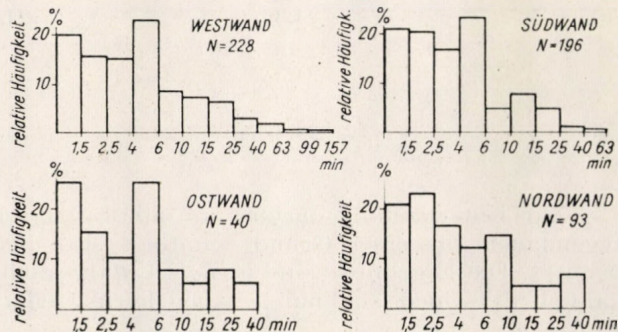


Abb. 3. Häufigkeitsverteilung der Schlagregendauer, Juni 1968 – Oktober 1969 Hochhaus Leipzig

deshalb benutzt, weil die Höchstwerte der Schlagregenintensität mit Böen gekoppelt sind. Die nach dem von Deacon angegebenen Exponenten $n = 0,08$ berechneten Zuschläge sind in *Tab. III.* zusammengestellt.

Schlagregendauer

Als Schlagregendauer gilt die Zeit mit Schlagregen, in der die Unterbrechungen < 1 min andauern. Es ergeben sich zwar dadurch sehr viele Intervalle mit Schlagregen, doch ist die Kenntnis einer genauen Dauer vornehmlich hoher Schlagregenintensitäten notwendig.

TABELLE IV

Stichprobenquantile der Schlagregendauer [min]

	WEST	SÜD	OST	NORD	alle Richtg.
unt. Quartil $x_{0,25}$	1,7	1,7	1,5	1,7	1,7
Median $x_{0,50}$	3,9	3,1	3,9	3,0	3,4
ob. Quartil $x_{0,75}$	6,8	5,4	6,2	7,0	6,4
Dezil $x_{0,90}$	17,2	12,1	17,5	16,5	15,0

Die Histogramme der empirischen Häufigkeitsverteilungen, die sich ebenfalls durch eine log-normale Verteilungsfunktion beschreiben lassen, sind in *Abb. 3* dargestellt. Die höchste Dauer haben Schlagregen an der Westwand (100 – 157 min). Mit deutlich geringerer Dauer folgen Süd-, Ost- und Nordwand. Die Quantile der Häufigkeitsverteilungen an den einzelnen Wänden und der zusammengefaßten Stichprobe gibt *Tab. IV.* wieder.

Danach haben 25% aller Fälle eine längere Dauer als 6 min, 10% aller Schlagregen dauern an der Westwand länger als 17,2 min, an der Ostwand 17,5 min.

TABELLE V

Unterschiede in den Stichprobenverteilungen der Schlagregendauer an den Wänden nach dem χ^2 -Test

	W	S	E	N
W	.	14,8	2,0	9,2
	.	24,3	24,3	24,3
S	14,8	.	2,8	25,5
	24,3	.	24,3	24,3
E	2,0	2,8	.	6,5
	24,3	24,3	.	24,3
N	9,2	25,5	6,5	.
	24,3	24,3	24,3	.

Zur Entscheidung darüber, ob alle Stichprobenverteilungen der Schlagregendauer aus einer Grundgesamtheit stammen, wird wieder der χ^2 -Test benutzt. Die Ergebnisse sind in *Tab. V.* dargestellt (analog zu *Tab. II.*). Signifikante Unterschiede sind nur zwischen den Verteilungen von Nord- und Südwand zu finden.

Eine Übersicht, welche relative Häufigkeit des Auftretens einem Schlagregen bestimmter Intensität und einer bestimmten Dauer zukommt, geben zweiparametrische Häufigkeitsverteilungen, die bei Helbig (1971) ausführlich dargestellt sind. Die größten Häufigkeiten findet man bei sehr geringen Intensitäten ($> 0,006$ mm/min) und Andauern von 1–6 min. Die höchsten Intensitäten ($> 1,42$ mm/min) mit Andauern < 4 min haben relative Häufigkeiten zwischen 0,2 und 0,8%.

Einen Einblick in die Gestalt dieser Häufigkeitsverteilungen bieten die Kurven in Abb. 4, die getrennt für jede Wand alle jene durch die Kombination

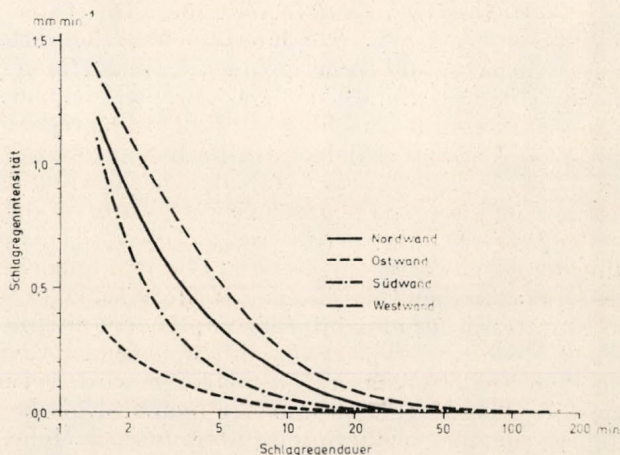


Abb. 4. Beobachtete Kombinationen von Schlagregendauer und -intensität am Hochhaus Leipzig

Intensität- Andauer gebildeten Felder verbinden, die noch mit beobachteten Fällen besetzt sind. Diese Auswertungen repräsentieren eine allgemeine Eigenschaft des Schlagregens, daß mit wachsender Dauer des Ereignisses die Intensität sehr stark abnimmt und hohe Intensitäten nur mit sehr kurzer Dauer verbunden sind.

Zur Abschätzung der Schlagregenintensität aus Beobachtungen an meteorologischen Stationen

Zur Verallgemeinerung der Messungen der Schlagregenintensität in Leipzig auf beliebige Orte der DDR müßten Korrelationsbeziehungen gefunden werden, die mit Hilfe einer Regressionsgleichung die Abschätzung der Schlagregenintensität an einem Gebäude aus Meßreihen meteorologischer Stationen gestatten. Ein erster Versuch besteht darin, das Tagesmittel der Schlagregenintensität mit dem Produkt aus Tagessumme des Regens und Tagesmittel der Windgeschwindigkeit, gemessen in Leipzig–Mockau, zu korrelieren. Folgende Voraussetzungen werden gemacht: Die Richtung der Wand, an der Schlagregen auftritt, findet keine Berücksichtigung. Das Windgeschwindigkeitsmittel resultiert aus stündlichen Werten zwischen 0 und 24 Uhr. Die Tagessumme des Niederschlages wird um 7 Uhr gemessen und dem Meßtag bzw. dem Vortag zugeschrieben (seit 1. 1. 1969). Unter Berücksichtigung dieser Terminverschiebung wird dem Tagesmittel des Schlagregens, dessen Beginn und Ende festliegt, ein entsprechendes Produkt zugeordnet.

Nach Eintragen der Werte in doppelt-logarithmisches Papier und Bestimmung der Stichprobenmediane wird der tetrachorische Korrelationskoeffizient R zu 0,36 berechnet. Dieser schwache Zusammenhang läßt keine Rückschlüsse auf die Intensität zu. Der nächste Schritt bestand deshalb in einem Vergleich des Mittelwertes der Schlagregenintensität in einer bestimmten Stunde mit dem entsprechenden Produkt aus stündlicher Regenmenge und Stundenmittel der Windgeschwindigkeit. Insgesamt ergeben sich 78 Fälle, aus denen das Quadrantenverhältnis $q = 0,385$ und der tetrachorische Korrelationskoeffizient $R = 0,57$ berechnet wird. Der χ^2 -Test ergibt eine statistisch gesicherte Korrelation mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 0,1\%$ ($\chi^2 = 11,4$, $g_{0,001}^2 = 10,83$) (vgl. *Tauberheim* 1969). Die Tatsache, daß der Korrelationskoeffizient bei der Verwendung von Stundenwerten größer ist als bei Tageswerten, erhärtet die früher gemachte Feststellung (vgl. *Helbig* 1969), daß von einem Schlagregenindex, der aus Jahressumme bzw. Jahresmittel gebildet wird, man wohl kaum Rückschlüsse auf die Schlagregenintensität ziehen kann.

Eine weitere Verkleinerung des Bezugsintervalls für eine Korrelation, etwa auf 5 oder 1 Minute, wie es für die Abschätzung der maximal zu erwartenden Schlagregenintensität wünschenswert wäre, stößt auf Schwierigkeiten prinzipieller Art. Das noch vertretbare Zeitintervall bei der Auswertung der Registrierung der gegenwärtig eingesetzten Pluviographen beträgt 5 – 10 min. Auf Grund des stochastischen Charakters des Niederschlages wird die Intensität über eine bestimmte Entfernung mit schrumpfender Integrationszeit immer unterschiedlicher. Ebenso verringert sich mit wachsender Regenintensität die Fläche, die von dem Niederschlagsereignis betroffen wird. Bei einer Entfernung von 5,5 km, wie zwischen Hochhaus und der meteorologischen Station Leipzig – Moscau, können sich die Schauerintensitäten um eine Mehrfaches unterscheiden.

Letzlich ist zu bedenken, daß bei einem Regenprozeß mit logarithmischem Verteilungsgesetz, dessen Intensität keinesfalls um einen Mittelwert pendelt, die Abschätzung der maximalen minütlichen Schlagregenintensität durch Regressionsbeziehungen mit Elementen größerer Mittelungszeiträume (Regenmenge, Windgeschwindigkeit) kaum möglich sein wird.

Die oben festgestellte Korrelation zwischen entsprechenden Stundenwerten kann lediglich zur Abschätzung der Schlagregengefährdung in Form qualitativer Kriterien benutzt werden. Sie dürfte aber besser als der übliche Schlagregenindex sein.

Anwendung der Ergebnisse

Im Hinblick auf die Anwendung dieser Unterlagen ist es notwendig, einige Betrachtungen darüber anzustellen inwieweit diese Messungen für Hochhäuser im Gebiet der DDR repräsentativ sind. Bisher existieren keinerlei Angaben über die minütliche Schlagregenintensität für die DDR, damit entfällt eine direkte Gegenüberstellung.

Die Meßwerte, die an einem Hochhaus gewonnen wurden, könnten durch die bebaute Umgebung beeinflusst sein. Dieser Einfluß auf die Schlagregenintensität ist durch das vertikale Windgeschwindigkeitsprofil in der Umgebung niedriger Bauten sicher vorhanden, jedoch überragt das Hochhaus erheblich das allgemeine Hausniveau.

Zur Beantwortung der oben gestellten Frage in regionaler Sicht kann die Analyse der Ursachen eines Schlagregens, Regen und Wind, beitragen.

Wesentlich für die Schlagregenbelastung ist die Wahrscheinlichkeit des Auftretens hoher Windgeschwindigkeiten und gleichzeitig hoher Regenintensitäten. Die Analyse der in der Literatur darüber vorliegenden Untersuchungen läßt den Schluß zu, daß die für Leipzig gewonnenen Resultate für das Gebiet der DDR mit Ausnahme der Kammlagen der Mittelgebirge und eines schmalen Küstens-treifens Gültigkeit besitzen. Im Einzelfall muß jedoch stets die Modifikation des Windfeldes durch das Gebäude beachtet werden.

Die hier dargestellten Untersuchungen bildeten die meteorologische Grundlage für die Dimensionierung einer Apparatur zur Prüfung der Schlagregenfestigkeit von Bauelementen. Diese Apparatur ist Bestandteil eines bauphysikalischen Meßstandes des Institutes für Bauelemente und Faserbaustoffe Leipzig, der von *Röthig u. a.* (1970) ausführlich beschrieben wurde.

LITERATUR

- Helbig, A.* (1969): Erste Ergebnisse von Schlagregenmessungen an Gebäuden. *Időjárás*, 73., 4., pp. 207—213.
- Helbig, A.* (1971): Ein Beitrag zum Problem des Schlagregens. Dissertation Humboldt-Univ. Berlin.
- Röthig, K. u. a.* (1970): Auswahl bauphysikalischer Untersuchungsmethoden. BAUFA-Information, Inst. für Bauelemente und Faserbaustoffe Leipzig, 8,4., pp. 8—21.
- Rössler, J.* (1970): Zum prinzipiellen Fehler von Tropfenzählern (Regensmessern). *Meteor. Rdschau*, 23., 3., pp. 71—74.
- Schneider, R.—Carius, K.* (1955): Zur Frage der statistischen Behandlung von Niederschlagsbeobachtungen. *Z. Meteor.*, 9., 7., 193—203.
- Taubenheim, J.* (1969): Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig.
-

Laboratory Investigation of the Freezing of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and NaCl Solution Droplets

K. BÓNIS, *Institute for Atmospheric Physics, Budapest*

Аммоніум-сульфат és nátrium-klorid oldatcseppek fagyásának laboratóriumi vizsgálata. Az oldatcseppek fagyásának termodinamikai vizsgálata után (Bónis 1971; 1972) került sor a desztillált vízcseppek, majd ammónium-szulfát és nátrium-klorid oldatcseppek ($d = 2,2 - 2,4$ mm) fagyási hőmérsékletének (FT) laboratóriumi meghatározására. Az alkalmazott módszert és a kísérleti berendezést Genadiev és Levkov (1967) dolgozták ki. Mérési eredményeinket az I. táblázat, valamint a 3. és 4. ábrák tartalmazzák. A desztillált víz és a NaCl oldatcseppek fagyási hőmérsékletét külföldi mérési eredményekkel hasonlítottuk össze (II. és III. táblázat). Az egyezés jónak mondható. Ammónium-szulfát oldatcseppek fagyására vonatkozó kísérleti eredményeink újaknak tekinthetők. A IV. táblázatban az oldatcseppeknek a tiszta vízre vonatkoztatott fagyáspontesökkenés mért értékeit (ΔFT) hasonlítottuk össze saját korábbi elméleti eredményeinkkel (ΔT). Végül röviden foglalkozunk a sóoldatok fagyásának fizikai-kémiai, vízszerkezeti, valamint felhőfizikai vonatkozásaival.

*

Лабораторные исследования замерзания капель растворов сульфата аммония и хлорида натрия. После термодинамического исследования замерзания капель растворов (Bónis 1971, 1972) определялась температура замерзания (FT) капель ($d = 2,2 - 2,4$ mm) дистиллированной воды и растворов сульфата аммония и хлорида натрия. Использованный метод и экспериментальная установка были разработаны болгарскими специалистами (Генадиев, Левков 1967). Результаты измерений представлены в таблице I и на рис. 3. и 4. Температуры замерзания капель дистиллированной воды и раствора хлористого натрия сравниваются с иностранными результатами (табл. II—III). Совпадение соответствующих данных можно считать хорошим. Для растворов сульфата аммония полученные нами результаты являются новыми. В табл. IV сопоставлены наши эмпирические (ΔFT) и теоретические (ΔT) результаты о снижении температуры замерзания капель растворов. В заключение особенности замерзания капель растворов кратко анализируются с точки зрения физики облаков.

*

Introduction

As it is well known, the freezing of the cloud droplets plays an important role in precipitation formation. Our earlier theoretical work (Bónis, 1972) shows that, beside the freezing of „large” cloud droplets (about 10μ in diameter) — which can be taken as pure water droplets — the small solution droplets (about $0,1 \mu$ in diameter) can have also importance. These droplets are inactive for condensation growth but they can become a germ of the ice phase. The small solution droplets come into being on the numerous atmospheric Aitken particles containing or consisting of soluble material; this droplet formation occurs below 100% of relative humidity. After Mészáros's measurements (1968) the atmospheric Aitken nuclei contain mainly sulfate and ammonium ions as water soluble material.

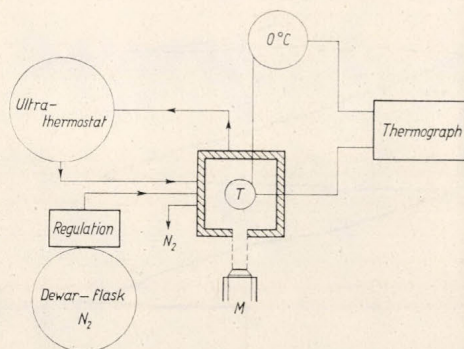
Therefore the solutions investigated were ammonium sulfate and, because of historical reasons, sodium chloride. The small solution droplets to be found in the cloud under our experimental conditions could not be produced. For this reason, the freezing of large solution drops of $2,2 - 2,4$ mm in diameters was studied. According to our earlier concentration values calculated on the basis of the measurements of atmospheric aerosol, the following values were used

(Mészáros, 1968 and Bónis 1972): $x_s = 0,003$ and $x_s = 0,01$, where x_s is the mole fraction of the salt in the solution.

Technique and apparatus

The experimental method and the necessary equipment have been worked out by Genadiev and Levkov (1967). The block-scheme of the experimental arrangement will be seen in Fig. 1.

Fig. 1: The block-scheme of the experimental arrangement. *T*: the thermo-element in the middle of the micro-chamber. On the left (down) is the open circulation system of cooling (Dewar + regulation); on the upper left: the closed circulation system of rewarming (ultrathermostat); on the upper right: the system for temperature registration. *M*: microscope



The *micro-chamber*, of 20 cm³ inside volume, consisting of copper, has a good thermal isolation from the outer air. The *cooling* of the chamber was fulfilled by the circulation of liquid nitrogen streaming out from the Dewar flask through a valve. The periodical opening and closing of the valve and also its timing was carried out by an electrical regulator. So one can use any demanded cooling rate in the range of 0,5–30 of °C/min. In our case the cooling rate varied between 2–5 degree/min. In the cooling tubes of the chamber's wall the liquid nitrogen evaporates and leaves the system. For *rewarming* the chamber an other closed circulation system connects it with an ultrathermostat by means of which aqueous solution of ethylene glycol kept at a temperature of 30 °C is circulated. The freezing temperature of this solution is lower than the lowest one used for freezing the droplets.

The temperature of the droplets investigated has been measured by a copper-constantan *thermo-element* holding the drop. Both the copper and constantan wires have diameters of 0,05 mm and the glass tube to cover them has an outer diameter of 0,4 mm (Guénadiev, 1970). The drop of 2,2–2,4 mm in diameter has consistently been placed to the tip of the tube. The drops had, in a good approximation, spherical forms. By Guénadiev and Levkov's measurements (1967) the presence of the thermo-element does not influence the freezing temperature of the drop – at least in the temperature range investigated.

The reference point of the *temperature measurement* is the temperature of a mixture of melting ice and water. The droplet temperature, more correctly the thermo-voltage, is registered continuously by an EZ 4-type thermograph (compensograph). In our case the maximal measurable thermo-voltage is 2 mV, which is adequate about 50 degrees of temperature difference. The calibration of the thermoelements was carried out by measuring the values of voltages belonging to well defined temperatures: the melting point of ice and the eutectic point of the aqueous solution of sodium chloride (–21,2 °C; Erdey-Grúz, 1963).

The accuracy of the temperature measurements is $\pm 0,1$ °C. The usual way to measure the freezing temperature (*FT*) has happened in six steps:

1. registration of the reference point,
2. the attachment of drop to the thermo-element,
3. the placement of them into the warm chamber,
4. the cooling of the system,
5. the registration of the *FT* by noticing the sudden rise of the recorded temperature and
6. the rewarming of the chamber.

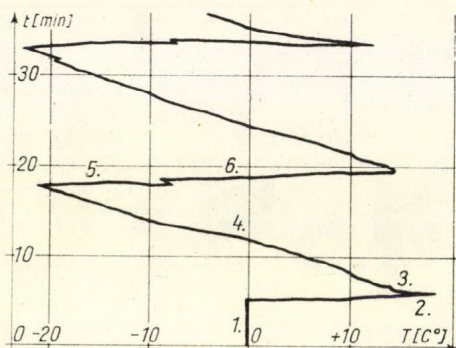


Fig. 2: A part of the temperature registration. The six steps of the cycle of freezing temperature measurements are detailed in the text

This procedure has been repeated with a new drop again.

For example, one of our record chart is seen in Fig. 2. In addition to the freezing detection by temperature registration an optical observation is also possible.

The distilled water used was produced by ion change columns and had conductivity values of $2 - 4 \mu S$. This water was filtered through Millipore filter and was also used for the preparation of solutions. The salt had an analytical purity in each case and the solution was filtered as well.

The drops were obtained by means of a capillary tube and their diameters have been calculated by weighing a great number of drops. It was assumed in the calculation that the drops took the shape of a sphere at the tip of the thermo-element. More exactly, the drops containing the end of it, are deformed to a small extent but this fact causes an error less than 2%.

Experimental results

By means of the equipment described above the following measurements were made:

1. The determination of the *FT*-s of distilled water drops,
2. that of the *FT* of the aqueous solutions of ammonium sulfate for concentrations $x_s = 0,003$ and $x_s = 0,01$ and
3. that of the *FT* of sodium chloride for concentration $x_s = 0,01$.

The values of *FT* both for drops of distilled water and solutions were found to spread in an interval of about 15 degrees. The distributions are not symmetrical, the relation of the mean, median and mode of the *FT*-s is the following in all of our cases:

$$\text{mean} > \text{median} > \text{mode}$$

that is the values of skewness are positive ones. The cumulative frequencies of the FT-s in cases of distilled water and ammonium sulfate solutions for two concentrations; and those for distilled water and sodium chloride solution, respectively, are shown in *Fig. 3* and *Fig. 4*. The numerical results and some characteristic data of the measurements are collected in *Table 1*.

Fig. 3: The cumulative frequency of the FT-s for drops of 1. distilled water, and solutions of ammonium sulfates, with 2. $x_s = 0,003$ and 3. $x_s = 0,01$ concentration

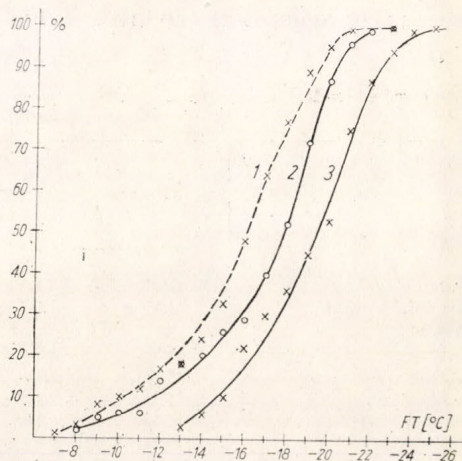


Fig. 4: The cumulative frequency of the FT-s for drops of 1. distilled water, 2. solution of sodium chloride ($x_s = 0,01$)

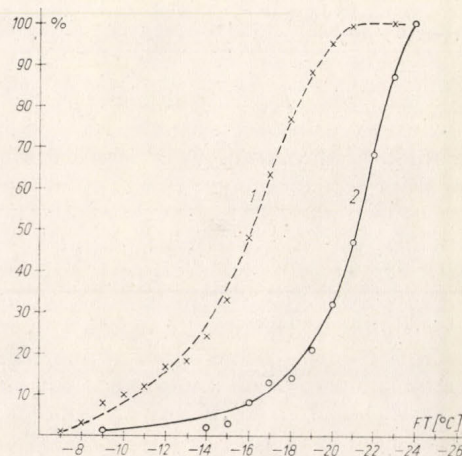


TABLE I

Results of the FT measurements. in $^{\circ}\text{C}$ $\sigma(T)$ is the standard deviation of the distribution of freezing temperatures, ΔFT is the difference between the median FT-s of each solution and that of distilled water

the drops consist of	number of the drops	mean FT	median FT	$\sigma(T)$	ΔFT median
distilled water	200	-15,5	-16,2	3,3	-
solution of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ $x_s = 0,003$	100	-16,8	-17,8	3,5	-1,6
solution of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ $x_s = 0,01$	100	-18,8	-19,4	2,9	-3,2
solution of NaCl $x_s = 0,01$	100	-20,5	-21,2	2,6	-5,0

It is seen from the table that the values of the standard deviation $[\delta(T)]$ are in the same order of magnitude than the absolute values of the difference between the median FT -s of the solutions and the distilled water. Furthermore the significance of the difference between each distributions of FT -s for the distilled water and that of the different solutions has been investigated. It was found that all four FT distributions measured by us differ significantly from each other at least at the level of 99,9%.

TABLE II

The experimental FT data for distilled water drops by different authors. [$* 10\%$ (and 90%) of the droplets freeze to this temperature]

author	date	FT in $^{\circ}C$	droplet diameter in mm	the droplet is placed
Bigg	1953	-23,8 median	1,0	between two liquids
Kiryukhin and Pevsner	1956	-17,0 mean	2,0	in oil
Lafargue	1958	-15,4 10%* -20,8 90%	3,4	in silicone
Pena et al.	1962	-23,5 median	1,2	in silicone
Pruppacher and Neiburger	1963	-23,9 median	2,2	between two liquids
Gabarashvili and Karcivadze	1964	-15,1	0,8	on a hair
Genadiev and Levkov	1967	-16,7 mean	2,5	on a thermoelement
Present study	1972	-16,2 median	2,3	on a thermoelement

In *Table II* our results are compared with the experimental data published earlier by different authors for the freezing temperatures of distilled water droplets with diameters of about 2 mm. All experiments agree in that they do not represent homogeneous droplet freezing. The rather big differences in FT -s are caused partly by the various method used, partly by the different purity of distilled water. For comparison, the spontaneous, homogeneous freezing temperature of pure water drops of 2 mm in diameter, from thermodynamical considerations, is $-32,5^{\circ}C$ (Mason, 1971).

Similarly the results of our measurements of FT for solution droplets of sodium chloride are compared in *Table III* with the findings of earlier investigations. The FT of ammonium sulfate solution drops could not be compared because lack of data. There are informations only for ammonium chloride solutions, as for example in a paper of Mason (1954). He reports a $6,5^{\circ}C$ rise in FT of drops, 1 mm in size containing ammonium chloride in a concentration of 0,055 M (mole per liter solution), comparing it with that of the pure water drops of the same size. A similar result was obtained by Lafargue (1958) for drops of 3,4 mm in diameter and of 0,01 M concentration of ammonium chloride: the FT -difference from that of the pure water (ΔFT) had been $+ 6,4$ degrees. The explanation of these surprising results was given by Pruppacher (1963). As he pointed out, insoluble particles in the salt solution should have caused the increase of the FT . The phenomenon could be avoided by a careful filtration of the solution, as it had been shown by his experiment: the ΔFT found to be $-3,3^{\circ}C$ for ammonium chloride solution droplets of 2 mm diameter and 1 M concentration. The same explanation regards to the ΔFT of sodium chloride droplets, measured by Lafargue (1958) as well.

TABLE III

The measured ΔFT for solution droplets of various concentration of sodium chloride by different authors. ΔFT gives the difference between the freezing temperature of solution droplets and pure water ones. (*in the work of Mason, 1954, ** saturated at 0° C)

author	date	concentration in M (molality)	droplet dia- meter in mm	ΔFT in C°
Bigg*	1953	0,56	1,0	-3,1
Kiryukhin and Pevsner	1956	6,11**	2,2	-15,4
Lafargue	1958	0,01	3,4	+6,7
Pena et al.	1962	0,001	1,2	-0,7
		0,01	1,2	-0,4
		0,1	1,2	-0,3
Pruppacher and Neiburger	1963	0,01	2,0	-0,7
		0,1	2,0	-1,6
		1,0	2,0	-4,6
Gabarashvili and Karcivadze	1964	0,17	0,8	-0,7
		0,51	0,8	-3,9
		0,86	0,8	-6,9
Present study	1972	0,56	2,3	-5,0

The conclusion of the comparison of these data is that our results as to the FT -s of distilled water and sodium chloride solution drops fit well into the series of earlier measurements.

Comparison between experimental results and theory

From thermodynamical considerations, *Kaishev and Mutafchiev* (1962) have shown that the freezing temperature of pure water droplets (T_w) can be expressed by the following equation:

$$\ln \frac{T_\infty}{T_w} = \frac{2 T \sigma_{iw} v_i}{L_f r_i} + \frac{2 T \sigma_{wv} (v_i - v_w)}{L_f r_w} \quad (1)$$

where $T_\infty = 273$ °K, $T \sigma_{iw}$ and $T \sigma_{wv}$ are the surface free energies between the crystal germ and water, and water and vapor surfaces; v_w and v_i are the volume of one molecule of water and ice; r_w and r_i are the radii of the water droplet and the ice crystal in it, respectively; L_f is the heat of freezing of one water molecule. For the crystal germ being generally much smaller than the drop itself, the freezing temperature of the latter will depend mostly on the first member on the right. On the other hand, the second member will play a growing role with the decrease of the size of the droplet.

In extending this theory to the freezing of small solution droplets it is deduced an expression containing the thermodynamical and physico-chemical characteristics of the system (*Dufour and Defay*, 1963 and *Bónis*, 1971) as follows:

$$\ln \frac{T_\infty}{T_s} = \frac{2 \sigma_{is} v_i}{L_f r_i} + \frac{2 \sigma_{sv} (v_i - v_s)}{L_f r_s} - \frac{g_w k T}{L_f} \ln x_w \quad (2)$$

where T_s is the freezing temperature of the solution droplet; the index s regards to the solution instead of pure water; g_w is the rational osmotic coefficient of water, k is the Boltzmann constant, x_w is the mole fraction of water in the solu-

tion. For numerical calculation the next connection is used: $x_w + \nu x_s = 1$, where ν is the number of dissociated ions of one salt molecule and x_s is the mole fraction of the salt in the solution.

The last term on the right hand side of this expression contains the effect of the salt to the decrease in the theoretical freezing temperature of solution droplets. In our case, the sizes of the drops both of pure water and solutions were large enough (2 mm in diameter) to suppose that the sum of the first two members on the right in equations (1) and (2) are equal. With this approximation, one can calculate the depression of freezing temperatures, which can, by definition, be expressed as:

$$\Delta T = T_s - T_w \quad (3)$$

determining the difference between the freezing temperatures of solution and pure water droplets of equal size. The results of the computations (ΔT) will be compared with those obtained from our experimental measurements (ΔFT) in *Table IV*.

TABLE IV

The comparison of measured and calculated freezing temperature depression of different solutions

solution	mole fraction of salt (x_s)	measured ΔFT	calculated ΔT
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	0,003	-1,6	-0,7
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	0,01	-3,2	-1,9
NaCl	0,01	-5,0	-2,7

It is seen that the measured ΔFT -s are all absolutely larger than the values that we would expect from theoretical considerations. A similar fact was noticed also by *Hoffer* (1961). He concluded that the ionic properties of certain dissociated salts (sodium, potassium and magnesium chlorides and sulfates) had influenced the solutions to deviate them from being ideal ones.

Later *Pruppacher* (1963) detected that the decrease of the theoretical freezing temperature, deduced from Raoult's law, was not valid for the aqueous solutions of alkali halogenides. *Pruppacher* found that

$$-\Delta FT \text{ (measured)} = -\Delta T \text{ (theoretical)} + \delta$$

where
$$\Delta T \text{ (theor)} = K \cdot \nu \cdot M$$

and K is the cryoscopic constant, M is the molality of the solution and δ depends on the size of the dissolved ions. For large ions, δ has a greater positive value and for small ions, δ is zero or negative. This departure from the theoretically assumed behavior of solutions — which is symbolized in δ — is caused by various interactions between the water molecules and ions of the salt. It is based mainly on the different electric fields and different sizes of ions from those of water molecule. Consequently, the salt ions cause a modification of the water structure. Therefore, in such solutions the ice crystal formation is hindered and can occur only at lower temperatures.

In our case, there are Na^+ and NH_4^+ cations and Cl^- and SO_4^{2-} anions in the aqueous solutions. According to *Pruppacher* (1963), both the Na^+ and Cl^- ions strongly affect the water structure. The Na^+ ions have a strong electric field, while the Cl^- ions are much larger than the water molecules; both of them cause a breakdown of the water structure. The aberration from the theoretical freezing point depression is important. Interpreting the freezing of ammonium-

sulfate solution, the NH_4^+ ions are structurally inert, their size is similar to that of water molecules, and fit well into the water structure by their strong tendency to form hydrogen bonds, too. We suppose on the basis of Pruppacher's finding that the SO_4^{--} ions modify the water structure because of their large size. Therefore, in the case of this solution the aberration from the theoretical freezing temperature decreasing is moderate.

Cloud physical considerations

The laboratory investigations show the ammonium sulfate solution droplets to be more able to freeze than the sodium chloride ones of the same size and concentration. Taking into account the high concentration of ammonium sulfate particles in the Aitken range in continental air, as it mentioned before, this conclusion seems to bear some significance from the view of cloud physics. However, it is to be noted that in this investigation, the active role of the very small insoluble particles in the freezing of small solution droplets (Bónis, 1972), have not been taken into account.

Acknowledgements

The author wishes to express her sincere thanks to Prof. L. Krastanov and Dr. N. Genadiev (Geophysical Institute of the Bulgarian Academy of Sciences, Sofia) for the presentation of the freezing apparatus and also for the valuable personal help and advices during the investigations.

REFERENCES

- Bigg, E. K. 1953: The supercooling of water. *Proc. Phys. Soc.*, B 66 688—694.
- Bónis, K. 1971: On the thermodynamics of the crystal formation in small solution droplets. *Gerlands Beitr. Geophysik*, 80 1—12.
- Bónis, K. 1972: On the thermodynamics of the freezing of small solution droplets containing insoluble particles. *Gerlands Beitr. Geophysik*, 81 31—41.
- Dufour, L. and Defay, R. 1963: *Thermodynamics of clouds*. Academic Press, New York, London.
- Erdley-Grúz, T. 1963: *A fizikai kémia alapjai*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Gabarashvili, T. G. and Karcivadze, A. I. 1964: К вопросы замерзания капель водных растворов солей. *Сообщения Акад. Наук Грузинской ССР* 36 63—67.
- Genadiev, N. and Levkov, L. 1967: Изследоване на температурата на замръзване на преохладени водни капки (Investigations on the freezing temperature of supercooled water drops) — in Bulgarian — *Bulletin de l'Institut de Géophysique de l'Académie Bulgare des Sciences* 11 9—21.
- Guénadiev, N. 1970: Sur le mécanisme de congélation des gouttes d'eau sous l'influence d'un aérosol d'iodure d'argent. *J. Recherches Atm.*, 4 2^e année 81—91.
- Hoffer, T. E. 1961: A laboratory investigation of droplet freezing. *J. Meteor.* 18 766—778.
- Kaishiev, P. and Mutafchiev, B. 1962: Zur Thermodynamik der Kristallkeimbildung in kleinen Tropfen. *Proc. First Nat. Conf. on Aerosols*, Liblice 293—296.
- Kiryukhin, B. V. and Pevsner, S. I. 1956: Температура замерзания взвешенных в масле капель воды и растворов солей. *Труды Главной Геофиз. Обс.*, 57 101—107.
- Lafargue, C. 1958: Sur le rôle joué par les ions dans le phénomène de la surfusion de l'eau. *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences (Paris)* 246 1894—1896.
- Mason, B. J. 1954: Progress in cloud physics research. A progress report on recent investigations at Imperial College, London. *Archiv Met. Geophys. Bioklim*, A 6 1—52.
- Mason, B. J. 1971: *The physics of clouds*. Clarendon Press, Oxford.
- Mészáros, E. 1968: On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Tellus* 20 443—448.
- Pena, R. G. et al. 1962: The freezing of supercooled droplets of electrolyte solutions. *J. Atmos. Sci.* 19 302—308.
- Pruppacher, H. R. 1963: Some relations between the supercooling and the structure of aqueous solutions. *J. Chem. Phys.* 39 1586—1594.
- Pruppacher, H. R. and Neuberger, M. 1963: The effect of water soluble substances on the supercooling of water drops. *J. Atmos. Sci.* 20 376—385.

Cumuluswolkenstrassen im nordatlantischen Raum*

G. GÖTZ und G. SZALAY, Zentralinstitut für Vorhersage, Budapest

Felhőutak az észak-atlanti térségben. A dolgozat az észak-atlanti térségben a felhőutak kialakulásának néhány sajátosságát vizsgálja az ESSA 8 mesterséges hold 1970-ben felvett APT-képei és a térségben működő időjárási hajók déli aerológiai megfigyelései alapján. A vizsgált esetek többségében a felhőalap alatt a vertikális hőmérsékleti gradiens közel áll a száraz-adiabatikus értékhez: átlagosan $1,02^{\circ}/100$ m. A konvekciós réteg közepes magassága 1820 m, e labilis rétegződésű és magas vízgőztartalmú réteg fölött általában igen száraz levegő található. A konvekciós rétegben a közepes vertikális szélnyírás eléri a 10 m/sec értéket, a közepes szélfordulás 15 fok. A felhőutak orientációja a legszorosabb kapcsolatot a konvekciós réteg felső határán mért szél irányával mutatja.

*

Траектории облаков в Северной Атлантике. На основе снимков АРТ полученных со спутника ESSA 8 в 1970 г., а также аэрологических наблюдений с кораблей погоды, курсирующих на этой акватории, анализируются особенности путей перемещения облаков в Северной Атлантике. В большинстве случаев значение вертикального градиента температуры под основанием облака почти достигает сухоадиабатического: в среднем $1,02/100$ м. Средняя высота слоя конвекции — 1820 м, выше этого слоя с неустойчивой стратификацией и высоким содержанием водяного пара находятся, как правило, очень сухие воздушные массы. В слое конвекции средней вертикальный сдвиг ветра достигает 10 м/сек, а среднее вращение ветра — 15° . Найдена самая тесная связь между направлением движения облаков и направлением ветра, измеренным на верхней границе слоя конвекции.

*

Wolkenaufnahmen von meteorologischen Satelliten beweisen, dass in Gebieten mit homogener Erwärmung der Atmosphäre von der Erdoberfläche her und bei Existenz einer Inversion, die eine nicht zu mächtige Konvektionsschicht von 1 bis 3 km begrenzt, Zellularkonvektion eine ebenso typische Form der Instabilitätszirkulation ist wie hochreichende (penetrative) Konvektion, die über sich ungleich erwärmenden Raumteilen unter dem Einfluss eines auslösenden Impulses entsteht.

Die für die Bildung der Zellularkonvektion notwendige gleichmäßige Erwärmung ist in erster Linie über dem freien Ozean gewährleistet. Bevorzugt ist dabei die Rückseite von Zyklonen der gemäßigten Zone und die Vorderseite der subtropischen Antizyklonen, wo kalte Luft polarer Herkunft über einer warmen Wasseroberfläche nach Süden strömt. In diesen Bereichen zeigen die Wolkenaufnahmen der Wettersatelliten dort derartige mesoskale Anordnungen konvektiver Bewölkung, wo die vertikale Windscherung gering ist. Die Oberfläche des Ozeans wird in diesem Fall von Cumuluswolken — die in regelmässigen Zellen angeordnet sind — mit einer Ausdehnung in der Grössenordnung von 10^6 km² bedeckt (Abb. 1). In den Gebieten, wo der Wind sich stärker mit der Höhe ändert, deformieren sich diese Konvektionszellen und gehen in Cumuluswolkenstrassen über (Abb. 2).

Die theoretischen Prüfungen beweisen, dass in der Atmosphäre die mit Zellularkonvektion verbundenen Bewegungsvorgänge von denselben Ursachen und Mechanismen hervorgerufen werden wie die im Labor erzeugten Bénard-Zellen. Wenn die Intensität der turbulenten Wärmeleitung nicht effektiv genug ist, um Instabilität zu verhindern, dann kommt es zu einem anderen Vorgang des Wärmeaustausches in Form der Zirkulation, die mit Zellularkonvektion

* Vortrag am Internationalen Symposium für Kosmische Meteorologie am 4–6. Mai 1972 in Budapest

verbunden ist. Trotz dieser Analogie sind die Charakteristika der im Labor erzeugten und der sich in der Atmosphäre bildenden Zellen in vieler Hinsicht verschieden. In einer früheren Arbeit sind diese Unterschiede und die Charakteristika der atmosphärischen Zellularkonvektion ausführlich dargelegt [1].

Das Ziel dieser Arbeit ist es, einige Charakteristika für die Bildung von Wolkenstrassen zu zeigen. Für diese Untersuchung wurden die 1970 vom nordatlantischen Raum aufgenommenen APT-Bilder von ESSA 8 mit den aerologischen Aufstiegen von 12 Uhr GMT der in diesem Raum befindlichen Wetzter-schiffe verglichen.

Die Untersuchungen zeigen in erster Linie, dass die Zellenstruktur und die

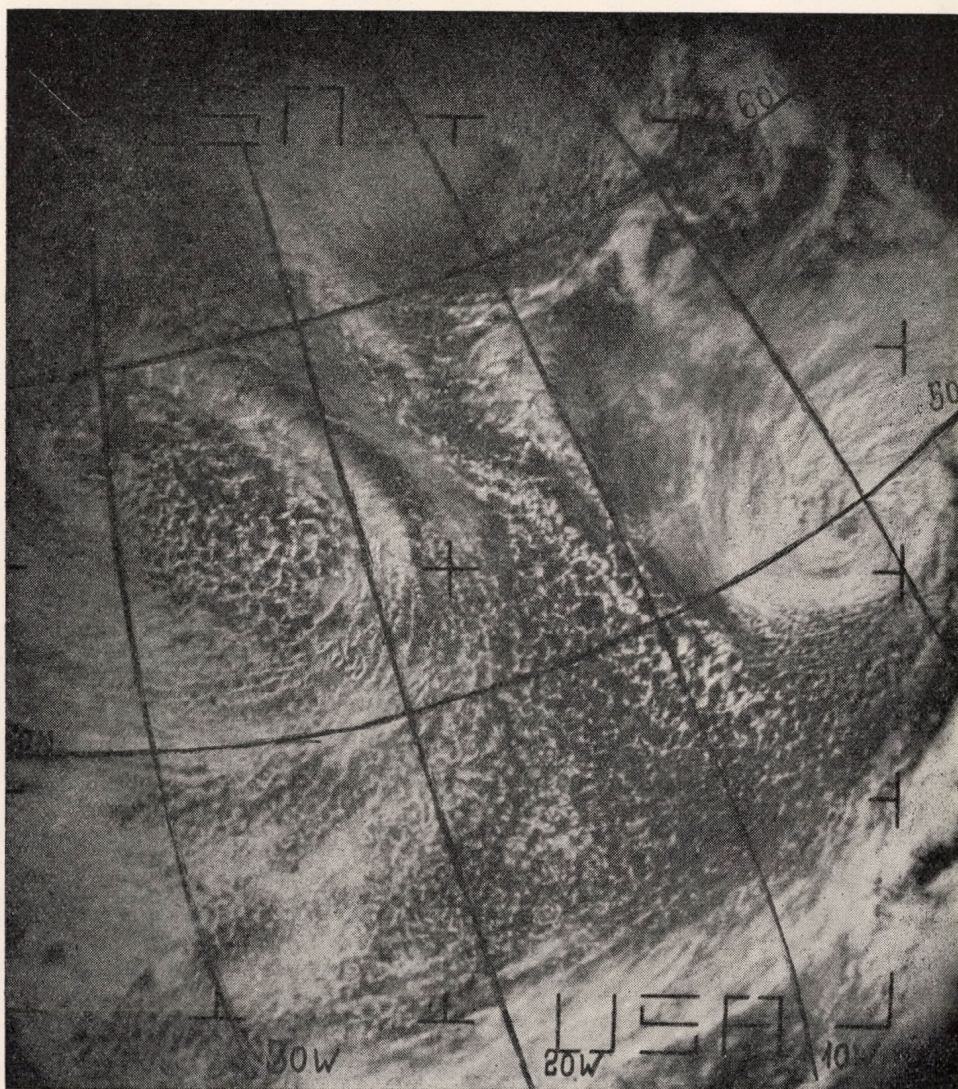


Abb. 1.: Zellularkonvektion im nordatlantischen Raum am 12. Februar 1970 (ESSA 8, Umlauf 5320)
1. ábra. Cellás konvekció az észak-atlanti térségben 1970. február 12-én (ESSA 8, 5320 pálya)

Strassen von den gleichen thermodynamischen Verhältnissen verursacht werden. In 57% der Fälle weist der Radiosondenaufstieg in der Umgebung der Wolkenstrassen eine für die Zellularkonvektion charakteristische vertikale Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung auf: Eine deutlich ausgeprägte Inversion trennt sehr trockene Luft in der Höhe von einer einige Kilometer mächtigen instabilen Schicht mit hohem Wasserdampfgehalt. In 24% der geprüften Fälle existierte eine stabile, trockene Schicht im oberen Teil der Konvektionsschicht. In den anderen 19% der Fälle war keine signifikante Änderung in der vertikalen Verteilung von Temperatur und Feuchtigkeit anzutreffen. Nach der Untersuchung der Autoren verursacht in diesen Fällen die Vermischung mit der Umgebung eine obere Grenze für die Bildung konvektiver Wolken.



Abb. 2.: Cumuluswolkenstrassen im nordatlantischen Raum am 16. Januar 1969 (Aufnahme von W. A. Schatalow vom Bord des Raumschiffes Sojus 4)

2. ábra: Felhőutak az észak-atlanti térségben 1969. január 16-án (V. A. Satalov felvétele a Sojuz 4 űrhajó fedélzetéről)

Für die Wolkenstrassen ist es darüber hinaus charakteristisch, dass unter der Wolkenuntergrenze der vertikale Temperaturgradient γ nahezu trockenadiabatisch ist. Im Durchschnitt der geprüften 20 Fälle betrug der Mittelwert von γ im Bereich unter den Wolken $1,02^\circ/100$ m. Es ergab sich auch ein Fall, bei dem in der Schicht bis 200 m ein überadiabatischer Gradient von $1,90^\circ/100$ m erreicht wurde.

Die mittlere Höhe der die freie Konvektion begrenzenden Inversion war im Falle von Wolkenstrassen 1820 m, die niedrigste Höhe 800 m und die grösste 3150 m. Diese Werte entsprechen auch etwa den typischen Werten für die Zellularkonvektion.

Im Bereich von Wolkenstrassen betrug die mittlere Windgeschwindigkeit in Bodennähe 11,3 m/s. Dieser Wert ist kaum höher als der für Zellularanordnungen charakteristische Wert von 10,9 m/s.

Bei den aerologischen Bedingungen für die Bildung von Zellularkonvektion und Wolkenstrassen zeigt sich der Grundunterschied in der vertikalen Struktur des Windfeldes. Der Unterschied zwischen der in Bodennähe und der über der Konvektionsschicht gemessenen Windgeschwindigkeit erreicht bei Wolkenstrassen 8,6 m/s, was beinahe dreimal so hoch ist wie die Änderung der mittleren Windgeschwindigkeit bei Zellularkonvektion. Die durchschnittliche vektorielle vertikale Windscherung beträgt für die Konvektionsschicht $315^\circ/9,8 \text{ m s}^{-1}$. In dieser Schicht dreht der Wind in 53% der Fälle nach rechts, in 41% nach links, während in 6% keine eindeutige Winddrehung des Windes erfolgt. Die durchschnittliche Drehung des Windes beträgt ungefähr 15° in der Konvektionsschicht.

Die Korrelation zwischen der Orientierung der Wolkenstrassen und der Windrichtung ist am besten an der oberen Grenze der Konvektionsschicht mit einem Korrelationsfaktor von 0,82. Zwischen der Orientierung der Wolkenstrassen und der in der Konvektionsschicht beobachteten vertikalen vektoriellen Windscherung bzw. der Richtung des am Boden gemessenen Windes ergab sich jeweils ein Korrelationsfaktor von 0,73.

LITERATUR

- [1] Амбрози, П.—Н. Ф. Вельтищев—Г. Гётц—Х. Ноймайстер—Т. Рункану—Б. Г. Шаров: Использование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализе погоды. Гидрометеиздат, Ленинград, 1973. (*Unter Veröffentlichung*)
-

A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai

ANTAL EMÁNUEL, POSZA ISTVÁN, TÓTH ERZSÉBET, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

Агromетеорологические основы орошения кукурузы. Опираясь на агрометеорологические наблюдения и на наблюдения, проведенные при помощи измерителя суммарного испарения за период с 1963 по 1970 гг., автор обобщает вопросы о тепловом балансе, водопотреблении и потребности кукурузы в воде для орошения. Как видно из рис. 1, в 1963 г. 51% от всего радиационного баланса расходовался на испарение, а 48% — на нагревание воздуха. Расход воды, определяемый измерителями суммарного испарения системы Thornthwaite Mather, рассматривается авторами как водопотребление культуры; его величины для каждого из 8 лет представлены на рис. 2. Водопотребление за период от посева до уборки составляло в среднем 475 мм. Годовой ход водопотребления показан на рис. 3. В таблице II содержатся данные о влиянии глубины уровня грунтовых вод и плотности посева на суммарное испарение. Годовые величины суммарного испарения кукурузы приведены на рис. 4. для культуры вне баков. На рисунках 5 и 6 представлены величины составляющих водного баланса. Многолетние средние величины потребности в воде для орошения (водопотребление минус эффективное суммарное испарение) вычислялись по климатологическим данным 54 метеорологических станций за период 1901—1950 гг. и представлены в виде карты (рис. 7). Для иллюстрации временного изменения потребности в воде для орошения по данным 3 метеорологических станций для каждого вегетационного периода за 1901—1965 гг. были вычислены величины потребности кукурузы в воде для орошения (рис. 8) и построены эмпирические функции распределения этих величин (рис. 9). Потребность кукурузы в воде для орошения (без технических потерь) колебалась в Венгрии в пределах от 0 до 400 мм за 65 лет и составляет в среднем 150 мм.

*

A mezőgazdaság belterjes irányú fejlesztését előíró tervek szerint fokozatosan növekszik a termesztett növénykultúrák öntözött területe. Így az öntözött kukorica vetésterülete 1985-ben eléri a 257 ezer hektárt, ez a terület majd az öntözött szántók mintegy 26%-a lesz.

Mint ahogy öntözővíz-készleteink korlátozottak, és az öntözőrendszerek kiépítése jelentős beruházást igényel, az öntözéses gazdálkodás tudományos megalapozása szükséges ahhoz, hogy az anyagi ráfordítás és a terméshozam növekedése között helyes arány alakuljon ki.

A különböző növénykultúrák öntözővíz-szükségletének meghatározására kidolgozott számos eljárás közül a gyakorlati tapasztalatok szerint jól és aránylag könnyen alkalmazhatók az agrometeorológiai módszerek. Ezeket az eljárásokat hosszú időn keresztül folytatott szántóföldi kísérletek, sugárzás-, hő- és vízháztartási vizsgálatok alapján dolgozzák ki. A kutatások végső céljaként olyan formulákat igyekeznek előállítani, hogy a továbbiakban már a meteorológiai állomáshálózatban gyűjtött egyszerű klimatológiai elemek helyettesítésével lehetővé váljék az optimális evapotranspiráció vagy vízszükséglet (ET_{opt}), a tényleges evapotranspiráció vagy tényleges vízfogyasztás (ET) és az öntözővíz-szükséglet (\bar{O}) meghatározása. (Vizsgálataink során az öntözővíz kijuttatásakor keletkező veszteségeket nem vettük figyelembe, tekintve, hogy a különböző öntözési módok más-más értékű veszteséggel járnak).

Jelen tanulmány a szarvasi Agrometeorológiai Kutató Állomáson 1963—1970 között végzett sugárzás-, hő- és vízháztartási vizsgálatok eredményeire, valamint evapotranspirométeres mérésekre támaszkodva foglalkozik a kukorica hőháztartásával, fontosabb vízháztartási komponenseivel. Az öntözővíz-szükséglet térbeli eloszlását 54, időbeli változékonyságát, illetve annak

különböző valószínűséggel várható értékeit 3 klímaállomás adatai alapján tárgyalja.

A kukorica a hő- és vízigényes növények közé tartozik. A hőmérsékleti viszonyok, hazánk mezőgazdasági művelés alatt álló területein elterjedésének általában nem szabnak határt. A természetes csapadék azonban az évek többségében nem fedezi a kukorica vízigényét. A hiányzó víz mennyisége, a csapadékellátottságtól függően az egyes években egymástól igen eltérő lehet.

A hazai mezőgazdasági kísérletek szerint (Láng, 1966, Kovács, 1968) a legjobb kukoricatermő vidék a július havi 22 C°-os izotermával határolható körül, nagy terméshozam pedig akkor várható, ha júniusban és júliusban a havonkénti csapadékmennyiség eléri a 80–90 mm-t.

A kukoricatermés számára kedvező vagy kedvezőtlen évek hozzávetőleges elbírálása, azok ismétlődési valószínűségének becslése megtehető a hő- és nedvességellátottság összetettebb figyelembevételével is. A hőellátottság mutatójaként alkalmazhatjuk a hónapra, fejlődési fázisra vagy tenyészidőszakra vonatkozó hőmérsékleti összegeket, a nedvességellátottság mutatójaként pedig a higrotermikus koefficiens (csapadékösszeg osztva a hőmérsékleti összeg tizedrészével). Ez utóbbi mutatónak az az előnye, hogy nem csupán a vízbevételt jellemzi, hanem bizonyos mértékig a kiadást, az evapotranspirációt is, miután az szoros kapcsolatban van a léghőmérséklet alakulásával.

Az I. táblázatban a hőmérséklet és a csapadék, valamint a hőmérsékleti összeg és a higrotermikus koefficiens adatai szerepelnek Szarvas-Bikazug térségére, a 8 évi vizsgálati periódusban. Minthogy Magyarországon a kukoricát általában április közepétől május közepéig vetik, a betakarítás optimális ideje pedig szeptemberre és októberre esik, ezért táblázatunk az április–október közötti időszakra tartalmazza az adatokat. Figyelembe véve a természetben alkalmazott rövidebb és hosszabb tenyészidejű fajtákat, vegetációs periódusként két intervallumot jelöltünk meg, nevezetesen a május–szeptember és április–október időszakot. Külön feltüntettük a kukorica tenyészidejében kritikus három hónapra (június–augusztus) vonatkozó átlagokat is.

Áttekintve a táblázatban közölt évi adatokat, kitűnik nagy csapadékkal és alacsony hőmérsékletével az 1965-ös (ebben az évben egyébként jégkár is érte a kukoricát) és az 1970-es esztendő, amikor a tenyészidőszak (IV–X.) hőmérséklete 1,7, illetve 1,2 fokkal maradt el az átlagtól, a csapadék pedig 104, illetve 71 mm-rel haladta meg az 50 évi átlagot. A legmelegebb és a második legszárazabb év volt 1963., 0,7 fokkal magasabb hőmérsékleti középvel és 57 mm-rel kevesebb csapadékkal. A nyolc év 16 június és júliusából 4-ben mértek 80 mm-nél több csapadékot, ám 5 esetben 40 mm alatt maradt az egy hónap alatt lehullott csapadék mennyisége.

A táblázat utolsó részében közölt higrotermikus koefficiensekkel kapcsolatban megjegyezzük, hogy noha azok növekvő értékei általában jó nedvességellátottságra utalnak, egy bizonyos határon túli növekedésük már nem vonta magával a terméshozam emelkedését, mivel a hőmérsékleti összeg is korlátozó tényezőként léphet fel.

A vizsgált 8 évben az átlaghőmérséklet mind a kritikus 3 nyári hónapban, mind pedig az 5, illetve a 7 havi vegetációs periódusban néhány tized fokkal (0,5, 0,4, 0,3) az 50 évi átlag alatt maradt, a csapadék viszont meghaladta az 50 évi átlagot (34–34, illetve 10 mm-rel.) A higrotermikus koefficiens ebből következően mindhárom intervallumban az 50 évi átlag fölött volt. Végeredményben tehát az 1963 és 1970 közötti 8 év figyelembe vett időszaka az átlagosnál valamivel hűvösebb és nedvesebb volt az egyik legjelentősebb kukorica-

I. TÁBLÁZAT — TABLE I.

A hőmérséklet, a csapadék, a hőmérsékleti összeg és a higrotermikus koefficiens alakulása Szarvas—Bikazugban

Temperature, precipitation, summarized temperature and hygrothermal coefficient at Szarvas—Bikazug

	Hőmérséklet [C°]									
	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	VI—VIII.	V—IX.	IV—X.
1963	12,3	17,5	20,9	23,2	21,9	17,7	10,7	22,0	20,2	17,7
1964	11,6	15,2	22,7	21,7	19,7	16,3	11,0	21,4	19,1	16,9
1965	9,1	14,1	18,8	20,5	18,3	17,1	9,5	19,2	17,8	15,3
1966	12,7	16,2	18,9	20,8	20,3	16,2	15,1	20,0	18,5	17,2
1967	10,3	16,1	18,9	23,1	21,2	18,5	12,7	21,1	19,6	17,3
1968	13,3	17,7	21,0	20,7	19,3	16,1	10,6	20,3	19,0	17,0
1969	10,0	18,2	18,2	20,7	19,7	16,6	10,7	19,5	18,7	16,3
1970	10,6	14,4	19,6	20,8	20,1	15,5	9,5	20,2	18,1	15,8
1963—1970	11,2	16,2	19,9	21,4	20,1	16,8	11,2	20,5	18,9	16,7
1901—1950	11,0	16,5	19,8	22,1	21,2	17,0	11,3	21,0	19,3	17,0
	Csapadék [mm]									
1963	17,6	42,4	27,2	40,6	43,4	67,6	23,5	111,2	221,2	262,3
1964	19,0	25,0	48,3	14,2	55,5	24,0	65,5	118,0	167,0	251,5
1965	51,2	82,7	97,9	105,0	71,3	13,1	2,1	274,2	370,0	423,3
1966	63,7	53,8	45,7	54,2	55,8	10,0	60,1	155,7	219,5	343,3
1967	55,8	68,2	45,0	15,1	25,1	72,3	15,0	85,2	225,7	296,5
1968	42,7	20,7	54,6	40,0	69,4	132,3	0,5	164,0	317,0	360,2
1969	17,3	14,1	142,8	39,2	57,9	20,2	15,0	239,9	274,2	306,5
1970	23,7	53,4	128,2	38,1	124,5	6,8	15,6	290,8	351,0	390,3
1963—1970	36	45	74	43	63	43	25	180	268	329
1901—1950	42	51	54	46	46	37	43	146	234	319
	Hőmérsékleti összeg									
1963	369	542	627	719	679	531	332	2025	3098	3799
1964	348	471	681	673	611	489	341	1965	2925	3614
1965	273	437	564	636	567	513	294	1767	2717	3284
1966	381	502	567	645	629	486	468	1841	2829	3678
1967	309	499	567	716	657	555	394	1940	2994	3697
1968	399	549	630	642	598	483	329	1870	2902	3630
1969	300	564	546	642	611	498	332	1799	2861	3493
1970	318	446	588	645	623	465	294	1856	2767	3379
1963—1970	337	501	596	664	622	502	348	1882	2885	3570
1901—1950	330	512	594	685	657	510	350	1936	2958	3638
	Higrotermikus koefficiens									
1963	0,48	0,78	0,43	0,57	0,64	1,27	0,71	0,55	0,71	0,69
1964	0,55	0,53	0,71	0,21	0,91	0,49	1,92	0,60	0,57	0,70
1965	1,88	1,89	1,74	1,65	1,26	0,26	0,07	1,55	1,36	1,29
1966	1,67	1,07	0,81	0,84	0,89	0,21	1,29	0,84	0,75	0,93
1967	1,80	1,36	0,80	0,21	0,38	1,30	0,38	0,44	0,75	0,80
1968	1,07	0,37	0,87	0,62	1,16	2,74	0,01	0,88	1,09	0,99
1969	0,58	0,25	2,61	0,61	0,95	0,40	0,45	1,33	0,96	0,88
1970	0,75	1,20	2,19	0,59	2,00	0,15	0,53	1,57	1,27	1,15
1963—1970	1,07	0,88	1,28	0,65	1,01	0,87	0,72	0,97	0,94	0,93
1901—1950	1,27	1,00	0,91	0,67	0,70	0,72	1,23	0,76	0,79	0,88

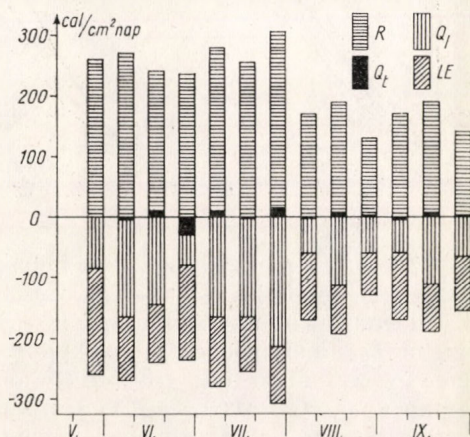
termő vidékünkön, az Alföldön. Ezt a körülményt kutatási és kísérleti eredményeink általánosításakor figyelembe kellett vennünk.

A kukoricaállomány hőháztartási komponenseinek részletes vizsgálatát az 1963-ban végzett mérések tették lehetővé. Ebben az évben a tenyészidőszakra előállítottuk valamennyi hőháztartási komponens naponkénti értékeit.

A hőháztartás

$$R + LE + Q_t + Q_l = 0 \quad (1)$$

egyenletéből az R sugárzási egyenleg rövidhullámú komponenseit közvetlen mérésekkel (*Janisevskij*-féle sugárzásmérővel), a hosszúhullámú egyenleget pedig közvetett mérésekkel és számításokkal határoztuk meg. A párolgásra



1. ábra: A kukorica hőháztartási komponenseinek változása az 1963. év tenyészidőszakában

Fig. 1. Variation of the components of heat balance for maize in the growing season of 1963.

fordított hőt (LE) egy korábban bevezetett formulával (*Antal*, 1968) számítottuk, míg a talaj hőforgalmát a termőréteg hőtartalmának változásából vezetük le, a talajhőmérsékleti adatok és a hőkapacitás ismeretében.

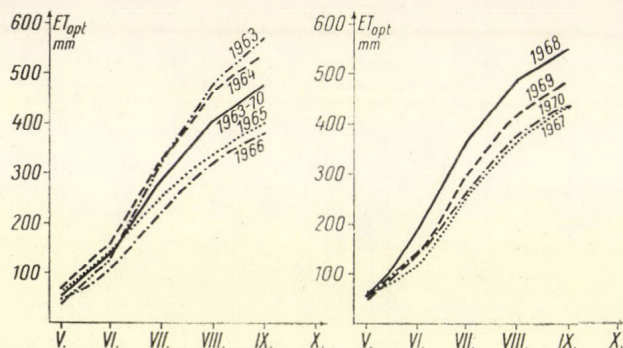
A levegő hőforgalmát pedig (Q_l) maradéktagként kaptuk, elhanyagolva az advekción hőt. Hőháztartási számításaink eredményeit, a komponensek dekád-átlagait az 1. ábrán tüntettük fel, cal/cm² nap egységekben. A talajhőforgalom a 13 dekádban hol pozitív (a felszín számára nyereség), hol negatív (a felszín számára hőveszteség) előjelű. A Q_l és a LE azonban mindig energiafogyasztó volt. A párolgás rendelkezésére álló vízkészlettől függően azonban a LE vagy meghaladta, vagy alatta maradt a Q_l értékének. Az egész tenyészidőszakban a következőképpen alakult a kukoricaállomány hőbevétele és kiadása:

$R = 27239$; $LE = -13960$; $Q_t = 291$ és $Q_l = -13570$ cal/cm² tenyészidő. Ebben a száraz és meleg periódusban a sugárzási egyenleg közel egyenlő mértékben oszlott meg a párolgás (51%) és a levegő hőforgalma (49%) között. A talajhőforgalom összege elhanyagolhatóan kicsi volt.

A további években a globálsugárzás és a párolgásra fordított hő alapján végeztük el az összehasonlító értékelést. Adataink szerint a kukoricaállomány tényleges párolgása a globálsugárzás 20–35%-át tette ki átlagosan. A csapadékban szegény periódusokban (pl. 1963-ban és 1964-ben) ez az érték 25% alatt maradt, jó vízellátottságú tenyészidőszakban 30–35% között volt. A 8 év átlagában a globálsugárzásnak 28%-át használta el a kukorica tényleges párolgása.

Kísérleteinkben a növényállomány vízszükségletének meghatározására kompenzációs evapotranspirométert alkalmaztunk, amelyekben a magas talajvíz és az időnként felülről történő öntözés biztosította a kielégítő vízellátást. A jelző növény mind a 8 évben MV-1-es hibrid kukorica volt.

A szántóföldi viszonyok között végzett méréseket úgy állítottuk be, hogy az 5 m² alapterületű és 70 cm mélységű kompenzációs evapotranspirométereket



2. ábra: A kukorica optimális evapotranspirációjának halmozott összegei

Fig. 2. Summarized values of the optimum evapotranspiration of maize

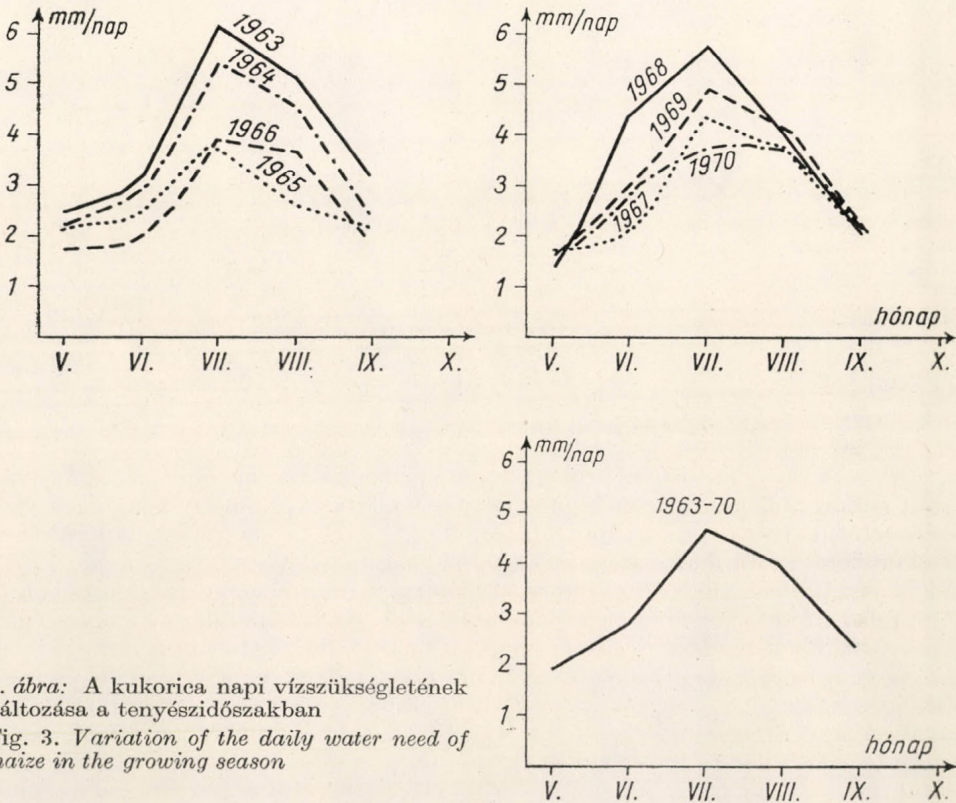
200–300 m²-es parcellák közepén helyeztük el. Minthogy a tenyészedényekben a talaj (réti agyag) a csapadékmentes periódusban nedvesebb volt a környező parcelláénál, az időnként alkalmazott esőztető öntözés ellenére is felléphet az ún. oázis hatás, amelynek eredményeképpen az evapotranspirométerből elpárolgott víz egyes esetekben több volt, mint amennyit a sugárzási egyenleg biztosította energia lehetővé tett. Ez esetben a párolgásra fordított többlet hőt az oldalirányból érkező, advektált energiamennyiség fedezte, vagyis ilyen esetben az evapotranspirométer területe „energianyelőlőnek” tekinthető. Az oázishatással terhelt adatok tehát korrekcióra szorultak. A korrigálást a potenciális evapotranspiráció alapján tettük meg. Hogy a száraz környezetben elhelyezett tenyészedényekben élő kukoricaállomány vízszükségletét (optimális evapotranspirációját) természetes viszonyokra is kiterjeszthessük, az advektációs hő által okozott párolgástöbbletet a tenyészedényekkel mért evapotranspiráció értékeiből levontuk mindazokon a napokon, amikor az oázishatás kimutatható volt.

Az evapotranspirométerekkel a vízfogyasztás mért értékeit egy visszafolyástól visszafolyásig tartó periódusra kaptuk meg. Ezeket a periódusokat a természetes csapadék mellett a tenyészedényekben levő állomány öntözésével sűrítettük. E periódusok mért értékeivel ellentétben az ET_{opt} naponkénti értékeit számítások útján vezettük le. A vizsgált nyolc évben a tenyészedényekből összesen 55 visszafolyás keletkezett, s így ugyanennyi mért ET_{opt} értéket kaptunk. Az említett 55 periódusra végeztük el a mért és számított értékek összehasonlítását. Az egy napra eső mért és számított érték közötti közepes eltérés 0,4 mm.

A 2. ábrán a kukorica vízszükségletének összeg-görbéit mutatjuk be, a kísérleti időszak minden évre külön-külön. Az ábrán feltüntettük a nyolc évből számított átlagot is. A kukoricaállomány vízszükséglete a május–szeptemberi időszakban az átlagosnál valamivel hűvösebb és nedvesebb időjárás mellett (1963–1970) 475 mm volt, ám az időjárástól függően széles határok között változott.

Az ET_{opt} menetét a tenyésztidőszakban a 3. ábra szemlélteti, napi adatok alapján. Ezek a görbék a kukorica vízszükségletének a meteorológiai elemekkel való kapcsolatán túl jelzik az állomány fejlődését is. A bemutatott görbék szerint a kukorica június–augusztus hónapokban igényli a legtöbb vizet szárazanyaga jelentős részének felépítéséhez.

A kukorica vízigényének részletesebb vizsgálatával kapcsolatban 1968-ban beállítottunk olyan kísérleteket is, amelyeknek az volt a célja, hogy meg-



3. ábra: A kukorica napi vízszükségletének változása a tenyésztidőszakban
Fig. 3. Variation of the daily water need of maize in the growing season

ismerjük a talajvíz magassága és az evapotranspiráció, valamint az állománysűrűség és a vízfogyasztás közötti kapcsolatot. Ennek érdekében az egyes evapotranspirométerekben különböző mélységben tartottuk a talajvízszintet, illetve azonos magasságú vízszintek esetében különböző állománysűrűséget biztosítottunk. E vizsgálatok szerint a vetéstől a betakarítás napjáig a talajfelszín alatt 60 cm-re tartott vízszintű kád kukoricaállománya 576 mm, a 40 cm-es talajvízszintű kád pedig 622 mm vizet fogyasztott, 5 növény/m² (azaz 50 000 tó/ha) állománysűrűség mellett. A különbség 46 mm (kb. 8%), ami a tenyésztidő folyamán a következőképpen alakult: a IV. hónapban 1 mm az eltérés, az V.-ben 2 mm, a VI.-ban 7 mm, a VII.-ben 29 mm, a VIII.-ban 6 mm, a IX.-ben pedig 1 mm. A különbség tehát júliusban, a virágzás idején a legnagyobb, egyébként azonosnak tekinthető a különböző vízszintű növényállomány vízfogyasztása.

Az eltérő növény-sűrűség és a vízfogyasztás kapcsolatát a *II. táblázatban* közölt adatok alapján értékelhetjük. Az egyforma vízellátottság (40 cm mély talajvízszint) és a m²-enként 4, 5, 6 és 7 kukoricatő (40 000, 50 000, 60 000, illetve 70 000 tő hektáronként) esetében kapott ET_{opt} értékek szerint a növény-állomány-sűrűség 50%-os növekedése esetén az evapotranspirációban 19%-os emelkedés következett be. Ez azt jelenti, hogy 1 hektár területen a 60 000 tő a 40 000-rel szemben optimális vízellátás esetén 1000 m³-rel több vizet fogyasztott.

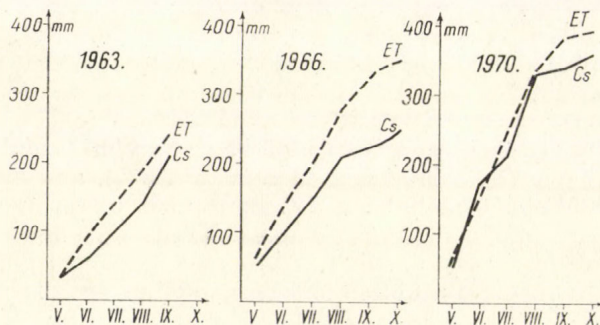
II. TÁBLÁZAT — TABLE II.

Az evapotranszpirométerekkel mért vízfogyasztás [mm] különböző növény-sűrűség esetén
The water use [mm] measured by means of evapotranspirometers at different crop density

Hónap	Növények száma m ² -enként			
	4	5	6	7
április	10,1	10,5	10,8	10,8
május	43,1	48,3	53,5	53,5
június	134,6	144,5	154,3	186,8
július	189,4	209,3	229,1	284,3
augusztus	125,6	138,0	150,3	176,4
szeptember	60,8	65,1	69,4	98,6
október	5,2	6,3	7,4	10,6
áprilistól—októberig	568,8	622,0	674,8	821,0

A kukorica öntözővíz-szükségletének meghatározásához az ET_{opt} -on kívül ismernünk kell a természetes csapadékelátású állomány tényleges vízfogyasztását (tényleges evapotranspirációját, ET) is, aminek napontkénti értékeit egy korábban, szarvasi adatok alapján levezetett (*Antal, 1968*) párolgásszámítási módszerrel határoztuk meg. Kiinduló pont minden évben a talaj felső 1 m-es rétegében mért vízkészlet volt. Az ET számítások helyességét a tenyészidőben rendszeres talajnedvesség-mérésekkel ellenőriztük.

A tényleges evapotranspiráció halmozott értékeit és a csapadék összeggörbéit a vizsgált 8 év egyik legszárazabb (1963), és legcsapadékosabb (1970), továbbá egy átlagosan csapadékos (1966) év tenyészidejére mutatjuk be a *4. ábrán*. Az 1970-es tenyészidőszakban mind a csapadék, mind a tényleges evapotranspiráció vetéstől betakarításig vett összege 150–150 mm-rel haladta meg az 1963. évi összeget. Az optimális evapotranspiráció az említett 3 évből

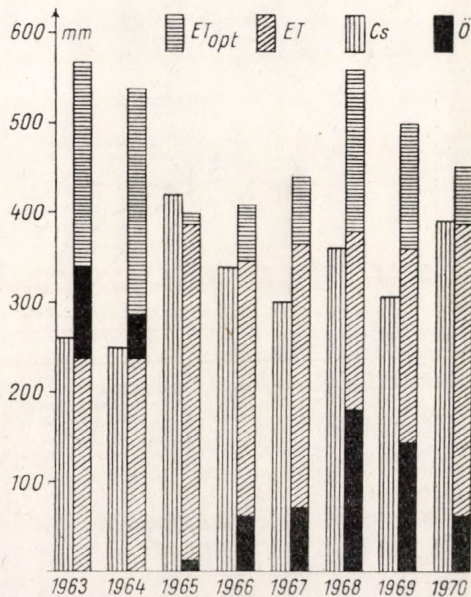


4. ábra: A tényleges evapotranspiráció és a csapadék halmozott összegei eltérő időjárású években

Fig. 4. Summarized values of the actual evapotranspiration and precipitation in years with various weather

1963-ban volt a legmagasabb, és 125 mm-rel lépte túl az 1970-es évben kapott értéket. Következésképpen az öntözővíz-szükséglet, amit az optimális és a tényleges vízfogyasztás különbségként definiálunk, 275 mm-rel volt nagyobb 1963-ban, mint az említett csapadékos évben (334 mm, illetve 59 mm).

Az 5. ábrán foglaltuk össze az MV-1-es kukorica vízháztartási összetevőit az 1963 és 1970 közötti 8 évre. A jelzett időszakban a kukorica öntözővíz-szüksége 10 és 340 mm között változott Szarvas térségében. Vízgazdálkodás szempontjából nemcsak a tenyészidőre jutó értékeket kell ismernünk egy összegben, hanem annak időbeli menetét is, ezért a 6. ábrán a kukorica víz-



5. ábra: A csapadék (C_s), az optimális evapotranspiráció (ET_{opt}), a tényleges evapotranspiráció (ET) és az öntözővíz-szükséglet (\bar{O}) évenkénti változása

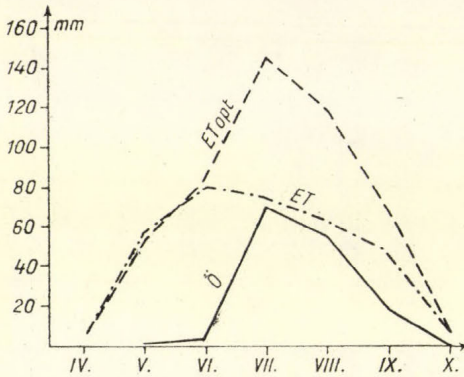
Fig. 5. Annual variation of precipitation (C_s), optimum evapotranspiration (ET_{opt}), actual evapotranspiration (ET) and the water requirement for irrigation (\bar{O})

szükségletének (ET_{opt}), az öntözetlen állomány vízfogyasztásának (ET) és öntözővízszükségletének alakulását 8 évi átlagban tüntettük föl a vetéstől a betakarításig terjedő időszakban. A görbék szerint júliusban és augusztusban az MV-1-es kukorica sokévi átlagban kb. 60–60 mm öntözővizet igényel, de egyes száraz években a vízigény ennek kétszeresénél is több lehet.

A kukorica öntözővíz-szüksége a szarvasi kutatóállomáson 8 év átlagában 150 mm volt. Ez az érték azonban egy az átlagosnál hűvösebb és csapadékosabb periódusra vonatkozik, mivel a kísérleti időszak (8 év) tenyészidejében a csapadék – mint már említettük – 34 mm-rel meghaladta a sokévi átlagot, a léghőmérséklet pedig közel 0,5 fokkal az 1901–1950. évi átlag alatt maradt.

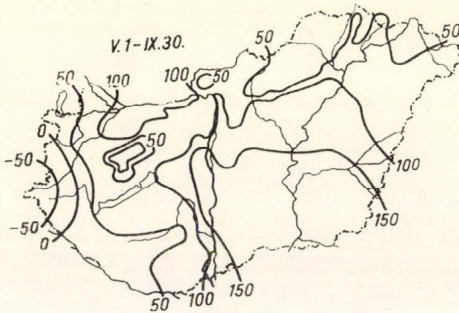
A bevezetőben utaltunk arra, hogy az öntözés agrometeorológiai megalapozását célzó kutatásaink egyik fő feladata olyan számítási módszerek kidolgozása, amelyek lehetővé teszik egyrészt az átlagos-öntözővízszükséglet (öntözővíz-norma), másrészt egy adott esztendőben az időjárás által meghatározott tényleges-öntözővízszükséglet meghatározását a meteorológiai hálózatban mért adatok alapján is. Az optimális evapotranspiráció közvetlen mérésére alkalmas evapotranspirométerek ugyanis költségesek, ezért a talaj, az éghajlat, a növényfaj és a természet számos lehetséges körülményeit figyelembe vevő sűrűségű hálózat kiépítése nem várható, de célszerűtlen is lenne. (Megjegyezzük,

hogy hazánkban az Országos Meteorológiai Szolgálat, a gödöllői Agráregyetem és a VITUKI jelenleg 11 állomásból álló evapotranspirométeres hálózatot tart fenn, aminek számszerű fejlődése már nem várható.) A közvetlen mérések helyett a vízszükséglet egyszerűen számítható a potenciális evapotranspirációból az ún. növénykonstansok szorzótényezőként történő bevonásával (Antal, 1968). A k együttható (növénykonstans) értéke függ a növény fajtától, fajtájától, fejlődési állapotától, az állomány sűrűségétől, a tápanyagellátástól és egyéb agrotechnikai tényezőktől. Meghatározására evapotranspirométeres mérések



6. ábra: Az optimális és a tényleges evapotranspiráció, ill. az öntözővíz-szükséglet változása a tenyészidőszakban, az 1963–1970. évek átlagában

Fig. 6. Variation of optimum evapotranspiration, the actual evapotranspiration and the water requirement for irrigation in the growing season in average of 1963–1970



7. ábra: A kukorica öntözővíz-szükségletének területi eloszlása Magyarországon. 1901–1950.

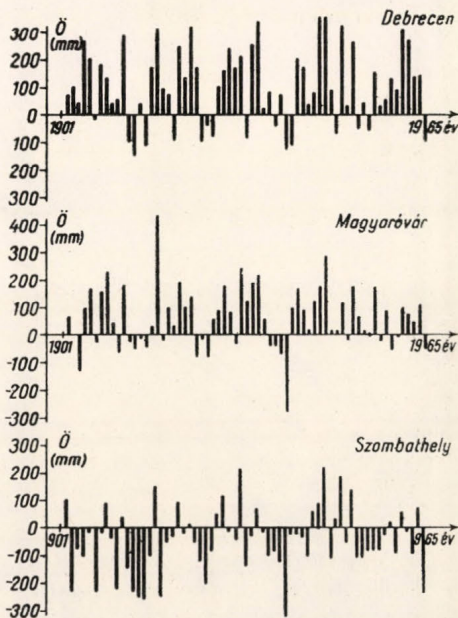
Fig. 7. The regional distribution of the water requirement for irrigation of maize in Hungary 1901–1950

szükségesek. A szarvasi kísérletek során eddig 6 növényfajra, köztük a kukoricára vezették le (Antal, Posza, 1970) a növénykonstans dekádértékeit, s ez lehetővé teszi a vízszükséglet számítását meteorológiai adatok alapján, az ország bármely részére.

A tényleges evapotranspiráció számítása az előbbinél bonyolultabb, mivel itt jelentős szerepet játszik a talaj nedvességtartalma is. A 8 éve folyó szarvasi kísérleteink azonban lehetővé tették a tényleges evapotranspiráció számításához szükséges összefüggés levezetését is (Antal, 1968), amit sikeresen alkalmaztak három különböző növényfajta tényleges vízfogyasztásának kiszámítására klimatológiai adatok alapján (Posza, Tóth, 1970).

A fent említett módszerekkel 54 meteorológiai állomásnak az 1901–1950. évi klimatológiai normálértékei alapján számítottuk ki a kukorica vízszükségletét, tényleges evapotranspirációját, s ezek különbségét, az öntözővíz-szükségletet. Számításaink eredményét a 7. ábrán mutatjuk be. A térkép szerint a sokévi átlagos öntözővíz-szükséglet Magyarország jelentősebb kukoricatermő vidékén meghaladja a 150 mm-t. (Megjegyezzük, hogy a térképen bemutatott

értékek nem tartalmazzák az öntözés során keletkező öntözővíz veszteségeket.) Szarvas térségében a sokévi átlagos érték 185 mm-nek adódott, szemben az 1963–1970-re bemutatott 150 mm-rel. Ennek magyarázatát az alábbi számértékek szolgáltatják:



8. ábra: Az $(ET_{opt}-C_s)$ alakulása az 1901–1965. periódusban
Fig. 8. The values of $(ET_{opt}-C_s)$ in the period of 1901–1965

Öntözővíz szükséglet:

Csapadék:

1963–1970. között: 150 mm
1901–1950. között: 185 mm
különbség: –35 mm

1963–1970: 268 mm
1901–1950: 234 mm
különbség: –34 mm

A kísérleti 8 év tehát 34 mm-rel csapadékosabb volt, mint a sokévi átlag, nyilván ennyivel volt kevesebb ugyanazonidőszakra az öntözővíz-szükséglet.

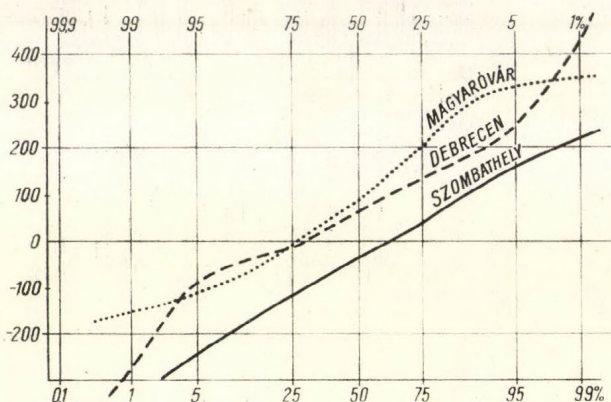
Figyelemre méltó, hogy sokévi átlagban a nyugati országrészekén nincs szükség a kukorica öntözésére, sőt az Alpok-alján gyakori a vízfölösleg előfordulása is. Egyes években azonban még itt is nélkülözhetetlen az öntözés.

Az öntözővízszükséglet egy-egy hosszabb időszakra (pl. tenyészidőre) első közelítésben számítható az

$$\ddot{O} = ET_{opt} - C_s \pm K \quad (2)$$

formulával is, ahol K a termőréteg vízkészletváltozása a vetéstől a betakarításig tartó időszakban. Elhanyagolva a vízkészletváltozásból származó bevételt, és feltételezve, hogy ez az érték közelítőleg egyenlő az öntözések során fellépő veszteségek mennyiségével, viszonylag egyszerű klimatológiai számítási eljárás-hoz jutunk. E feltételezésünk alapján a rövidített (2) formulával a veszteségekkel megnövelt öntözővíz-szükségletértékeit kapjuk meg. A számítási munka redukálása érdekében megalkudva ezzel a pontatlansággal, az öntözővíz-szük-

séglet idősorát Debrecen, Mosonmagyaróvár és Szombathely állomásokra vezetük le az 1901–1965 közötti esztendők 65 tenyészidőszakára. A kapott adatokat a 8. ábrán közöltük, majd az ezekből előállított empirikus eloszlásfüggvényt a 9. ábrán adjuk meg mindhárom éghajlati körzetre. A vízszintes tengelyen mindkét irányban logaritmikus léptékű beosztást alkalmaztunk, így a szélső értékek szemléletesek.



9. ábra: Az öntözővíz-szükséglet empirikus eloszlási görbéi különböző éghajlati körzetekben

Fig. 9. The curves of empirical distribution of the water requirement for irrigation in different climatological zones

A 8. ábráról leolvasható, hogy az 1901–1965-ös időszakban Debrecenben 16, Magyaróváron 21, Szombathelyen pedig 46 évben volt annyi csapadék, ami kielégítette, illetve meghaladta a kukoricaállomány vízszükségletét. A fennmaradó évek tenyészidőszakában az $(ET_{opt} - Cs)$ értékek mindhárom állomáson széles határok között változtak, s egyes években a sokévi átlagos öntözővíz-mennyiségnek a háromszorosát is meghaladták.

A gyakorlat számára áttekinthetőbb és a vízgazdálkodási tervezésekhez jól használható eligazítást nyújtanak a 8. ábrán bemutatott öntözővíz-szükséglet empirikus eloszlásfüggvényének görbéi. Feltételezve, hogy a 65 évi adatsor elegendő támpontot szolgáltat az öntözővíz-szükséglettel kapcsolatos általános következtetések levonásához, az állomásainkkal reprezentált három eltérő éghajlati körzetre az eloszlási görbékből az alábbi példa szerint tehetők megállapítások: ha 90%-os biztonsággal kívánjuk kielégíteni a kukorica víz-szükségletét, Szombathelyen 120, Magyaróváron 190 és Debrecenben 310 mm öntözővízről kell gondoskodnunk egy tenyészidőszakban. Ha megelégszünk a 75%-os biztonsággal, akkor Szombathelyen évenként már csak egyszeri öntözővízadag (40 mm), Magyaróváron 135 mm, Debrecen térségében pedig 200 mm az öntözővízigény. Ezeket az értékeket az ábra alján levő gyakorisági százalékokból és a függőleges oszlopon hozzátartozó értékekből olvashatjuk le. Az ábra felső részén levő %-os értékek azt adják meg, hogy mi a valószínűsége annak, hogy egy adott öntözővíz-szükségletnél nagyobb értékek lépjenek föl. Debrecenben pl. csak 25%-os valószínűséggel számíthatunk 200 mm-nél nagyobb öntözővíz-szükségletre.

Az ábrán közölt görbékről az 1 és a 99% között levő valamennyi értékhez tartozó $(ET_{opt} - Cs)$ adat leolvasható és az öntözéses gazdálkodással kapcsolatos tervezésekhez felhasználható. Ilyen és ehhez hasonló empirikus görbét készíthetünk Magyarország bármely éghajlati körzetére, ha hosszúsorozatú klímaállomás adatai rendelkezésünkre állanak.

- Antal E.* 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés.*
- Antal E. és Posza I.* 1970: A különböző növényállományok növénykonstansai és változásuk a tenyészidő folyamán. *Orsz. Met. Szolg. Hiv. Kiadv., XXXV. k.,* 452—460
- Kovács G.* (szerk.) 1968: *Az öntözés kézikönyve.* Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.
- Láng G.* (szerk.) 1966: *A növénytermesztés kézikönyve.* Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.
- Posza I. és Tóth E.* 1970: A potenciális evapotranspiráció, a vízszükséglet, a tényleges evapotranspiráció és az öntözővíz-szükséglet alakulása Magyarországon. *Orsz. Met. Szolg. Hiv. Kiadv. XXXV. k.,* 434—451.

*

The Meteorological Bases of the Irrigation of Maize

This paper deals with the heat balance, the water need and the water requirement for irrigation (\bar{O}) of maize using the results of investigations of net radiation, heat- and water balance as well as the measurements made by *Thornthwaite-Mather* evapotranspirometers which were carried out at Szarvas Agricultural Research Unit in the period of 1963—1970.

The *Table I.* contents the mean values of temperature and precipitation (C_s) averaged over 8 year period as well as the values of the summarized temperatures and hygrothermal coefficients for the growing season of maize.

The *Fig. 1.* illustrates the components of heat balance for maize in the growing season of 1963, according to that the latent heat flux was 51% and the sensible heat flux was 48% of the net radiation. The heat used for evapotranspiration amounted 28% of the solar radiation in average of 8 year period.

The crop used for experiment was maize (sort MV-1) in every year. The authors defined the water use of the crop in the evapotranspirometers as optimum evapotranspiration (ET_{opt}) and its summarized values are shown in *Fig. 2.* for each of the 8 years. The mean water need was 475 mm but the annual values were quite different from each other. The annual variation of the daily water need for maize is plotted on the *Fig. 3.*

The paper presents the effect of the ground water table and the density of crop on the evapotranspiration (*Table II.*). The actual evapotranspiration (ET) of maize for years with various weather are shown on *Fig. 4.*

The *Fig. 5.* gives the values of ET_{opt} , ET , C_s and \bar{O} by means of column-diagram for every growing season and the annual course is plotted on *Fig. 6.*

The mean water requirement for irrigation was calculated as the difference between ET_{opt} and ET on the basis of climatological data measured in 54 Hungarian meteorological station in the period of 1901—1950 (*Fig. 7.*). To illustrate the variation of \bar{O} in time the water requirement for irrigation of maize was calculated for every growing season of the period 1901—1950 on the basis of 3 meteorological station (*Fig. 8.*), then the empirical distribution-functions were determined from these data for 3 climatological zone. (*Fig. 9.*)

According to this investigation the water requirement for irrigation of maize varies between 0—400 mm in Hungary considering data of 65 years, while in average it is 150 mm on the main maize-growing zone of the country.

Felhőrendszerek horizontális kiterjedése műholdfelvételek alapján

TÁNCZER TIBOR, Központi Előrejelző Intézet, Budapest

Horizontal Extension of Cloud Systems Determined on Satellite Pictures. A rapid objective method is presented for the calculation of the horizontal dimensions of cloud systems. The diagram is based on the following parameters: height of the orbit of the satellite, 1450 km; dimensions of the pictures taken, 20,3 cm; view angle of the television camera, 90°. However for other values of these parameters, can readily be reconstructed. For a simple way of attaining these techniques, examples for the calculation of the following quantities are given; diameter of a cloud vortex, length and width of a frontal cloud zone, diameter of convective cells, length of wave clouds and extension of thunderstorm clouds.

*

Горизонтальное протяжение облачных систем на основе спутниковых снимков. Автором предлагается объективный и быстрый метод расчета горизонтальных размеров облачных систем. Диаграмма для расчета построена на следующих параметрах: высота орбиты спутника 1450 км, размера снимков 20,3 см, угол зрения телевизионной камеры 90°, однако, легко построить диаграммы и для других значений этих параметров. Для простого усвоения техники расчетов даются примеры определения диаметра облачного вихря, длины и ширины облачности фронта, диаметра конвективных ячеек, длины волновых облаков и размеров грозových облаков.

*

Korábbi munkánkban [1] módszert mutattunk be, hogyan lehet gyorsan és pontosan meghatározni a felhők horizontális kiterjedését. Akkor a felhőképen csupán a radiális irányú torzulást vettük figyelembe, amely körszimmetrikus. Ezért az ott közölt diagram kizárólag radiális irányítottságú felhők esetében ad pontos értéket. Jelen dolgozatban a számítási eljárást tetszőleges irányítottságú felhőre terjesztjük ki azáltal, hogy számításba vesszük a normális irányú torzulást is. A dolgozat további részében a műholdképen megfigyelhető főbb felhőrendszerek horizontális méreteinek a kiszámítására mutatunk be egy-egy példát.

A műholdképen bármilyen távolság visszavezethető egyrészt sugárirányú, ún. radiális távolságra (x), másrészt a sugárra merőleges, ún. normális távolságra (x'). Határesetben, ha a sugár zérusra redukálódik, a normális távolság radiális távolságba megy át. Míg a radiális távolság a valóságban teljes gömbi körön fekszik, addig a normális távolság a Föld felszínén kis körvet alkot. Ezt mutatja be az 1. ábra, ahol $s (= \overline{NP})$ a radiális, $s' (= \overline{P'P})$ a normális távolságnak megfelelő földi ívhossz, $h (= \overline{NM})$ a műhold magassága, $R (= \overline{OP})$ a Föld sugara.

Mintegy a normális távolság határesetben ($\Theta = 0$ esetén) magába foglalja a radiális távolságot, számításainkat csupán a normális távolságra végezzük el. A normális távolság és a valóságos földi ívhossz között [1] (27) formulája értelmében a következő összefüggés áll fenn:

$$x' = \frac{K}{2} \frac{\sin \varphi'_c}{C' - \cos \varphi'_c} \sec \Theta. \quad (1)$$

Itt K a műholdkép szélessége, $C' = \frac{h'}{R'} + 1$, $\varphi'_c = \frac{s'}{R'}$ az 1. ábráról pedig $h' = \overline{MP}$ és $R' = \overline{O'P'}$ ($\equiv \overline{O'P}$). Abban az esetben, ha $\Theta = 0$, akkor $\varphi'_c = \varphi_c =$

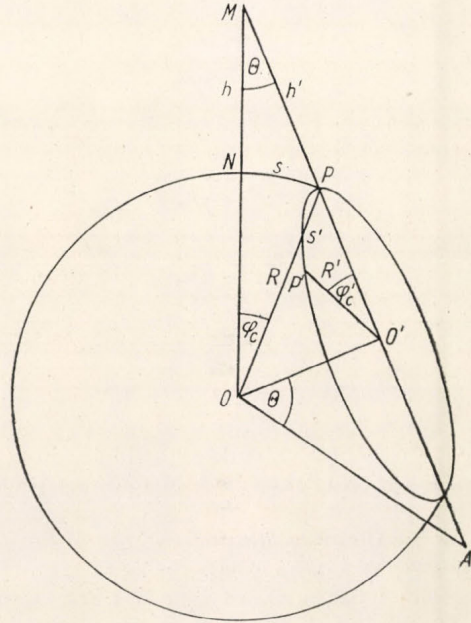
$= \frac{s}{R}$ és $C' = C = \frac{h}{R} + 1$, azaz a radiális távolságra vonatkozó összefüggésre,

[1] (12)-re jutunk.

A felhők kiterjedésének kiszámítását [1]-ben differenciális mennyiségekre történő áttéréssel oldottuk meg. Ezt az utat követve, képezzük a ds'/dx' differenciálhányadost:

$$\frac{ds'}{dx'} = \frac{R'}{5K} \frac{(C' - \cos^2 \varphi'_c)^2}{C' \cos \varphi'_c - 1} \cos \Theta \quad [\text{km/mm}]. \quad (2)$$

$\Theta = 0$ esetén a radiális irányú ds/dx értékeket kapjuk meg.



1. ábra. A radiális és normális távolságnak megfelelő földi ívhosszak geometriai értelmezése

A nadirpontban (N) $\varphi_c = 0$ helyettesítéssel:

$$\left(\frac{ds}{dx}\right)_0 = \frac{h}{5K}$$

Míg $\varphi'_c = 0$ helyettesítéssel a sugarak mentén azokra merőleges irányú (normális) differenciálhányadosra jutunk, amely

$$\left(\frac{ds'}{dx'}\right)_0 = \frac{h'}{5K} \cos \Theta$$

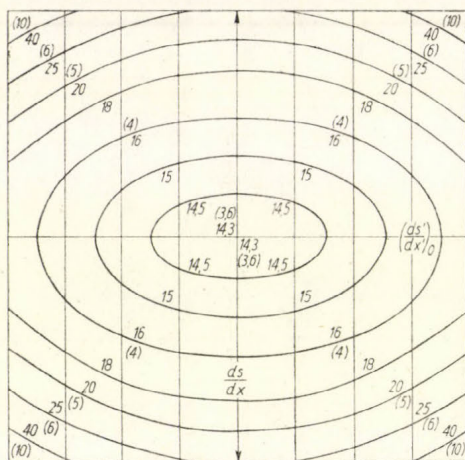
alakot veszi fel.

Ha a radiális irányt egy derékszögű x, y koordinátarendszer y tengelyében rögzítjük, a (2) alapján számított összetartozó ds'/dx' értékek olyan koncentrikus ellipsziseket alkotnak, amelyeknek kistengelyeit a ds/dx , nagytengelyeit pedig a $(ds'/dx')_0$ határozza meg.

A gyakorlati számítás érdekében célszerű adott műholdmagassághoz átlátszó lemezre a felhőkép méretével megegyező ds'/dx' diagramot készíteni.

A 2. ábrán a $h = 1450$ km magas műholdpályához és $K = 20,3$ cm-es felhőképre szerkesztett ds'/dx' diagramot mutatjuk be. A ds'/dx' értékeit km/mm-ben tüntettük fel, és a viszonylag egyenlő távolságra futó izogorbákat húztuk ki.

A számítás alapelve az, hogy a diagramról leolvassuk a felhőre vonatkozó ds'/dx' értéket és azt megszorozzuk a felhőnek a műholdképen mm-ben mért hosszával. A diagramnak az ábrán feltüntetett alaphelyzete csak a ds/dx ten-



2. ábra. A $h = 1450$ km magas műholdpályára vonatkozó, $K = 20,3$ cm-es felhőképre szerkesztett ds'/dx' diagram

gellyel megegyező futású felhők esetén alkalmazható, ezért a diagramot mindig el kell forgatnunk oly módon, hogy a mért felhőhossz a ds/dx iránnyal megegyezzen. E célból húztuk be a diagramon a ds/dx tengellyel párhuzamos segédegyeneseket. Nagykiterjedésű felhőzet esetén a számítási műveletet szakaszonként kell elvégeznünk.

A diagram alaphelyzete nagyon alkalmas a televíziós kamera felbontóképességének a meghatározására, minthogy a soros letapogatás éppen felülről-lefelé, tehát a ds/dx tengely irányában történik. Minthogy a televíziós kamera a teljes képet 800 sorban tapogatja le, az egy sornak, vagyis $K/800$ -nak megfelelő σ földi távolság (felbontóképesség) éppen:

$$\sigma = \frac{K}{800} \frac{ds'}{dx'} \quad [\text{km/sor}].$$

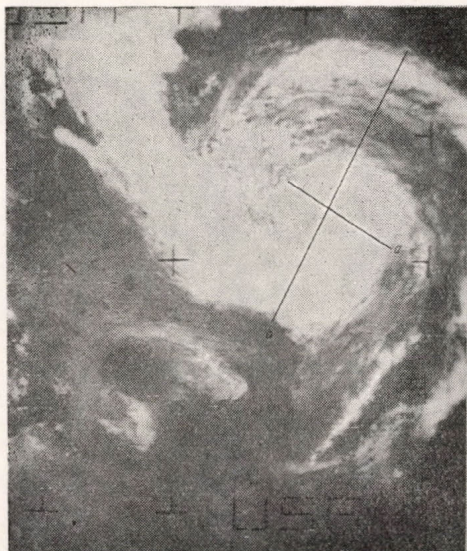
A felbontóképességnek így kiszámított értékeit a ds'/dx' diagramon zárójelben tüntettük fel.

A továbbiakban példákat mutatunk be a műholdképen megfigyelhető fő felhőrendszerek horizontális kiterjedésének a kiszámítására. A műholdképeket az eredetinek 40%-ára kicsinyítettük le.

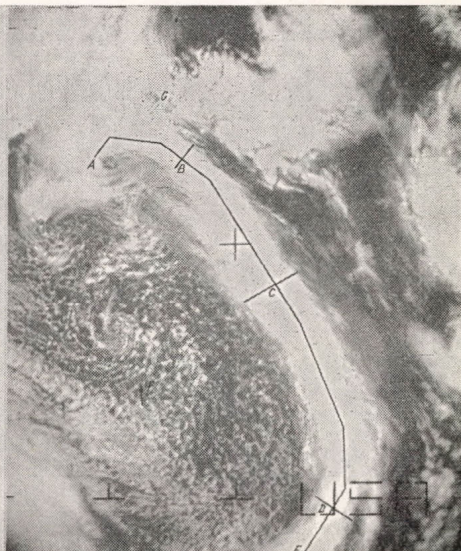
1. Mindenek előtt a felhőörvény átmérőjének a meghatározásával foglalkozunk. Az első felhőképen (3. ábra) egy Ukrajna fölötti ciklon örvényszerű, spirális felhőzete látható. A felhőörvénynek a képen megjelölt belső és külső átmérőjét (a , b) számítjuk ki. A ds/dx irányítottságú egyeneseket tehát egyeztetjük az átmérőkkel, majd az átmérők mm-ben mért hosszait megszorozzuk az átmérőre vonatkozó ds'/dx' értékekkel. Minthogy eléggé nagy távolságokról van szó, ds'/dx' -t kisebb szakaszokra bontással állapítjuk meg. Így az a mentén

ds'/dx' -re 15,5 km/mm-t, a b mentén 17,3 km/mm-t kaptunk, míg azok hosszát a műholdképen 40 mm-nek, illetve 99 mm-nek mértük. Úgyhogy a keresett átmérők valóságos kiterjedése 620 km, illetve 1713 km.

2. Most fordítsuk figyelmünket a 4. ábrán látható időjárási front hosszan elnyúló felhőrendszerére, amely Izland nyugati partjaitól közel észak-déli irányban húzódik az Atlanti-óceán fölött. Első feladatként meghatározzuk a front képen látható hosszát, vagyis a front menti \overline{AE} távolságot. Ezt oly mó-



3. ábra. Felhőörvény Ukrajna fölött. ESSA 8 felvétele, 1970. augusztus 14.



4. ábra. Időjárási front felhőzete (AE), konvektív cellák (F) és hullámfelhők (G) az Atlanti-óceán fölött. ESSA 8 felv. 1972. május 5.

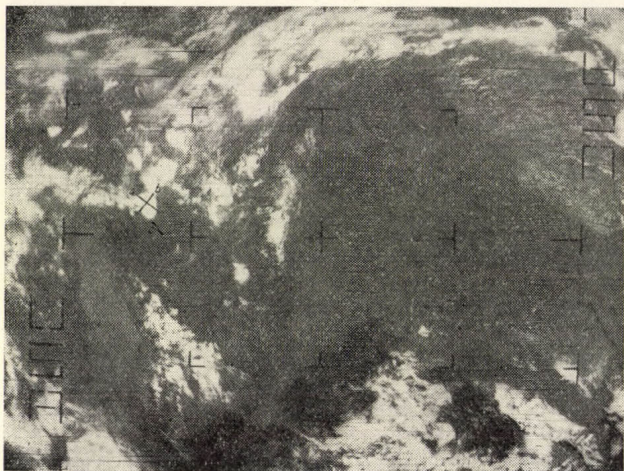
don végezzük el, hogy a frontot a felhőképen bejelölt egyenes szakaszokra bontjuk, rektifikáljuk, és a szakaszokra vonatkozó közepes ds'/dx' differenciáhányadosok értékeivel megszorozzuk azoknak a képen mm-ben mért hosszát. Ennek során a ds'/dx' irányt rendre egyeztetjük az egyenesszakaszokkal és a kapott távolságokat összegezzük. Így a front felhőzetének látható kiterjedésére közel 3000 (2944) km adódott.

Következő feladatként kiszámítjuk a frontfelhőzet szélességét a front mentén a B, C, D pontokban. Ekkor a ds'/dx' egyeneseket a frontra merőlegesen állítjuk be és a már ismertetett módon elvégezzük a számítást. A ds'/dx' értékeit 14,5, 14,4 és 19,8 km/mm-nek olvastuk le, a képen mért x' hosszakra pedig 10, 19 és 14 mm-t mértünk, úgyhogy a front felhőzetének szélessége a B, C, D pontokban 145, 273 és 277 km.

A ciklon, illetve frontjainak felhőrendszere nagykiterjedésű. Méreteikhez képest a számítási hiba viszonylag kicsi, 1–3%-os.

A következőkben a mezoméretű felhőrendszerek horizontális méreteinek kiszámítására térünk rá. Itt a mérések pontosságának már a televíziós kamera felbontóképessége is határt szab. A hiba relatív nagysága megnő, felülmúlhatja a 10%-ot is.

3. Először a gomolyos felhőzetnek az óceánok fölötti egyik megnyilvánulási fajtáját, a sejtyszerű felépítésű konvektív cellákat tárgyaljuk. Ilyen cellák figyelhetők meg a 4. ábrán a postfrontális területeken. A cellák egyik jellemző paramétere az átmérő értéke és a felhős terület szélessége. A számítást az F' -fel jelölt cellára végezzük el. Tekintettel arra, hogy a cellák legtöbbször nem szabályosak, az átmérőt több irányban célszerű meghatározni. Jelen esetben a radiális és a rá merőleges irányítottságú átmérőt számítjuk ki. A ds/dx irányt tehát először keresztül vezetjük a cellán, majd 90 fokkal elfordítjuk. A megfelelő



5. ábra. Zivatarfelhők Közép-Európában. NOAA 1 felvétele, 1971. május 19.

ds'/dx' értékek 16, illetve 14,8 km/mm, és x' nagysága 4,2 illetve 3,5 mm. A kereszt átmérők hossza ilyen módon 67, illetve 52 km lesz. Hasonló módon a felhőfal vastagságára 6 km körüli értéket nyertünk. A konvektív cellák méreteinek statisztikai értékelését az általunk szerkesztett diagram felhasználásával Götz és Szalay [2] végezték el.

4. Az orografikus lee-hullámok hullámhossza számítható a műholdképen jól azonosítható hullámfelhők alapján. Ilyen hullámfelhők láthatók a 4. ábrán Izland fölött (G). A számításnál a ds/dx irányt most a hullámfelhőre merőlegesen állítjuk be. Célszerű a pontosságot oly módon növelni, hogy egyidejűleg több hullámot számlálunk le. Jelen esetben a közel radiálisan rendeződő hullám hosszát számítjuk ki. A ds'/dx' közepes értékére 15,9 km/mm-t olvastunk le, míg a három hullám együttes hossza a képen 4 mm-t tett ki. Így egy hullám hossza 21,2 km. Látható az is, hogy a hullámok felszálló ága (felhős terület) szélesebb, kb. 15–16 km, míg a leszálló ág (felhőtlen terület) csak 5–6 km körüli. Hullámhossz számítását az általunk összeállított diagrammal korábban Ambrózy [3] végzett.

5. Végül a műholdképen jól azonosítható zivatarfelhők kiterjedésének a kiszámítására mutatunk be példát. Meg kell itt jegyeznünk, hogy a felhőképen legtöbbször zivatarcsoportosulásokat figyelhetünk meg. Az egyedi zivatark közöttje rendszerint összeolvad és egyetlen zivatarnak tűnik, másrésztől a közötte felhőtlen terület is sokszor a televíziós kamera felbontóképessége alatt marad. Példánkban az 5. ábrán az Ausztria fölött elhelyezkedő, A -val jelzett zivartömb szélességének a kiszámítását tűzzük ki célul, a bejelölt (a , b) irányokban. A ds/dx egyeneseket a megfelelő irányba forgatva az átlagos ds'/dx' -re 16,0

illetve 15,2 km/mm értéket kapunk. A hozzátartozó képtávolságok 8,5 illetve 7 mm, úgyhogy a zivatarfelhő valóságos oldalirányú kiterjedése 136 illetve 104,5 km. A balatoni viharjelző szolgálat szempontjából fontos lehet adott esetben a zivatarfelhő Balatontól való távolságának az ismerete. Esetünkben ez könnyen kimérhető, mert a felhőképen a Balaton is jól látszik. A számítási eljárás alkalmazásával a kérdéses (c) távolságra 100 km-t nyertünk.

Befejezésül még azzal a kérdéssel foglalkozunk, hogyan lehet a ds'/dx' diagram felhasználásával a felhőzet mennyiségét bizonyos területen belül a műholdképről meghatározni. Az időjárás dinamikus előrejelzésénél rácsponatokkal dolgozunk. Ha tehát az előrejelzésbe a felhőzetet is be kívánjuk vonni, a rácsponatokra vonatkozó felhőmennyiségekkel kell számolnunk. Tekintettel azonban arra, hogy a légkörben a számításokat véges differenciákkal végezzük el, a felhőzet mennyiségét is nem egy pontra, hanem nagyobb területre, pl. a rácstávolsággal mint átmérővel a pont köré írt körre vonatkoztatjuk.

Attól függően azonban, hogy a rácspont a felhőkép melyik részére esik, a felhőképen más-más nagyságú területen belül kell képeznünk a felhőzet mennyiségét. A valóságos körnek a műholdképen kistengelyével radiálisan elhelyezkedő, kifelé egyre torzuló ellipszisszerű idom felel meg. Nem túlságosan nagy rácstávolság esetén és a kép centrális részein azonban nem vétünk nagy hibát, ha az említett idom kis és nagy tengelyének matematikai átlagával, mint átmérővel szerkesztett körökre képezzük a felhőzet mennyiségét. Ezt az eljárást követtük egyik korábbi dolgozatunkban [4], amelyben a felhőmennyiségek és a légköri paraméterek közötti kapcsolatot vizsgáltuk.

IRODALOM

- [1] *Tánczer T.*: The evaluation of cloud sizes on satellite (APT) pictures. *Időjárás*, 73. 3. 129. 1969.
- [2] *Götz G. – Szalay G.*: Cellás konvekció a légkörben és néhány sajátossága az észak-atlanti térségben. (Kézirat)
- [3] *Ambrózy P.*: Lee-hullámok hosszának számítása és összehasonlítása a műholdak felhőképeiről vett hullámhosszal. *Időjárás*, 74. 3–4. 251. 1970.
- [4] *Tánczer T.*: Összefüggés a műholddal megfigyelt felhőzet és a légköri karakterisztikák között. Beszámoló az 1971-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSZ Hivatalos Kiadványai. (Megjelenés alatt)

Rövid idő alatti maximális csapadékok Magyarországon

PÉCZELY GYÖRGY, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

Maximum Precipitation Amounts Occurring Within a Short Time Period in Hungary. In this paper, the areal pattern and the values that can be expected with various degrees of probability of the maximum precipitation amounts occurring during 10, 15, 30 minutes, 1 and 3 hours and a day are investigated on the basis of the observations executed in the period 1931—1970. For this period, the locations with maximum annual precipitation amounts are presented (Fig. 1, 2 and 3), and it is demonstrated, that the distribution of these over the territory of this country is a random one, that is, their apparent concentration over some areas is caused by the peculiar density of the observation network rather than by any physical-geographical factors. In Table III, the maximum precipitation amounts for this country are presented. The values corresponding to the probability level $P = 0.5\%$ could be regarded as the values of the climatologically possible maximum precipitations in Hungary.

*

Максимальные количества осадков за короткие промежутки времени в Венгрии. В работе анализируются территориальное распределение и ожидаемые с различной вероятностью количества осадков за промежутки времени 10, 15, 30 мин, 1, 3 часа и 1 сутки, по данным наблюдений за период с 1931 по 1970 гг. Выделяются места с максимальным количеством осадков за указанные промежутки времени (рис. 1, 2, 3), причем делается вывод о случайном характере распределения максимального количества осадков по территории страны. Кажущееся сгущение в отдельных районах связано с плотностью станций, а не с физико-географическими факторами. В таблице III. приведены вероятные величины максимумов осадков по стране. Величины, приуроченные к уровню вероятности $P = 0,5\%$, могут считаться климатологически возможными максимумами осадков на территории Венгрии.

*

A rövid idő alatt lehulló csapadékok maximális hozamainak ismerete — számos gyakorlati vonatkozása miatt — kiemelkedő fontosságú. Különböző műszaki feladatok megoldásához például valamely bázisidőszakra (rendszerint év) vonatkozó maximális csapadékok

$$P(x > x_a) = F(x) \quad (1)$$

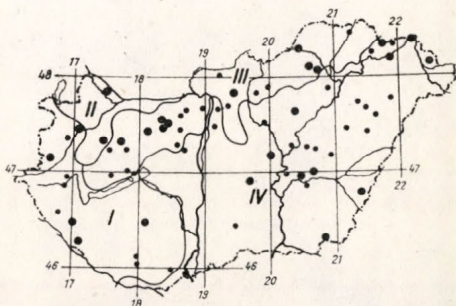
valószínűségi eloszlásfüggvényét kell előállítanunk, ahol x jelenti egy adott észlelőhelyen egy adott időtartam alatt az évente előfordult legnagyobb csapadékhozam értékeit, P a megoldandó feladat igényeitől függő valószínűségi szint, x_a pedig e valószínűségi szinthez tartozó évi mértékadó csapadékmaximum. Megjegyezzük, hogy a műszaki gyakorlatban „rövid idejű” maximális csapadékon az 1 napnál kisebb időtartamok maximális hozamait értik.

A fentiekben definiált x_a mértékadó csapadékmaximumoknak $T < 1$ nap időtartamra történő meghatározásához csapadékregisztrátumok hosszú idősorainak valószínűségszámítási feldolgozása szükséges. Ez az oka annak, hogy a rövid időtartamok mértékadó csapadékmaximumait csak kevés hazai állomásunkról ismerjük [1, 2], s e kevés megfigyelőhelynek általában 3—4 évtizednél nem hosszabb ombrográf anyagából szerfölött bizonytalan a kicsiny túllépési valószínűségekhez (pl. 0,5%, 1%) tartozó, tehát az éghajlatilag egyáltalán lehetséges szélső értékekhez közeli x_a maximumok levezetése, még inkább azok területi rendszerének feltárása.

Jelen vizsgálatunk során a *Magyarország területén feljegyzett évi legnagyobb 10, 15, 30, 60 perces, 3 órás és 1 napos csapadékmennyiségek idősorait* elemezzük az 1931—1970 közötti 40 év csapadék-megfigyelései alapján. Elsőben arra

keresünk választ, hogy vannak-e országunknak olyan tájai, ahol számottevően nagyobb e rövid idejű nagy csapadékok gyakorisága, másodsorban pedig az (1) összefüggés analógiájára előállítjuk a különböző P valószínűségi szintekhez tartozó X_a maximumokat, ahol értelmezésük szerint X az ország területén bárhol előfordult évi legnagyobb 10, 15, 30, 60 perces, 3 órás, 1 napos csapadékhozamokat jelenti.

Feldolgozásunk alapanyagát az Orsz. Meteorológiai Szolgálat által összeállított és 1960-ig az Évkönyvekben közölt maximális intenzitású csapadékok



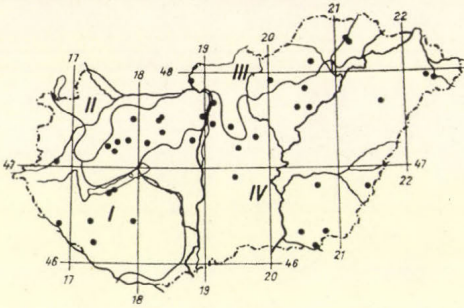
1. ábra: A 10–15–30 perc időtartam alatti országos csapadékmaximumok területi eloszlása

kimutatásaiból merítettük. Tekintve, hogy e kimutatások adatai – főként a feldolgozott időszak első felében – nagyjából ombrográf nélküli állomások feljegyzéseiből származnak, különös figyelmet fordítottunk az adatok logikai ellenőrzésére. Ennek lényege az volt, hogy valamely T időtartamra megállapított X csapadékmaximum esetén T/n időtartamra csak azt az $X(T/n)$ csapadékmaximumot fogadtuk el, amelyre fennállt, hogy $X(T/n) > X/n$. Egy példa az elmondottakra. Az 1 napos csapadékösszeg abszolút maximumát Dad községben jegyezték fel: 1953. június 9-én 260 mm hullott le [3]. Ez a csapadék több részletben esett, az eső szüneteiben elvégzett részletmérések szerint 15–16³⁰ óra között 214 mm volt a mennyisége, ezen másfél óras hozam időarányos elosztása 1 órára 143 mm-t ad. Az állomáson ombrográf nem lévén, ezt a mennyiséget kellett 1 óras maximumnak elfogadnunk, s hasonló megfontolás alapján ebből számítottuk a 30 perces maximumot is. Nagyon valószínű, hogy az eső intenzitása a szóban forgó másfél óra alatt nem volt egyenletes, így mind az 1 óras, mind pedig a 30 perces figyelembe vett csapadékmenyiség az előfordulhatott tényleges maximális hozamnak az alsó becslése. E szükségszerű logikai kontroll által elkövetett hiba tehát a maximális hozamok alábecslésében nyilvánulhat meg.

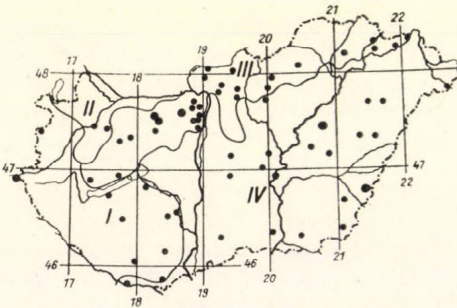
A rövid időtartamok évente észlelt országos csapadékmaximumainak előfordulási helyeit térképezve, megvizsgáljuk azok területi rendszerét. Az előfordulási helyekről három gyűjtőtérképet szerkesztettünk, külön feltüntetve a 10–15–30 perces, 1–3 órás és az 1 napos országos maximumok bekövetkezésének helyét (1., 2., 3. ábrák). A térképeken Magyarország természeti-földrajzi tájbeosztása alapján [4] négy területet különböztettünk meg: I. Nyugatmagyarországi peremvidék + Dunántúli dombvidékek, II. Kisalföld, III. Dunántúli-középhegység + Északi-középhegység, IV. Alföld. A térképeken az előfordulási helyeket jelző karikák közül a nagyobbak azokat az állomásokat jelzik, ahol a vizsgált időszakban 2 vagy több alkalommal is országos maximumot észleltek.

Az előfordulási helyek térbeli elrendeződése meglehetősen szabálytalannak tűnik, a csapadékszegény alföldi tájakon éppúgy bekövetkezhet 1 napnál rövidebb időtartamú országos csapadékmaximum, mint a csapadékosabb hegyvidéki és dombosági területeken.

Miután a térbeli elrendeződésből közvetlen szemlélettel észrevehető markáns rendszer nem olvasható ki, az alábbi valószínűségszámítási kontrollal keresünk választ kérdéseinkre.



2. ábra: Az 1–3 óra időtartam alatti országos csapadékmaximumok területi eloszlása



3 ábra: Az 1 nap időtartam alatti országos csapadékmaximumok területi eloszlása

Ha feltételezzük, hogy az ország területén évente feljegyzett maximális csapadékok eloszlásában területi rendszer nincsen, nyilvánvaló, hogy tájankénti megoszlásuk relatív gyakorisága arányos lenne e tájak területével. Ez azonban csak akkor lenne így, ha az állomáshálózat sűrűsége az ország egész területén azonos volna. Miután hegyvidékeinken már kezdettől fogva sűrűbb csapadékmérő hálózat működött mint az Alföldön, a tájak területének részaránya nem azonos az állomások számának részarányával. Négy körzetünk területét az ország területéhez viszonyítva, s ugyanúgy az állomások egyes körzetekbe eső számát az ország összes csapadékmérő állomásához arányítva, a következő százalékos megoszlást kapjuk (zárójelben az állomások számának részaránya): I. 20 (20), II. 6 (5), III. 20 (34), IV. 54 (41). Az állomások részaránya az 1970-es állapotot tükrözi s bár számuk közel kétszerese az 1931. évinek, a területi arány a vizsgált időszak során lényegesen nem változott.

Nyilvánvaló tehát, hogy a területarány helyett az állomásszám-aránnyal kell számolnunk. Jelöljük p -vel az állomások előfordulási valószínűségét (részarányát) az egyes körzetekben, n a megfigyelések száma (esetünkben 40 évet dolgoztunk föl, tehát a 10–15–30 perces összevonásnál $n = 120$, 1–3 óránál 80, 1 napnál pedig 40), k pedig az országos maximumok előfordulásának

I. TÁBLÁZAT

Országos csapadékmaximum relatív gyakorisága (k/n) és a hozzátartozó véletlen ingadozások értékköze [%]

Körzet	10—15—30 perc		1—3 óra		1 nap	
	k/n	ingadozás	k/n	ingadozás	k/n	ingadozás
I.	18	9—32	15	7—35	18	3—42
II.	4	0—12	3	0—14	0	0—19
III.	38	21—48	39	20—51	40	12—58
VI.	40	28—55	43	25—58	42	18—65

körzetenkénti gyakorisága. Ismeretes, hogy p valószínűséggel bekövetkező független eseménynél annak W_k valószínűsége, hogy n esetből k -szor kapjuk a p valószínűségű eseményt, binomiális eloszlást követ:

$$W_k = \binom{n}{k} p^k \cdot (1 - p)^{n-k}$$

Mindazon esetben, ha $W_k < \varepsilon$ (ε szignifikancia szint, vizsgálatunknál értékét a háromszoros szórásnak megfelelő 0,0027-nek választottuk), elvethetjük azt a hipotézist, hogy a csapadékmaximumoknak területi rendszere nincsen, ellenkező esetben viszont fenntartható az az állítás, hogy a maximális hozamok egyes körzetekbe esésének gyakoriságát pusztán az állomáshálózat sűrűsége, nem pedig fizikai-földrajzi tényezők szabják meg.

Az I. táblázatban feltüntettük a maximális hozamok k/n relatív gyakoriságát az egyes körzetekben, valamint e relatív gyakoriságoknak az állomások részaránya szerint számított $W_k < 0,0027$ valószínűséghez tartozó alsó és felső értékével határolt értéktartományát. Megállapítható, hogy a maximális hozamok relatív gyakorisága egyik körzetben sem esik kívül a véletlen ingadozások értékközén, vagyis igazolható az a feltevés, hogy a rövid idejű maximális csapadékoknak Magyarország területén földrajzi rendszere nincsen, az ország bármely táján előfordulhat egy adott évben a legnagyobb érték bekövetkezése.

II. TÁBLÁZAT

Országos csapadékmaximumok havonkénti relatív gyakorisága [%]

perc	J	F	M	Á	M	J	J	A	SZ	O	N	D	Máj—Aug.
10	—	—	—	—	17	18	35	15	13	—	2	—	85
15	—	—	—	2	28	18	32	13	7	—	—	—	91
30	—	—	—	—	23	22	20	30	5	—	—	—	95
óra													
1	—	—	—	2	15	33	35	13	2	—	—	—	96
3	—	—	—	2	13	33	32	10	10	—	—	—	88
nap													
1	—	—	—	2	8	30	22	25	13	—	—	—	85

További valószínűségszámítási ellenőrzést alkalmaztunk annak eldöntésére, hogy a 10–15–30 perces maximális hozamok látszólagos sűrűsödése a Dunántúli-középhegység területén (1. ábra) szignifikánsnak tekinthető-e. A Dunántúli-középhegység területén van összes állomásaink 15%-a, s $n = 120$ esetből 30-szor fordult itt elő a maximális hozam. Így a k/n relatív gyakoriság 25%, míg a véletlen ingadozás értékközének határai 6% és 26%, tehát ez a viszonylag nagyobb relatív gyakoriság is az állomáshálózat ottani sűrűbb voltának tudható be.

Kimutatást készítettünk az országos maximumok havonkénti megoszlásáról is, amelynek végeredményét a II. táblázat tartalmazza. A konvektív aktivi-

III. TÁBLÁZAT

Az országos csapadékmaximumok különböző valószínűségű mennyiségei [mm]

P %	perc					óra					nap
	10	15	20	30	45	1	2	3	6	12	1
0,5	44	57	68	87	115	144	212	237	255	267	273
1	42	54	65	82	106	131	184	211	231	243	252
2	40	51	61	76	93	112	155	183	208	222	230
5	36	47	56	69	83	96	126	148	176	192	201
10	33	42	50	62	73	83	106	123	147	165	178
25	28	36	41	49	57	65	81	91	111	129	145
50	25	33	38	45	52	56	66	72	85	100	117
75	21	27	32	40	45	50	58	63	72	84	97
90	18	23	29	36	42	46	53	58	66	76	84
95	15	20	25	33	38	44	51	56	63	72	79
átlag	26	33	40	48	56	62	75	83	97	111	125
észlelt maximum	41	52	—	85	—	143	—	215	—	—	260

tás évi alakulásának megfelelően a rövid idejű nagy csapadékok túlnyomó része a május – augusztus közötti időszakra koncentrálódik, így e négy hónap csapadékadataiból kiválasztott legnagyobb értékeket már kellő biztonsággal évi maximumoknak tekinthetjük.

Következőkben bemutatjuk a Magyarország területén előfordult évi legnagyobb csapadékhozamok idősorából meghatározott X_a mértékadó értékeket. Adatsorainkból meghatároztuk a Pearson-III típusú függvény paramétereit, miután ez az elméleti eloszlásfüggvény jó illeszkedést biztosít a csapadékmaximumok empirikus eloszlásához [5], s e függvény alapján számítottuk az X_a értékeket. A mértékadó országos maximumokat a III. táblázatban közöljük. A feldolgozásban nem szereplő közbülső időtartamokra az adatokat grafikus interpoláció útján határoztuk meg.

Adatainkat úgy tekinthetjük, hogy azok jól megközelítik a Magyarország területén éghajlatilag lehetséges csapadékmaximumokat, amelyek megbecslésére egyes állomások rendelkezésünkre álló rövid ombrográf-adatsorainak elemzése jóformán semmi támpontot sem ad, s hasonló bizonytalansággal járna a lehetséges csapadékmaximumok dinamikus modellek alapján történő kiszámítása.

Annak illusztrálására, hogy egyes állomások ombrográf-adataiból meghatározott mértékadó csapadékmaximumok hogyan aránylanak az országos maximumok mértékadó értékeihez, 5 állomás (Sopron, Pécs, Budapest, Túrkeve, Nyíregyháza) 0,5, 1, 2, 5 és 10 százalékos csapadékmaximumának átlagát

képeztük, s annak egységében fejeztük ki a 10 perc, 30 perc, 1 óra, 3 óra, 1 nap időtartamok fenti valószínűségű országos maximumait. Az arányszámokat a *IV. táblázat* tartalmazza. Mint látható, az időtartamtól és a valószínűségi

IV. TÁBLÁZAT

Az országos és pontszerű csapadékmaximumok aránya

P %	perc		a		1
	10	30	1		
0,5	1,57	1,89	2,48	3,15	2,83
1	1,68	1,95	2,47	3,12	2,83
2	1,74	2,00	2,35	3,00	2,85
5	1,80	2,03	2,35	2,85	2,90
10	1,94	2,20	2,36	2,72	2,98

szinttől függő, 1,6–3 közötti szorzótényező alkalmazásával kapnánk meg a 30–40 éves adatsorú állomások mértékadó csapadékmaximumaiból a lehetséges maximumok értékét, amelyek fentiek szerint elvileg az ország bármely körzetében felléphetnek. Különös biztonságot igénylő tervezéseknél ezért indokolt lehet a *III. táblázat* adatainak figyelembevétele.

IRODALOM

- [1] *Péczely Gy.—Salamon P.—Winter J.* (1969): A rövid időtartamú, nagy intenzitású esők vizsgálatának módszereiről (Szakvélemény).
- [2] *Goda L.—Péczely Gy.—Salamon P.—Winter J.* (1971): Rövid idejű nagy csapadékok feldolgozása (Szakvélemény).
- [3] *Kakas J.—Ozorai Z.* (1955): A 24 órás csapadék abszolút maximuma Magyarországon. *Időjárás* 59. évf. 6. sz. pp. 344–350.
- [4] *Pécsi M.* (szerk.) Magyarország tájféldrajza 1. A dunai Alföld. p. 12. Akadémiai Kiadó, Budapest 1967.
- [5] *Goda L.* (1966): A többnapos nagycsapadékok gyakorisága. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet. Tanulmányok és Kutatási eredmények* 20 sz. Budapest.

Magasságszámítás ellenőrzése TEMP táviratoknál

OZORAI ZOLTÁN, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Control of the Calculation of the Altitudes Included in TEMP Messages. Applying some minor omissions a relation is derived, by use of which the altitudes of the standard pressure levels included in a TEMP message can be easily controlled with the aid of a computer on the basis of the values of temperature, dew-point depression and station elevation. A criterion is laid down, by use of which it can be determined whether the data given in the message, i. e. the temperature, the dew-point depression and the geopotential resp. are in contradiction with each other or not. Finally it is investigated in how far the quantity of the calculated altitude changes if the temperature value is erroneous by one degree centigrade.

*

Контроль расчета данных высоты содержащихся в телеграммах TEMP
С незначительными упрощениями выводится формула с помощью которой с применением ЭВМ можно легко контролировать высоты стандартных изобарических поверхностей, полученных из телеграмм TEMP, на основе температуры, депрессии точки росы и высоты станции над уровнем моря. Дается критерий для установления возможных противоречий между данными (температуры, депрессии точки росы или геопотенциала) содержащимися в телеграммах. Наконец, исследуется, насколько изменится рассчитанная высота при ошибке температуры на 1°.

*

I. Az alapegyenletek levezetése

A TEMP táviratok számítógépes felhasználását meg kell előznie egy ellenőrzésnek, amely elsősorban a belső ellentmondások alapján kiszűri a hibás adatokat. A jelen sorokban a TEMP táviratokban közölt főszintek magasságának ellenőrzését írjuk le a megadott hőmérséklet és harmatpont-depresszió értékek felhasználásával. Egyúttal rámutatunk arra is, hogy milyen hőmérsékleti eltérések ütköznek ki a magasságszámítás során.

A statika alapegyenletéből indulunk ki:

$$dp = -g \rho dz \quad (1)$$

ahol dp = a dz emelkedés közben észlelt nyomásváltozás,

g = a nehézségi gyorsulás és

ρ = a dz vastagságú levegőréteg sűrűsége.

Az utóbbit kifejezhetjük az általános gázegyenletből:

$$p = R \rho T_v \quad (2)$$

ahol R = a száraz levegőre vonatkoztatott gázállandó,

T_v = a levegő virtuális hőmérséklete (K fokokban).

Amennyiben a levegő fajlagos nedvessége csökken, a léghőmérséklet és a virtuális hőmérséklet különbsége elhanyagolhatóvá válik. (A gyakorlat azt mutatja, hogy az 500 mb-on felüli szinteken Közép-Európában nincs szükség a virtuális hőmérséklet kiszámítására, mert olyan kicsiny a léghőmérséklet és a virtuális hőmérséklet különbsége, hogy az utóbbi az előbbivel helyettesíthető.)

Az (1) és (2) egyenletből kapjuk a következő ismert összefüggést:

$$dz = -\frac{R}{g} T_v \frac{dp}{p} \quad (3)$$

A (3) differenciálegyenlet integrálható, ha T_v megadható, mint p függvénye. Mint ismeretes, ha T_v valamely rétegben egyenletesen csökken, és a réteg nem túlságosan vastag (pl. nem haladja meg két, egymásutáni főszint egymástól

való távolságát), akkor izotermnek vesszük fel ezt a réteget, amelynek hőmérséklete a réteg alján, ill. tetején észlelt hőmérsékletek számtani középértéke (T_{vk}). Ebben az esetben a p_1 és p_2 ($p_1 > p_2$) nyomási szintek közötti magasságkülönbség:

$$z_2 - z_1 = -\frac{R}{g} T_{vk} \ln \frac{p_2}{p_1} \quad (4)$$

A képlet alkalmazásához szükségünk van a virtuális hőmérséklet megállapítására.

Ismeretes, hogy a virtuális hőmérsékletet megkapjuk a következő formulából:

$$T_v = T (1 + 0,604 s), \quad (5)$$

ahol s – a fajlagos nedvesség gr/gr egységekben.

Ismeretes az is, hogy

$$s = 0,622 e (p - 0,378e)^{-1} \quad (6)$$

ahol e – a tényleges párányomás (mb-okban) és

p – a légnyomás (mb-okban).

Az (5) és (6) egyenletből:

$$T_v = T \left(1 + \frac{0,604 \cdot 0,622 e}{p - 0,387 e} \right),$$

amiből kisebb elhanyagolásokkal a következő összefüggést kaphatjuk meg:

$$T_v - T = 0,378 \frac{e}{p} T \quad (7)$$

Anélkül, hogy durva hibát követnénk el, további egyszerűsítést érhetünk el, ha a (7) egyenlet jobb oldalán felhasználjuk a standard atmoszféra egyenletét:

$$p = 1013,2 \left(\frac{T}{288} \right)^{5,256}$$

Ebből

$$T = 77,18531 p^{0,190259} \quad (8)$$

Tudjuk, hogy ezt az egyenletet a sztratoszféráig tartják érvényesnek, azaz 11 km magasságig. De – mint említettük – a gyakorlat szerint Közép-Európában az 500 mb-os szint felett elhanyagolható a léghőmérséklet és a virtuális hőmérséklet közötti különbség. Hibát tehát csak azzal követünk el, hogy a tényleges hőmérsékleteloszlás helyett az átlagos eloszlást használjuk fel olyan helyen, ahol az eltérés elhanyagolása nem okoz lényegesebb hibát.

A (8) egyenletet behelyettesítve a (7)-be és bevezetve az

$$A = A(p) = \frac{29,17605}{p^{0,809741}}$$

jelölést, a TEMP táviratokban szereplő összes fő-izobárszintre előre kiszámítható:

$$T_v - T = Ae \quad (7.1)$$

vagy

$$T_v = T + Ae \quad (7.2)$$

A értékeit a fő-izobárszintekre az I. táblázatban adjuk meg.

I. TÁBLÁZAT

$$A = A(p) = \frac{29,17605}{p^{0,809741}} \text{ értéke a főszinteken}$$

p	1000	900	850	800	700	600	500
A	0,108624	0,118297	0,123900	0,130135	0,144993	0,164268	0,190400
p	400	300	250	200	150	100	—
A	0,228105	0,287937	0,333739	0,399833	0,504711	0,700836	—

Ki kell számítanunk még e -t, a tényleges párányomást. Minthogy a TEMP távirat a hőmérsékletet és a harmatpont-depressziót adja meg (mindkettőt C fokokban), kézen fekvő, hogy ezeket használjuk fel számításunkhoz. A párányomást megadó *Magnus*, vagy *Tetens* formula alkalmatlan operatív használatra, ezért másodfokú *Csebisev* polinommal közelítettük meg a keresett értéket:

$$e = 0,013 (t - D)^2 + 0,5(t - D) + 6,1 \quad (9)$$

ahol t — valamely szinten észlelt léghőmérséklet (C fokban) és
 D — ugyanezen a szinten észlelt harmatpont-depresszió (C fokban),
 e — a tényleges párányomás.

Annak illusztrálására, hogy a (9) egyenlet adta értékek mennyire közelítik meg a párányomás valódi értékeit, a II. táblázatban feltüntetjük mindkét adatot a leggyakrabban előforduló hőmérsékletek (harmatpontok) tartományában, -20 és +20 °C között öt fokonként.

II. TÁBLÁZAT

A párányomás valódi és közelítő értékei. (I. A Robitzsch-féle táblázatból kivett érték [1], II. A (9) képlet szolgáltatja közelítő adatok)

t °C (t _d °C)	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20
I.	1,25	1,90	2,86	4,21	6,11	8,72	12,28	17,05	23,37
II.	1,30	1,53	2,40	3,93	6,10	8,93	12,40	16,53	21,30

A (7.1) és (9) egyenlet alapján

$$T_v - T = t_v - t = A[0,013(t - D)^2 + 0,5(t - D) + 6,1] \quad (10)$$

Miután a (10) egyenlet segítségével minden nyomásszinten t és D alapján kiszámítottuk a virtuális hőmérsékletet, áttérhetünk a magasság-számítás ellenőrzésére.

2. Az 1000 mb-os szint magasságának (H_{1000}) ellenőrzése

Jelöljük a következőkben a talajszinten észlelt, ill. az arra kiszámított értéket „0” indexszel.

Két eset lehetséges: a) az 1000 mb-os szint a talajszint alatt fekszik ($1000 > p_0$); b) az 1000 mb-os szint a talajszint felett van ($1000 < p_0$).

Tárgyalásainkat az a) esettel kezdjük. A (4) egyenletből indulunk ki.

Ekkor

$z_2 = H_0$ – az állomás magassága a tengerszint felett geopotenciális méterekben (megtalálható a WMO Publ. No. 9. TP. 4. Vol. A-ban a H_p rovatban),

$z_1 = H_{1000}$ – az 1000 mb-os szint magassága a tengerszint felett gpm-ekben,

$p_2 = p_0$ – a talajon észlelt légnyomás,

$p_1 = 1000$ mb.

De

$p_0 = 1000 - (1000 - p_0)$,

tehát

$$\ln \frac{p_0}{p_1} = \ln \left(1 - \frac{1000 - p_0}{1000} \right),$$

illetve sorbafejtve s a másodrendű tagot elhanyagolva:

$$\ln \frac{p_0}{1000} = \frac{1000 - p_0}{1000} \quad (11)$$

Szükséges még T_{vk} ismerete. A talaj és az 1000 mb-os szint között a nem létező légrétegben a virtuális hőmérsékletre érvényesnek vesszük az átlagos hőmérsékleti gradienst.

Így:

$$T_{v, 1000} = T_{v, 0} + 0,0065 (H_0 - H_{1000}).$$

Ebből

$$T_{vk} = \frac{1}{2} (T_{v, 1000} + T_{v, 0}) = T_{v, 0} + 0,00325 (H_0 - H_{1000}). \quad (12)$$

A (4), (11) és (12) egyenlet alapján:

$$H_0 - H_{1000} = \frac{R}{g} \frac{1000 - p_0}{1000} [T_{v, 0} + 0,00325 (H_0 - H_{1000})],$$

átrendezve

$$\begin{aligned} (H_0 - H_{1000}) \left[1 - \frac{R}{g} 10^{-3} (1000 - p_0) 0,00325 \right] &= \\ &= \frac{R}{g} 10^{-3} (1000 - p_0) T_{v, 0} \end{aligned} \quad (13)$$

Behelyettesítve R és g ismert értékét, valamint tekintettel arra, hogy

$1 \gg 0,00325 \cdot 10^{-3} (1000 - p_0) \frac{R}{g}$, azt kapjuk, hogy

$$H_{1000} = H_0 - 0,029257 T_{v, 0} (1000 - p_0) \quad (14)$$

Ez a képlet is ismert az irodalomból ([2]). Levezetését csak azért adtuk meg, hogy reámutathassunk arra, hogy T_v változásától az adott rétegben eltekinthetünk, minthogy a (13) képlet baloldalán szögletes zárójelben levő tényező éppen T_v változásának figyelembe vétele miatt lépett fel. A (14) egyenletbe H -t gpm-ben, $T_{v, 0}$ -t K fokokban, p_0 -t mb-okban kell behelyettesíteni.

A b) esetben, azaz, ha az 1000 mb-os szint a talaj felett van, ugyanezt a képletet használhatjuk, de ebben az esetben a T_{vk} meghatározható, mert mind T_{1000} , mind T_0 a megfelelő harmatpont-depressziókkal együtt ismert.

3. A fő-izobárszintek relatív magassága

A TEMP táviratokban a főszintek megadott magasságát úgy ellenőrizzük, hogy két, egymásután következő főszint relatív magasságát (a rétegvastagságot) számítjuk ki, és a táviratban közölt magasságok különbségével hasonlítjuk össze. Ennek a módszernek az az előnye, hogy rétegről rétegre haladva az egyes relatív magasságoknál kisebb eltérést engedhetünk meg, azaz szigorúbb kritériumokat állíthatunk fel, mintha a rétegvastagságok összegét ellenőrizzük, hiszen az egyes rétegeknél fellépő hibák összegeződhetnek, s így a magasabb szinteken lényegesebb eltérések is felléphetnek.

A (4) egyenletet felírva az n -edik és $n + 1$ -edik főszintre és bevezetve az

$$F_n^{n+1} = -\frac{R}{g} \ln \frac{p_{n+1}}{p_n}$$

jelölést, az n -edik és $n + 1$ -edik főszint által határolt réteg vastagsága:

$$\Delta z_n^{n+1} = z_{n+1} - z_n = F_n^{n+1} T_{vk} \quad (15)$$

ahol T_{vk} az említett réteg közepes virtuális hőmérséklete (a kettős indexeket az egyszerűség miatt hagytuk el). Az egyes rétegekre vonatkozó F értékeket előre kiszámítottuk, és a *III. táblázatba* foglaltuk.

III. TÁBLÁZAT

F értékei a főszintek határolta rétegre

p_n	1000	850	700	500	400
p_{n+1}	850	700	500	400	300
F	4,75483	5,68047	9,84449	6,52863	8,41696
p_n	300	250	200	150	—
p_{n+1}	250	200	150	100	—
F	5,33420	6,52863	8,41696	11,86283	—

Az eddig leírtak alapján a számítás menete a következő:

1. A főszintekre megadott t léghőmérsékletek, D harmatpont-depressziók alapján a (10) egyenlet és az *I. táblázat* segítségével kiszámítjuk a virtuális hőmérsékletet (t_v °C).

2. Az egymást követő főszintekre kiszámított virtuális hőmérsékletekből meghatározzuk a t_{vk} -t. Ehhez 273-at hozzáadva megkapjuk a T_{vk} -t. Amennyiben 500 mb-on, vagy ez alatt valamely szinten hiányzik a harmatpont-depresszió, illetve a 400 mb-os szinttől felfelé, a virtuális hőmérséklet helyett a lég-hőmérsékletet vesszük.

3. A kiszámított T_{vk} -t megszorozva a *III. táblázatból* kivett megfelelő F értékkel, megkapjuk a két, szomszédos főszint egymástól vett távolságát.

Külön kell említést tenni a legalsó réteg vastagságának, vagyis az 1000 és a 850 mb-os szint magasságkülönbségének meghatározásáról.

4. Ha az 1000 mb-os szint az állomás felett van, eljárásunk megegyezik a fent leírtakkal, hiszen 1000 mb-ról minden szükséges adat rendelkezésre áll.

5. Ha az 1000 mb-os szint a talaj alatt van, az 1000 mb-os szint hőmérsékletét és harmatpont-depresszióját a talajon mért értékkel helyettesítjük, külön-

ben az eljárás nem változik. A rétegvastagságot az előzetesen ellenőrzött H_{1000} -hez adjuk hozzá, hogy a 850 mb-os szint magasságát kiszámítsuk.

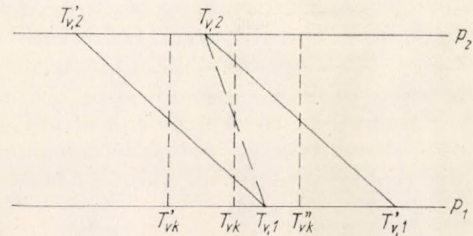
Az utóbbi két megjegyzéstől eltekintve a számítási eljárás egyetlen kép-letbe is sűrítendő. Az n -edik és $n + 1$ -edik főszint relatív magassága:

$$\begin{aligned} \Delta z_n^{n+1} = F_n^{n+1} & \left\{ \frac{t_{n+1} + t_n}{2} + \frac{A_n}{2} \left[0,013(t_n - D_n)^2 + \right. \right. \\ & \left. \left. + 0,5(t_n - D_n) + 6,1 \right] + \frac{A_{n+1}}{2} \left[0,013(t_{n+1} - D_{n+1})^2 + \right. \right. \\ & \left. \left. + 0,5(t_{n+1} - D_{n+1}) + 6,1 \right] + 273 \right\}. \end{aligned} \quad (16)$$

Ezt a képletet a későbbiekre való tekintettel írtuk fel, mert számítás-technikailag célszerűbb a szukcesszív eljárás.

4. A megengedhető maximális hiba becslése

A fent leírt számítási módszerrel meghatározott és a TEMP-ben megadott magasságkülönbség természetesen többé-kevésbé eltér egymástól, még akkor is, ha a felszállásból készített TEMP távirat helyes. Ennek több oka lehet, amelyek közül kettőt kiemelünk.



1. ábra

1. Az egyes szolgálatok nem egységes módon számítják a magasságokat.
2. Az itt lefektetett számítási módszer nem veszi figyelembe a főszintek közötti markáns pontokat. Az utóbbi hibaforrás kiküszöbölése ugyanis jelentősen megnövelné az ellenőrzés időtartamát, s feleslegesen terhelné a számítógépet.

Hibaforrásként szerepel — a számítástechnikán kívül — a rádiószonda sugárzási hibája, amelyet a felszállást végző szolgálat sem minden esetben vesz figyelembe. Ez pedig nagyobb hibát okozhat, mint a markáns pontok elhanyagolása.

Indokolt tehát, hogy az ellenőrzés során eltérések mutatkoznak az egyes rétegvastagságok között. Csupán az a kérdés, hogy mekkora relatív hibát tekintünk megengedhetőnek. Reálisnak látszó felső határt az alábbi megfontolásokkal próbáltuk megbecsülni.

Tegyük fel, hogy inverzió van egy rétegben. Ennek következtében a tényleges közepes virtuális hőmérséklet nem azonos az alsó és a felső szint virtuális hőmérsékletének számtani középértékével. Szélsőséges esetben a markáns pont úgy helyezkedik el, hogy felette vagy alatta a hőmérsékleti gradiens $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Két eset lehetséges: a) a p_1 főszint feletti sekély rétegben van az inverzió, amelyben a virtuális hőmérséklet a főszinten talált $T'_{v,1}$ értékről $T'_{v,1}$ értékre ugrik fel.

Ettől kezdve a virtuális hőmérséklet $1^\circ\text{C}/100$ m gradienssel csökken a p_2 főszint $T_{v,2}$ hőmérsékletéig. *b)* A hőmérséklet $T_{v,1}$ -ről csökken a szélsőséges gradienssel közvetlenül a p_2 szintig, eközben a $T'_{v,2}$ hőmérsékletet éri el, s innen indul ki az inverzió a $T_{v,2}$ -ig (l. az *I. ábrát*). Az eredeti adatok alapján számított T_{vk} -n kívül így kapunk még két, szélsőséges középhőmérsékletet (T'_{vk} -t, ill. T''_{vk} -t), valamint három, számított rétegvastagságot (Δz -t, $\Delta z'$ -t, ill. $\Delta z''$ -t). Felhasználva a (15) képletet, amelyben F indexeit egyszerűség okából elhagyjuk, továbbá elhanyagolva $F/200$ magasabb fokú hatványait, a következő eredményeket kapjuk:

$$\Delta z' = F \cdot T_{v,1} \left(1 - \frac{F}{200} \right), \text{ ill.}$$

$$\Delta z'' = F \cdot T_{v,2} \left(1 + \frac{F}{200} \right),$$

amiből

$$\Delta z'' - \Delta z' = F \left[\frac{\Delta z}{100} - (T_{v,1} - T_{v,2}) \right],$$

ha figyelembe vesszük, hogy $\frac{F}{2} (T_{v,1} + T_{v,2}) = \Delta z$.

A két, szélsőséges rétegvastagság különbsége függ tehát a főszinteken észlelt hőmérsékletek különbségétől. Ez a különbség zérus lesz, ha $T_{v,2} = T_{v,1} - \Delta z/100$, azaz ha a rétegben a gradiens $1^\circ\text{C}/100$ m. De ez egyértelmű azzal, hogy nincs benne inverzió. Ha ugyanis mégis lenne benne inverzió, akkor olyan résznek is kellene benne lenni, amelyben a gradiens nagyobb, mint $1^\circ\text{C}/100$ m. Ez azonban nem valószínű.

Másik határnak fogadjuk el a $T_{v,1} = T_{v,2}$ esetet, mivel igen kiterjedt és erős inverzióknak kellene fellépnie ahhoz, hogy a felsőbb főszinten magasabb hőmérséklet uralkodjék, mint az alatta levőn. Ebben az esetben

$$\Delta z'' - \Delta z' = \frac{F \cdot \Delta z}{100}.$$

Ennek a szélsőséges, igen ritkán előforduló értéknek legfeljebb csak a fele tekinthető reálisnak, ezért a következő kritériumot állíthatjuk fel:

$$\Delta z - \frac{F \cdot \Delta z}{400} \leq \Delta z_t \leq \Delta z + \frac{F \cdot \Delta z}{400}$$

ahol Δz_t a táviratozott rétegvastagság.

Tekintetbe véve a *III. táblázat* alapján F lehetséges értékeit – s megfontolva azt, hogy a sztratoszférában nem fordul elő „adiabatikus gradiensű” réteg – a „reálisnak tekinthető” eltérés értékére $\pm 2\%$ adódik.

Néhány konkrét esetet kiszámítva azt kaptuk, hogy az eltérés ritkán haladta meg még az 1% -ot is, tehát a fenti kritérium még szigorítható. Ehhez azonban több konkrét adatra lenne szükségünk.

5. Az észlelési adatok hibáinak felderítése

A TEMP táviratban közölt magassági adatok ellenőrzése tulajdonképpen azt a célt szolgálja, hogy rámutasson a TEMP táviratokban rejlő belső ellentmondásokra. Ha a számított és a táviratozott rétegvastagság különbsége a

megengedett mértéknél nagyobb, feltehető, hogy a hőmérséklet, a harmatpont-depresszió, ill. a rétegvastagság közül valamelyik hibás. Annak az eldöntése, hogy hol a hiba, csak egy esetben lehetséges: ha két, egymás felett fekvő réteg vastagsága hibásnak adódik, és az eltérés egyirányú (tehát mindkettő vastagabb, vagy mindkettő vékonyabb a jelentettnél). Ilyenkor az a legvalószínűbb, hogy a közbülső fősztintén mért hőmérséklet, vagy harmatpont-depresszió adata hibás. Kimutatható, hogy ebben az esetben

$$F_{n-1}^n : F_n^{n+1} = d_{n-1}^n : d_n^{n+1},$$

ahol d_{n-1}^n , ill. d_n^{n+1} az alsó, ill. a felső réteg vastagságának eltérése a jelentett értéktől. Ha a fenti kritérium közelítőleg sem teljesül, a hiba máshol keresendő. Más esetekben dönteni azonban csak akkor lehet, ha a szomszédos állomások adatait vetjük össze.

A következőkben azt fogjuk vizsgálni, hogy egy hibás hőmérséklet, vagy harmatpont-depresszió milyen mértékben változtatja meg a rétegvastagságot. A rétegvastagság teljes megváltozása:

$$d\Delta z_{n-1}^n = \frac{\partial z_n^{n+1}}{\partial t_n} dt_n + \frac{\partial z_n^{n+1}}{\partial t_{n+1}} dt_{n+1} + \frac{\partial z_n^{n+1}}{\partial D_n} dD_n + \frac{\partial z_n^{n+1}}{\partial D_{n+1}} dD_{n+1} \quad (18)$$

A parciális differenciálhányadosokat a (16) egyenletből kaphatjuk meg aránylag egyszerű alakban. Mégis szükségtelen felírni a (18) kifejtett alakját, mert minket csak az érdekel jelenleg, hogy egy-egy változó (mérési adat) egységnyi megváltozása hány százalékkal módosítja a rétegvastagságot, tehát tulajdonképpen a

$$\frac{100 \cdot d\Delta z_n^{n+1}}{\Delta z_n^{n+1}}$$

értéket akarjuk meghatározni, ha $dt_n = 1$, de $dt_{n+1} = dD_n = dD_{n+1} = 0$, s.i.t.

A relatív hiba fenti képlete általános esetben nem egyszerűsíthető. Ezért a problémát úgy kerültük meg, hogy átlagértékekkel számoltunk, amelyeket azonos időpontból származó kilenc közép-európai TEMP felszállásból állítottuk össze.

Számításaink eredményét – tájékozódásul – a következőkben foglalhatjuk össze:

$$\left. \begin{array}{l} t_n \text{ és } t_{n+1} \\ D_n \\ D_{n+1} \end{array} \right\} \text{ egységnyi megváltozása átlagosan } \left\{ \begin{array}{l} 0,2\% \\ 0,012\% \\ 0,005\% \end{array} \right.$$

hibát okoz. Az egyedi értékek szórása a fenti értékektől elhanyagolhatóan kicsiny. A fenti összeállításból következik, hogy ha a magasságkülönbségnél az 1%-os hibát tartjuk megengedhetőnek, 5 foknyi hőmérsékleti, ill. kb. 10 foknyi harmatpont-depressziós hiba mutatható csak ki. A rétegvastagság ellenőrzése nem eléggé érzékeny a hőmérsékleti adatok hibáinak felderítésére. Az utóbbiak minőségellenőrzését tehát más módon kell megoldani.

IRODALOM

- 1] *M. Robitzsch*: Ausführliche Tafeln zur Berechnung der Luftfeuchtigkeit. Verl. W. Keller, Leipzig, 1941.
 [2] *G. A. Bull*: Objective Analysis in the Numerical Weather Forecasting System. Met. Off. Forecasting Techniques Branch Memorandum, N° 10. 1966.

Orográfiai hatások elemzése a hasznosítható potenciális- és kinetikai energia változásában

CSÁSZÁR MARGIT, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest

Analysis of Orographical Influences on the Variation of the Available Potential and the Kinetic Energy. The maintenance and the intensity of the general circulation depend on the equilibrium existing between the productions and the dissipation of the kinetic energy. Therefore the establishment of diagnostic and prognostic equations describing the atmospheric processes cannot lack some information on the mechanism of the large-scale energy transformations. The energy transformation occurring in a confined area cannot be separated from the energetic processes of the Earth-Atmosphere system. If we are able to determine the influence of a confined area on the general circulation and with the aid of this to demonstrate the "contributions" of the influences crossing the boundaries of this region, we may estimate the direction and the measure of the changes taking place within the boundaries of the region. There is a number of papers in which the authors demonstrated, that the different regions of the atmosphere of the Earth influence in very different manner the global energy balance. In our paper we analyse the equations determining the local variations of the kinetic energy and the available potential energy by adopting the conventional coordinate system x, y, p . Later we attempt to evaluate numerically the terrestrial effects arising from the mutual interaction between the orography and the different circulation systems.

*

Анализ орографических влияний на изменение доступной потенциальной энергии и кинетической энергии. Сохранение и интенсивность общей циркуляции зависит от баланса между возникновением и диссипацией кинетической энергии. Поэтому для составления диагностических и прогностических уравнений, описывающих атмосферные процессы, необходима информация о макромасштабных преобразованиях энергии. Преобразование энергии на определенной территории неотделимо от энергетических процессов во всей системе Земля — атмосфера. Если мы сможем определить влияние этой определенной территории на общую циркуляцию и тем самым показать «вклады» влияний, пересекающих границы этой области, мы сможем определить направление и размеры изменений, имеющих место внутри этой области. Многие авторы показывают, что разные области атмосферы самым различным образом повлияют на глобальный баланс энергии. В настоящей работе подвергаются анализу (в общепринятой системе координат x, y, p) уравнения, определяющие локальные изменения кинетической энергии и доступной потенциальной энергии. Кроме того автор делая попытку численного определения эффектов земной поверхности, возникающих вследствие взаимодействия орографии и различных циркуляционных систем.

*

A légkör energi ciklusát alapvetően meghatározza a kinetikai energia termelése és disszipációja. A kinetikai energia forrása a légkörben a potenciális és belső energia meghatározott készlete. A potenciális és belső energia összege, az ún. *teljes potenciális energia* (Margules [1] labilitási energiának nevezte), azonban nem megfelelő mértékszám a kinetikai energiába való átalakulásra felhasználható energia összegének.

Induljunk ki abból a fizikai elvből, miszerint ha egy rendszer egyidejűleg több erőhatásnak van kitéve, a különböző közeghatásokhoz tartozó intenzitásparaméterek (erők) arra törekednek, hogy ismét visszavezessék a rendszert az egyensúlyi állapotba. Ha a sűrűlódástól eltekintünk és a makroléptékű mozgások szempontjából vizsgáljuk a kérdést, a légköri mozgásokat a nyomáserő, a gravitációs erő és a Coriolis-erő kölcsönhatása határozza meg. Az egyensúlyra való törekvés során mozgások lépnek fel, melyhez a szükséges energiát a rendszer a teljes potenciális energiából átalakulás révén nyeri. Az átalakulásra rendelkezésre álló készlet a légkör horizontális izentróp felületekkel jellemzett, stati-

kialag stabilis egyensúlyi állapotában, az ún. *referencia állapotban* zérus értéket ér el.

Lorenz [2] ebből a tényből kiindulva vezette be a hasznosítható potenciális energia fogalmát, amely egyenlő a teljes potenciális energia azon mennyiségével, amely felszabadulna, ha a légkör tömege izentrop változásokkal úgy rendeződik át, hogy stabilis rétegződéssel vízszintes izentrop felületek alakulnak ki.

A hasznosítható potenciális energia (a továbbiakban A) a fenti definíció szerint a kiinduló állapot és az egyensúlyt reprezentáló referencia-állapot teljes potenciális energiája közti különbség:

$$A = c_p \int_M \frac{p^k - p_r^k}{p_{00}^k} \Theta dM = c_p \int_M \frac{p^k - p_r^k}{p^k} T dM, \quad (1)$$

ahol T a hőmérséklet, Θ a potenciális hőmérséklet, p a nyomás, p_r a referencia nyomás, $p_{00} = 1000$ mb, $k = R/c_p$, R gázállandó, c_p állandó nyomáson vett fajhő és M a légkör teljes tömege

Ez az általánosan használt egzakt formula, amely a referencia nyomást impliciten tartalmazza. Mivel $p > 0$, $k > 0$, p_r pedig p (Θ) átlagos értéke, $p - p_r > 0$ esetben, A pozitív definit minden izobárfelületre. Az (1) formula szerint A nagyságát a referencia nyomástól való eltérés értéke szabja meg.

Lorenz [2] a hasznosítható potenciális energia meghatározására egy számításokra alkalmasabb közelítő formulát is adott, amellyel leggyakrabban találkozunk az A értékének becslésére vonatkozó dolgozatokban:

$$A = \frac{1}{2} \int_0^\infty \frac{\gamma_a}{\gamma_a - \gamma \left(\frac{T'}{\bar{T}} \right)^2} dp, \quad (2)$$

ahol γ_a a hőmérséklet szárazadiabatikus gradiense, $\gamma = \frac{\partial T}{\partial p}$ függőleges hő-

mérsékleti gradiens, \bar{T} az izobárfelület átlagos hőmérséklete és T' az attól való eltérés. Ez a forma a statikai stabilitás mérőszámán, valamint a hőmérsékletnek az izobárfelületek mentén számított variációján keresztül közelíti meg A értékét. Gates [3], kiszámítva az egyes hónapokra a statikai stabilitás értékeit a légkör eléggé részletezett vertikális szelvénye mentén, azt találta, hogy $\gamma_a - \gamma$ nagy variációval rendelkezik minden egyes hónapban, maximális értékét pedig a talajközeli szintekben és a hegyek körzetében éri el. Dutton és Johnson [4], figyelembe véve a változó statikai stabilitás hatását a hasznosítható potenciális energia értékére, azt találták, hogy ott, ahol a hőmérséklet vertikális gradiense megközelíti a szárazadiabatikusát, a hozzájárulás egy vagy két nagyságrenddel nagyobb lesz, mint a magas statikai stabilitású területeken.

Jelentős Smith [5] vizsgálata is, akinek érdeklődése elsősorban arra irányult, hogy A meghatározását egy olyan korlátozott tartományra terjessze ki, amely kifejezés a referencia nyomást impliciten tartalmazza, ugyanakkor módunkban álljon megbecsülni egy korlátozott tartomány hozzájárulását a teljes légkör hasznosítható potenciális energiájához. A referencia nyomás értékére alkalmasnak tartja Lorenz [6] ábráját vagy Dutton és Johnson [4] táblázatát, amelyet a 75° nyugati meridián mentén számoltak ki január és július hónapokra. Ha A_j -vel jelöljük egy korlátozott tartomány hasznosítható potenciális energiáját, A_j lokális változását az (1) t szerinti deriválásával Smith-hez hasonlóan az alábbi összefüggésből határozzuk meg:

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_j}{\partial t} = & \frac{1}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \frac{p^k - p_r^k}{p^k} \dot{Q} dp dS + \frac{1}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \alpha \omega dp dS - \\ & - \frac{c_p}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \nabla \left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k} T \cdot \mathbf{v} \right) dp dS - \frac{c_p}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k} T \omega \right) dp dS + \\ & + \frac{c_p}{g} \int_S \left(\frac{p_0^k - p_r^k}{p_0^k} T_0 \frac{\partial p_0}{\partial t} - \frac{p_t^k - p_r^k}{p_t^k} T_t \frac{\partial p_t}{\partial t} \right) dS, \end{aligned} \quad (3)$$

ahol \dot{Q} az egységnyi tömeg diabotikus melegedése (hűlése), $\omega = dp/dt$ vertikális sebesség, $\alpha = \frac{1}{\rho}$ specifikus térfogat, \mathbf{v} horizontális sebességvektor, T abszolút hőmérséklet, ∇ gradiens operátor, T_0 , p_{r0} , $\partial p_0/\partial t$, és T_t , p_{rt} , $\partial p_t/\partial t$ a p_0 , illetve p_t szintek hőmérséklete, referencia nyomása és lokális nyomásváltozása. Ha p_0 , illetve p_t rögzített nyomásszintek, $\partial p_0/\partial t = \partial p_t/\partial t = 0$.

A (3) egyenlet első tagja a diabotikus folyamatok következtében létrejött hasznosítható potenciális energia értékét írja le. E faktor határozza meg azokat a helyeket, ahol a keletkező hasznosítható potenciális energia részére leghatékonyabb a hő hozzáadás vagy elvonás. A második tag A_j azon változását jelenti, amely a tömeg térfogaton belüli újrendeződése következtében keletkezik. A harmadik és negyedik tag a tömeg horizontális és vertikális átvitelét jelenti. E tagok jelentik a korlátozott tartományú terület hozzájárulását a teljes energiaháztartáshoz, amelyben a vertikális kiáramlás módosító hatású, míg a vízszintes kiáramlás elsősorban a jet-stream szintjében lehet jelentős. Az ötödik tag a tartomány vertikális határainak változását tükrözi, és 0-val egyenlő, ha határként rögzített nyomási szinteket veszünk. Az egyenletben szereplő $\frac{p^k - p_r^k}{p^k}$

kifejezést *Lorenz* [7], illetve *Dutton* és *Johnson* [4] hatásfaktornak nevezte. A $\frac{p^k - p_r^k}{p^k}$ lényegében a referencia állapottól való eltérést reprezentálja, amely

$p_r < p$ esetén pozitív, $p_r > p$ esetén negatív előjelű az A változását meghatározó (3) egyenlet megfelelő tagjainál. A hatásfaktor előjele döntően meghatározza, hogy A_j növekedését melegedés vagy lehűlés, a horizontális és vertikális folyamatoknál pedig a tartományba való beáramlás vagy kiáramlás segíti elő.

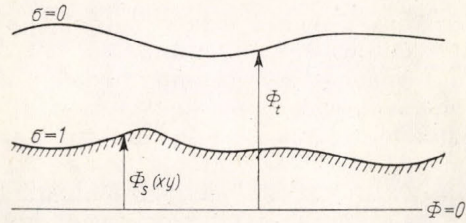
A kinetikai energia lokális változásával való összehasonlítás céljából megadjuk e tartomány kinetikai energia egyenletét is, amely az alábbi formában írható fel:

$$\frac{\partial k_j}{\partial t} = \frac{1}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \mathbf{v} \mathbf{F} dp dS - \frac{1}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \mathbf{v} \nabla \Phi dp dS - \frac{1}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \nabla \cdot \mathbf{v} k dp dS - \frac{1}{g} \int_{S_{p_t}}^{p_0} \frac{\partial \omega k}{\partial p} dp dS$$

ahol Φ a geopotenciál, \mathbf{F} a súrlódási erő, $k = \frac{u^2 + v^2}{2}$ az egységnyi tömeg kine-

tikai energiája. A (4) egyenlet jobboldalának első tagja a kinetikai energia súrlódási veszteségét írja le, a második tag k_j azon változását jelenti, amely keresztizobárikus áramlás folyamán keletkezik. A kinetikai energia vizsgálat hasznosságát a $-\mathbf{v} \nabla \Phi$ közvetlen becslése alapján *Smith* [8] már korábban meg-

állapította; *Holopainen* [9] és *Kung* [10, 11] számításai azt bizonyítják, hogy a képződési érték majdnem állandóan pozitív az alsó troposzférában. Ez indokolt, minthogy az izobárt keresztező áramlási komponens az alsó troposzférá-



1. ábra

ban a nyomás gradienssel ellenkező irányú a súrlódás folytán, ami $-\mathbf{v} \nabla \Phi$ -nek pozitív értéket ad. A harmadik és negyedik tag a kinetikai energia horizontális és vertikális átvitelét jelenti. Az ötödik tag itt is, mint (3)-ban, a korlátozott tartomány vertikális határainak változását tükrözi.

Megfontolva, hogy

$$\begin{aligned} -\mathbf{v} \nabla \Phi &= -\nabla \mathbf{v} \Phi + \Phi \nabla \mathbf{v} = -\nabla \mathbf{v} \Phi - \Phi \frac{\partial \omega}{\partial p} = \\ &= -\nabla \mathbf{v} \Phi - \frac{\partial \Phi \omega}{\partial p} + \omega \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\nabla \mathbf{v} \Phi - \frac{\partial \Phi \omega}{\partial p} - \alpha \omega \end{aligned} \quad (5)$$

az $\alpha \omega$ -tag (3)-ban és (5)-ben (ellentétes előjellel) az átalakulást reprezentálja, α és ω térbeli korrelációjával kapcsolatos, ezért erősen függ attól, hogy ω -t hogyan sikerült megbecsülni a műveletileg simított és módosított adatokból. A meleg levegő felszállása, ill. a hideg levegő leszállása a kinetikai energiába való átalakulást segíti elő, azaz A_j értékeknek negatív, k_j értékeknek pozitív előjelet kölcsönöz. Azokon a helyeken, ahol a domborzati akadály miatt a luv oldalon az előrenyomuló hideg levegő felszállásra, vagy ahol a meleg levegő a lee oldalon leszállásra kényszerül, az átalakulás csökkenése várható. A hegységnek ütköző hideg levegőben a hegy felülete mentén fellépő súrlódás folytán hőmérséklet emelkedés következik be, a (3) képlet alapján a hasznosítható potenciális energia rombolását jelenti, míg a fentebb leírt folyamatok az átalakulást mérséklék. Energetikailag e kettős negatív korreláció okozza a frontok és ciklonok gyengülését, ha azok egy hegység előterébe kerülnek.

Brown-nak [12] a troposzférikus diabatikus felmelegedés diagnosztikai tanulmányozása és a hasznosítható potenciális energia keletkezésével kapcsolatban végzett számításai azt mutatják, hogy a domborzat és a súrlódási effektusok figyelembevételével helyileg kisebb értéket kapunk a hasznosítható potenciális energia örvényes keletkezésére. Ezt már *Lorenz* [13] is megemlíti: „... az örvényes hasznosítható potenciális energia egy hányadát valószínűleg szétrombolják a diabatikus folyamatok abban a relációban, hogy azok a légtömegek, amelyek eredetileg viszonylag melegek voltak, lehűlnek, és a viszonylag hidegek felmelegednek”.

Fejtegetéseinkből most már látszik, hogy a hasznosítható potenciális energia és kinetikai energia változását leíró egyenletek melyik tagjánál jelentkezik az orográfia módosító hatása, bár ezt nagyságrendileg az eddigiek során még nem elemeztük. (3)-ban és (4)-ben az ötödik tag a vertikális határok változását tükrözi, ezért, ha rögzített p -nyomásszintet veszünk alsó határként, a dombor-

zatilag tagolt terep befolyását nem tudjuk figyelembe venni, a nagy hegy-masszívumok területén egy nem létező összeggel járulunk hozzá mindkét érték változásához, ami jelentős hibát eredményez. A hibák kiküszöbölése érdekében egyenleteinket p -rendszerből a Phillips [14] által javasolt σ -rendszerbe transzformáljuk (1. ábra).

Miután nem konstans izobárfelülettel határoltuk el a légszlop alsó határát, először meg kell határoznunk a választott rácspontok simított tengerszint feletti magasságát. Ezután minden egyes rácspontra a szinoptikus megfigyelés hőmérséklete és tengerszintre átszámított légnyomási adata alapján fordított redukciós eljárással meghatározzuk a simított magasság nyomását. A rendszerben az integrálási határok is megváltoznak, valamint jelentős komponenszt kapunk a vertikális sebesség földfelületi értékére is.

Jelöljük a simított magasság nyomását p_s -sel, míg a felső p_t határ változatlan marad, és a két nyomás különbségére vezessük be a $p_s - p_t = \pi$ jelölést. Ezek figyelembevételével σ -t az alábbi módon definiáljuk:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} = \frac{p - p_t}{\pi}, \quad (6)$$

ahol p a p_s -től p_t -ig futó pont nyomása. Mint látható $\sigma = 1$ a talajnál és $\sigma = 0$ a p_t nyomáson.

A_j és K_j lokális megváltozását σ -rendszerben a következő formában írjuk fel:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial A_j}{\partial t}\right)_\sigma &= \frac{1}{g} \iint_{s_0}^1 \frac{p^k - p_r^k}{p^k} \dot{Q} \pi d\sigma dS + \frac{1}{g} \iint_{s_0}^1 \alpha \omega \pi d\sigma dS - \\ &- \frac{c_p}{g} \iint_{s_0}^1 \nabla \left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k} T \cdot \mathbf{v} \right) \pi d\sigma dS - \frac{c_p}{g} \iint_{s_0}^1 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p^k - p_r^k}{p^k} T \omega \right) \cdot \pi d\sigma dS + \\ &+ \frac{1}{g} \int_s c_p T_s \frac{p_s^k - p_r^k}{p_s^k} \frac{\partial p_s}{\partial t} dS \end{aligned} \quad (7)$$

és

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial K_j}{\partial t}\right)_\sigma &= \frac{1}{g} \iint_{s_0}^1 \mathbf{v} \mathbf{F} \pi d\sigma dS - \iint_{s_0}^1 \alpha \omega \pi d\sigma dS - \\ &- \iint_{s_0}^1 \nabla (\mathbf{v} \Phi) \pi d\sigma dS - \frac{1}{g} \iint_{s_0}^1 \nabla (\mathbf{v} K) \pi d\sigma dS + \int_s \Phi_t \omega_t dS + \\ &+ \int_s K_t \omega_t dS + \frac{1}{g} \int_s \left(\Phi_s + K_s \right) \frac{\partial p_s}{\partial t} dS. \end{aligned} \quad (8)$$

A (7) és (8) egyenlet jobboldalán az első két tag, valamint az utolsó tag jelentőségét hangsúlyozzuk. A súrlódás következtében fellépő diabatikus melegedés olyan irreverzibilis folyamat, amely ugyan növeli a teljes potenciális energia értékét, mégsem áll a kinetikai energia rendelkezésére. Tekintsük az előnyomuló hideg levegő esetét. Kezdetben azonos szélességen és magasságon jelentős hőmérsékletkülönbség van a két légtömeg között. A hegynék ütköző hideg légtömegben a súrlódási hő miatt az akadály teljes felülete és az érintkező levegő

találkozása mentén hőmérséklet emelkedés tapasztalható, miáltal csökken a horizontális hőmérsékletkülönbség a két légtömeg között azonos szinten és szélességen, ami a hasznosítható potenciális energia értékében csökkenést eredményez. A hegy felülete mentén indukált felszálló mozgások miatt pedig α és ω negatív korrelációba kerül, ami (7) jobboldalának második tagjában negatív előjelet eredményez. Megállapítottuk azonban, hogy a $-\mathbf{v}\nabla\Phi$ tag a kinetikai energia keletkezéséhez pozitív értelemben járul hozzá azzal, hogy növeli a kereszt-izobárikus mozgást. Szinoptikus skálájú analízis szempontjából, amikor első közelítésben elhanyagoljuk az orográfiát, a disszipáció és a $-\mathbf{v}\nabla\Phi$ hozzávetőleges egyensúlya áll fenn, változatos terepviszonyoknál korlátozott tartományon belül az akadály felületével érintkező szakasz mentén azonban a kinetikai energia készletének gyors kimerülése következik be. Egy korábbi vizsgálatunkban [15] számszerűen bizonyítottuk az orográfia hatását a kinetikai energia lokális változásában, ami az Alpok átlagos 3000 m magas hegytömege esetén mintegy 5000 m magasságig jelentett számottevő csökkenést. Akkor azonban nem tértünk ki az energiaegyenlet elemzésére, mindössze az egyes energiaformák változásának számszerű bemutatása volt a cél.

Fent elemzett tagok a hasznosítható potenciális energia és kinetikai energia változásában a hideg légtömegek és a hegy ütközése folyamán megváltozott cirkuláció miatt okoznak eltérést, míg a $\Phi_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$, $T_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$, és $K_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ tagok

méreteikben adnak jelentős hozzájárulást. Ha előállítjuk a K_s és T_s , valamint $\frac{\partial \pi}{\partial t} = \frac{\partial(p_s - p_t)}{\partial t} = \frac{\partial p_s}{\partial t}$ területi átlagokat és képezzük a területi átlagok-

tól való eltéréseket az egyes pontokban, a megfelelő szorzatok, mint korrelációs szorzatok: $\left(\frac{\partial p_s}{\partial t}\right) \Phi_s$, $K_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ és $T_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ értékek pozitív hozzájárulásként akkor

jelentkeznek, amikor a szorzat tagjai azonos előjelűek. Amennyiben a vizsgálandó terület jelentős részén ciklon helyezkedik el, a tendencia értékek nagy szórást mutatnak, így a $K_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$, $\Phi_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ és $T_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ korrelációs tagokból

elsősorban a $\Phi_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ és a $T_s \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t}$ tagoknál találunk nagy szórást. A hasznosí-

tható potenciális energia termeléséhez pozitív hozzájárulás akkor képzelhető el, ha a nyomás süllyedését jelző terület tengerszint feletti magassága az átlagosnál

alacsonyabban helyezkedik el, és ha az átlagosnál hidegebb. Mivel $\frac{1}{g} \Phi_s = h_s$

kiemelkedő szárazföld esetén h_s nagyobb az átlagosnál, T_s a hideg légtömeg területén alacsonyabb mint az átlagos felszíni területi hőmérséklet, tehát $\frac{\partial p_s}{\partial t}$

vel való szorzat pozitív, illetve negatív hozzájárulását a hegység és a ciklon különböző hőmérsékletű légtömege és lokális nyomásváltozásának eloszlása határozza meg. A fenti tagok tehát a kinetikai energia keletkezése szempontjából úgy értelmezendők, hogy ezek a hasznosítható potenciális energia kinetikai energiába való átalakulását erősítik, vagy gyengítik.

Ha a fenti tagokat p -rendszerben vizsgáljuk, jelentéktelen tengerszint feletti magasság esetén jó megközelítést kapjuk az energiaváltozásoknak, illetve a hasznosítható potenciális energia keletkezésének, míg σ -rendszerben a

„korrekciós” tagok a terület összenergia mennyiségéhez viszonyítva jelentős eltérést okoznak. *Radinovic* és *Mesinger* [16] az α , ω és $h_s \frac{\partial p_s}{\partial t}$ tagokat értékeltek egy földközi-tengeri ciklon kialakulását nyomon követve. Számítási eredményeik alapján úgy gondoljuk, e problémakörben még további vizsgálatok szükségesek, remélve, hogy a számszerűen kimutatható orográfiai effektusok figyelembevétele a numerikus előrejelzési módszerek sikerességét is támogatják.

IRODALOM

- [1] *Margules, M.*: Über die Energie der Stürme. Jahrb. Zentralanst. Meteor., Wien, 1903. 1–26.
- [2] *Lorenz, E.*: Available potential energy and maintenance of the general circulation. *Tellus*, 1955. 7. 157–167.
- [3] *Gates, W. L.*: Static stability measures in the atmosphere. *J. Meteorol.* 18. 526–533. 1961.
- [4] *Dutton, J. A. – Johnson, D. R.*: The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. *Advances in Geophysics*. Vol. 12. 333–445. 1967.
- [5] *Smith, P. J.*: On the contribution of a limited region to the global energy budget. *Tellus*, 21. 202–207. 1969.
- [6] *Lorenz, E.*: The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. *J. Meteorol.* 18. 526–533. 1961.
- [7] *Lorenz, E.*: Generation of available potential energy and the intensity of the general circulation. Department of Met. Univ. of California at Los Angeles. 1955.
- [8] *Smith, F. B.*: Geostrophic and Ageostrophic Wind Analysis. *Quarterly Journal of the Roy. Met. Soc.*, 81. 403–413, 1955.
- [9] *Holopainen, E. O.*: On the dissipation of kinetic energy in the atmosphere. *Tellus*, 15. 26–32. 1963.
- [10] *Kung, E. C.*: Large-scale balance of kinetic energy in the atmosphere. *Monthly Weather Review*, 94. 627–640. 1966.
- [11] *Kung, E. C.*: Kinetic energy generation and dissipation in the large-scale atmospheric circulation. *Monthly Weather Review*, 94. 67–82. 1966.
- [12] *Brown, J. A.*: A diagnostic study of tropospheric diabatic heating and the generation of available potential energy. *Tellus*, 16. 371–388. 1964.
- [13] *Lorenz, E.*: Computations of the balance of angular momentum and the poleward transport of heat. *Studies of the atmospheric general circulation*. Final Report, Part 1, on contract AF19 (122)–153, Massachusetts Institute of Technology, Dept. of Meteorology, 38–71. 1954.
- [14] *Phillips, N. A.*: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14. 184–185. 1957.
- [15] *Császár M.*: Domborzati hatások energetikai viszonyok tükrében. *Időjárás*, 71. 328–333. 1967.
- [16] *Radinovic, D. – Mesinger, E.*: Dinamicke i energeticke karakteristike razvoja ciklona od. 24. oktobra 1964, u zapadnom sredozemju. Prorodno Matematički Fakultet u Beogradu Meteoroloski Zavod. Beograd, 1968.

Természetes és mesterséges eredetű szennyezőanyagok a légkörben

VÁRHELYI GABRIELLA, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

Atmospheric Pollutants from Natural and Man-Made Sources. For the purpose to take an active part in clean air programs, in the forecast of air pollution and in the planning of air quality it is necessary for the meteorological services to know the quality, quantity of the air pollutants and their interactions in the atmosphere. The paper contains a survey of the concerning references. The natural and man-made sources, and the environmental cycles of air pollutants, mainly of the sulfure and nitrogen compounds are discussed. The quantities of pollutants from natural and man-made sources are compared and the present knowledge on the interactions in the atmosphere is summarised. The mechanism of the formation of the photochemical smog is also presented.

*

Естественные и искусственные загрязнения атмосферы. Для активного участия метеорологических служб в задачах возникающих в связи с охраной окружающей среды, с предсказанием загрязнения и планированием загрязняющих веществ в атмосфере, необходимо знание качества, количества загрязняющих веществ в атмосфере, необходимо знание качества, количества загрязняющих веществ и их взаимные реакции. В статье содержится, литературный обзор этой темы. Анализируются естественные и искусственные источники загрязняющих веществ, прежде всего соединений серы и азота, и их круговорот. Сравнивается качество загрязнений, выходящих из естественных и искусственных источников, подытоживаются современные сведения об их взаимодействиях в атмосфере. В заключение рассматриваются механизм образования фотохимического смога.

*

A Föld légköre a levegő természetes alkotói mellett ún. nyomanyagokat – gázokat, folyadékcspepeket és szilárd részecskéket – tartalmaz. Ez utóbbiak vagy emberi tevékenységből származnak, vagy a természetben végbemenő különböző folyamatok termékei. Jelenlétük a levegőben különböző következményekkel járhat: károsíthatják az emberek egészségét, az anyagi javak romlásához vezethetnek.

Ezek alapján azt a levegőt tekintjük szennyezettnek, amely az emberek testi, szellemi, társadalmi vagy biológiai környezetét és tevékenységét kedvezőtlenül, illetve károsan befolyásoló komponenseket tartalmaz.

A levegő természetes összetevőit és azok súly- és térfogatarányát az *I. táblázat*, a szennyeződést okozó leggyakoribb nyomanyagokat pedig a *II. táblázat* tartalmazza.

I. TÁBLÁZAT

A levegő összetétele 0°C hőmérsékleten, 760 Hgmm nyomáson (* = mg; ** = ml)

A gáz neve	jele	térfogata		
		súlya grammban	literben	százalék
Nitrogén	N ₂	975,80	780,3	78,08
Oxigén	O ₂	299,84	209,9	20,99
Argon	Ar	16,76	9,4	0,94
Hidrogén	H ₂	10*	100,0**	0,01
Neon	Ne	11*	12,4**	0,0015
Helium	He	0,7*	4,0**	0,00015
Kripton	Kr	0,19*	0,05**	0,0001
Xenon	Xe	0,035*	0,006**	0,00005
Radon	Rn	—	—	—

II. TÁBLÁZAT

Légszennyező anyagok csoportosítása

S z e r v e t l e n a n y a g o k		
gázhalmazállapotúak	részecskék	
	flyékony köd	szilárd
Nitrogéntartalmú: NO, NO ₂ , N ₂ O, NH ₃ Kéntartalmú: SO ₂ , SO ₃ , H ₂ S Széntartalmú: CO, CO ₂ Egyéb: Cl ₂ , HCl, F ₂ , HF, O ₃	kénsav kénssav	por pernye korom fémnyomok (As, Pb)
S z e r v e s a n y a g o k		
Szénhidrogének	Aldehidek és ketonok	Egyéb
Metán, hexán etilén, butadién	formaldehid aceton	alkoholok szénhidrogén származékok

1. Légtörri szennyezőanyagok természetes forrásai

A bioszférában végbemenő élettevékenységek és a környezeti folyamatok egyaránt légszennyező anyagok forrásai lehetnek.

A világúrból szakadatlanul áramló *kozmosz por* egyes számítások szerint naponta 600 – 1500 t-val növeli a Föld tömegét.

Por keletkezik a kőzetek, a talaj mállásakor. A sivatagi területek homokja még távoli területek levegőjét is szennyezheti, a Szaharából pl. évente közelítőleg 100 ezer tonna por kerül Európába.

Erdőtűzek alkalmával korommal, füsttel szennyeződik a levegő.

Az előzőknél jelentősen nagyobb mértékű szennyeződést okoznak a működő *vulkánok*. A kikerülő hamu egy-egy nagyobb kitörésnél az egész Földön kimutatható. Az alaszakai Katmai vulkán által kibocsátott porfelhő 15 nap alatt érte el Európát, több hónapon át tartó jelenlétére a légkör csökkent fényáteresztő képességéből következtek. A vulkánok különféle gázokkal is szennyezik a levegőt: kénhidrogénnel, kéndioxiddal, széndioxiddal, szénmonoxiddal, ammóniával.

A tengerek légszennyező hatása is ismert, az apró vízcseppek beszáradása-kor keletkező sószemcsék ún. sóködöt képezhetnek.

Leginkább a különböző élőlények, növényi és állati szervezetek *bomlás-termékei* szennyezik a levegőt. Ilyen módon kénhidrogén, ammónia, dinitrogén-oxid, metán és kis mennyiségű etilén jut a légkörbe.

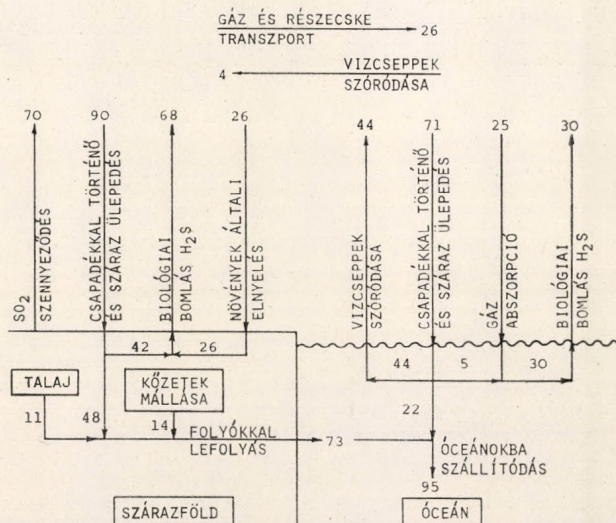
1.1 Kénvegyületek természetes forrásai

A kén főképpen három vegyület formájában, kénhidrogén, kéndioxid és szulfát alakban szerepel a levegőben.

A *kénhidrogén* koncentrációja a természetben elég alacsony, de állandó érték. Szulfátvegyületek redukációjakor keletkezik kénhidrogén, szárazföldön és tengerben. Legfőbb forrásai a mocsaras, lápos területek, ahol az anaerob körülmények között elszaporodó baktériumok segítik elő a szerves anyagok bomlását. A Fekete-tenger mélyebb rétegei pl. sok kénhidrogént tartalmaznak. A nagy mélységben, oxigénhiány esetén keletkező kénhidrogén akkor válik észlelhetővé, amikor az oxigénben szegény víztömegekkel a felszínre kerül. Egyes

holland városokban a sok csatorna következtében fellépő kénhidrogén koncentráció meghaladhatja a szaglási küszöböt. Évente 68 millió tonna kénhidrogén emittálódik biológiai bomlásból szárazföldön és 30 millió tonna az óceánokból [9]. Működő vulkánok is bocsátanak ki kénhidrogént.

A kéndioxid természetes keletkezésére utal az a tény, hogy vidéki területeken nyáron figyelhetők meg nagyobb koncentrációértékek, a városokban a fűtés következtében tapasztalható téli koncentrációmaximummal szemben. A természetben a kéndioxid elsősorban a kénhidrogén oxidációja útján keletkezik. Másik említésre méltó természetes kéndioxid forrás a vulkáni tevékenység.



1. ábra. Környezeti kénkörforgalom [10⁶ t/év]

Szulfátok keletkezhetnek a kéndioxid, kénhidrogén oxidációjakor, vagy egyes légköri gázok — kéndioxid, kénhidrogén, ammónia — reakciójakor. Jensen és Nakai [3] arra a következtetésre jutott, hogy ipari területeken a szulfátok elsődlegesen a kéndioxid oxidációjából, nem ipari területeken a kénhidrogén oxidációjából keletkeznek. Az előbb említett forrásokon kívül a köd- és felhőcseppek párolgása is szulfát-részecskék keletkezéséhez vezet. Ilyen módon évente 130 millió tonna szulfát keletkezik [3], ennek 10%-a, azaz 13 millió tonna jut el a kontinensekre, a megmaradó 90% óceánok fölött ülepszik le. Tengervízcseppek beszáradásakor is kerülhetnek szulfátok a légkörbe.

Az egyes kénvegyületek előfordulási aránya még nem teljesen tisztázott [1]. Kontinensek fölött általában a kén gázhalmazállapotú vegyületei dominálnak, és csak mindössze 10–20% fordul elő szulfátok formájában.

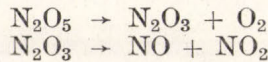
A különböző kénvegyületek a természetben állandó körfolyamatot alkotnak. Keletkezésük és légkörbe jutásuk, illetve onnan történő kikerülésük — ezzel együtt szárazföldre vagy óceánokba történő szállítódásuk aránya látható az 1. ábrán.

1.2 Nitrogénvegyületek természetes forrásai

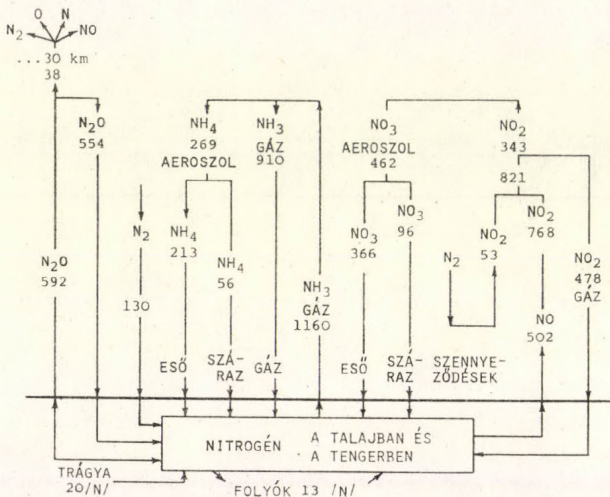
A legfontosabb légkörben előforduló természetes eredetű nitrogénvegyületek a nitrogénoxidok, az ammónia, illetve az ammóniumsók.

A nitrogénoxidok közül a dinitrogénoxid, a nitrogénmonoxid és nitrogéndi-

oxid található meg a talajközeli légrétegekben, a többi oxid keletkezése pillanatában disszociál:



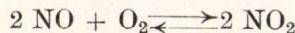
A nitrogénoxidok magas hőmérsékleten légköri nitrogénből és oxigénből keletkezhetnek, vagy nitrogéntartalmú vegyületek baktériumok hatására bekövetkező bomlásakor. Utóbbi módon keletkezik a dinitrogénoxid nagy része a talajban. A biológiai folyamatok vizsgálatánál *Arnold* mutatta ki, hogy ammónium- és nitrátvegyületekből N_2O és kis mennyiségű N_2 keletkezett [3]. A dinitrogénoxid másik lehetséges forrása és nyelője az óceán. A sztratoszférában a nitrogéntrioxid fotolízisekor is keletkezik dinitrogénoxid.



2. ábra. Környezeti nitrogén-körforgalom [10^6 t/év]

Nitrogénmonoxid és nitrogéndioxid a talajban levő nitrogénvegyületekből keletkezik. A nitrátok silóban történő bomlásának vizsgálatára végzett kísérletek szerint [3] baktériumok hatására először nitritekké redukálódtak, ezt követte a nitritek salétromossavvá alakulása, amelyből végül NO keletkezett. A folyamat során NO_2 képződését is megfigyelték. *Junge* [3] tapasztalatai szerint salétromossavból savanyú talajokban keletkezik nitrogénmonoxid.

A légköri nitrogénmonoxid és nitrogéndioxid között a körülményektől függő egyensúly áll fenn:



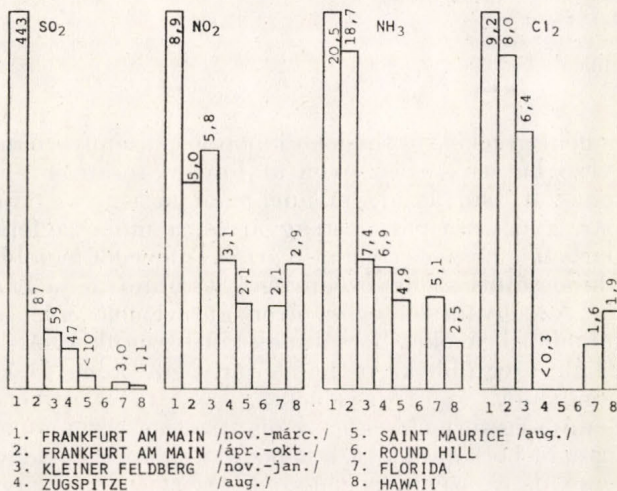
Az ammónia ugyancsak fontos szerepet játszik a légköri nitrogénciklusban. A legjelentősebb ammóniaforrások a bioszférában találhatóak, az NH_3 termékei keletkezésére utal a nyári-őszi koncentrációmaximum. Az NH_3 legfőbb biológiai forrása a különböző nitrogénvegyületeknek (pl. aminosavaknak) a talajban baktériumok hatására bekövetkező bomlása. A talaj a pH értéktől függően elősegítheti, vagy megakadályozhatja az ammónia kiválását. A talajban kötött nitrogén teljes mennyisége bakteriális tevékenység során kb. 100–1000 nappal periódus alatt alakul át [3].

Ammóniaforrásként szerepelhetnek az óceánok is. Valószínűnek látszik, hogy nem a tengervíz esetleges sóartalma, hanem a felszínen levő vékony organikus réteg a forrás.

A dinitrogén-oxid, ammónia-ammónium és nitrogén-dioxid-nitrát ciklus látható a 2. ábrán.

2. Emberi tevékenység által okozott légszennyezettség

A természetes források mellett jelentős szerepet játszanak a városok, ipari települések a levegő szennyezésében. A nagyvárosokra, ipartelepekre a koncentráltan fellépő szennyezettség jellemző, átlagosan 5–25-szörös gázszennyeződéssel és többszörös porszennyeződéssel a vidéki területekhez képest. A lakott területektől, ipartelepektől távolodva a szennyezettség csökken. A csökkenés



3. ábra. Gázok légköri koncentrációja a helytől függően [mg/m³]

1. FRANKFURT AM MAIN /nov.-márc./
2. FRANKFURT AM MAIN /ápr.-okt./
3. KLEINER FELDBERG /nov.-jan./
4. ZUGSPITZE /aug./
5. SAINT MAURICE /aug./
6. ROUND HILL
7. FLORIDA
8. HAWAII

mértékére következtethetünk a 3. ábra [1] alapján, a lakott települések és a lakott helyektől távoli területek szennyezettségi viszonyaiból. A frankfurti téli koncentrációértékeket 100%-nak véve, a többi helyen mért koncentrációkat ennek a százalékában tünteti fel az ábra. Az abszolút értékek $\mu\text{g}/\text{m}^3$ egységben az egyes oszlopokban láthatók.

A legfontosabb mesterséges légszennyező források a háztartási fűtés, az ipar, az erőművek, a közlekedés és a szeméttételezés.

A háztartások és fűtőművek emittálják Budapesten a kéndioxid szennyeződéssel 75%-át. A fűtésnek a levegő szennyezettségére gyakorolt kedvezőtlen hatását mérési eredmények mutatják, téli koncentrációátlagra a nyárinak többszörösét adva.

A háztartások a tüzelőanyagok elégetésekor keletkező füsttel, korommal, pernyével, illetve a tüzelőanyagokban levő különböző szennyeződések égéstermékeivel szennyezik a levegőt. A kibocsátott szennyezőanyagok fajtája, mennyisége a tüzelőanyag minőségétől, a tüzelőberendezés fajtájától stb. függ. Légszennyezettségi szempontból legkárosabb a széntüzelés, vaskályha fűtésnél keletkezik a legtöbb szennyezőanyag, központi és tömbfűtésnél előbbinek kb. kétharmada emittálódik. Brikett-tüzelésnél kb. a széntüzelésnél megegyező mennyiségű kéndioxid kerül a levegőbe, a hamuszennyezettség viszont kisebb. Olajtüzeléskor a keletkező kéndioxid mennyisége is csökken, hamuszennyezettség pedig gyakorlatilag nincs. Városi gáz felhasználásánál a kénmennyiség a széntüzelésnek kb. 5%-a, szilárd szennyeződés nincs.

Az egyes iparágak a felhasznált alapanyagától, a technológiától, a vég- és

III. TÁBLÁZAT

A légszennyeződés szempontjából legveszélyesebb ipari létesítmények
(* = az előzőkhöz képest kisebb mértékben szennyezők)

Üzem, gyár	kibocsátott szennyezőanyag
Szénosztályozók, meddőhányók:	por, SO ₂
Kokszolóművek:	por, SO ₂
Szénleparlók:	SO ₂ , H ₂ S, fenol
Ásványórlók, ércdúsítók:	toxikus por, fémnyomok
Kohóművek, öntödék:	toxikus por, SO ₂ , CO, NO ₂ , H ₂ S
Vegyűzemek:	gázok, savak, oldószeres gőzei, NH ₃
Cement- és mészművek:	por
Gázgyárak*:	por, SO ₂ , H ₂ S, CO, NO ₂ , NH ₃
Brikettgyárak*:	por, korom
Hulladékfeldolgozó üzemek*:	por, bűz, mikroorganizmusok, NH ₃

melléktermékektől függően különböző szennyezőanyagokat emittálnak, szennyező hatásuk egész éven át folyamatosan érvényesül. A legveszélyesebb a kohászat, bányászat, hulladékfeldolgozás, a vegyiparon belül a szénfeldolgozóipar, gyógyszeripar, festékgyártás, a műanyagfeldolgozóipar, az építőanyagiparban a mész- és cementgyártás. A levegőt legjobban szennyező iparágakat és a kibocsátott szennyezőanyagokat tünteti fel a *III. táblázat* [4].

Az ugyancsak egész éven át üzemelő *erőművek* port, pernyét, kormot, különböző gázokat bocsátanak környezetükbe. A széntüzelésű erőművek emittálják a legtöbb káros hatású anyagot, kénoxidokat, nitrogénoxidokat, szénmonoxidot, szénhidrogéneket, szilárd részecskéket. Ugyanakkora energia mennyiség termelésekor az olajtüzelésű erőművek lényegesen kevesebb káros anyagot bocsátanak ki, a kénoxid kibocsátás például előbbinek 28%-a, a nitrogénoxid- és szénhidrogén-szennyezettség nagyságrendileg közelítőleg azonos. A földgáztüzelésű erőművek szilárd részecskéket alig, vagy egyáltalán nem, a gázok közül nitrogénoxidokat és aldehideket emittálnak. Az atomerőművek lényegesen előnyösebbek a konvencionális erőművekkel szemben, vegyileg gyakorlatilag nem szennyezik környezetüket. Fajlagos beruházási költségük légszennyezettségi szempontból nagyságrendileg megegyezik a hagyományos erőművekével. Előző adatok alapján a felhasznált energiahordozók mennyiségi megoszlása döntően befolyásolja az okozott légszennyezettség fokát, károsságát. A közlekedésen belül a gépkocsik szennyeznek leginkább a levegőt, a reggeli és délutáni csúcsforgalom idején jelentősen megemelkedik a közutak mentén a szénmonoxid és nitrogénoxid koncentrációsint. A gépkocsik az üzemállapottól, a keverési aránytól, a vezetés módjától függően szennyeznek. A szénmonoxid a tökéletlen égés terméke, a nitrogénoxidok a magas hőmérsékleten bekövetkező égésnél a levegő nitrogénjéből keletkeznek. A két alapvető motortípus – a Diesel- és benzinüzemű – működésénél keletkező káros anyagok nem teljesen azonosak. A benzinüzemű gépkocsik szénmonoxidot, benzingózt, ólmot, kormot, a Diesel-üzeműek nitrogénmonoxidot, nitrogéndioxidot, kéndioxidot, kormot, szénhidrogéneket és karcinogén anyagokat – 1,2 benzpirént, illetve 3,4 benzpirént bocsátanak ki.

3. A természetes és mesterséges eredetű emissziók összehasonlítása

Ha a természetes és mesterséges forrásokból származó szennyezőanyagok mennyiségét összehasonlítjuk (ld. *IV. táblázat*), megállapíthatjuk, hogy a természetes eredetű anyagok össz mennyisége lényegesen nagyobb. Azonban amíg

ez a mennyiség gyakorlatilag egyenletesen oszlik szét az egész Földön, az aránylag kisebb mértékben emittált mesterséges eredetű szennyezőanyagok kis területre koncentrálnak, és ebből következik nagyobb veszélyességük.

IV. TÁBLÁZAT
Természetes és mesterséges légszennyező anyag-emissziók [10⁹t/év]

	Szén-dioxid	Szén-monoxid	Metán	Szénhidrogének	Kénhidrogén	Kén-dioxid	Nitrogén-oxidok	Dinitrogén-oxid	Ammónia	Részecskék
Természetes	140	0,1	2,0	0,1	0,1	—	0,5	0,6	1,2	0,2–0,4
Mesterséges	14	0,28	—	0,1	0,003	0,14	0,05	—	—	0,8–2,2

Ha a két félteke szennyezettségi viszonyait vetjük össze, megfigyelhetjük, hogy az északi félteke emberi tevékenységből eredő szennyezettsége többszöröse a déli féltekén észleltnek. Például a kéndioxid emisszió 93%-a származik az északi féltekéről [3]. Ezen belül az iparilag erősen fejlett országok területére koncentrálnak a legnagyobb mértékű szennyezettség. — Az összes kénszennyeződés 14%-át Anglia, Hollandia, Belgium, Franciaország és az NSZK bocsátja ki, ugyanakkor területük a Föld felületének mindössze 0,7%-a [2].

4. Légköri átalakulások

A légkörben jelenlevő nyomanyagokat számos fizikai, kémiai hatás éri, amely különböző másodlagos termékek keletkezéséhez vezet. Ezek a termékek egyrészt nem kívánatos, káros hatású anyagok, vagy vegyületkombinációk, de eredetileg káros anyagok semlegesíthetnek is ezekben a folyamatokban.

A légköri átalakulások vagy — legtöbbször katalizátorok hatására végbemenő — kémiai reakciók, vagy fotokémiai folyamatok.

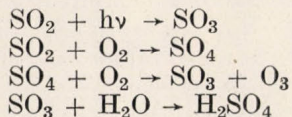
4.1 Kénvegyületek légköri reakciói

4.1.1 Kéndioxid

A kéndioxid vízben való oldékonysága 11,28 g/100 ml 20 °C-on. Fotokémiai és katalitikus reakciókban vesz részt a Föld légkörében, a folyamatok végterméke kénsav, illetve szulfátvegyületek.

Alacsonyabb légrétegekben, ha nincs jelen katalizátor, a molekuláris oxigénnel történő oxidáció mértéke elenyészően kicsi, *Gerhard* és *Johnstone* vizsgálatai alapján [8]. Az oxidációs folyamatot egyes nehézfémionok — Mn, Cu, Fe — jelenléte elősegíti, ezek már 1 mg/l koncentrációban is hatékonyan működnek. A pH is befolyásolja az oxidációt, bizonyos pH érték alatt a folyamat teljesen megszűnik, de a pH emelkedésekor, például ammónia abszorpciójakor újra megindul.

A magasabb légrétegekben, ahol a napsugárzás hatása erősebb, fotokémiai reakciók dominálnak [1].



A kéndioxidnak szennyezett levegőben végbemenő valószínűleg legfontosabb reakciója a nitrogén-oxid és szénhidrogének jelenlétében bekövetkező fotokémiai oxidációja. *Doyle* kísérletei [3] azt mutatták, hogy kéndioxid, nitrogén-oxid és olefinek keveréke napfényel történő besugárzásakor nagy kénsavtartalmú aeroszolt képez. Már kis kéndioxid koncentráció (kb. 0,2 mg/m³) elég volt a kénsavképződés megindulásához. Ez azt jelenti, hogy a reakció a városokban

fellépő kéndioxid koncentrációk esetén is eredményesen végbemehet [3]. Kis mennyiségben jelenlevő olefinek és nitrogénoxidok elősegítik a kéndioxid oxidációját, sebességét többszázszorosára emelve. Köd jelenléte 60 – 70-szeresére, felhőcseppek bizonyos ammóniatartalom mellett kb. 400-szorosára növelik a sebességet. A por és egyéb szilárd légköri aeroszolok hatása a gázok kémiai reakcióira még nem teljesen tisztázott. *Doyle* különböző mechanizmusokat tételzett fel a kéndioxidnak szilárd részecskéken aeroszol formájában levegőből való kikerülésére [3].

A kéndioxid légköri tartózkodási idejére kb. 4 napot állapítottak meg, de bizonyos esetekben ez az érték óra nagyságrendűre csökkenhet. A kéndioxid légkörben való tartózkodási idejét befolyásoló tényezők [5] összefoglalva a következők:

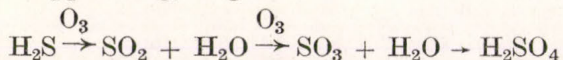
1. Nehézfémionok jelenléte
2. pH érték
3. Kéndioxiddal reakcióba lépő más komponensek jelenléte
4. Nyelők (felhő- és ködcseppek, illetve abszorbeáló felületek) jelenléte
5. Napsugárzás intenzitása (fotokémiai reakcióknál)

Robinson és *Robbins* megállapítása szerint nappal, alacsony nedvességtartalomnál a kéndioxidot, nitrogéndioxidot és szénhidrogéneket tartalmazó rendszerek fotokémiai reakciói elsődleges fontosságúak a kéndioxidnak kénsav-aeroszollá való alakulásában. Éjszaka és magas nedvességtartalom esetén a kéndioxid abszorpciója lúgos vízcseppekben és a cseppben való szulfátképződés jól bizonyítható folyamat, a kéndioxid légkörből való kikerülésének jelentős módja [3].

4.1.2 Kénhidrogén

Légköri élettartama városi területeken mért 2 órától távoli, nem szennyezett területekre megállapított 2 napig változik [8]. Legfontosabb légköri reakciója az oxidációja, amely során végtermékként szulfát aeroszol keletkezik.

Hales [7] tanulmányozta a kénhidrogénnek ózonnal történő reakcióját, amely a következőképpen megy végbe:



A folyamat akkor eredményes, ha igen nagy ózommennyiség van jelen. *Cadle* és *Ledford* [7] arra következtetett, hogy NO jelenléte akadályozza a reakciót, mivel az ózomból nitrogénoxid keletkezése közben oxigént képez:



4.1.3 Szulfátaeroszolok

Modellkísérletek alapján [5] az egyik fontos légköri szulfátvegyületnek, az ammóniumsulfátnak ammóniából és kéndioxidból nedvesség jelenlétében való keletkezésére 12% SO₂/óra oxidációs arányt állapítottak meg.

Junge becslése szerint [5] a szulfátaeroszolok 20 – 30 nap légköri élettartammal rendelkeznek. Közéltőleg 80% mosódik ki csapadékokkal, a maradék száraz ülepedéssel kerül a talajra.

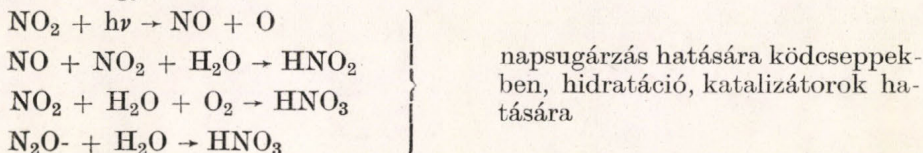
4.2 Nitrogénvegyületek légköri reakciói

4.2.1 Nitrogénoxidok

A dinitrogénoxid stabil vegyület, a légkör talajközeli részében nem bomlik. Élettartama kb. 4 év.

A nitrogénoxid és nitrogéndioxid légköri átalakulásai nitrátvegyületek kialakulása irányában mennek végbe.

A nitrogéndioxid rövid légköri élettartama feltehetően a következő reakciókkal magyarázható:



A levegőben jelenlevő ózonnal a nitrogénmonoxid gyorsan reagál:
 $\text{NO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$

A nitrogéndioxid ózon hatására történő oxidációja $\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$ 500-szor lassúbb az előző folyamatnál.

4.2.2 Ammónia

Az ammónia oldékonysága vízben nagy, élettartama közelítőleg a kén-dioxidénak felel meg.

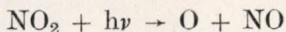
Légköri reakciói közül legfontosabb ammóniumsókká való alakulása és ilyen formában történő talajra kerülése. Közelítőleg a légköri NH_3 tartalom $\frac{3}{4}$ -e alakul vízben oldott NH_4 ionná, vagy részecskékké [3]. A reakció közvetlenül, NH_3 gőz-savaeroszol neutralizáció formájában mehet végbe, ammónium-szulfátot, vagy ammóniumnitrátot eredményezve. A folyamatok gyorsak, sebességük a vízgőz koncentráció növekedésével nő. Az $\text{NH}_3 - \text{SO}_2 -$ vízgőz reakciót a pH értéke befolyásolja. Az ammónia ózonnal történő reakciója rendkívül lassú, fotooxidáció csak nagy magasságban megy végbe.

4.3 Szmogképződés

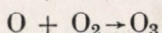
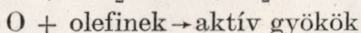
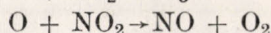
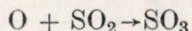
A légkörben felhalmozódott szennyezőanyagok együttes jelenlétének tipikus eredménye a kialakuló szmog.

A Los Angeles-i szmog meleg, napsütéses idő esetén lép fel. Előfeltétele a hőmérsékleti rétegződés által folyamatosan tartott hígulást gátló tényezők fennállása. Az ilyen körülmények között feldúsult szennyezőanyagok reakcióba lépnek egymással, az aktiválódáshoz szükséges energiát legtöbbször a napsugárzás abszorpciójával nyerik. Ehhez olyan molekulafajták jelenléte szükséges, amelyek az adott ($\lambda = 3000 - 7000 \text{ \AA}$) hullámhosszúságú fényt abszorbeálni képesek. Ilyenek: O_2 , O_3 , NO_2 , SO_2 , $\text{HNO}_2 - \text{HNO}_3$, RCHO , RCO , RCOO , H_2O_2 stb.

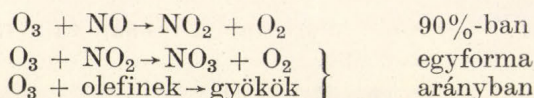
Az egyik fontos kezdeti lépés a nitrogéndioxid fotodisszociációja, amely során atomos oxigén képződik:



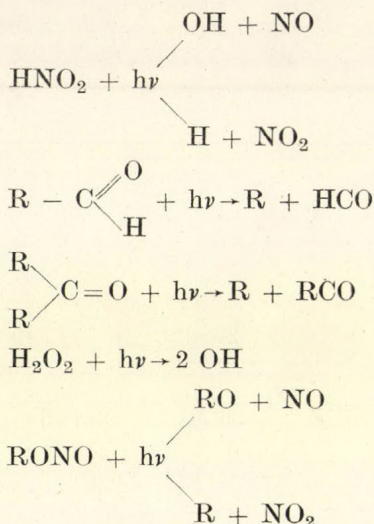
Az oxigénatomok keletkezési sebessége kb. 1 mg/m^3 óránként, de reakcióképességük miatt állandó koncentrációjuk a levegőben ennek rendszerint csak néhány billiomod része. Az atomos oxigén hatására végbemenő folyamatok:



A keletkező ózon, mint erős oxidálószer a következő reakciókban vesz részt:



Láncreakciók indulásánál fontos gyökök fotokémiai úton való keletkezésének néhány példáját mutatják a következő egyenletek:



Mivel a képződő gyökök mind erősen reakcióképesek, molekuláris oxigénnel, szénhidrogénnel, nitrogénmonoxiddal stb. újabb gyököket képeznek. Láncreakciók indulnak, 10^6 lépésnél hosszabbak sem ritkák. Az ózonképződés, a nagy szekunder szennyezőanyag koncentráció (oxidánsok, pl. peroxiacilnitrátok stb.), a jellegzetes szag jellemző a kialakuló szmogra. Hatása az emberi egészség és a környezet károsodásában, súlyosabb esetekben a mortalitás növekedésében nyilvánul meg.

Szmogok előfordulását először Los Angelesben figyelték meg, kezdetben azt hitték, hogy helyi jelenség. Később New Yorkban, Tokióban, Milanóban is észlelték. A fotokémiai szmognak ezekben a városokban fellépő fajtája a Los Angeles típusú, vagy oxidáló szmog.

A szmogok másik fajtája a London típusú, vagy redukáló szmog. Legfőbb komponensei a kéndioxid és a szilárd részecskék. A porszemek kondenzációs magvakként szerepelnek a vízgőz számára, a jelenlevő kéndioxiddal így alakul ki a károsodást előidéző kénsavköd. Ez a típusú szmog jellemző Budapestre is.

IRODALOM

- [1] *Junge, Ch. E.*: Himiceszkij szosztav i radioaktivnoszty atmoszferi, Moszkva 1965
- [2] *Stern, A. C.*: Air pollution, Academic Press New York 1968
- [3] *Strauss, W.*: Air Pollution Control Vol. II., New York 1972
- [4] *Spengler, G.*: Die Schwefeloxye in Rauchgasen und in der Atmosphäre, Düsseldorf 1965
- [5] Inadvertent Climate Modification, Report of the Study of Man's Impact on Climate, USA 1971
- [6] *Várhelyi G.*: A környezeti kéndioxidszennyeződés. Szakdolgozat 1971, kézirat
- [7] *Hales, J. M.*: The Rate of Reaction between Dilute Hydrogen Sulfide and Ozone in Air, Atmospheric Environment Vol. 3. 657-667
- [8] *Robinson, E. - Robbins, R. C.*: Gaseous Sulfur Pollutants from Urban and Natural Sources, APCA Vol. 20. 233-235
- [9] *Robinson, E. - Robbins, R. C.*: Gaseous Nitrogen Compound Pollutants from Urban and Natural Sources, APCA Vol. 20. 303-306

A meteorológiai elemek mezőinek tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában

BORBÉLY EDIT, Központi Léggörfizikai Intézet, Budapest

The Spring and Autumn Transition in the Pattern of Meteorological Elements in the Stratosphere. On the basis of temperature gradients and of the variations in the positions of pressure centres, the time of the pattern transition had been determined for the years 1967 and 1968. The variations of temperature gradients has been investigated along the meridian 20° E from the North Pole to the Equator. The time of the pattern transition is excellently indicated by the appearance of the gradient value 0, which means in the spring a transition of gradients with a positive sign into those with a negative one and in the autumn the reverse transition. In the spring, an increase of temperature appears at first over the Pole and it is gradually progressing toward the lower latitudes. The rate of meridional spreading is 50—70 kilometres per day. In the autumn, however, temperature decrease is beginning not over the Pole, but rather in the latitudinal belt between 50 and 70 degrees, and it is progressing in two directions, towards the Pole on the one hand and towards the Equator on the other hand. The rate of spreading is 46 to 65 kilometres a day, however, this value is only valid within the belts 45 to 55° N and 65 — 75° N. — The other characteristic parameter of the mechanism of pattern transition is the change in the pressure field. In spring, the Aleutian anticyclone is progressing still more deeply towards the area of the polar vortex and the latter system is displaced to lower latitudes. In the autumn, the anticyclone is retiring from the polar area and simultaneously, from Asia and from Canada, a low-pressure system is approaching the North Pole and in this way, over the European part of the Northern Hemisphere, a pattern of western circulation is occurring. — Simultaneously with the transformation of the pressure field, there is a change in the wind field as well. In winter, we have predominantly westerly components, while in summer, easterly ones. The times of the pattern transitions were in the two years in questions as follows: 10—24 May in Spring 1967 and 1968; 12—15 and 9—14 September in autumn 1967 and 1968.

*

Весенняя и осенняя инверсии метеорологических элементов в стратосфере. По данным о температурных градиентах и о смещении барических центров были определены сроки весенней и осенней инверсий для 1967 г. и 1968 гг. Изменения температурных градиентов анализировались по меридиану 20° в. д. от полюса до экватора, по изобарической поверхности 10 мб. Срок инверсии отчетливо отмечается появлением градиента 0° , т. е. перемены отрицательного знака градиента в положительный весной и наоборот — осенью. Весной потепление начинается от полюса и отсюда постепенно переходит к умеренным и низким широтам. Величина меридиональных скоростей распространения составляет 50—70 км/сутки. Осенью похолодание начинается не на полюсе, а в зоне широт 50 — 70° с. ш. и отсюда распространяется в двух направлениях: в сторону полюса и экватора. Скорость распространения составляет 46—65 км/сутки, но эта величина может считаться реальной только зоны широт 65 — 75° . Другим характерным параметром механизма инверсии является изменение барического поля. Весной алеутский антициклон все глубже проникает в область полярного вихря и вытесняет последний в сторону более низких широт. Осенью антициклон отступает от полюса, а со стороны Азии или Канады к северному полюсу приближается депрессия, и таким образом над европейской областью северного полушария образуется зимняя западная циркуляция. С изменением барического поля изменяется и поле ветра. Зимой преобладают западные, а летом — восточные компоненты ветра. Сроки инверсий за два рассматриваемых года были: весной 1967 г.: 10—24 мая, осенью: 12—15 сентября; весной 1968 г.: 10—24 мая, осенью: 9—14 сентября.

*

Korábbi tanulmányunkban [1] hőmérséklet-, nyomás- és szélmező változásai alapján a tavaszi átváltódást vizsgáltuk az 1967. és 1968. évben. Most együttesen mutatjuk be a tavaszi és őszi átváltódást. Vizsgálatainkhoz, mint [1]-ben a budapesti rádiószondák adatait és a *Meteorologische Abhandlungen*

térképes anyagát használtuk fel. Ez utóbbiból a 20° E meridián mentén az egyenlítőtől a pólusig terjedő metszetet készítettünk, így módunkban állt a különböző földrajzi szélességeken bekövetkező változásokat nyomon követni. A hőmérséklet-, ill. nyomásmezőt a 10 mb-os magasságban vizsgáltuk, a szélmezőt pedig a 15–35 km-es szintek közötti 20 km vastag rétegben.

Az évszakos átváltódás, mint ismeretes a meteorológiai paraméterek teljes átrendeződésével jár együtt mindkét féltekén. A téli, nyugatias cirkuláció nyári, keletiesbe megy át tavasszal és ennek a fordítottja történik ősszel. A két folyamat azonban nem azonos módon megy végbe. Világszerte problémát jelent az átváltódás idejének pontos és egyértelmű meghatározása és az okozati összefüggések felderítése. Az átváltódásnak az egyes szerzők által különféle módszerekkel megállapított dátumai – azonos években is – egymástól annyira eltérőek lehetnek, hogy sokszor még az sem dönthető el egyértelműen, hogy az átváltódás „korán”, vagy „későn” játszódott-e le. Német kutatók közül *Labitzke* [2], *Faust* [3] és *Schröder* [4], a Szovjetunióból *Ugrjumov* [5] és *Gaigerov* [6] munkái méltók említésre. Magyar viszonylatban *Béll* [7] járult hozzá jelentősen az általános cirkulációs problémák és az átváltódás kutatásához. A legújabb eredményeket az USA területén működő hatalmas rakétahálózat méréseiből nyerték [8].

A sztratoszféra hőmérsékleti mezejének tavaszi átváltódása. 1967 – 68.

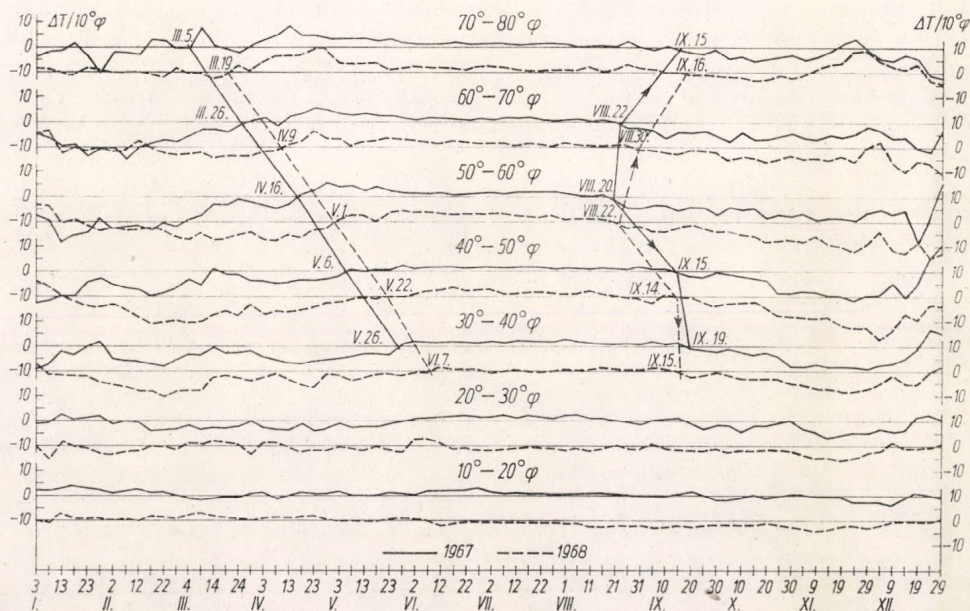
A Budapest hosszúságához ($19^\circ 11' E$) legközelebb eső 20° -os meridiánnak a 10° , 20° N és a budapesti $47,5^\circ$ N szélességi körökkel alkotott metszéspontjaiban vizsgáltuk a 10 mb-os szint hőmérsékleti értékeit. Korábbi tanulmányunkban már bemutattuk ([1], *II. ábra*) a februári és júliusi metszetet, azaz egy jellegzetes téli és nyári hónapban a hőmérséklet eloszlását. Megállapítottuk, hogy februárban a hőmérséklet változása alapján az egyenlítő és a pólus között nagyjából 3 tartományt különböztethetünk meg. Az egyik az egyenlítőtől a 30° szélességig tart, itt jelentékeny hőmérséklet-változás nem található, az átlagos hőmérséklet-csökkenés $1,0 C^\circ$. A második, a 30° szélességi körtől a 70° -ig terjed, ebben az övezetben a hőmérséklet-csökkenés igen erős, átlagosan $8,8 C^\circ/10^\circ\varphi$. Végül a 70° és a pólus közötti harmadik tartományban a hőmérséklet nem csökken, hanem emelkedik, a változás $4,0 C^\circ/10^\circ\varphi$. Tehát a póluson a 10 mb-os szinten már februárban melegebb van, mint a 70° szélességen ugyanabban a magasságban.

Júliusban ez a szakaszosság egyáltalán nincs meg. Az egyenlítőtől egészen a pólusig egyenletes az emelkedés, a hőmérsékleti gradiens a 20° E meridián mentén $2,3 C^\circ$.

A tavaszi és őszi időszakokra is bemutatjuk a hőmérsékleti gradienseknek a földrajzi szélesség szerinti változását a 10 mb-os szinten (*I. ábra*). A téli hónapokban – az egyenlítőhöz közeli területeket kivéve – a gradiensek általában negatívak, azaz az egyenlítőtől a pólus felé a hőmérséklet csökkent az 1967. évben. Abszolút értékben a gradiens az 50 – 60° szélességek között volt a legnagyobb. A két téli hónapban, januárban és februárban $-12,0 C^\circ/10^\circ\varphi$. Igen kicsinyek voltak a gradiensek az egyenlítő közelében, valamint a 20 – 30° szélességek között. Márciustól fokozatos felmelegedés indult meg, az erős negatív gradienseket pozitív előjelűek váltották fel.

A hőmérsékleti gradiensek alapján jól követhető a felmelegedés kezdetének időpontja a különböző földrajzi szélességek térségében. Az *I. ábrán* feltüntettük

a 0°-os gradiens megjelenésének, azaz az egyes szélességi övezetekben az átváltódás kezdetének dátumait. A felmelegedés legkorábban a pólus környezetében indult meg, itt az 1967. évben már március 5-től pozitív előjelű gradiens alakult ki. A 60–70° szélességek közötti tartományban márc. 26-án találjuk meg a 0°-os gradienst. Az egyenlítő felé haladva az egyes övezetekben egyre későbbi, ápr. 16. majd máj. 6. és máj. 26. a 0°-os gradiens megjelenésének időpontja. A 30–40° szélességi tartománytól az egyenlítő felé már nem jelölhető



I. ábra: A hőmérsékleti gradiensek változása a földrajzi szélesség szerint, a 10 mb-os felületen az 1967. és 1968. évben. A folytonos görbe az 1967. a szaggatott az 1968. évet jelöli

meg az átváltódás időpontja, mert a gradiens értéke igen kicsiny és csaknem az egész évben pozitív előjelű. Valószínűleg a 35° az a határ, ameddig az évszakos átváltódás a hőmérsékleti gradiensekkel kimutatható.

A lehülés ősszel nem a póluson, hanem az 50–70° szélességi övben indult meg, itt már augusztus utolsó napjaiban negatív előjelűek a hőmérsékleti gradiensek, s e területről kiindulva terjed fokozatosan a lehülés két irányba, a pólus és az egyenlítő felé.

1968 januárjának első napjaiban a magas és mérsékelt szélességeken a télen szokásos negatív gradiensek helyett pozitív gradienseket találtunk. Ez valószínűleg egy, az évszakon belüli, hirtelen sztratoszférikus felmelegedés következménye volt, amely ezúttal mélyen lehúzódott a mérsékelt szélességekre. Hatásra még a 30–40° szélességek közötti gradiensekben is megmutakozott. A hirtelen felmelegedés megszűnése után, a továbbiakban általában negatívak a gradiensek, kivéve az egyenlítő-közeli területeket. A legerősebb negatív gradienst a 40–50° szélességek között találtuk februárban, átlagosan 7,8 C°/10°φ. 1968-ban, márc. 19-én mutatkozott először a 0°-os gradiens a

70–80° szélességek között, majd fokozatosan haladt a mérsékelt szélességek felé, ugyanúgy, mint 1967-ben.

Ősszel az 50–60° szélességek zónájában kezdődött meg a pozitív előjelű gradiensnek negatív előjelűvé válása, és ezt, mint 1967-ben, a lehülés kétirányú terjedése követte.

1968-ban a tavaszi felmelegedés később kezdődött el, mint 1967-ben. A 70–80° szélességi tartományban a póluson márc. 19-én jelentkezett először pozitív gradiens; 1967-ben márc. 5-én, a 40–50° szélességi közben máj. 22-én; 1967-ben máj. 6-án. Tehát 1968-ban mintegy kéthetes eltolódás mutatkozik az előző évhez képest. Ez a késés a 20° E meridián mentén a pólustól a 30–40° szélességig mindenhol megtalálható.

Az őszi átváltódás időpontja nem nagyon tér el egymástól a két évben, csupán a 60–70° közötti zónában következett be a lehülés 1968-ban 8 nappal később.

A meridionális terjedési sebesség számszerű értékeire vonatkozólag az irodalomban nem találtunk adatokat. *Webb* [8], *Craig* [9] és *Faust* [3] munkái az

I. TÁBLÁZAT

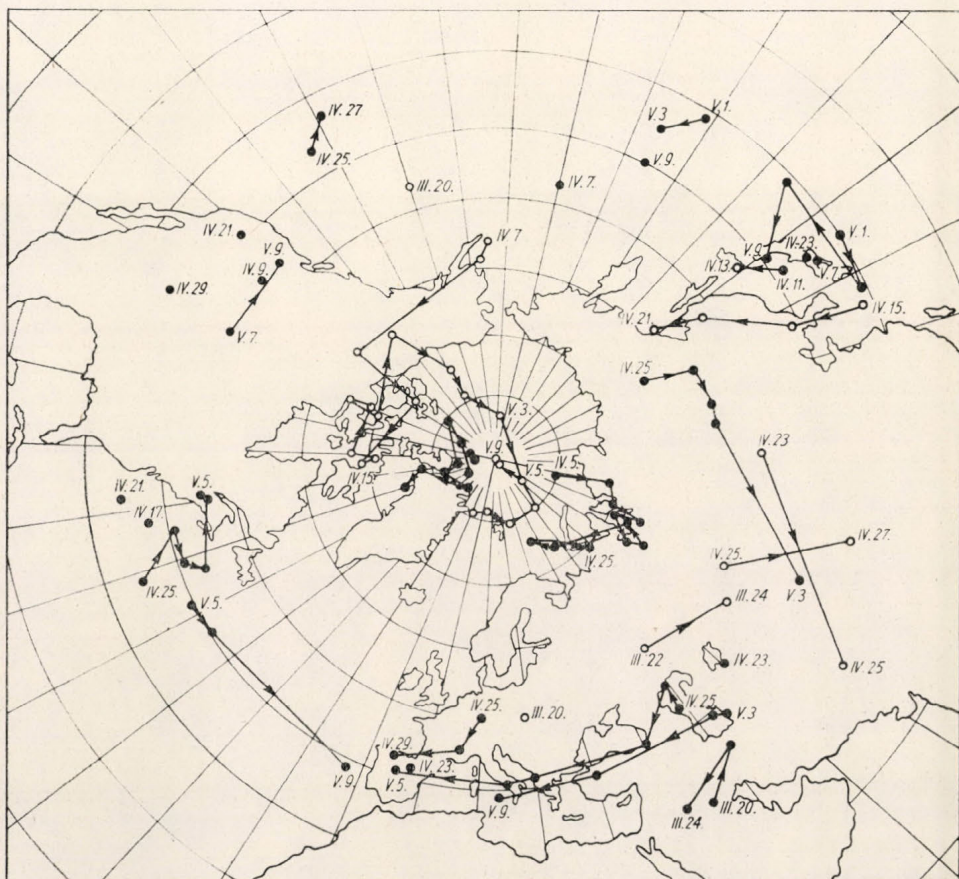
A 0°-os hőmérsékleti gradiens megjelenésének a 10° földrajzi szélesség közőkre eső idő-különbsége (Δt) és a meridionális terjedési sebesség (V)

φ N	Tavasz				Ősz			
	Δt [nap]		V [km/nap]		Δt [nap]		V [km/nap]	
	1967	1968	1967	1968	1967	1968	1967	1968
75°–65°	21	21	53	53	24	17	46	65
65°–55°	21	22	53	51	2	8	(556)	(139)
55°–45°	20	21	56	53	24	23	46	48
45°–35°	20	16	56	69	4	1	(278)	(1111)

átváltódás témakörében a legmodernebbek. Ők az amerikai meteorológiai rakétahálózat megfigyeléseit dolgozták fel. Megállapították, hogy a tavaszi átváltódás a sarkvidékről indul ki, és a magasabb szélességeken a terjedés gyorsabb (a 30 mb-os szint magasságában), mint a mérsékelt és az alacsonyabb szélességeken (mi is ezt a következtetést vontuk le jelen vizsgálatunk alapján). Számszerű adatokat azonban nem közöltek a meridionális terjedési sebességekre vonatkozóan. Az őszi átváltódást két állomás, Fort Greely (64° N) és White Sands Missile Range (32° N), háromévi (1962–1964) adata alapján vizsgálták. Megállapításaik alapján az őszi átváltódás bekövetkezése nem kapcsolódik szorosan a nap járásához, és így jelentős aszimmetria található a sztratoszférikus cirkuláció évi oszcillációjában. Az említett két állomás adatai alapján a nyári cirkuláció július végén, ill. augusztus elején éri el csúcsertékét, amely a magasabb szélességen fekvő állomáson hamarabb kezd csökkenni, mint a szubtrópusi zónában. A 32° N szélességen végzett mérések adatai szerint kb. az őszi napéjgyenlőség idejére tehető a sztratoszférikus cirkuláció végleges átfordulása.

A meridionális terjedésre – két állomás adata alapján – nem tértek ki, s a folyamat leírása során is tartózkodtak általános következtetésektől, azaz csak a szóban forgó időszakra és megfigyelőhelyekre vonatkoztatták megállapításaikat.

Mi a meridionális terjedési sebességeket úgy számítottuk ki, hogy a 10° szélességkülönségnek megfelelő 1111 km távolságot elosztottuk a 0° -os hőmérsékleti gradiens megjelenésének a megfelelő 10° szélességi közre eső, napokban kifejezett, időkülönbségével. Az I. táblázatban rendre feltüntettük a 0° -os gradiens megjelenésének 10° -os szélességi közökre eső időkülönbségeit (Δt), valamint a hozzá tartozó meridionális terjedési sebességek (V) értékeit. A 10 mb-os szinten a sarkvidéktől a 35° -os szélességig egyenletes a terjedési



2. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1967. tavasz, 10 mb-os szint

sebesség, 1967-ben 53–56 km/nap, ami csaknem megegyezik az 1968. évben talált 51–69 km/nap értékkel.

Ősszel a terjedési sebességek értéke ellentétben a tavaszzal, igen tág határok között mozog, ami annak a következménye, hogy a különböző földrajzi szélességeken más-más időpontban következik be az őszi átváltódás. Mint már említettük 1967-ben az $50-70^\circ$ szélességek között gyakorlatilag azonos időpontban, mindössze két nap különbséggel következett be az őszi átváltódás. A két szélességi tartomány között 556 km/nap a terjedési sebesség értéke,

amely igen nagy. Ez arra utal, hogy ezekben a szélességi zónákban nincs értelme annak, hogy terjedési sebességről beszéljünk. Feltételezhető, hogy az $50-70^\circ$ zónában egyszerre jelentkezik a felmelegedés, és innen terjeszkedik részben a pólus, részben pedig az egyenlítő felé. A terjedés mértéke ettől a szélességi övtől számítva, mindkét irányban azonos nagyságrendű, csak a $34-45^\circ$



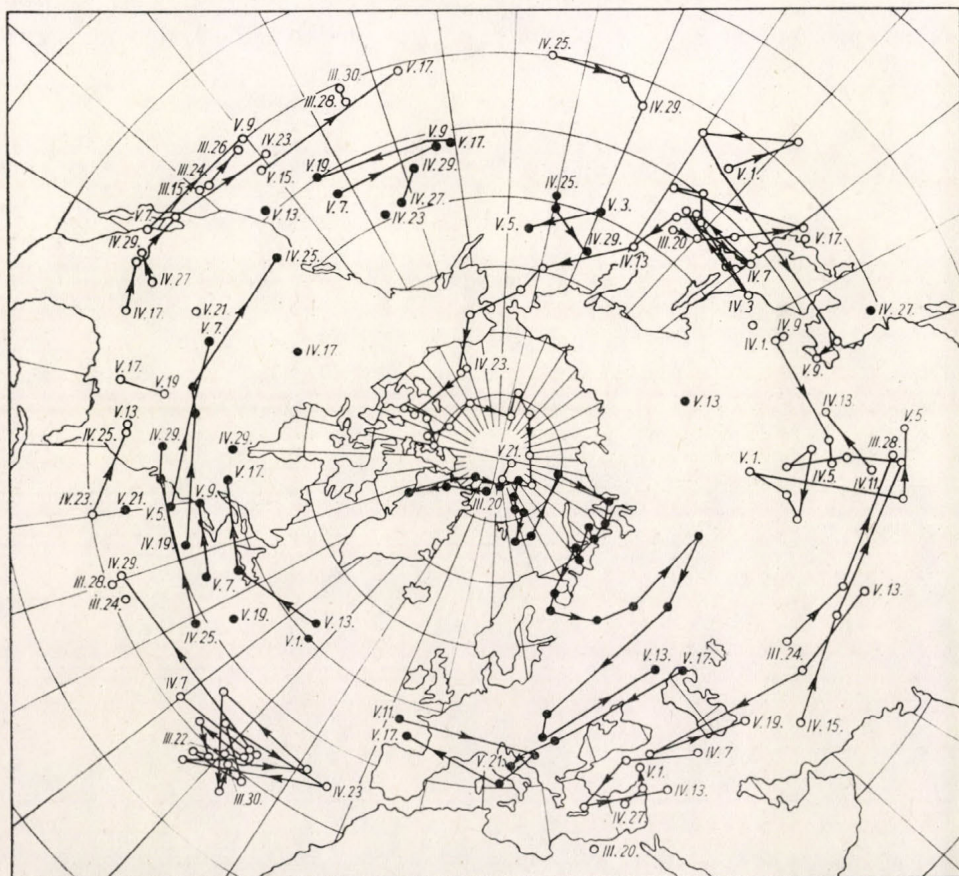
3. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1967. ősz, 10 mb-os szint

os zóna között növekedett meg aránytalanul. Csaknem ugyanez mondható el az 1968-as évről is. Hosszabb időre kiterjedő vizsgálat volna szükséges annak megállapítására, hogy az őszi átváltódás más években is így megy-e végbe.

A sztratoszféra nyomásmezejének tavaszi és őszi átváltódása. 1967–68.

A nyomáscentrumok vándorlását az északi féltéken 1967 tavaszán a 2. ábra mutatja be. Az ábrán az üres körök a magas-, a kitöltöttek pedig az alacsony nyomású képződményeket jelölik.

1967. március végén még jól fejlett alacsonynyomású centrumot találunk a póluson, sűrű koncentrikus izobárokkal, amely az északi féltekén még teljesen a téli helyzetet reprezentálja. Áprilisban a poláris ciklon kettéválik, az egyik centrum Grönland északi része felett található, ez azonban egy hét alatt feloszlik; a másik a Tajmir-félszigettől északra helyezkedik el, majd behúzódik a



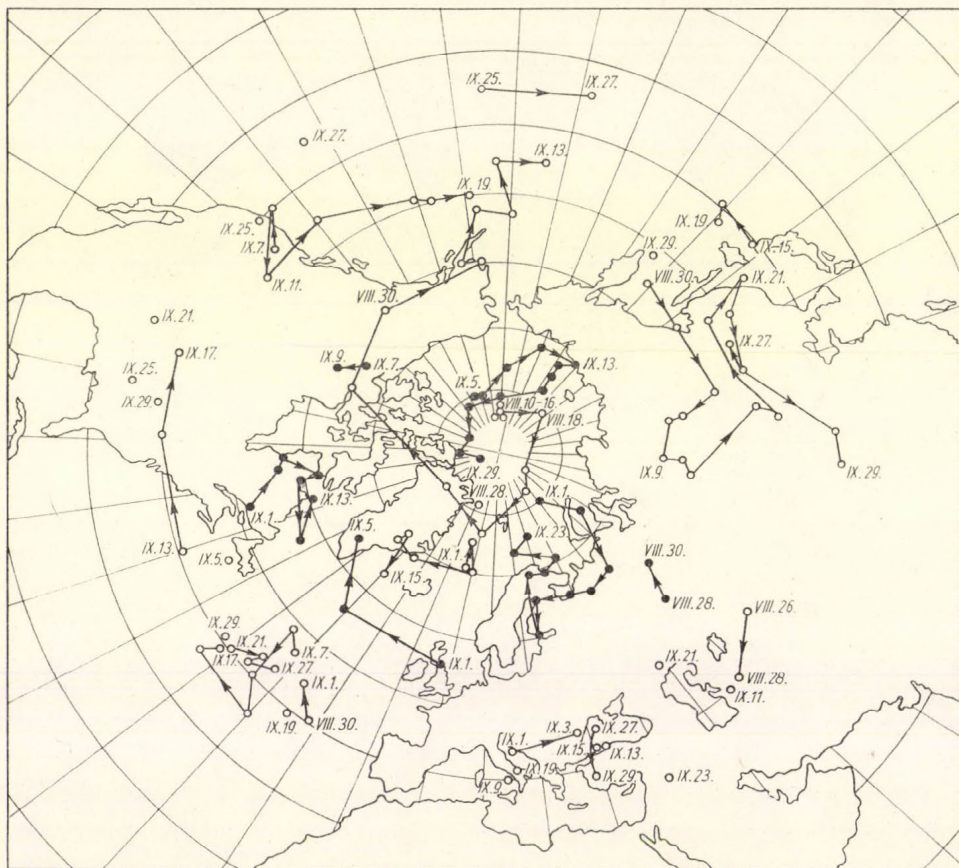
1. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1968. tavasz, 10 mb-os szint

szárazföldre, Ázsia északi részére és ott ápr. 25-ig megmarad. Ezen időszak alatt az aleuti anticiklon a kanadai szigetvilág fölé helyeződik, majd kb. két hét után a pólus felé nyomul, ahol egyesül a Grönland keleti részén, április végén kialakult másik magasnyomású képződménnyel. Mindezeket figyelembe véve, a nyomásmező alapján az átváltódás a máj. 3–5. közötti időszakra tehető.

Az őszi átváltódás idején (3. ábra) a Tajmir-félsziget keleti része, a szibériai szigetek, valamint a tőlük északra fekvő térségek felett helyezkedik el a magasnyomású centrum, amely aug. 28-ig marad fenn. Kb. egy héttel előbb, aug. 22-től Grönland északi részén egy gyenge, alacsony nyomású mag figyelhető meg. Bár ez szept. 5-én feloszlik, négy nappal később a Skandináviától északra fekvő területen ismét kialakul egy erős, alacsony nyomású központ. Ez hama-

rosan kiterjed a kanadai szigetvilág térsége fölé, majd szeptember közepén elfoglalja végleges helyét a pólus közelében. Augusztus végén és szeptember elején Európa felett egy kiterjedt anticiklon fekszik és alakítja Európa szélviszonyait. Szept. 9-én azonban ez feloszlik és Skandinávia felett alakul ki egy alacsony nyomású centrum, amely Grönland, majd Kanada fölé hatol és onnan nyomul a pólus közelébe. Európa térsége fölé kb. szept. 13–15. között kerül.

Az 1968. évben (4. ábra) a téli polárörvény már kora tavasszal lehúzódtott a pólus közeléből. Apr. 10-től Ázsia északi része felett helyezkedett el, majd



5. ábra: Magas és alacsony geopotenciálú centrumok helyváltoztatása, 1968. ősz, 10 mb-os szint

április végére Skandinávia fölé tevődött át. Május elején Szibéria déli része felett található, majd nyugati irányban haladva Lengyelország fölé helyeződött, és máj. 13-án a Kaspi-tó északi partjánál oszlott fel. Közben, március végén, ill. április elején a Japán-szigetektől kiindulva egy magas nyomású centrum nyomult Kanada felé, ahol kb. 10 napos tartózkodás után erőteljesen megindult a pólus irányába. Az átváltódási időszak egy részében, a polárörvény és a magas nyomású centrum közötti határvonalat éppen a póluson lehetett volna meghúzni. Európára csak máj. 22–24. után terjeszkedett ki a nyári anticiklon, mert a polárörvény egyik leszakadt magja Európa délnyugati részén hosszabb

ideig fennmaradt. Ennélfogva Európa északi részén keleties szél alakult ki ugyan, ezt azonban még nem a nyári anticiklon okozta.

Az 5. ábra az őszi helyzetet mutatja be. 1968. aug. 16-án még a pólushoz egészen közel helyezkedett el a magas nyomású képződmény centruma. Aug. 16-a után egyensúlyi helyzete megbomlott és majdnem egy teljes kört téve a pólus körül, Kanada fölé helyeződött át, majd Alaszka felett áthaladva, a Csendes-óceán térségében szept. 13-án feloszlott. Helyébe szeptember első napjaiban egy alacsony nyomású képződmény nyomult, amely a kanadai szigetvilágtól északra helyezkedett el, és bár kezdetben a pólustól távolodott, szeptember közepétől erőteljesen haladt a pólus irányába. Ezzel egyidőben szeptember elején a Ferenc József-föld irányából a szárazföld belseje felé alacsony nyomású képződmény haladt, amely kb. szept. 9–11-től alakította Európa szélrendszerét. Később északabbra helyeződött át, majd a két alacsony nyomású mag szeptember végén egybeolvadt és a télre jellemző polárörvénynt hozta létre.

Összefoglalva az elmondottakat, télen a pólus felett mély, alacsony nyomású képződmény, a polárörvény helyezkedik el, amely nyugatias cirkulációt eredményez az északi félteke európai területe felett. Tavasszal az aleuti anticiklon kiterjeszkedik, majd egyre mélyebben benyomul a polárörvényterületére s ezt az alacsonyabb szélességek felé szorítja. A felmelegedéssel járó anticiklon végül is a pólus közelében helyezkedik el, és kialakul az északi anticiklonális áramrendszer. A polárörvény részekre szakadt maradványai a mérsékelt-övben egy ideig még megtalálhatók, rendszerint az anticiklon körül egyre csökkenő energiával kelet-nyugati irányba sodródnak, végül megszűnnek s helyet adnak a nyári hónapok általános keleti áramlásának.

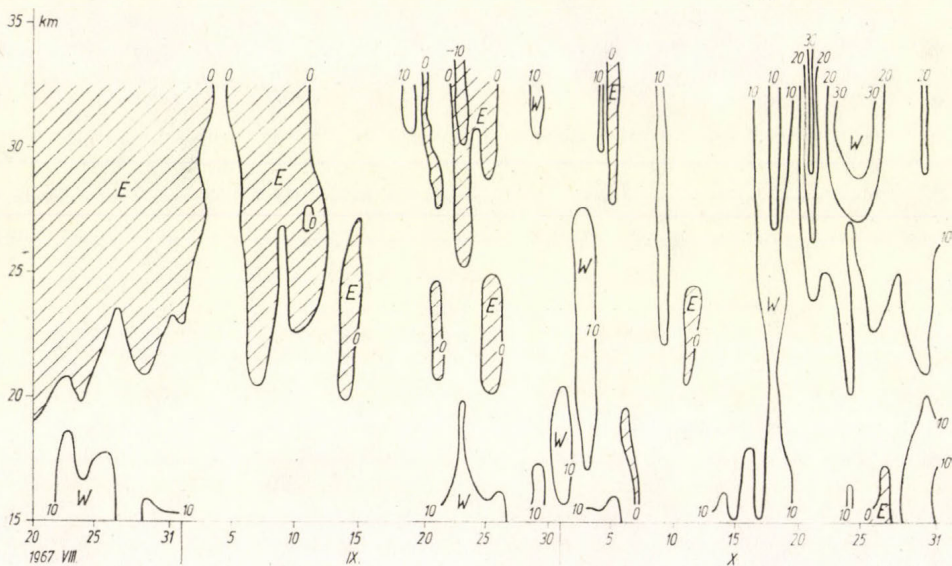
Ősszel az anticiklon visszahúzódik a pólusról, rendszerint az aleuti térségbe. Ezzel egyidőben Ázsia vagy Kanada felől egy mély, alacsony nyomású képződmény közeledik a pólus felé. Ez az idő folyamán kimélyül s a két irányból egymáshoz közeledő alacsony nyomású centrum egyesül, és kiterjeszkedik az északi félteke nagy területe fölé.

*A cirkuláció tavaszi és őszi átváltódása a sztratoszférában Budapest felett.
1967–68.*

A budapesti mérések széladataiból a tavaszi és őszi hónapokra meghatároztuk a 15–35 km magasságok közé eső főizobárszinteken a napi közepes zónális komponenseket, amelyből időbeli metszetet rajzoltunk ([1], 2. ábra). Télen a szelek döntően nyugati irányítottságúak, a szél sebessége a magassággal általában nő. A maximális értékek többnyire a rádiószondákkal elért legnagyobb magasságokban találhatók. Nyáron a szél általános irányítottsága keleties. A szél sebessége a magassággal – a szélirányváltozás szintje felett – ugyancsak nő. Maximális értékei a rádiószondák által elért legnagyobb magasságban vannak, de a télihez képest lényegesen kisebbek. A téli és nyári időszakot tavasszal és ősszel egy-egy hosszabb, rövidebb ideig tartó átmeneti időszak köti össze.

Az átmenet a cirkuláció téli formájából a nyáriban aránylag hosszú időszakot igényel. A keleties irányítottság először márc. 9-én jelent meg a 23–28 km-es magasságban. Ezt olyan időszak követte, amikor a 20 km-től a 32 km-ig terjedő magasságban a keleti és nyugati irányítottság néhány napos periódusban váltogatta egymást. Az 1967 tavaszára vonatkozó budapesti

metszetre felrajzoltuk a lengyelországi rakétás szélmerések adatait is, amelyet ott, szaggatott görbével ábrázoltunk ([1], 2. ábra). Több esetben a rádiószondás mérések korlátozott magassága miatt a nyugatias irányítottságú szélmezőbe felülről behatoló keleties magoknak a felső határát nem állapíthattuk meg pontosan. Találtunk olyan keleties magot is ápr. 5–8. között, amely felett határozott nyugatias áramlás helyezkedett el, mint azt a lengyelországi rakétás mérések mutatták. Utóbbiak és a budapesti rádiószondás mérések meglehetősen jól kiegészítve egymást azt mutatták, hogy ápr. 25–27-én játszódott le a végső átállás a cirkuláció nyári formájára. Ápr. 25. után a kb. 20 km-es magasság felett kizárólag keleties irányú szeleket találtunk.

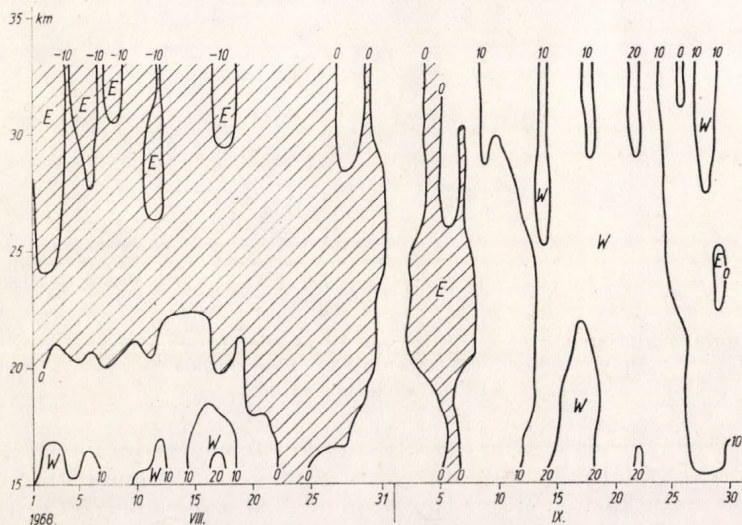


6. ábra: A sztratoszféra zónális szélkomponensei, 1967. ősz, Budapest

Az őszi helyzetet a 6. ábrán mutatjuk be. 1967 aug. végén a magasabb szinteken 20 km-től felfelé még kizárólag a keleties irányítottság dominál, amely elhúzódik egészen szept. 12-ig. Ekkor jelenik meg először a nyugatias szél, amelynek sajnos csak igen kis részét sikerült a rádiószondás mérésekkel észlelni, csak 30 km-től felfelé jelentkezik. Ezek után néhányszor még megjelenik a keleti komponens, erőssége azonban egy eset kivételével, még a 10 m/sec-ot is alig éri el. Feltételezhető, hogy a nagyobb magasságokra felnyúló mérések már kiterjedt nyugatias áramlást mutatnak. A későbbiek során az alsóbb szinteken is nyugatias szelet találunk és ettől kezdve már nem vált vissza keletiesre, azaz kb. szeptember 12–15-én megtörtént az áttérés a téli cirkulációra. Október folyamán erősödik a szél, a sebességértékek zónális komponensei 20–30 m/sec-ra növekednek.

1968 tavaszán ([1], 2. ábra) az előző évtől eltérően – amikor több mint egy hónap telt el a keleti szél megjelenési idejétől a végleges átváltódásig –, a budapesti adatokban csak igen későn, május 10–11-én jelentkezett a középső sztratoszférában a negatív komponens. Ekkor azonban igen gyorsan, a 18–32 km-es rétegben egyszerre kialakult a keleties irányítottság és később sem fordult vissza – átmenetileg sem – nyugatiassá. Elmaradt tehát az

1967-ben megfigyelt, hosszú ideig tartó oszcilláció. Ezt a keleties áramlást azonban még nem a pólusra helyeződött nyári anticiklon okozta, hanem a pólusról leszakadt alacsony nyomású mag, amely Európa délnyugati részén helyezkedett el, így Európa nagy részén északkeleti szelet eredményezett. A nyomás- és hőmérséklet-mező csak május 20–22. körül jelezte az áttérést a nyári helyzetre. A keleties szélsébség értéke nem volt nagy, sehol sem érte el a 20 m/sec-ot. A rakétás mérések adatai szerint a 0 értékű izotaha, a 35 km-en felüli magasságokban május 2–3-án jelent meg. A szélmezőben is megmutatkozik az 1967. és 1968. év tavaszi átváltódásának eltérő volta, amelyre már a hőmérsékleti gradiensek vizsgálatánál is rámutattunk.



7. ábra: A sztratoszféra zonális szélkomponensei, 1968. ősz, Budapest

Az 1968-as őszi viszonyokat a 7. ábrán láthatjuk. A magasabb rétegekben augusztusban még keleties szelek uralkodtak, majd szeptember 9–10-én megjelent a nyugatias komponens, amely igen gyorsan kiterjeszkedett az egész sztratoszférára, sőt a troposzférára is. Szeptember folyamán még gyenge az áramlás, októberben megerősödik s ekkor a zónális komponensek 30–40 m/sec-os értéket is kitesznek.

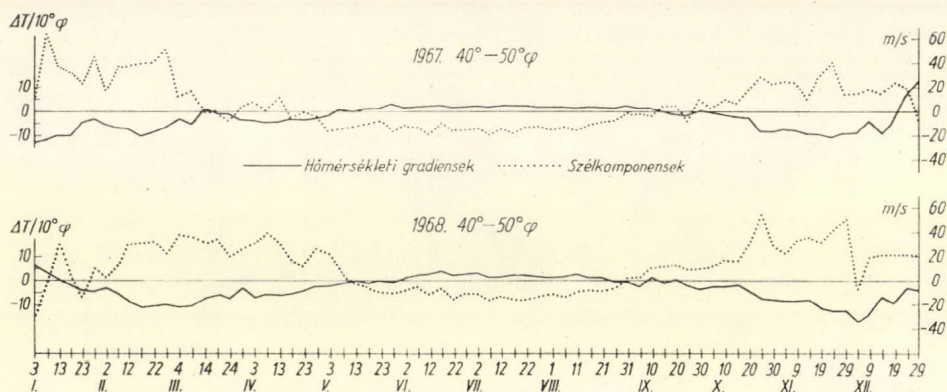
Összehasonlítva a két év őszi szélviszonyait megállapíthatjuk, hogy kb. ugyanarra az időre tehető a keleties irányítottság megszűnése 1968-ban is, mint az előző évben, az átváltódás folyamata azonban gyorsabb, mint 1967-ben.

Igen érdekes összehasonlítani a hőmérsékleti gradiensek értékét, ill. előjelváltását a zónális szélkomponensek változásával (8. ábra). A vízszintes tengelyre az időt, a függőlegesre pedig a 40–50°-os szélességi körök közötti hőmérsékleti gradienseket (folytonos görbe) és a szélkomponensek (pontosított görbe) értékeit mértük fel. Mindkét adat a 10 mb-os szintet reprezentálja. A pozitív komponens jelenti a nyugatias, a negatív pedig a keleties áramlást. A felső görbék az 1967-es évről vonatkoznak.

1967-ben a téli hónapokban nyugati szél és negatív hőmérsékleti gradiens mutatkozott. Április végén megváltozott ez a jelleg, keleties irányítottság,

s ezzel egyidőben pozitív hőmérsékleti gradiensek alakultak ki, tehát a szél- és hőmérséklet-mező is nyárias jelleget öltött.

Ősszel, szeptember 15-től ismét negatív gradiensek, s ezzel egyidőben nyugatias komponensek alakultak ki. E két meteorológiai elem előjelváltása között csupán néhány napos eltolódás volt. Ez az eltolódás is részben abból adódott, hogy a széladatokat Budapestre, azaz csupán egy állomásra, a hőmérsékleti gradiensek pedig a 40–50° földrajzi szélességek közötti 10° szélességi övre vonatkoznak.



8. ábra: A hőmérsékleti gradiensek változása a 40–50° szélességi övben (folytonos görbe), és a zonális szélkomponensek adatai a budapesti mérésekből (pontozott görbe), 1967., 1968., 10 mb-os szint

1968. január elején a gyors sztratoszférikus felmelegedés idején keleti szélkomponenseket találtunk, majd a negatív gradiens megjelenése után nyugatias szélirányok mutatkoztak. Május 12-e után megváltozott a helyzet és véglegesen beállt a nyári, keleties irányítottság, pozitív hőmérsékleti gradiensekkel kapcsolódva. Ősszel, szeptember 14-én váltott át a hőmérsékleti gradiens negatív előjelre, a széladatokban pedig néhány nappal előbb jelentkezett a nyugatias komponens.

II. TÁBLÁZAT

A tavaszi és őszi átváltódás időpontja a sztratoszférában

Mezők	Tavasz		Ősz	
	1967	1968	1967	1968
Hőmérséklet	V. 6.	V. 22.	IX. 15.	IX. 14.
Nyomás	V. 3–5.	V. 22–24.	IX. 13–15.	IX. 9–11.
Szél	IV. 25–27.	V. 10–11	IX. 12–15.	IX. 9–10.
Együttesen	IV. 25–V. 6.	V. 10–24	IX. 12–15.	IV. 9–14.

Az egyes meteorológiai elemek vizsgálata alapján megállapított átváltódási időpontokat a II. táblázatban foglaltuk össze.

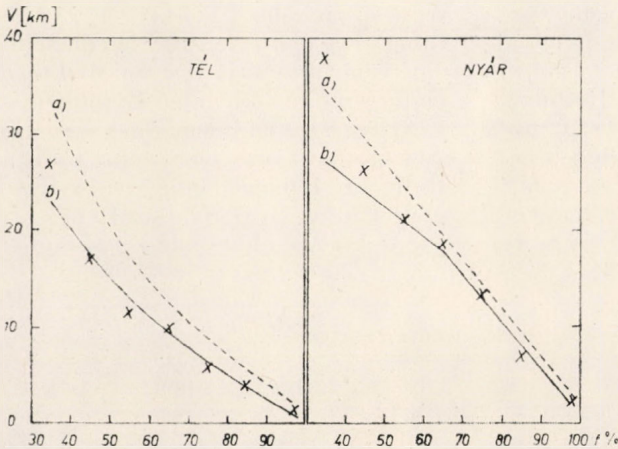
Végezetül hangsúlyozzuk, hogy a cikkben közölt megállapítások kizárólag a vizsgált időszakokra, területre és magasságra vonatkoztathatók. Igazolásuk, általánosításuk megnyugtató módon csak a mérések tér- és időbeli kiterjesztése után, hosszabb sorozat elemzése révén valósítható meg.

IRODALOM

- [1] *Borbély E. — Hirling Gy.*: A tavaszi átváltódás vizsgálata a sztratoszférában. Beszámoló az 1970-ben végzett tudományos kutatásokról. XXXVII. OMI Hiv. Kiadv.
 [2] *Labitzke, K.*: Beiträge zur Synoptik der Hochstratosphäre. Met. Abh. XXVIII, 1, 1962.
 [3] *Faust, H.*: Zur Frühjahres-Windumstellung in Stratosphäre und Mesosphäre. PAGEOP. Vol. 66. 1967. 156—168.
 [4] *Schröder, W.*: Untersuchungen zu den Umstellungsperioden im Frühjahr und Herbst im Bereich der Mesopause. Gerl. Beitr. zur Geoph. 80. 1. 1971. pp. 65—74.
 [5] *Ugrjumov, A. J.*: Intenzivnoszty mezssirotnovo obmena v sztratoszfere i veszennyie peresztrojki cirkulacii. Met. i Gid. 1968. N° 4. 23—33. p.
 [6] *Gaigerov, S. S.*: On Stratospheric Warming in the Antarctic and Arctic. Reprinted from Polar Meteorol. gy. Technical Note. N° 87.
 [7] *Béll B.*: A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átváltódása Budapest fölött. Időjárás, 69. 4—5. 198—212. old.
 [8] *Webb, W.*: Structure of the Stratosphere and Mesosphere. Int. Geoph. Series Vol. 9. 1966. Academic Press, New York and London.
 [9] *Craig, R.*: The Upper Atmosphere Meteorology and Physics Int. Geoph. Series Vol. 8. 1965. Academic Press, New York and London.

HIBAIGAZÍTÁS:

1. Folyóiratunk ez évi 1—2. számában a 102. oldalon levő 1. ábra bal oldali részében a görbéket jelölő betűk felcserélendők: Helyesen *a)* jelöli a szaggatott, *b)* a folytonos görbét.
 2. Ugyanebben a cikkben a 110. oldalon a 10. ábra helyére tévesen az 1. ábra került. A 10. ábra helyesen az alábbi:



10. ábra: A $V = 3,912 (\sigma_R + \sigma_M)$ összefüggés szerint, a II. táblázat adatai és $\sigma_R = 1,167 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^{-1}$ alapján számított látástávolságok (x-szel jelölve), valamint a mért vizuális látástávolságok változása a relatív nedvesség függvényében;
a) Budapest—Ferihegy,
b) Budapest—Lőrinc

Über die im Meteorologischen Dienste der Ungarischen Volksrepublik durchgeführten Meso- und Makromaßstabs-Wetteranalyse und Vorhersage*

F. DÉSI, Meteorologischer Dienst der UVR, Budapest

Die in Ungarn durchgeführten Forschungen bezüglich der meso- und makromaßstäblichen Wettererscheinungen reichen auf eine Vergangenheit von mehreren Jahrzehnten zurück, die intensivere Entwicklung fällt aber bloss auf die vergangenen 10–15 Jahre.

I. Die Forschung der mesomaßstäblichen Wettererscheinungen.

1. Die niedrigen Strahlströme (*low-level jets*). Diese Forschungen sind auf die im warmen Sektor der Zyklonen und in den Antizyklonen auftretenden niedrigen Strahlströme gerichtet. Der Kern der im warmen Sektor der Zyklonen auftretenden Strahlströme befinden sich unmittelbar entlang des Bodens, oder in der Reibungsschicht in der Höhe von etwa 400–600 m, und bildet in jedem Falle ein zusammenhängendes System mit dem starken Bodenwinde. Der am häufigsten vorkommende Typ ist der mit den antizyklonalen Strömungssystemen zusammenhängende niedrige Strahlstrom. Ein bedeutender Teil dieser Jets ist eine zeitlich persistente Erscheinung und weist einen sehr engen Zusammenhang mit dem Bodenwinde auf. Der Jet-Kern befindet sich in verschiedenen Höhen der Reibungsschicht und reicht in bestimmten Tagesperioden bis zum Boden hinab.

Die häufigsten Windscherungsmodulen der niedrigen Strahlströme schwanken zwischen den Werten von $1-2,5 \text{ m sec}^{-1}/100 \text{ m}$, so dass dieser Wert keinen Zusammenhang mit dem Grade der hydrostatischen Stabilität aufweist.

2. Zirkulationen an Kaltfronten. Das

Ziel der Forschungen ist die Klärung jener kinematisch-dynamischen Bedingungen, die in der bodennahen Linie der Front angelegten vertikalen Ebene zur Ausbildung von Zirkulationen mit horizontaler Achse führen. Im Falle von reibungslosen und quasi-geostrophischen Annahmen wird die Zirkulation der Frontalzone von zwei Faktoren bestimmt: von der auf die Frontlinie in vertikaler Ebene gemessenen Baroklinität und von der Strömungsdivergenz.

3. Die Rolle der Kondensationswärme in der Entwicklung der Zyklonen. Mit Hilfe von Experimenten mit numerischen Modellen wurde es bewiesen, dass die in den Bereichen der Kondensation freiwerdende latente Wärme einen signifikanten Einfluss auf das Feld der vertikalen Bewegungen ausübt. Die Aufströmungen intensivieren sich am meisten um das Niveau der maximalen Konzentration. Demzufolge kommt es in diesen Bereichen zu einer Verstärkung der bodennahen Konvergenz und der hohen Divergenz, die letzten Endes zu einer raschen Vertiefung des niedrigen troposphärischen Teiles der Zyklone führt. Da der intensive Niederschlag eine Charakteristik der im Mittelmeerraum sich ausbildenden Zyklonen ist, wird es angenommen, dass die Kondensationswärme eine sehr wichtige Rolle im Lebenszyklus dieser Systemen erfüllt. In der Zukunft möchten wir diese Annahme auch mit numerischen Experimenten beweisen.

4. Zusammenhang zwischen der Mesoskala-Wetterlage und den Witterungselementen. Der Grundgedanke dieser Untersuchungen ist der folgende:

* Vortrag am 9. September 1972 im Zentrum für die Wissenschaften der Physik der Atmosphäre der Universität von Beograd

a) Aus den meteorologischen Feldern werden jene Parameter hergestellt, die mit dem zu untersuchenden Witterungselement statistisch oder physikalisch in einer signifikanten Verbindung stehen können.

b) Mit der Anwendung von Lehrschorhythmen werden die Eigenschaften des Zusammenhanges zwischen diesen Parametern (bezw. den aus dem Ensemble der normalisierten Parameter hergestellten Indikatoren) und dem Witterungselement untersucht.

c) Die erhaltenen Resultate möchten wir teils im Wetterwarnungsdienst, und teils – im Besitze der mit numerischen Methoden vorhergesagten meteorologischen Felder – in Wettervorhersagen längerer Frist anwenden.

Die in 1968 begonnenen Untersuchungen ergaben auf dem Gebiete der konvektiven Aktivität sehr vielversprechende Resultate: es wird geplant diese Resultate bereits in 1973 im operativen Dienste anzuwenden. Die mit Computer durchgeführten Experimente werden gegenwärtig in Bezug der aus Aufströmung stammenden Bewölkung und Niederschlag durchgeführt. In der Zukunft werden diese Forschungen auch auf die Gebiete des Windes, der Extremwerte der Temperatur, sowie auf das Gebiet einiger gefährlichen Wettererscheinungen (z. B. Nebel, Vereisung) ausgedehnt.

5. *Oszillationsbewegung der Oberfläche des kalten Luftpolsters.* Der Karpatenbecken wird in den Wintermonaten oft von kalten Luftmassen erfüllt, die, wenn sie von einer niedrigeren Temperatur sind, als die Luftmassen ausserhalb des Beckens, sehr schwer aus ihrer Ruhelage gebracht werden können. Bei solchen Fällen kommt es vor, dass eine oszillierende Bewegung der Oberfläche der kalten Luftschicht beobachtet werden kann. Mit der Anwendung eines verhältnis-

mässig einfachen Modells von *Haurwitz* haben wir die Oszillationsperiode in einer solchen Wetterlage errechnet. Diese Errechnung wurde mit der zeitlichen Höhenoszillation der über dem kalten Luftpolster liegenden Inversionsschicht verglichen und eine sehr gute Übereinstimmung gefunden.

II. Die Makroskalenanalyse und Vorhersage

1. *Analyse.* Auf dem EMG-830 Computer (ungarischen Produkts) unseres Dienstes wird – vorerst mit experimentalem Charakter wöchentlich an fünf Tagen (vom Montag bis Freitag) die Dekodierung und Systematisierung des Materials der Beobachtungen der europäischen Hochatmosphäre, und sodann die Analyse der hauptsächlichsten meteorologischen Elemente ausgeführt. Die Analyse erstreckt sich auf die Höhe, Temperatur und Taupunkt-Depression der Isobarflächen von 500, 700, 850 und 1000 mb. Die Analyse erfolgt mit der Forschungsmethode des norwegischen Forschers *Haug*. Die Angabenvorbereitung nimmt etwa 20 Minuten, die Analyse 45 Minuten in Anspruch. Das Resultat der Analyse kann in Gitterpunkten in Druck gelegt werden, und ausserdem können auch sogenannte Zebra-Karten gefertigt werden mit Ausnahme des äusserst variablen Feuchtigkeitsfeldes.

2. *Vorhersage.* Die Vorhersage der Höhe der Isobarflächen erfolgt auf der Höhe von 500 mb mit barotropen-, an den niedrigeren Höhen mit baroklinen endlichen Differenzmethoden. Auf 300 mb wird keine Vorhersage gefertigt, dagegen werden aber die vorhergesagten Werte der vertikalen Geschwindigkeit, sowie der Temperatur und der Feuchtigkeit errechnet. Mit Inbetrachtung dieser Elemente, sowie der empirischen Zusammenhänge können auch Bewölkungs- und Niederschlagsprognosen zusammen-

gestellt werden. In dieser Hinsicht werden vor allem die Resultate von *Duschkin* und *Lomonossow* verwendet.

Mit der Anwendung von weiteren empirischen Zusammenhängen kann auf Grund der vorhergesagten Werte der Tagesgang der bodennahen Temperatur, sowie die Richtung und Geschwindigkeit des Windes errechnet werden.

Nach Beendigung der Vorhersage der Elemente wird vom Computer aus den vorhergehend bestimmten Schab-

lontexten, die Entscheidungskette durchprüfend, der dem Wert entsprechende Text ausgewählt und dieser in Druck gelegt. Dies wird aber infolge des grossen Umfanges der Aufgabe bloss auf ein Gitterpunkt gefertigt. Der Zeitbedarf der Vorhersage ist etwa 45 Minuten.

Sämtliche Schritte des oben beschriebenen Modells sind bereits ausgearbeitet, und gegenwärtig ist die Erprobung der Methode wöchentlich zwei- bis dreimal im Gange.

JUSTYÁK JÁNOS (szerk.): In memoriam Prof. Dionysii Berényi, Acta Geographica Debrecina 1969/70. Tomus XV—XVI., 199—303. old., Debrecen, 1972.

Bevezetőül a szerkesztő méltatja *Berényi* professzor több mint négy évtizedes, a meteorológia majd minden ágára kiterjedő munkásságát. A tanulmányok sorát *M. I. Scserbany* (Kijev) nyitja meg a téli félév folyékony és szilárd halmazállapotú csapadékának arányát tárgyaló értekezésével. Ezt *Berényi* professzornak a meteorológia művelését élethivatásul választott tanítványainak tanulmányai követik. Elsőül *Kéri Menyhért*, az Orsz. Meteorológiai Szolgálat tudományos tanácsadója, német és magyar nyelvű írásában a debreceni egyetemi Meteorológiai Intézetben végzett magaslégtér vizsgálatok történetét és eredményeit ismerteti, meggyőző bizonyosságú annak a mindig korszerű, háromdimenziós — a nagyobb térségek általános időjárási-éghajlati viszonyainak megismerésére törekvő, komplex szinoptikus-aerológiai-klimatológiai — szemléletnek, amely *Berényi* professzor kutatói, s kutatásokat irányító ténykedését mindvégig jellemezte. *Szász Gábor* a debreceni Agrártudományi Egyetem — azóta egyetemi tanárrá kinevezett — docense a magyarországi csapadék évi és havi összegeinek térbeli homogenitását tárgyalja. Ezt követi két agrometeorológiai tanulmány: *Justyák János* az időjárási elemek és a tokaj-hegylajai szőlők termés-eredményei közötti összefüggésekre irányuló kutatás-módszertani vizsgálatairól, *Nagy Lajos* pedig a Tiszántúl csapadékának és a kukorica terméseredményeinek kapcsolatát elemző kutatásairól ad számot.

Berényi professzornak ez utóbbi három, hosszú időn át közvetlen munkatársa által írott klimatológiai-agrometeorológiai tanulmányok sorát *Fodor Istvánnak*, az MTA Dunántúli Tudományos Intézete munkatársának az aggtelek—jósvalói és az abaliget barlangok légáramlás-rendszerével foglalkozó értekezése zárja be. Csak sajnálhatjuk, hogy mind a négy tanulmány csupán német nyelven került közlésre, hiszen így olvasóik köre ma már itthon meglehetősen szűk körre korlátozódik. Pedig mondanivalójuk a szakemberek szélesebb körére tarthat számot.

A kötet közel egy íves zárótanulmánya, *Kádár László és Félégyházy Enikő*: Adalékok a Föld harmad- és negyedidőszaki éghajlataihoz c. német nyelvű tanulmánya viszont — minden lényeges megállapítást tartalmazó, némileg rövidített angol és magyar nyelvű szövegével — véleményünk szerint nemcsak a meglehetősen szegényes magyar paleoklimatológiai szakirodalomnak kiemelkedő jelentőségű tanulmánya, hanem az egyetemes földrajzi, paleoklimatológiai irodalomnak is még sokat idézett írásműve lesz.

Kádár professzor és munkatársa ui. alapvető tudományos tévedésnek tekinti egyfelől azt az eddig uralkodó, de kétségtelenül jó néhány ellentmondással terhelt nézetet, amely szerint a Földnek voltak általánosan hidegebb időszakai, ún. jégkorszakok, amikor a sarkvidékeket kiterjedt jégpáncél borította, máskor meg olyan meleg időszakai, amikor a sarkokon is mérsékelt égövi vagy éppen trópusi növényzet díszlett. Ezzel szemben állítja és bizonyítja, hogy „nem létezhetett egyetlen olyan időszak sem, amelyben ne lettek volna meg az egyenlítővidéki trópusoktól a fagyos sarkvidékig az *összes* égövek, beleértve a csapadékeloszlás különbségeiből származó humid és arid zónákat is”. Másfelől kimutatja, hogy csupán a XIX. században a periglaciális övbéli felszínformák ismeretének hiánya okozta geomorfológiai tévedésen alapul a 4, sőt idővel 5 jégkorszakot, s közöttük meleg interglaciálisokat feltételező ún. pleisztocén *poliglaciális* elmélet.

Kádár professzor szerint Észak-Európában csak egy eljegesedés volt, s azt egy néhány száz km széles periglaciális zóna vette körül, és általános jégkorszak ugyanúgy soha sem volt a Földön, mint általános interglaciális sem. Szerintük „a *pólusvándorlás* és a *kontinensek eltolódása* ésszerű és egyszerű magyarázatot ad arra, hogy a Földnek egyik vagy másik tája mikor és miért került jég alá”. A kontinens-vándorlásnak viszont reális magyarázatát adja a *földtágulás* elmélete, a szerzők tehát paleoklimatológiai térképeik szerkesztésekor ezt a tényezőt is figyelembe vették. Így haladva visszafelé a földugár növekedésével szemben, jutnak arra a megállapításra, hogy az eocéntől kezdve a kontinensek területe változatlanul lehet, tehát egy annak idején kisebb földfelületen és egy kisebb földugár (kb. 5460 km) mellett több szélességi fokra terjedtek ki, mint ma. A pólusvándorlás, a kontinensek eltolódásán és a földugár növekedésén kívül nem

utolsó sorban számításba veendő tényező a *sugárzásgörbe ingadozása* is; ez utóbbinak különös a jelentősége az olyan átmeneti jellegű éghajlati tájon, mint Közép-Európa s benne a Kárpát-medence, hiszen — mutatnak rá a szerzők — az átmeneti jellegű éghajlati tájak különösen érzékenyek az éghajlatot befolyásoló mindenféle tényező megváltozására és ingadozására. S a szerzők itt éppen *Berényi Dénes*nek az éghajlatathatárok (éghajlatévek) Kárpát-medencében mutatkozó változékonyságát feltáró kutatásaira hivatkozhatnak. És bár a sugárzásingadozás ebben az átmeneti jellegű éghajlati zónában bizonyíthatóan lényeges különbséget okozott, jégkorszakok kiváltására és megszüntetésére mégsem volt alkalmas. Mindebből a szerzők következtetése az: A közép-európai pleisztocénkori *egyetlen* jégkorszak — ellentétben a „begyökeresedett” évnvi föltételezésekkel — mindössze 80—100 ezer évre terjedt, glaciális és interglaciális korszakok váltakozásáról pedig nem lehet szó.

A szerzőknek itt általunk túl hézagosan ismertetett megállapításai nemcsak a paleoklimatológia terén képviselnek merőben újszerű felfogást a jégkorszakok sokat vitatott kérdésében. Jelentőségük a biogeográfiában és archeológiában még nagyobb: Ezzel a szemlélettel megmagyarázható, hogy az észak-amerikai eljegesedés ellenére hogyan vált szabaddá a Bering-földszoroson át a növény-, állat- és emberfajták vándorútja Ázsiából Amerikába és fordítva. Mindezen megállapításokat a szerzők bőséges irodalmi bizonyító anyaggal támasztják alá, s az eoéntől a holocénig minden egyes földtani korban a Föld éghajlati tájait hét színes térképpel teszik szemléletessé.

Az elmondottakból, úgy véljük, világosan kitetszik, hogy a *Berényi-emlékkötet* tartalmában is, kiállításában is méltó *Berényi* professzornak a meteorológia szinte minden részterületét átfogó, sokrétű tevékenységéhez. A gondos szerkesztés *Justyák János*, a szép kiállítás a debreceni Alföldi Nyomda munkáját dicséri. A könyv átolvasását, különösen a befejező értekezés figyelmes tanulmányozását, meggyőződésünk, joggal ajánlhatjuk minden meteorológus, sőt bizonyára minden geo-tudománnyal foglalkozó szakember figyelmébe.

Kakas József

*

HERMAN, N. M. — ZILLHARDT, J. — LALANDE, P.: *Recueil de données des stations météorologiques de l'Afghanistan* (*Az afgán meteorológiai állomások adatainak gyűjteménye*). Gouvernement Royal de l'Afghanistan. Aviation Civile. Publications de l'Institut de Météorologie, Kaboul, 1971. 60 A₄ oldal.

A kiadvány bevezető részében az afgán meteorológiai szolgálat történetét találjuk, amely az elmúlt 30 évre szorítkozik.

1939 előtt csupán néhány magánszemély végzett észleléseket, pl. *R. Furon* francia geográfus 1923 — 24-ben Kaboulban, majd ugyanitt *W. Iven* 1924 — 32., ill. a Deutsche Lufthansa 1930-ban.

1939-ben az afgán kormány *E. Stenz* lengyel szakértő segítségével létrehozott egy kilenc állomásból álló klimatológiai mérőhálózatot, amely 1947-ig működött, majd megszűnt, csupán Kaboul és Kandahar állomásokon folytak még észlelések 1948-ban is.

1953 — 54-ben a mekkai zarándoklatokra szervezett repüléseknek oly nagy sikere volt, hogy végül is az afgán kormány elhatározta az ARYANA légitársaság létrehozását, amely 1955 áprilisában hajtotta végre első repülését Kaboul és Bahrein között, Zahedán érintve. A KLM ezek után kiépítette a Karachi — Kaboul összeköttetést. Az IRAN-AIR Zahedánból jövet érintette az afgán fővárost. Ezek az új nemzetközi vonalak sürgették a belső légiútvonalak létrehozását, ehhez pedig feltétlenül szükséges volt a meteorológiai szolgálat újbóli megszervezése. A meteorológiai hálózat tehát a légiforgalmi hálózat függvényeként jött létre és annak igényei szerint fejlődött.

1956 fontos dátum az afgán szolgálat történetében. Ebben az évben a kormány elfogadta a méterrendszert és a Celsius-skálát, rögzítette a standard afganisztáni időt, amely a greenwichtől 4 óra 30 perccel különbözik. Ez év szeptemberében kérte felvételt az ország a Meteorológiai Világszervezet tagállamai közé, s ekkor indultak meg újra az észlelések a kabouli és kandahari meteorológiai állomásokon.

1957 — 69 között fejlesztették ki ténylegesen a meteorológiai szolgálatot, azután hogy 1957-ben létrehozták az Afgán Légügyi Főhatóságot (Afghan Air Authority, A.A.A.) Ez a szervezet a miniszterelnökhöz tartozik.

1970-től számítják a szolgálat kiépítésének negyedik szakaszát, amelyben az ENSZ anyagi támogatásával és fejlesztési terveinek megfelelően alakul a meteorológiai szolgálat.

Felépítenek egy kutató intézetet, öt kiegészítő szinoptikus állomást, négy agrometeorológiai-, száz klíma- és háromszáz csapadékmérő állomást. Az új intézet a kabouli repülőtérhez közel épül, igazgatójával *Nour Mohamed Herman*-t nevezték ki.

A történeti részt az 1970. jan. 1-ig létesített és működő 34 megfigyelő állomás listája (táblázatos formában) majd részletes leírása követi, amely kiterjed az állomások környezetének és reprezentativitásának ismertetésére is.

Afganisztán jelenlegi meteorológiai állomásainak kétharmada 1000, mintegy egyharmada 2000 méternél magasabban fekszik, három állomása 3000 méter fölött helyezkedik el. Ezek közül a több

mint 10 éve működő Nord-Salang nevű állomás, Ázsia sorrendben negyedik legmagasabban fekvő (3366 m) szinoptikus állomása.

Az állomások leírása után a kiadványban közölt éghajlati elemek felsorolását, a mérésekre vagy számításukra használt eljárások ill. módszerek ismertetését találjuk.

A csapadékot naponta kétszer mérik, 200 cm² felületű edényekkel, amelyeket 2 m magasan helyeznek el. A táblázatokban a csapadékot egész mm-ben adják meg, s az átlagérték mellett a medián értéket is közlik, amit azzal indokolnak, hogy Afganisztánban a leggyakoribb a záporos formájú csapadékhullás, s ezenkívül rövidek még az észlelési sorok, így a mediánok jellemzőbbek a csapadéokra, mint a középértékek. Amikor az előforduló adatok száma páros, akkor a két középső adat számtani közepét veszik mediánértékként.

Az átlaghőmérsékletet a $T_{0300} + T_{0900} + 2T_{1800}/4$ formula szerint határozzák meg, a relatív nedvességet hasonlóan. A potenciális párolgást — megfelelő mérőeszközök híján — Ivanov formulájával határozzák meg, a potenciális evapotranspirációt Thornthwaite módszerével. A szélességet nyomólapos anemométerrel mérik, amiből az átlagsebességet a $V_{0300} + V_{0900} + V_{1800}/3$ formula szolgáltatja.

Végül a kiadvány zömét és igen értékes részét képezik a klimatológiai táblázatok, amelyekben mind a 34 állomásra külön-külön oldalon közlik a megfelelő időszakra vonatkozó éghajlati átlag- és szélső értékeket. A táblázatos anyag, bár nem egyidejű átlagokat tartalmaz, valóban hézgapótló a maga területén, mert Afganisztánról egészen a legutóbbi 10–15 évig, semmiféle meteorológiai mérés-anyag nem volt. A Föld éghajlati képének nagyvonalú interpolálása útján lehetett csak e földrajzi térség éghajlatát valamelyest elképzelni.

Afganisztán területe közel 650 000 km², lakossága kb. 15 millió. Területének alig 20%-án lehetséges mezőgazdasági termelés. Az országot, nagyjából a 60–70° keleti hosszúság és a 30–40° északi szélesség zónájában, nyugatról Irán, északról a Szovjetunió, dél- és délkelet felől Pakisztán határolja (a korábbi Nyugat-Pakisztán). Legmagasabb pontja a Himalája nyugati előrészének hegyvidékéhez tartozó 7742 m magas Ter Ajmir hegyecsúcs. Ettől a szinttől lefelé egészen a tengerszint feletti néhány száz méterig minden magassági régió előfordul a területen. Az országnak vasútvonala nincs, országúti hálózatának hossza alig 5000 km.

A terület, az áttekintett klimatológiai adathalmaz tanúsága szerint, mikroklimatológia, aeroszinoptikai, szinoptikai és sugárzástani szempontból valóságos légkörfizikai laboratórium.

Nord-Salang az ország legesapadékosabb területét képviseli, itt az átlagos évi összeg 1121 mm, A hasonló magasságon (3172 m) fekvő Sud-Salang évi csapadéka 1115 mm. Ugyanakkor az Okak nevű 3130 m magasan fekvő állomáson — igaz csupán egy év adata alapján csak 110 mm az évi összeg. A medence fekvésű Baghlan (510 m) és Bust (780 m) állomásokon 5–5 nyári hónap telt el átlagosan, eső nélkül. Ugyanezek a helyeken a hőmérséklet maximuma 43,8 ill. 46,7 fok, minimuma pedig –23,0 ill. –15,0 fok volt. A 478 m-en levő Zaranj állomáson átlagosan 7 hónap esőmentes, a hőmérséklet abszolút maximuma 51,0, minimuma –9,0 fok. Az évi csapadék területi változatossága igen nagy, leggyakoribb mégis a 100–500 mm összeg. Az 1630 m magasan fekvő Jabul-Saraj repülőter, amelytől északkeletre egy 2200 m magas hegyvonulat húzódik, délre és délkeletre kiterjedt síkság, a többi irányban pedig 2500 m magasságú hegyvonulat található, kitűnő terep a katabatikus szél tanulmányozására. Érdekességként említjük még az afgán király birtokán 1905 méter magasságban működő Karizimir állomást, amely 1958 óta észlel, s az 1963-ban — a Meteorológiai Világnap alkalmából — kibocsátott afgán bélyegsorozaton is szerepel.

Befejezésül elismeréssel kell szólnunk arról a nagy erőfeszítésről, amellyel az Afgán állam és meteorológiai szolgálata — a WMO közreműködésével — küzdött, a kétségtelenül nagy elmaradás felszámolásáért. Úgy véljük, az afgán meteorológiai szolgálat helyesen határolta be legfontosabb tennivalóit, amikor a repülés kiszolgálása mellett, az agrometeorológiai adatgyűjtést és felhasználást is erősen szorgalmazta. Reméljük, hogy a jövőben a jelenlegihez hasonló, további praktikus kiadványok sorozata közli majd, hogy milyen eredményeket értek el nemcsak az adatgyűjtés, hanem az adatok repülésmeteorológiai, szinoptikai és agrometeorológiai felhasználása területén is.

Tóth Pál

*

A. A. ДМИТРИЕВ (ред.): Радиационный режим и осадки в Москве (A sugárzásviszonyok és a csapadék Moszkvában). Moszkai egyetemi kiadó 1967. 336 oldal, ábrák, táblázatok.

Az egymással összefüggő tanulmányok gyűjteménye a Moszkva éghajlatát feldolgozó MGU egyetemi meteorológus-klimatológus tanszék munkaközösségének közös munkálatairól kiadott második kötet, amely szorosan kapcsolódik az első, 1965-ben kiadott kötethez. Az első kötet „Климат болсова горда” címmel jelent meg, s a szovjet főváros légkörhőmérsékleti viszonyairól szól.

Mind a sugárzás, mind pedig a csapadék tárgykeréből származó tanulmányok az MGU (a moszkvai Lomonoszov Egyetem) 1879 óta működő meteorológiai obszervatóriumának gazdag észlelésanyagára támaszkodnak. A sugárzási viszonyokra vonatkozó főbb tanulmányok az alábbiak: *Dmitriev A. A.* — *Abakurszova G. M.*: A légkör átlátszósági koefficiense Moszkvában, *Poltarcsz B. V.*: A közvetlen napsugárzás intenzitása Moszkvában; A napsugárzás összege Moszkvában, *Remizov G. A.*: A léghőmérséklet napi járása Moszkvában, *Klimentko L. V.*: A nyári hőmérséklet évszázados ingadozása Moszkvában, *Dmitriev A. A.*: Moszkva hatása a téli és nyári csapadékösszegekre, *Dmitriev A. A.* — *Klimentko L. V.*: A csapadék évszázados ingadozása Moszkvában.

Az elemző kutatások sok új részeredményre vezettek, ezek közül kiemelem a csapadékra vonatkozókat: Moszkvában az évi csapadék a közel évszázados periódusban emelkedő irányzatú, 3 hullámheggyel és 2 hullámvölgygel. Minden 10 évben a nyári csapadékatlag 2, 5, a téli 4,2 mm-re nő. A növekvő, ill. a csökkenő csapadékösszegű ciklusokat a különböző fokú csapadékanomáliák jellege változása is jellemzi. A tél növekvő ill. csökkenő csapadékú ciklusai egybeesnek az évszázadosan ismétlődő fő szinoptikus folyamatokkal, amelyek fő okozói az európai orosz térség erős lehűlésének, illetőleg felmelegedésének. A nagyvárosnak a csapadékképződésre gyakorolt hatása pedig úgy mutatkozik Moszkvában — évszakosan is —, hogy a nyugati városrészek a szárazabbak, a keletiek pedig aránylag csapadékosabbak.

Láng Sándor

*

Ю. А. ГЛАГОЛИЕВ: Справочник по физическим параметрам атмосферы (*A légkör fizikai paramétereinek kézikönyve*). Leningrád, Gidrometeoizdat, 1970. 211 oldal, 53 ábra, 46 táblázat.

A kézikönyv elsősorban a nemzetközi standard légkörrel, a valóságos légkörnek a standard légkörtől való eltéréseivel, továbbá sugárzástani adatokkal (napsugárzás és földi kisugárzás) foglalkozik, és megadja az ionkoncentrációra vonatkozó adatokat egészen ötvenezer kilométer földfeletti magasságig.

Az *I. fejezetben* a meteorológiai mennyiségek megjelölésére szolgáló betűjelöléseket sorolja fel ábécé-sorrendben, külön-külön a latin, a cirill és a görög betűkkel való jelöléseket. A *II. fejezet* a meteorológiában használatos mértékegységeket foglalja össze és átszámító táblázatokat közöl a méterrendszer és az angolszász országokban használatos egyéb mértékegységek között. Az akusztikai mértékegységek (decibel, fon, szon, oktáv) külön táblázatban találhatók, és a 45. oldalra került a légkör függőleges szerkezetének áttekintése egészen 1000 kilométer magasságig. Az ábrán görbék tüntetik fel a hőmérsékletnek, az elektrontöménységnek és az ózontöménységnek a függőleges változását, és bejelölték a belső Van Allen-öv helyzetét is 2200 és 5500 kilométer közti magassági fekvésben. A *III. fejezet* a különféle standard légköröket mutatja be részletes táblázatokban. A *IV. fejezet* az átlagos viszonyoktól való eltérések adatanyagát foglalja össze. Az *V. fejezet* a napsugárzásra és a földi kisugárzásra vonatkozó adatok gyűjteménye. A *VI. fejezet* a „Kiegészítő megjegyzések” címet viseli. Tárgyalja az ózontartalom átlagos és szélsőséges értékeit, a levegő tö-résmutatójából (n) alkotott $(n - 1)10^8$ függvény értékeit, továbbá a szélviszonyokra vonatkozó adatokat, a légköri ionokra és meteorszarmazású részecskékre vonatkozó adatokat, végül pedig néhány sokszor használt csillagászati adatot (napfizikai adatok, a bolygók és a Hold főbb adatai) és az elektromágneses sugárzások osztályozását.

A munkát terjedelmes irodalmi jegyzék és egy jól használható tárgymutató zárja le.

Aujeszky László

A SZOCIALISTA ÁLLAMOK METEOROLÓGIAI (HIDROMETEOROLÓGIAI) SZOLGÁLATAINAK IGAZGATÓI KONFERENCIÁJA ULÁNBÁTORBAN

1972. augusztus 23-tól szeptember 1-ig 10 szocialista ország delegátusainak részvételével zajlott le Ulánbátorban a szocialista országok Meteorológiai (Hidrometeorológiai) Szolgálatainak IV. (XII.) Igazgatói Konferenciája. A konferencia munkájában a Bolgár Népköztársaság, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság, a Koreai Népi Demokratikus Köztársaság, a Kuba, a Német Demokratikus Köztársaság, a Magyar Népköztársaság, a Mongol Népköztársaság, a Lengyel Népköztársaság, a Román Szocialista Köztársaság és a Szovjetunió delegációi vettek részt. Hazánkat három tagú delegáció képviselte: *Barát József* az OMSZ elnökhelyettese (a delegáció vezetője), *Czelnai Rudolf* a KMI igazgatója és *Lépp Ildikó* a KEI főszámvezetője.

A konferenciát az Ulánbátor Szálloda dísztermében augusztus 24-én *D. Tuvdendorzs* a Mongol Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője nyitotta meg. A megnyitón jelent volt *Zsagvaral* akadémikus, a Mongol Forradalmi Párt Politikai Bizottságának tagja, a Központi Bizottság titkára, aki a kormány és a párt nevében meleg szavakkal üdvözölte a konferencia résztvevőit, sok sikert kívánt munkájukhoz. A Mongol Hidrometeorológiai Szolgálat üdvözlését *D. Tuvdendorzs* tolmácsolta, majd tájékoztatta a résztvevőket arról, hogy három ország, Vietnam, Jugoszlávia és Kína, levélben értesítette a szervező országot arról, hogy nem vehetnek — ill. Kína szándékosan nem vesz — részt a konferencia munkájában.

Nguyen-Xien, a Vietnami Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatának vezetője levélben közölte a konferencia résztvevőivel, hogy hazája ellen megsemmisítő háborút folytat az Egyesült Államok, ezért nem lehet jelen a konferencián. A konferencia résztvevői egyhangúlag elítélték az Amerikai Egyesült Államok eszkalációs politikáját és támogatásukról biztosították a vietnami népet.

A konferencia elnökévé, egyhangú szavazással *Dododom Tuvdendorzsot*, elnökhelyettesekké *N. Santost* (Kuba) és *K. Sztancsevet* (Bulgária), titkárává *B. Zsambazsamcot* (Mongólia) választották. A résztvevők úgy határoztak, hogy minden kérdést plenáris ülésen tárgyalnak

meg. A tárgyalások orosz és német nyelven folytak, szinkron tolmácsolással.

Az elnökség megválasztása és a konferencia javasolt munkaprogramjának elfogadása után a WMO XXIV. Végrehajtó Bizottsági üléséről készült beszámoló ismertetése következett. A beszámólót *E. K. Fedorov* akadémikus, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője és *E. Sz. Bobinszki* a Lengyel Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának igazgatója — a Végrehajtó Bizottság tagjai — készítették. A WMO 1973. évi költségvetési tervéről éles viták folytak. Bírálták a WMO pénzgazdálkodását és kifogásolták a pénzfelhasználás hatékonyságát. Az 1973. évi költségvetést 4 782 100 dollár összeggel fogadták el, amely az 1972. évi költségvetéshez viszonyítva 695 010 dollár növekedést jelent.

Az ülés értékelte a meteorológiai világhálózat kiépítésére vonatkozó terv (1972—1975) megvalósítását. Megállapította, hogy kulcsszerepet játszik a globális hírközlő rendszer megvalósítása. Az ázsiai régió néhány pontján nem rendelkeznek a szükséges berendezésekkel. Erre a tényre a Végrehajtó Bizottság felhívta a főtítkárt és a RA—II. elnöksége figyelmét. Észrevételezték, hogy az óceánok fölött még mindig kevés a meteorológiai információ, ezért indokolt a meteorológiai műholdakról történő megfigyelés bővítése. Nem kielégítő az aerológiai állomások száma Afrika trópusi területein és Dél-Amerikában. A Végrehajtó Bizottságot tájékoztatták arról, hogy az 1972—1975. közötti időszakban Afrikában 15, Dél-Amerikában 5 aerológiai állomást létesítenek. A RA—VI. területén és Japánban tervbe vették egy-egy geostacioner meteorológiai műhold felbocsátását. Megvitatásra kerültek a szakemberek kutatómunkára való felkészítésének kérdései, a repülésmeteorológia, a hidrológia, az agrometeorológia, klimatológia, légszennyeződés és a technikai együttműködés legfontosabb problémái.

Ezután az Igazgató Konferencia által létrehozott munkacsoportok elnökeinek beszámolóit hangzottak el.

A Szinoptikus és Repülésmeteorológiai Munkabizottság (RGSAM) elnöke beszámolt a Strbske Pleso-ban tartott radarmeteorológiai

tanácskozásról, ahol több meggondolandó javaslat született. Javasoltak egy regionális centrum létrehozását, amelynek feladata lenne a radar-információk begyűjtése, továbbítása, analízise, és az információ-szerzés automatizálása. Az RGSAM soronkövetkező ülésén megtárgyalja a javaslatot és megjelöli a feladatot. A beszámoló foglalkozott a szupersonikus repülés bevezetésével kapcsolatos útvonal-klimatológiai problémákkal. E téma alapos elemzését kijelölt szerkesztő bizottság végzi. A kubai delegáció beszámolt a szolgálatuknál folyó operatív és kutatási igények kielégítéséről és kérte, hogy a kubai szolgálat is részt vehessen az RGSAM munkájában.

A Meteorológiai Távközlési Munkabizottság (RGMT) elnökének beszámolóját a plenáris ülés megtárgyalta és elfogadta. A problémák részletes megtárgyalására ideiglenes munkabizottságot hoztak létre. A MOTNE Panel párizsi ülésével kapcsolatban egységes véleményt alakítottak ki. Megvitaták az európai telekommunikációs rendszer nem tisztázott részeinek szervezeti kérdéseit, különös tekintettel az alfanumerikus és a fakszimile programokra. Megtárgyalták a globális telekommunikációs rendszer ázsiai szakaszán — Novoszibirszk, Ulánbátor, Phenjan — technikai és szervezési kérdéseit, valamint az új rendszerre való áttérés időszakának problémáit.

A Klimatológiai munkacsoport (RGK) elnökének beszámolója foglalkozott az adatgyűjtés, adatfeldolgozás és az archiválás problémakörével. Az adatsere megkönnyítése érdekében hangsúlyozta az adatok egységes elvek szerinti, a szolgálatok számára hozzáférhető technikai hordozóban való adattárolás fontosságát. A szovjet szolgálat vezetője ismertette a Szovjetunióban megvalósítás alatt álló adattárolási rendszert, amely nagy tömegű adatanyag kis helyen való tárolására alkalmas, és a távlati igényeket is kielégíti.

A Műszerek és Megfigyelések Munkacsoportja (RGUMIP) elnökének beszámolója ismertette az elmúlt időszakban végzett munkát, felhívta a figyelmet a meteorológiai információ-szerzés új módszereire, elsősorban a rádiólokációs csapadékmérésre. A szocialista országokban folyó műszerszerkesztői tevékenység eredményessége érdekében az eddiginél jobb koordinációt kell megvalósítani, komplex automatizálási programot kell kidolgozni és törekedni kell annak legracionálisabb formában történő megvalósítására. Néhány országban — Magyarországon is — a meteorológiai és hidrológiai szolgálat különváltan tevékenykedik, ilyen esetekben célravezető, ha a hidrológiai szolgálat az illető ország meteorológiai szolgálatán keresztül kapcsolódik be a szocialista országok nemzetközi együttműködésébe.

A Tudományos Kutatásokat Koordináló Munkacsoport (RGKNIR) elnöke (Bodolai István) a KEI igazgatója által készített beszámolót az Igazgatói Konferencia elfogadta. A

beszámoló megvitatása során előtérbe kerültek a kutatások hatékonyságának kérdései. Szükséges, hogy a szocialista országok meteorológiai kutatásaiban fokozottabb mértékben helyet kapjon a munkamegosztás. Ennek sikeres megvalósításához a feltételek kedvezőek.

A Levegőszennyeződések Meteorológiai Vontakozásainak Munkacsoportja (RGMAZA) által elhangzott beszámoló felhívta a figyelmet a levegőtisztaság védelmének megnövekedett fontosságára. A levegőtisztaság védelmében más nemzeti orgánumokkal is együtt kell működni a KGST keretein belül. „A légszennyeződések meteorológiai aspektusai” című téma kidolgozása rendkívül fontos feladat. A levegőtisztaság-védelmi feladatok összefogására Leningrádban a Geofizikai Főosztályvezetői koordinációs központot hoznak létre. A szervezési és koordinációs feladatok ellátását a szovjet szolgálat vállalta.

A delegátusok átnézték az előző Igazgatói Konferenciák ajánlásait, megújították a munkacsoportokat és tisztségeikben megerősítették azok elnökeit. Az Igazgatói Konferencia meghatározta a következő évben sorra kerülő ülések és szimpóziumok programját. A következő Igazgatói Konferencia *F. Samaj* — a csehszlovák delegáció vezetőjének — meghívása alapján Csehszlovákiában kerül megrendezésre 1974 első felében.

A konferencia rendkívül szívélyes légkörben folyt, mongol barátaink figyelmességét dicséri a szakmai látogatások és kirándulások megszervezése. A résztvevők számára felejthetetlen élményt jelentett a Dél-Gobi sivatagban Dalanzatgatan tett kirándulás.

Az ünnepélyes záróülésre a Külkereskedelmi Minisztérium kupolatermében került sor. Az ünnepségen részt vett *Nguyen Van-Thán* a dél-vietnami követség titkára is, aki személyesen mondott köszönetet a konferencia részéről megnyilvánuló támogatásért. Az Igazgatói Konferencián részt vett delegációk nevében *E. K. Fedorov* akadémikus, a szovjet delegáció vezetője mondott köszönetet a kitűnő szervezésért és a baráti vendéglátásért.

Barát J.

*

XII. NEMZETKÖZI ALPI METEOROLÓGIAI KONFERENCIA

A XII. Nemzetközi Alpi Meteorológiai Konferenciát a Jugoszláv Szocialista Szövetségi Köztársaság Szövetségi Hidrometeorológiai Intézete (Belgrád) valamint a Boszniai és Hercegovinai Szocialista Köztársaság Hidrometeorológiai Intézete (Szarajevó) 1972. szeptember 11 – 16 között rendezte meg Szarajevóban.

Egy korábbi határozat alapján ezen a konferencián már a Kárpát-országok képviselői is

résztvettek, s így a vendéglátókon kívül közel 170 szakember jelent meg az alábbi országokból: Ausztria, Belgium, Csehszlovákia, Franciaország, Görögország, Hollandia, Japán, Magyarország, Német Szövetségi Köztársaság, Olaszország, Románia, Svájc, Ukrajna. A magyar delegációt *Dési Frigyes* egyetemi tanár, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke vezette. A delegáció tagjai *Zách Alfréd* a Magyar Meteorológiai Társaság társelnöke és *Szakály József* főtítkárok voltak.

A konferenciát *D. Radinović* a Szövetségi Hidrometeorológiai Intézet igazgatója nyitotta meg, ezt követően *Z. Mičević* a szarajevói intézet igazgatója, majd a Városi Tanács elnöke és a WMO képviselője is üdvözölte a megjelenteket.

A bevezető előadásokat, az első plenáris ülésen, *M. Čadež* (Belgrád) és *M. Schüepp* (Zürich) tartották a jugoszláv alpi vidékek jellegzetes időjárási típusairól és az „alpi szinoptika” problémáiról. A továbbiakban két szekcióban folytak az előadások, úgy, hogy minden témakört egy fő-előadás vezetett be, és ezekhez csatlakoztak a rövidebb, 10–15 perces beszámolók.

Az „A” szekcióban a hegyvidékek dinamikusság és szinoptikus meteorológiája, a rendszeresen végzett meteorológiai vizsgálatok módszerei és eredményei, valamint a légkörfizika problémái kerültek megvitatásra. E szekcióban tartott előadásában *Zách Alfréd* Budapest borultságának növekedését mutatta ki, a Kékestetőn észlelt felhőzeti adatok tükrében.

A „B” szekcióban a hegyvidékek éghajlata, a bioklíma és a hegyvidéki életfeltételek, valamint a glaciológia és a hidrológia területéről számoltak be a kutatók eredményeikről.

A konferencia első napjának estéjén a résztvevőket a Boszniai és Hercegovinai Szocialista Köztársaság kormányának elnöke fogadta a kormány rezidenciájának nagyertermében. Igen hangulatos volt a második nap délutánján rendezett szarajevói városnézés, amelynek különlegessége egy mohamedán temető volt.

A konferencia szakmai részét a harmadik nap délutánján a második plenáris ülés zárta le, amelyen *D. Radinović* igazgató összefoglalta a tudományos előadások eredményeit és megköszönte az előadások és hozzászólások, valamint a szervezők közreműködését. A résztvevők nevében *E. Süssenberger* az NSZK Meteorológiai Szolgálatának vezetője mondott köszönetet a szíves meghívásért, az igen magas színvonalú szakmai program megvalósításáért, s végül azért a vendégszeretért, amellyel a megjelenteket körülvették. A jelenlevők nagy érdeklődéssel hallgatták az olasz delegáció egyik tagját, amikor *M. Bossolasco* távirátát olvasta fel, amely meghívást tartalmazott a XIII. Alpi Meteorológiai Konferenciára, amelynek színhelye az Olasz-Alpok vidéke lesz, 1974-ben.

Sokáig emlékezetes marad az az esti kötélvasút utazás a Szarajevó felett emelkedő egyik hegycsúcsra, a Trebevicre (1629 m), ahol a „Vidikovac” nevű étteremben a szövetségi és a szarajevói intézet igazgatói látták vendégül a teljes létszámban utójára megjelent résztvevőket.

A következő három napon, két útvonalon, a hegyekben és a tengerparton tettek kirándulást azok a résztvevők, akik ezekre korábban jelentkeztek.

Szakály J.

*

METEOROLÓGIAI KOLLOKVIUM BELGRÁDBAN

1972. szeptember 9-én érdekes megbeszélés folyt a belgrádi egyetemen, a Légköri Tudományok Centrumában. *M. Čadež* professzor, a szarajevói alpi meteorológiai konferenciát megelőző napokra a következő – csaknem kizárólag egyetemi tanárokból álló – ismert meteorológus tudósokat hívta vendégül az új Centrumba: *Dési F.*, Budapest, *J. Egger*, München, *H. Fortak*, Berlin, *G. Hollmann*, München, *M. Konček*, Bratislava, *S. Panchev*, Szófia, *D. Djordjević*, Belgrád, *D. Djurić*, Belgrád, *P. Gburčik*, Belgrád, *B. Makjanić*, Zágráb, *F. Mesinger*, Belgrád, *D. Radinović*, Belgrád.

A szabadon előadható beszámolóknak „A numerikus prognosztika időszerű kérdései” címet lehetett volna adni, „Hol tartunk most?” és „Hogyan tovább?” alcímekkel.

A vendéglátók és meghívottak társasága megvitatta a helyzetfelmérést is biztosító előadásokat, majd leszögezte: elengedhetetlenül szükséges és a fejlődés egyedüli lehetősége, hogy egyre újabb és újabb fejlett technikai berendezéseket állítsanak a meteorológia szolgálatába, de sohasem várható, hogy az egyik vagy másik technikai csoda a prognózisok minőségében ugrásszerű javulást hoz, mert – könnyű belátni – a kiindulási helyzet és jó néhány komplex légköri folyamat fizikai törvényszerűségének megismerése, ezek birtokában is, csak fokozatos lehet. Ami megadható, az a bizonyos valószínűséggel várható érték, vagyis a pontatlanság valószínűsége. Ami világos, a hibavalószínűség csökkentése, a mindenfajta meteorológiai mérés pontosabbá tétele és a légköri folyamatok számtalan mozzanatának megismerése, majd ez ismeretek szintézise révén és ütemében valósulhat meg, s ugyanez az útja a prognózisok annyira kívánt javulásának is.

Az idevonatkozó magyarországi kutatások eredményét *Dési Frigyes* egy. tanár, az OMSZ elnöke ismertette. Előadásának szövegét e számban közöljük.

Lőrincz A.



M. ČADEŽ 60 ÉVES

Marjan ČADEŽ professzor, aki az itáliai Goriciában (Görzben) született, 1972. szeptember 7-én töltötte be 60. életévét. A Belgrádi Egyetem jeles tanárának, szerkesztő bizottságunk nagyra becsült tagjának édesatyja, a Ljubljánai gimnáziumi tanár, a Bécsi Egyetemen tanult, ahol — a matematikán és fizikán kívül — meteorológiát is hallgatott. Tehetséges tanítványa volt Boltzmann-nak, de szorgalmasan látogatta Hann és Exner előadásait is. ČADEŽ professzor — apja ösztönzésére és irányításával — már tizenkétéves korában, 1924 óta, rendszeres megfigyelője volt Ljubljána időjárásának. A megszakítás nélkül végzett észleléseinek folytatását csak akkor bízta másra, amikor 1947-ben Belgrádba hívják, és azzal bízzák meg, hogy vegyen részt a jugoszláv meteorológiai szolgálat újjászervezésében.

1936-ban, Ljubljánában fejezte be egyetemi tanulmányait, s ott is doktorált 1942-ben. Elsősorban a meteorológia kedvéért alapozta meg matematikai tudását. Disszertációjában, melynek tárgyát a légköri turbulencia témaköréből merítette, a futóáramlások valószínűlétére következtet.

Belgrádban, a kezdet éveiben, munkatársa volt a szolgálat folyóiratainak, a *Glasnik*-nak és a *Vesnik*-nek, bevezette a korszerű éghajlati formuláerekat a gyakorlatba — ezeken, többek közt, feltüntetették kiválasztott szinoptikus állomások óraértékeit —, s javaslatára indult meg Jugoszlávia időjárásának rendszeres vizsgálata. Légkörfizikát oktatott a technikusok számára akkor létesített meteorológiai középiskolában, a Belgrádi Egyetemen dinamikus meteorológiát adott elő, s kiadója és írója volt a *Skripta*-nak (*A légkör fizikájának*). A szolgálatban előbb az Éghajlati Osztályt vezette, később a szorgalmazására felépült *Aerológiai* (ma: *Meteorológiai*) *Obszervatórium* igazgatójává nevezték ki.

1956-tól a Belgrádi Egyetem Természettudományi Karán folytatja sokirányú és eredményekben bővelkedő tevékenységét, mint rendkívüli, majd később, mint rendes egyetemi ta-

nár, a Meteorológiai Tanszék vezetőjeként. Az egyetemen folytatja a már említett rendszeres időjárás-kutatásait, de emellett szívügye a tanszék és a kari Meteorológiai Intézet szerveztéknek további fejlesztése, melynek szintén vezetője, s harcol azért is, hogy mielőbb önálló meteorológiai intézet szülessék Belgrádban. Szívós és célratörő tevékenységének eredménye — sok-sok év után — az 1971 óta működő *Légköri Tudományok Központja*.

Előadásai négy szakterületet ölelnek fel: a dinamikus meteorológiát, az általános meteorológiát, Jugoszlávia időjárás- és éghajlatánát, s a fizikai meteorológiát. Több szak- és tankönyv fémjelzi oktató- és kutatómunkájának korszerű színvonalát: a *Bevezetés a dinamikus meteorológiába* c. műve 1959-ben, a *Jugoszlávia időjárása* c. monográfiája 1964-ben jelent meg, s a *Meteorológia* c. kötete a közeljövőben lát napvilágot.

A tanszék jelenlegi oktatógárdája kiváló tiszteletbeli professzorokból, tehetséges fiatal docensekből és doktoráltakból áll. Akadtak azonban a múltban nehezebb évek is, melyeknek során a tanszék munkatársai közül számosan — különösképpen a fiatalabbak — külföldön tevékenykedtek, professzorokként és WMO küldte szakértőkként.

ČADEŽ professzor jelentős szervező munkát végzett és végez ma is nemzetközi tudományos életünkben. A Kárpát-, Balkán- és Alpi-meteorológiai konferenciák keretében olyan nemzetközi együttműködést valósított meg, mely a domborzat időjárást módosító hatásának elemzését tűzte ki céljául. Sok országban és városban tartott nagy érdeklődést keltő előadásokat (Budapest, Genova, Berlin és München, Szófia és Asti, Lipese stb.). Aktív tagja négy nemzetközi tudományos folyóiratnak (*Időjárás, Gerl. Beitr. Geophys., Pure appl. Geophys., Meteorol. Ztschr.*) s otthon a *Sbornik meteorolskih i hidrololskih* c. folyóiratot szerkeszti.

Tanulmányainak száma kb. 70-re becsülhető. Témái a dinamikus meteorológiából és a szinoptikából valók. Eredményei méltán keltettek nemzetközi visszhangot és elismerést. A sok közül ki kell emelnünk azt a felismerését, hogy milyen módon hat a hulló hó olvadási hője a hőmérsékleti, nyomási és szélmezőre. Igazolja annak lehetőségét, hogy meleg levegő — ék formájában — a hidegebb mellett fekdühet. Foglalkozott a termodinamikus ciklon- és anticiklon-genezissel, kvantitatív módszerekkel magyarázza a hideg anticiklonok keletkezését, a turbulenciából kiindulva értelmezi az általános tendencia-egyenletet, meghatározza a határreteg karakterisztikus és általános feltételeit stb. A légköri mozgásokkal kapcsolatos vizsgálataival — több dolgozatában — bizonyítja, hogy a légkör belső és külső energiája a hang sebességével helyeződik át. Erre az alapeszméjére építve fogalmazza meg a külső energia újszerű definícióját és vonja kétségbe az Euler-féle egyenletek általános érvényét.

Ugyancsak új meghatározását nyújtja az impulzusnak, s valamely rendszerben a légnyomás tendencia-egyenletének, bemutatván azt is, hogy a légköri impulzusok (sűrűsödések és ritkulások) nyomot hagynak maguk mögött.

Felsorolt eredményein még napjainkban is vitatkoznak a nemzetközi fórumokon, de ez a tény ismét csak arra utal, hogy ČADEŽ professzor gyökeréig eredeti problémákat és megoldásokat vet föl, olyanokat, amelyekkel megérdemelten vívott ki magának rangot és tekintélyt a világ meteorológusai között. Kívánjuk, hogy továbbra is sikeresen folytassa azt a kollektív munkát, melyet Jugoszlávia időjárásának és éghajlatának jobb megismerése érdekében kezdeményezett, szervezett és irányított, s fejezze be mielőbb eredményesen munkájának azt a szakaszát is, melyet a Jugoszláviába (1956—60 között) betörő hideg légáramlások elemzésének szentelt.

További eredményes munkát, jó egészséget és hosszú életet kívánunk ČADEŽ professzornak, születésének hatvanadik évfordulóján, de nemcsak az Időjárás szerkesztő bizottsága, hanem valamennyi magyar meteorológus nevében is, mert tudásáért és emberségéért, rokonszenves és mindenkor segíteni kész egyéniségéért őszinte nagyrabecsülést és szeretetet érzünk iránta.

Dési F.

*

NEMZETKÖZI TUDOMÁNYOS SZIMPOZIUM LIPCSÉBEN – MEGEMLÉKEZÉS A 100 ÉVE TARTOTT NEMZETKÖZI METEOROLÓGIAI KONFERENCIÁRÓL

A Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálat 1972. szeptember 26. és 29. között nemzetközi tudományos szimpoziumot szervezett Lipcsében, megemlékezésül az 1872. augusztus 14., és 15-én tartott történelmi jelentőségű lipcsei meteorológiai konferenciáról, amelyen többek között előkészítették a Meteorológiai Világszervezet elődjének az ún. Nemzetközi Meteorológiai Szervezetnek (IMO) létrehozását. A jubileumi szimpoziumon a Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálatát Dési Frigyes elnök, valamint Cselnai Rudolf, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója képviselte.

A jubileumi szimpozium üléseit szeptember 26-án de. 10 órakor W. Böhme professzor, az NDK Meteorológiai Szolgálatának igazgatója nyitotta meg. Ezt követően Marterer vezérőrnagy, belügyminiszterhelyettes mondott üdvözlő beszédet, amelyben röviden vázolta az utóbbi években kialakult nemzetközi politikai helyzetet, majd értékelte az NDK Meteoroló-

giai Szolgálat által végzett munka fontosságát. Végül köszönetet mondott a többi szocialista ország meteorológiai szolgálatainak azért a támogatásért, amelyet ezek a szolgálatok kifejtettek és kifejtének annak érdekében, hogy az NDK Meteorológiai Szolgálatára végre egyenjogú tagja legyen a Meteorológiai Világszervezetnek.

Az üdvözlő beszéd után ismét W. Böhme professzor emelkedett szólásra és méltatta a hajdani meteorológiai konferencia jelentőségét. Elmondotta, hogy a 100 éve tartott konferencia létrehozásában a döntő érdem Wild, Bruhns és Jelínek professzorokat illeti. Heinrich Wild professzor akkoriban a Szentpétervári Központi Geofizikai Obszervatórium igazgatója volt, Karl Bruhns professzor a Lipcsei Csillagászati Obszervatóriumnak és a Szászországi Meteorológiai Intézetnek igazgatói tisztét töltötte be, Karl Jelínek professzor pedig a Bécsi Meteorológiai és Földmágnassági Központi Intézetet vezette. Közös aktivitásuk és széleskörű levelezéseik eredményeképpen 1872 augusztusában megrendezésre került a Lipcsei Meteorológiai konferencia, amelyen számos nemzetközi hírű tudós sokszor hangsúlyozott kívánságát teljesítve megbeszéléseket folytattak a különböző országokban folyó meteorológiai megfigyelések és adatfeldolgozások módszereinek egységesítése érdekében. Ezek a nagyjelentőségű megbeszélések kedvező hatással voltak a meteorológusok nemzetközi kapcsolatainak fejlődésére, és fontos lépést jelentettek a hagyományos operatív tevékenységek összehangolása terén. A történelmi visszapillantás után W. Böhme áttekintő képet adott azokról a korszerű meteorológiai problémákról, amelyeknek a megoldására a világ ma élő meteorológusainak kell közös erőfeszítéseket tenniük.

A tudományos előadásnak is beillő tartalmas és gondolatébresztő megnyitóbeszéd után Mäde professzor, az NDK Meteorológiai Társaságának elnöke emelkedett szólásra. Kitérteket adott át, majd pedig ünnepélyes és méltató szavak s a hallgatóság tapsának kíséretében átnyújtotta Dési Frigyes professzornak az NDK Meteorológiai Társasága tiszteletbeli tagságát tanúsító díszoklevelet. Az ünnepélyes pillanatok után sorra szót kértek a meghívott meteorológiai szolgálatok vezetői. Üdvözölték a vendéglátó szolgálat vezetőit és jelenlevő dolgozóit, méltatták azokat a nagy eredményeket, amelyeket a tudományos és operatív munka terén értek, majd pedig ajándékokat adtak át. Dési Frigyes professzor üdvözlő beszédében kitért a 100 évvel ezelőtt tartott Lipcsei Meteorológiai konferencia jelentőségének méltatására, és rámutatott arra, hogy az a konferencia a maga idejében fordulópontot jelentett a meteorológusok nemzetközi együttműködésében. Meghatottan mondott köszönetet azért a megtiszteltetésért, amelyet a német meteorológiai társaság tiszteletbeli tagságának adományozása jelentett. Elmondotta, hogy ezt a ki-

tüntetést a legszebb elismerésnek tekinti a két ország meteorológiai szolgálatai között fejlődő kapcsolat erősítése érdekében kifejtett törekvéseit. Meleg szavakkal emlékezett meg azokról a kollégákról — név szerint *Philipps, Ertel* és *Böer* professzorokról — akik már nem lehetnek jelen az ünnepségen, de életükben hasonló célokért teljes odaadással dolgoztak.

A jubileumi szimpozion tudományos előadásai 26-án délután vették kezdetüket. Ekkor került sor az első témakör megvitatására, amelynek tárgya *A meteorológiai megfigyelés és feldolgozás komplex automatizálása volt. A témakör vitaindító előadását Czelnai Rudolf* tartotta. A korreferátumokat *N. K. Kljukin* (Szovjetunió), *W. Höhne* (NDK) és *G. H. Jar-Muho-medov* (Kirgiz SZSZK) tartották.

A tudományos program 27-én a *radarmeteorológia* témakörének tárgyalásával folytatódott. A vitaindító előadó *G. Gromova* (Szovjetunió) volt, s a korreferátumokat *D. Podhorskij* (CSSZSZR), *R. Ziemann* (NDK), *G. Schimsa* (NDK), *R. D. Petrov* (Bolgár NK), és *J. Neisser* (NDK) tartotta.

A harmadik témakör a *műhold meteorológia* kérdéseit foglalta magában, amelyről *P. Vetlov* (Szovjetunió) vitaindító előadása nyújtott kitűnő áttekintést. A nem kevésbé érdekes korreferátumok sorában *W. Häuser* (NDK), *H. Neumeister* (NDK), *Z. Bunsch-Makarevicz* (Lengyel NK), *E. A. Lauter* (NDK), *H. Wörner* (NDK), *C. Busch* (NDK), *D. Spänkuch*, *W. Döhler*, *H. Kubasch* (NDK) és *K. H. Grasnick*, *G. Entzian* (NDK) előadásai hangzottak el.

Végül a negyedik témakör tárgya a *mezometeorológia és a numerikus előrejelzések interpretációja* volt. E témakör tágabb szakmai hátterét *J. I. Tolsztyikovnak*, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata vezetőhelyettesének, a szovjet GARP-bizottság elnökének előadása adta meg. Ezt követően *B. Barg* (NDK) koncepciózus összefoglaló előadást tartott, majd *M. Gericke* (NDK), *H. J. Herzog* (NDK), *J. Kluge*, *K. H. Stahnke-Jungheim* (NDK), *P. Vogler* (NDK), *H. Maede* (NDK), *M. Buttenberg* (NDK), *K. Ulbricht* (NDK), *P. B. Rachev* (Bolgár NK), és *K. Balzer* (NDK) korreferátumaira került sor.

A jubileumi szimpozion rendkívül átgondolt tématerveiben jól kifejezésre jutottak a korszerű meteorológia legalapvetőbb problémái. A vendéglátó szolgálat munkatársai igen sok előadást tartottak, és ezek az előadások egytől-egyig komoly, elmélyült munkáról tanúsítottak. Különösen a „mezometeorológia és a numerikus előrejelzések interpretációja” c. témakör előadásai során volt feltűnő az a hatalmas szakmai fejlődés, amely az NDK meteorológiai szolgálatának keretében az utóbbi években végbe ment. Az előadássorozat ünnepélyes bezárására szeptember 29-én délből került sor. A vendégek nevében *J. I. Tolsztyikov*, a szovjet delegáció vezetője mondott köszönetet az értékes tudományos szimpozion megrendezéséért, és ki-

fejezte az NDK Meteorológiai Szolgálata által elért eredmények iránti elismerését.

A tudományos ülészak munkáját a sajtó élénk érdeklődése kísérte. A „Stimme der DDR” nevű rádióállomás rovatvezetője a magyar delegáció vezetőjét nyilatkozatra kérte fel. Az interjúban *Dési Frigyes* professzor méltatta a lipcsei konferencia jelentőségét, dicsérte a jubileumi szimpozion témáinak kiválasztását, és szövelt arról a paradox helyzetről, hogy az NDK Meteorológiai Szolgálata nem tagja a Meteorológiai Világszervezetnek, holott éppen az NDK területén, Lipcsében volt az első nemzetközi meteorológiai konferencia, amelyen a Meteorológiai Világszervezet létrehozását formálisan szentesítő 1873-as Bécsi Kongresszust előkészítették.

Czelnai R.

*

NÉGY HÓNAP A „VIZE PROFESSZOR” NEVŰ TUDOMÁNYOS KUTATÓHAJÓN

A Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata leningrádi Arktikus és Antarktikus Tudományos Kutató Intézetének feladata — a két Sarkvidéken végzett kutatásokon kívül — Földünk két nagy óceánjának, az Atlanti- és Indiai-óceánnak természettudományos feltárása. Ennek a nagyméretű tudományos munkának az eszközei az Intézet tulajdonában levő tudományos kutatóhajók, több mint féltucat speciális hajó, melyek közé tartozik a „Vize Professor”. Szinte az utolsó szegecsig meg egyező ikertestvérével, a „Zubov Professor”-ral 1966—67-ben készülték el az NDK-ban, Wiesmarban, és azóta számos expedíció eszközei voltak, fedélzetükön a hajó állandó tudományos személyzetével és meghívott szakemberekkel. Munkaterületük a hidrológia, az oceanográfia és a meteorológia. Ehhez a széles körű munkához modern, a korszerű követelményeknek megfelelő laboratóriumokkal vannak felszerelve.

1971-ben az a megtiszteltetés ért, hogy a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának meghívására részt vehettem a „Vize Professor” 13. expedíciójában. A hajónak hármas feladata volt ezen az úton: az útvonal teljes hosszában végzett hidrológiai és meteorológiai rutinmérések, meghatározott térségekben nemzetközi együttműködés keretében végrehajtott aerológiai és hidrológiai széria mérések, valamint részvétel a 16. és 17. Szovjet Antarktisz Expedíciók személyzetcseréjében. Ez a harmadik feladat tette lehetővé, hogy a hajón végzett munkámmal részese legyek egyben a 17. antarktisi expedíciónak.

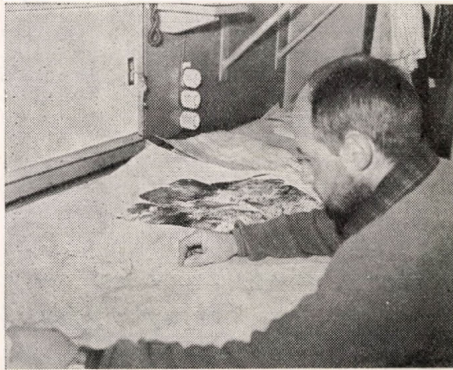
1971. november 10-én hajnalban futott ki a „Vize Professor” a leningrádi személykikötő-

ből. Útunk első állomása (egy kiadós balti-tengeri vihar, majd az első és egyben utolsó tengeri betegség után) a lettországi Liepaja volt, ahol az Antarktiszra szállítandó időjárási rakétákat hordtuk be a fedélzetre. Másnap már Gdanskban kötöttünk ki, ahol hajóra szállt az expedíció öt lengyel tagja is. Ezzel csaknem teljessé vált a nemzetközi csoport, a szovjeteken és lengyeleken kívül a fedélzeten volt a hat német, a bolgár, a román és a magyar résztvevő. Már csak a hindu meteorológus hiányzott, aki később, Ausztráliában csatlakozott hozzánk. A lengyel kikötőváros után – áthajózva az Északi-tengeren egy óránként 130–140 kilométeres sebességű orkánon – a Gran Canaria-sziget festői kikötőjében, Las Palmasnak öblében vetett horgonyt a „Vize Professor”. Három napot tartózkodtunk itt, és miközben hajónk vizet, üzemanyagot és élelmet vett fel, két nagy autókiránduláson vettem részt az egzotikus szigeten. Egy vidám ceremónia az egyenlítőn, majd Szent Iona-szigete és a Jöreménység-fok érintése után, december 10-én már az Indiai-óceán viharos hullámain hanykolódott hajónk az Antarktisz körülölelő ciklonövezetben.

Mivel a 6. földrész partjai előtt még több száz kilométer széles, számunkra áttörhetetlen jégtakaró állott a tengeren, első tervezett kikötésünk az Antarktiszon, a szovjet állomások új „fővárosá”-nál, Mologyozsnajánál, nem sikerült. A 140 sarkkutatót és az Antarktiszra szánt anyagot az „Ob” jégtörő-teherhajó vette fedélzetére egy óceáni randevú után, és a „Vize Professor” máris indult tovább következő úti-célja, az ausztráliai Fremantle felé. Három nap a Nyugat Ausztráliai Köztársaság fővárosában Perthben, majd az oda repülőgépen érkezett sarkkutatók új csoportjával a fedélzetén a „Vize Professor” ismét az Antarktisz felé haladva fúrta orrát az Indiai-óceán vizébe. Az utolsó útszakaszt ismét az „Ob” segítségével megtéve, január 6-án vetettünk horgonyt 28 km-re Mirnijtól, az „exfőváros”-tól, a szilárd jégtakaró szélén.

Január 18-ig tartott a kirakodás, ezalatt megismerhettem a kutatóállomás életét, munkáját, a partjai előtt fekvő érdekes szigetvilágot, sőt, engedélyt kaptam arra, hogy repülőgéppel a szárazföld belsejébe, a Mirnijtól 1400 kilométerre, a tengerszint felett 3488 méter magasra, a geomágneses pólusra telepített Vosztoz állomásra látogathassak.

Január 19-én indultunk vissza a 16. expedíció közel száz fős hazatérő csoportjával. Egy kis kitérő után ismét a Kanári-szigetek partjainál, pontosabban Tenerife-szigetének kikötője, Santa Cruz előtt vetettünk horgonyt. A kitérő oka egy, az Antarktisz partjai előtt, a 63. déli szélesség mentén végzett rádiószonda mérés-sorozat és a 20. keleti hosszúság mentén a 6. földrésztől Afrika déli csüskéig végrehajtott hidrológiai mérésorozat volt. Február 26-án ismét jég között jártunk, a „Kijev” jégtörő

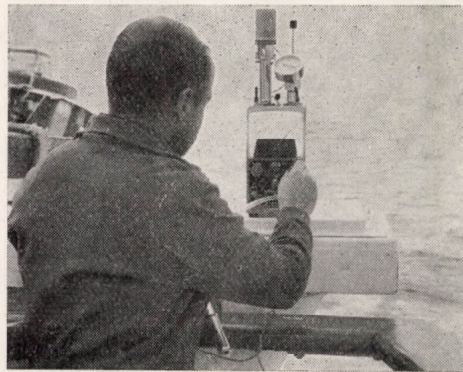


törte előttünk az utat Leningrád felé a Finn-öbölben.

A laboratóriumok a Balti-tengeren még csendesek voltak, csupán a meteorológiai részleg (észlelők) és a szinoptikus csoport dolgozott az első naptól kezdve. A rendszeres tudományos munka csak Európa beltengereit elhagyva, az Atlanti-óceánon kezdődött meg. Itt emelkedett a magasba az első rádiószonda, és merült a mélybe az első hidrológiai műszer. Működésbe léptek az oceanográfusok műszerei, elkészült az első mozaikkép az ESSA-8 amerikai mesterséges hold fényképfelvételeiből.

Feladatomból a hajón kettős volt. Részt vettem a hajó szinoptikus csoportjának munkájában, eleinte szinoptikusként, majd december 14-től a hajó kapitányának és az expedíció tudományos vezetőjének megbízásából a szinoptikus részleg vezetőjeként. A másik feladatomból az útvonal teljes hosszában végzett aerosol mérési sorozat volt, amelyet a budapesti Légekörfizikai Kutató Intézet kérésére folytattam. A mérések eredményeként hazahozott 96 darab aerosol filter mikroszkópos és elektronmikroszkópos feldolgozása jelenleg még folyik a KLF-ben.

Munkahelyem a szinoptikus részleg laboratóriumában volt, a hajó legfelső emeletén. Ide tartozott a hírközpont, ahol rádió-telexgépek



segítségével gyűjtötték be a technikusok az útvonal közelében fekvő időjárási központok szinop és temp kulcsait, amelyek az általunk készített térképek alapanyagát képezték. Több fakszimile készülék a rádióon kisugárzott analízisek és előrejelzési térképek vételét biztosította. A szinoptikus részleghez tartozott az APT képek vételét és összeállítását végző csoport. Ezekon a kiegészítő csoportokon kívül, a részleg magvát a tulajdonképpeni munkát végző technikus és tudományos munkatársaim alkották.

A szinoptikus munka kettős volt. Egyrészt rendszeresen prognózisokat kellett készíteni a hajó közlekedése, valamint a többi tudományág munkájának segítése érdekében, másrészt el kellett végezni az útvonal mentén fekvő térségek makro- és mezométerű szinoptikus elemzését. Ezt útvonalszakaszonként írásban át kellett adni a hajó tudományos vezetőjének és ezek a jelentések képezték a hajó 13. expedíciójáról készült tudományos dokumentáció szinoptikai részét. Mind a prognózisok készítése, mind a jelentések megírása a szolgálat vezetőségének átvétele után az én feladatomban volt, azonkívül a minden reggel 9 órakor megtartott tudományos konferencián a szinoptikus helyzet és a prognózis ismertetése a hajó és a tudományos részleg vezetôivel, szintén az én feladataim közé tartozott.

A szinoptikus munkában, főként a prognózisok készítésében olykor nagy nehézségeket jelentett a ritka állomáshálózat. Ez elsősorban a szárazföldektől távol, a nyílt óceánon fordult elő. Ilyenkor a legnagyobb, csaknem nélkülözhetetlen segítséget az APT képek jelentették, amelyek ha a hajó úton volt, egyetlen napon sem hiányoztak.

A legnagyobb élményt a szinoptikus számára a Mologyozsnaja — Ausztrália útvonal hozta meg. Ebből a tíz napos útszakaszból nyolc és fél napon át együtt haladtunk egy délnyugatról északkelet felé vonuló hidegfronttal. Hajónk hol kevéssel a front előtt bukdácsolt a több méteres hullámokon, hol a front eső-, vagy hófüggönyébe burkolózva haladt célja felé, hol pedig a front után kullogott néhány tíz vagy száz kilométerrel. A legszebb látványban akkor volt részem, amikor hajónk a front mögött volt. A friss, antarktiszsi származású levegőben hihetetlen gyorsasággal zajlottak le a légköri folyamatok. Egyik pereről a másikra alakultak ki az előbb még kristálytisza levegőben hatalmas cumulonimbusok, és olyan hózápor kerekedett, hogy csak méterekre lehetett látni. Néhány perc múlva megszűnt a havazás, pillanatok alatt feloszlott a felhő és újra ragyogóan sütött a nap. Ez a folyamat naponta többször megismétlődött. Csodálatos élmény volt ez egy szinoptikus számára, olyan, amelyet szárazföldön nem érhet meg. Napokig benne élni egy frontban — ez szárazföldön elképzelhetetlen, itt percek, legfeljebb órák alatt vonulnak el a frontok a fejünk felett.

Ez az esemény csak egyike volt a számtalan élménynek, amelyben részem volt az ötvennégyezer kilométeres út során. A sok szinoptikus térkép, információ birtokában, a nyílt óceán felett végbemenő tiszta légköri folyamatok, a végtelen horizont által biztosított zavar-talan megfigyelések csaknem tökéletes együttélését jelentenek az időjárással. Ez az út nagyon nagy élményt és hasznot jelentett a gyakorlati szinoptikus számára.

Vissy K.

*

ANKÉT A BALATONI VIHARJELZÉSRŐL

A Magyar Meteorológiai Társaság és a Központi Előrejelző Intézet 1972. június 23-án egész napos ankétot rendezett Siófokon, a „Balatoni viharjelzés”-ről.

Az ankét célja az volt, hogy a viharjelzésben és a riasztásban érdekelt szervek és a közreműködő szakemberek fórumot kapjanak a balatoni viharjelzés területén eddig elért eredmények áttekintésére, értékelésére, továbbá a tudományos és a technikai fejlesztés irányának és lehetőségeinek megvitatására.

Az előadásokat — amelyeket a MAHART Balatoni Üzemigazgatósága dísztermében tartottak meg — *Zách Alfréd* elnöki megnyitójára vezette be. „A balatoni viharjelzés helyzetét”-t *Böjti Béla* tud. csoportvezető, a Viharjelző Observatorium vezetője ismertette, majd a BM Közbiztonsági Csoportfőnöksége részéről *Mohácsi József* r. alezredes „Vízrendészeti és víziközlekedési feladatok ellátása a Balatonon” című előadásában számolt be a rendőrség mentőmunkájáról és annak eredményeiről. A balatoni személy- és teherhajózás problémáiról beszélt *Kopár István*, a MAHART üzemigazgatója „Meteorológia a biztonságos balatoni hajózás érdekében” címmel, majd *Dolesch Ivánnak*, a Magyar Vitorlás Szövetség mester-edzőjének „Viharjelzés és vitorlázás” című előadása hangzott el.

Götz Gusztáv a KEI tud. osztályvezetője „A balatoni viharjelző szolgálat jövője” címmel a viharjelzés fejlesztésének kívánatos irányát, a lehetőségeket és a fejlesztés első eredményeit ismertette.

Az előadási program után mutatták be a *Járac Kornél* mérnök által készített színes filmet, amely az 1969. augusztus 8-i balatoni víztölcser — annak kifejlesztését, vonulását és összeomlását — örökítette meg.

Az előadásokat követő vita során *Kurdi János* a Révkapitányság parancsnoka, *Ambrózy András* egy. docens, *Pinczehegyi Károly* üzemigazgató helyettes és egy üdülővendég szóltak fel, beszámolva a viharjelzés, valamint az élet- és vagyonmentés eredményeiről, a

jelzőrendszer korszerű módszereiről, a vízi-közlekedés meteorológiai kérdéseiről, s végül a balatoni üdülők e témakörbe tartozó problémáiról.

Az ankét résztvevői délután megtekintették a Viharjelző Observatóriumot, majd hajókirándulásra indultak, amelyen az erősödő szél, a hajóra felcsapó hullámok és a délelőttihez mérten erőteljes lehűlés következtében az utasok fogalmat alkothattak a balatoni viharról és annak következményeiről.

Megállapítható, hogy az ankét megrendezése nagyon időszzerű s ennek következtében igen sikeres volt. Az egyes szerveket képviselő előadók, az OMF, a KPM Hajózási Főigazgatóságának, Siófok Város Tanácsának képviselői és a hallgatóság egybehangozóan elismerték a viharjelzés és a mentés eddigi jelentős eredményeit, hangsúlyozva azt, hogy a viharjelzés fokozottabb továbbfejlesztése és a riasztás korszerűsítése tovább már nem halasztható feladat.

A tanácskozás eredményessége érdekében az ankét felhatalmazta a rendezőseget arra, hogy az előadások és a hozzászólások során elhangzottak alapján a tanulságokat és javaslatokat összegezve, azokat ajánlások formájában küldje meg az érdekelt szerveknek és intézményeknek.

A „Balatoni Viharjelzés” című ankét ajánlásai:

1. Miután az MSZMP KB és a Minisztertanács határozata kimondja, hogy a balatoni viharjelzés riasztásának végrehajtása nem a rendőrség (BM) feladata, — s ennek következtében nem is történt intézkedés a riasztás korszerűsítésére és műszaki fejlesztésére —, gondoskodni kell egy magasszintű bizottság létrehozásáról, amely a fenti határozat megvalósítására konkrét javaslatot tesz.
2. A viharelőjelzés kiadása továbbra is az Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Előreljelző Intézete keretében működő „Siófoki Viharjelző Observatórium” feladata.
3. A viharelőjelzés továbbfejlesztése szükségessé teszi automatá szélmérők, időjárási radar felállítását, valamint egy korszerűbb hírközlési rendszer kiépítését.
4. Az előadások és a vita során megállapítást nyert, hogy a riasztásra — külföldön is jól bevált — fényjelzéses módszert kell alkalmazni.
5. Az idegenforgalmi szervek és a SZOT illetékesei fejtsenek ki megfelelő propagandát, hogy a hazai és a külföldi balatoni üdülők megismerhessék a hirtelen kitörő balatoni viharok veszélyeit, a vihar alkalmával szükséges magatartást és a riasztás jelzéseit.

Szakály J.

KÍNA FELVÉTELE A WMO TAGÁLLAMOK KÖZÉ

Az ENSZ Közgyűlés 1971. október 25-i határozata után napirendre került a Kínai Népköztársaság jogainak, képviselőinek helyreállítása az ENSZ szakosított intézményeiben, így a Meteorológiai Világszervezetben is. A WMO tagállamok külügyminisztériumai levél útján (70 mellette, 21 ellene, 8 tartózkodás) megszavazták a KNK felvételét. A szavazást követően 1972. február 25-én D. A. Davies főtitkár körlevélben bejelentette, hogy a WMO a Kínai Népköztársaság képviselőjét fogadja el Kína egyetlen jogos képviselőjeként a Világszervezetben. A felvételt követően Davies főtitkár elfogadta a Kínai Népköztársaság meghívását, és 4 napot töltött Pekingben, ahol többek között meglátogatta a meteorológiai szolgálatot is. Az a tény, hogy Davies a WMO részéről az ENSZ szakosított szervei közül elsőként látogatta meg a Kínai Népköztársaságot, a nemzetközi sajtó érdeklődését is felkeltette.

Mohácsi M.

*

W. OKOLOWITZ PROFESSZOR MAGYARORSZÁGON

Kedves vendége volt a magyar meteorológusoknak május végén a jól ismert professor, *Wincenty Okolowicz*. Látogatására az Eötvös Loránd Tudományegyetem és a Varsói Egyetem közötti tudományos együttműködési munkaterv keretében került sor; így elsősorban a két tanszék, az ELTE Meteorológiai Tanszéke és a Varsói Egyetem Földrajzi Intézete Éghajlattani Tanszéke közötti közvetlen tapasztalatcsere volt előtérben. A kutatási témákban és az oktatás módszertani témáiban egyaránt gyümölcsöző volt az eszmecsere, és az egyetemi hallgatók nyári cseregyakorlatáról is kedvezők a tapasztalataink, az ilyen lehetőségeket a jövőben is szorgalmazni kell.

Lengyel vendégünk ellátogatott a tanszék erdőháti meteorológiai laboratóriumába, Siófok a balatoni viharjelző szolgálat munkájával ismerkedett, és vidéki tanulmányútjának befejezéseként Debrecenben és az újszentmargitai erdőben a KLTE Meteorológiai Tanszékének munkájáról kapott tartalmas tájékoztatást.

Okolowicz professor, szerkesztő bizottságunk tagja magyarországi látogatását természetesen nem korlátozta kizárólag egyetemi vonatkozásokra. Felkereste magyar kollégáit a Szolgálatnál és a Magyar Meteorológiai Társaságban is. Fáradhatatlanságát mi sem bizonyítja jobban, minthogy itt tartózkodásának egy hete alatt három előadást tartott: „Város-klimatológiai kutatások a varsói egyetemen”

(MMT 1972. június 1.). „A földrajzi tényezők hatása a felhőképződésre” (KLFI, 1972. máj. 30.). „A világ klímaregióinak klasszifikációja” (ELTE 1972. máj. 31.) címmel. Valamennyi előadást élénk érdeklődés kísérte, amint azt a számos hozzászólás bizonyítja.

Elutazásakor elismerését fejezte ki a tanulmányútján szerzett tapasztalatokért, és egyben kifejezte óhaját a kapcsolatok további elmélyítésére.

Felméry L.

*

A METEOROLÓGIA A 22. NEMZETKÖZI FÖLDRAJZI KONGRESSZUSON

1972. augusztus 10. és 17. között Montrealban került sor a 22. Nemzetközi Földrajzi Kongresszusra. A világ geográfusainak e nagyszabású összejövetelét 1871 óta általában négy évenként rendezik meg. A montreali kongresszusközé közel 2200 résztvevője volt. A beküldött dolgozatokat két kötetben *International Geography 1972* címmel adták közre a szervezők. A kiadott publikációk és az elhangzott előadások átfogó képet adnak a világ különböző országaiban folyó földrajzi kutató munkáról, melynek sokrétűségét és szerteágazó voltát a kongresszus 13 szekciójának felsorolása önmagában is mutatja: geomorfológia, klimatológia, biogeográfia, regionális földrajz, gazdasági földrajz, történelmi földrajz, kultúrföldrajz, politikai földrajz, környezetvédelem, agrár-földrajz, városföldrajz, földrajzi elmélet és modellek, korszerű adatfelvétel és adatfeldolgozás.

A kongresszuson Magyarországot 7 tagú delegáció képviselte, melynek tagjai a rendezvény programjában — az előzetes szimpóziумokat nem számítva — összesen három előadást tartottak.

A második szekcióban elhangzott és az összefoglaló kötetben publikált 58 klimatológiai tárgyú előadás a jelenlegi kutatások fő irányának megfelelően energia- és vízháztartási kérdésekkel, valamint a társadalom és az éghajlat kölcsönhatásának kérdéseivel foglalkozott. A konferencia első napján a *H. Landsberg* elnökletével tartott szekcióülésem került sorra a városklíma energiaháztartási sajátosságait és a városi levegőszennyeződést tárgyaló dolgozatok, köztük *Probdld Ferenc*: Az energiaháztartás eltérései, mint a budapesti városklíma alapja c. előadása.

W. Rouse, a kanadai Hamiltonban néhány napon át végzett és a levegőszennyeződés hatásának tisztázását célzó hosszúhullámú sugárzásméréseinek eredményéről számolt be. Az ülést követő vita egyik tanulsága volt, hogy hasonló, de hosszabb időszakot átfogó mérések végzésére több nagyváros belterületén is szükség lenne.

A konferencia számos előadásának tárgyát az észak-amerikai kontinens és a nagy tavak energia- és vízháztartásával kapcsolatos igen részletes vizsgálatok képezték. A *Thornthwaite* emlékének szentelt külön ülészak egyik rendkívül érdekes előadásában *H. Lieth* az evapotranspiráció értékei alapján szerkesztett termékenységi világtérképet mutatta be, mely az éghajlatnak a mezőgazdaság lehetőségére gyakorolt hatását igen jól szemléltette. A vízháztartás és energiaforgalom témakörében *J. Paszyski*: Az evapotranspiráció szerepe Lengyelország éghajlati energiámérlegében, a klímamodellek és éghajlatváltozások témakörében *F. F. Davitaja*: Az atmoszféra összetételének változásai és a bioszféra c. előadása kellett figyelmet.

A 9. (környezetvédelmi) szekció legfontosabb meteorológiai vonatkozású eseménye a levegőszennyeződéssel foglalkozó ülés volt, melyen *W. Bash* az Air Pollution Control Association alelnöke összegezte az e témakörben folytatott kutatások módszereit, és számot adott a levegő minőségének ellenőrzésére a különböző országokban hozott intézkedésekről. Javaslati alapján a Nemzetközi Földrajzi Unió *Az Ember és Környezete Bizottság* programjába iktatta a levegőszennyeződéssel kapcsolatos sokrétű kutatások ösztönzését.

A 22. Nemzetközi Földrajzi Kongresszussal egyidőben került sor a Nemzetközi Földrajzi Unió közgyűlésére is. A közgyűlés a távozó *S. Leszczyki* helyébe *J. Dresch* professzort választotta az NFU új elnökévé. A hat alelnök között a klimatológia művelőinek köréből *F. F. Davitaja* foglal helyet. A közgyűlés egyhangú határozata alapján a 23. Nemzetközi Földrajzi Kongresszust 1976-ban Moszkvában tartják.

Kéri M.

*

RADARMETEOROLÓGIAI SZIMPOZIUM ÉS SZAKÉRTŐI ÜLÉS

Csehszlovákiában az RGSAM szervezésében, a tudományos és szervezeti-operatív kérdésekkel foglalkozó tanácskozásokra a szlovákiai Strbske Pleson, a Magas Tátrában került sor 1972. június 20—22, ill. 23—28 között.

A tanácskozásokon bolgár, csehszlovák, magyar, mongol, német és szovjet szakemberek vettek részt. Az Országos Meteorológiai Szolgálatot *Kapovits Albert*, tudományos osztályvezető képviselte. A szimpóziumon részt vett a Magyar Néphadsereg küldötteként *Csaplak Andor* és *Nagy István*, megfigyelőként *Bódy Károly*, a VITUKI tudományos főmunkatársa.

16 előadás hangzott el az alkalmazott radarmeteorológia tárgyköréből. Az előadások jelentős része az egyes országokban bevezetett radarmegfigyelési eljárásokról és a nyert információk alkalmazásáról számolt be. Néhány előadás az üzemeltetés gazdaságosságával, az

automatizálás perspektíváival és egy optimális radarhálózat felállításának kritériumával foglalkozott. A radartechnikának csapadékmérésre történő alkalmazásáról is elhangzottak előadások, melyek az időjárás radarok hidrológiai alkalmazásának lehetőségeit tükrözték. A csehszlovákiai s romániai kísérletekről szóló előadásokhoz csatlakozott *Kapovits Albertnek* a magyarországi csapadékmérési kísérletek tapasztalatairól szóló előadása. Hasznosnak bizonyult a rendezők által szervezett vitaest, ahol a szimpoziom résztvevői kötetlen formában beszélhették meg az előadásokat követő vitákban nem szereplő kérdéseket is.

A szimpoziomot követő szakértői ülés *D. Podhorskij* (Szlovák Hidrometeorológiai Szolgálat) elnökletével június 23-án kezdte meg munkáját.

A már korábban elküldött beszámoló alapján áttekintették a radarmeteorológia pillanatnyi helyzetét és távlati terveit az egyes szocialista országokban. A legtöbb országban MRL-1, ill. MRL-2 időjárás radart alkalmaznak az operatív feladatok céljaira, s egyes országokban már időjárás radarhálózat is működik.

Részletesen megvitatták és végül összefoglalták a felhasználóknak (szinoptikus meteorológia, repülésmeteorológia, hidrológia, klimatológia) a gyakorlati radarmeteorológia iránt támasztott igényeit. Ezek az igények határozzák meg az operatív radarmeteorológia fejlesztésének irányvonalát.

A radarinformációk felhasználásának tárgyalása során ismét előtérbe került a meteorológiai mesterséges holdakkal és a radarral nyert megfigyelési adatok komplex alkalmazásának kérdése, aminek alapfeltétele az egységes műszerezettség, megfigyelési eljárás és feldolgozás. A küldöttektől kapott tájékoztatás alapján megállapítható volt, hogy a jelenleg már működő (és a közeljövőben telepítendő) időjárás radarokból máris üzembehelyezhető lenne egy nemzetközi hálózat. A nemzeti hálózatok fejlesztésénél ajánlatos a szomszédos országokkal történő konzultáció. A hálózat megfigyelési és feldolgozási módszereinek egységesítése érdekében a szakértők a leningrádi Geofizikai Fő-obszervatóriumot (GGO) javasolták metodikai centrumként, figyelembe véve annak úttörő munkáját a metodikai útmutatások kidolgozása terén. Ugyanakkor javasolták, hogy a nemzetközi adatsere és adatfeldolgozás szempontjából Bratislavában regionális radarközpont létesüljön. Megállapodtak a résztvevők abban, hogy a nemzeti radarközpontokból a radaradatokat kódzott formában (RADOB-kód nemzetközi szakaszának felhasználásával) juttatják el a regionális centrumba, ahonnan a táviratok alapján készített gyűjtőtérképeket képtávíró útján továbbítják majd a nemzeti központokba.

A rendszeres adatsere első lépéseként ajánlást fogadtak el arra vonatkozóan, hogy 1973. ja-

nuár 1-től a fő terminusokban (pontosabban a telekommunikációs hálózat telítettsége miatt a főterminusok előtti óra folyamán) a nemzeti központok elküldik radarjelentéseiket a regionális centrumba. A régió területéről beérkezett és a regionális központban feldolgozott adatoknak a nemzeti centrumokba történő továbbítása azonban még nyitott kérdés maradt.

A szakértői ülés hangsúlyozta, hogy az RGSAM korábbi határozata a regionális nemzetközi együttműködés mellett továbbra is lehetőséget nyújt a kétoldalú egyezségek alapján történő együttműködésre.

Megvitatták az automatikus radarhálózatban üzemeltethető időjárás radarok perspektivikus technikai és üzemeltetési követelményeit, s foglalkoztak az időjárás radarok javításának megszervezésével. Ismeretessé vált, hogy az időjárás radarmegfigyelések automatizálása terén már sikerrel alkalmazzák a Szovjetunióban a „CIKLON” segédberendezést, mely digitális formában közli az adatokat, amelyek azután digigráf segítségével analóg formában is megjeleníthetők.

A radarmeteorológusok ezen találkozásainak méltó befejezéseképpen a szakértői ülés delegátusai részt vettek a Bratislava – Javornikban felépített kísérleti-kutató meteorológiai radarközpont megnyitásának ünnepségén. Ez a modern, többszintes épület a benne elhelyezett MRL-2 típusú időjárás radarral és műholdvevővel, laboratóriumokkal, tanácssteremmel és vendégszobákkal felszerelve ideális otthont nyújt mind az elméleti, mind az operatív munkával foglalkozó szakembereknek.

Kapovits A.

*.

VELHŐFIZIKAI KONFERENCIA LONDONBAN

Londoni székházában a Royal Meteorological Society az IUGG és a WMO közreműködésével nemzetközi felhőfizikai konferenciát rendezett 1972. augusztus 21. és 26. között. A konferencián kilenc témakörben több mint ötven előadás vázolta fel a kutatások utóbbi években elért eredményeit. Az előadások foglalkoztak a felhőfizika műszer-problémáival, a nukleáció és felhősepp-növekedés kérdéseivel, az eső, a hó és a jég keletkezésének fizikájával, a felhők szerkezetével és dinamikájával, a felhőfejlődés numerikus modellezésének lehetőségeivel és a hidrometeorok elektrifikációjával. Végül külön ülésszak tekintette át a GARP felhőfizikai vonatkozásait.

Az igen színvonalas beszámoló az bizonyítja, hogy napjainkban — nem utolsósorban a korszerű technikai lehetőségek szellemes felhasználásának eredményeként — a felhőfizika komoly előrehaladásnak vagyunk tanúi. Legkiemelkedőbb eredménynek kétségtelenül azt

kell elkönyvelnünk, hogy számos kutatónak végre sikerült összekapcsolnia, közös alapon tárgyalnia a felhőn belül végbemenő mikrofizikai folyamatokat és a felhőképződés külső feltételeit megteremtő, magánál a felhőnél lényegesen nagyobb makro-skálájú légköri folyamatokat. Ha ez a kutatási tendencia a jövőben további teret hódít, remélhetjük, hogy hamarosan eltűnik az a kényszerű és természetellenes határ, amely a hagyományos értelemben vett felhőfizikát és a felhődinamikát egymástól elválasztja.

A Royal Meteorological Society elnöksége augusztus 22-én este fogadást rendezett a konferencia résztvevői számára, 23-án délután pedig külön alkalmat adott egy szűkebb vendégkörnek arra, hogy Windsor érintésével ellátogassanak Bracknell-be, a Meteorological Office központjába. A vendéglátók itt egy kis kiállítással egybekötött ismertetőn mutatták be a szolgálat fő kutatási témáit. Alkalmunk nyílt megtekinteni a tavasszal elkészült, *Richardson*-ról elnevezett új épületben a rövid távú előrejelző szolgálat munkáját, valamint az IBM 360/195 elektronikus számítógép működését is, amely augusztus eleje óta már operatív jelleggel készíti *Bushby* és *Whitelam* tízszintes modellje alapján a hemiszférikus numerikus prognóziszokat.

Götz G.

*

A SZOCIALISTA ORSZÁGOK SUGÁRZÁSI SZIMPOZIUMA

A szocialista országok hidrometeorológiai és meteorológiai szolgálatainak Igazgatói Konferenciája határozata alapján 1972. augusztus 14. és 16. között Leningrádban került sor az első nemzetközi sugárzási szimpóziumra, amelyen a szocialista országok küldöttei vettek részt. A GGO dísztermében tartottak előadásokat Bulgária, Csehszlovákia, Jugoszlávia, Lengyelország, Magyarország, az NDK és a házigazda Szovjetunió sugárzási szakemberei. Az ELTE részéről *Dobosi Zoltán*, a szolgálat nevében pedig *Major György* vett részt a szimpózium munkájában.

A mintegy 25 előadást két, időrendben egymást követő szekcióban tartották. A két magyar küldött 5 előadással vett részt a szimpózium munkájában, melyekben beszámoltak a magyar kutatók (*Morvai Anna, Takács Olga*) munkájáról is. Az első szekcióban a sugárzási műszerek és az abszolút skála fenntartásának kérdéseiről volt szó. A második szekcióban a sugárzásklimatológia kérdései kerültek napirendre. Elhangzott néhány olyan előadás is, amelyek nem sorolhatók egyik szekció témájához sem, de a tárgyalási kérdések fontossága és korszerűsége miatt érdemes volt kitérni az előre megszabott kereteket.

Néhány előadás számot tarthat az „Időjárás” olvasóinak érdeklődésére, ezért ismertetjük őket. *N. P. Ruszin* arról beszélt, hogy milyen igények merülnek fel a népgazdaság és az időjárás prognosztika részéről a sugárzási információk iránt és hogyan elégítik ki azokat. Sugárzási adatok szükségesek bizonyos kutatásokhoz, ipari, mezőgazdasági és építészeti tervezésekhez, népgazdasági szabványok elkészítéséhez. Már jelenleg is nélkülözhetetlenek a sugárzási adatok a hóolvadás és a párolgás előrejelzéséhez. A prognosztikai témához kapcsolódott *K. Ja. Vinnjyikov* előadása is. A Föld felszínének nagy részéről minimális mennyiségű információ sem áll rendelkezésre ahhoz, hogy a numerikus prognózisokba bevonhassuk. A jól fedett területekről származó adatok közlése is késedelmes, nem eléggé egységes. A sugárzási szakemberek azt vallják, nem érdemes sietni az adatközléssel, mert a prognózisban úgysem hasznosítják a sugárzási információt. A prognosztizőrök szerint pedig nincs elegendő felhasználható sugárzási anyag. Itt előrelépés csak a több és jobb sugárzási információ szolgáltatásától várható. *T. G. Berljand* beszámolt a sugárzási világhálózat utóbbi években végbement fejlődéséről és az összegyűlt anyag klimatológiai hasznosításáról. Nagy érdeklődést váltott ki *M. I. Budyko* „Az éghajlatváltozások sugárzási tényezői” címmel megtartott előadása. Mondanivalóját röviden úgy foglalhatnánk össze, hogy a korábbi földtörténeti korokban a nagyobb vulkáni tevékenység miatt a szén-dioxid koncentrációja nagyobb volt a légkörben mint most, és ennek üvegházhatása miatt az átlaghőmérséklet is magasabb volt. A vulkáni tevékenység csökkenésével, a zöld növényzet elterjedésével a CO₂ tartalom csökkent, majd az ember tevékenysége folytán újból növekedni kezdett a szén-dioxid koncentrációja. Ez újabb felmelegedést okozhat, és lehet, hogy már a jövő században eltűnnek a sarki jégsapkák. Hogy a levegő elszennyeződése pozitív vagy negatív irányban befolyásolja-e a hőmérsékletet, ez még nem ismeretes. Kutató-kollektíva nevében *K. Ja. Kondratyev* számolt be a Komplex Energetikai Kísérlet elnevezésű program eddig végrehajtott méréseiről és a következő évekre szóló tervekről. A kísérletsorozat egyik célja az, hogy tisztázzák a sugárzásmérlegnek a légkör energiaforgalmában játszott szerepét. Az előadó felhívta a többi szocialista ország kutatóit, hogy vegyenek részt ebben a nagyszabású kutatóprogramban. *N. P. Ruszin* elnökletével egy redakciós bizottság fogalmazta meg a szimpózium határozatát, amelyben kéri az Igazgatói Konferenciát, hogy hozzon létre egy munkacsoportot, amely koordinálná a szocialista országok szolgálatainak tevékenységét a sugárzási mérések és számítások egységesítése és bővítése terén, elősegítene a szervezettebb és gyorsabb adat- és információcserét. A szimpózium egyúttal a KAPG illetékes szerveihez is fordult, kérve, hogy a KAPG

sugárzási munkacsoportja működjön együtt ezzel a létrehozandó munkacsoporttal.

A szimpózium igen hasznosnak bizonyult, megismerkedtünk olyan (nem meteorológiai) intézmények idevágó munkáinak eredményeivel, amelyekkel valószínűleg nem találkoztunk volna a meteorológiai szakirodalomban, személyes eszmecsere folytathattunk az e területen dolgozó kollégákkal a mindennapi munka kérdéseiről.

Major Gy.

*

SZAKMAI- ÉS ÉLMÉNYBESZÁMOLÓK A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁGBAN

A Meteorológiai Világszervezet VI. Regionális Asszociációja sugárzási munkacsoportjának Beirutban tartott ülésén – az Országos Meteorológiai Szolgálat képviselőjeként – Major György osztályvezető vett részt. Libanoni élményeiről a Társaság 1972. szeptember 21-i előadójánál számolt be.

A bevezetőben vázolta a munkacsoport feladatát, munkamódszerét, majd részletesen taglalta a legutóbbi munkacsoportülés tevékenységét. Színes film és diáképek bemutatásával és az azokhoz fűzött magyarázatokkal idézte fel emlékeit és tapasztalatait Beirutról, Libanon fővárosáról és az ország északi és déli vidékein tett kirándulásairól.

Az 1972. szeptember 28-án tartott társasági ülésen Mezősi Miklós és Mezősi Miklósné „Ezt láttuk Kelet-Afrikában” címen tartottak beszámolót.

Mezősi Miklós, aki a Meteorológiai Világszervezet Hidrometeorológiai kutatási programja keretében, mint műszerszakértő dolgozott Ugandában, ismertette a Nílus forrásvidékén, a Viktória tó területén folyó kutatási program célját, és azt a tevékenységet, amelyet szakemberek nemzetközi együttese végez, nem mindennapi körülmények között. Az előadó részletesen ismertette saját munkáját, amelynek középpontjában az állomáshálózat továbbfejlesztése, automata állomások felállítása, valamint a műszerek és berendezések rendszeres ellenőrzése volt. Vázolta azokat a nehézségeket, amelyek már az állomások helyének kijelölésekor jelentkeztek és csak sokasodtak a további munka során. Már az igénybe vett közlekedési eszközök – gépkocsi, hajó, repülőgép, helikopter – felsorolása is sejteni engedte azokat a roppant nehézségeket, veszélyt, váratlan fordulatokat, amelyekkel a kutatóknak számolniuk kellett.

A bemutatott színes diáképek és az azokhoz fűzött szóbeli kiegészítések tették teljessé a beszámoló szakmai részét.

Mezősi Miklósné Uganda történelmi múltjáról, jelenlegi helyzetéről az ottani éghajlatról, életkörülményekről, népszokásokról, népművészetéről, kulturális értékekről gyűjtött ismereteit és tapasztalatait adta közre igen hangulatos formában. Ezeket túl, a nő és a családanya szemszögéből is esetelte a több mint kétéves afrikai tartózkodás tapasztalatait, s az ottani élet hétköznapijait.

„Szafáriba”, kirándulásra hívta meg hallgatóit Entebbetől, a Viktória tó partjától Mombasszáig, az Indiai-óceán partvidékéig. A jelenlevők a színes diáképek, az azokhoz fűzött szóbeli megjegyzések és az esetenkénti zenei aláfestés összhatásaként, valóban úgy érezték, hogy ott vándorolnak a *Széchenyi Zsigmond* műveiből már „jól ismert” kelet-afrikai füves pusztákon, a vadrezervátumok területén; és ott, helyben csodálják az afrikai városok műemlékeit és modern sugárútjait.

Szakály J.

*

AEROION-TERÁPIÁS SZIMPÓZIUMOT

rendezett Budapesten 1972. szeptember 12 – 14. között a Magyar Meteorológiai Társaság Orvosmeteorológiai szakosztályának közreműködésével a Méréstechnikai és Automatizálási Tudományos Egyesület és a Magyar Balneoklimatológiai Egyesület.

A közel félszáz résztvevő a szocialista országok külföldjein kívül Belgium, Franciaország, az NSZK, Svájc és az USA szakembereit is meghallgathatta. A rendező magyar egyesületek igen színvonalas, egy-két kivétellel a témához szorosan kapcsolódó előadással joggal váltották ki a külföldi résztvevők elismerő véleményét, mely szerint az a tény, hogy Magyarországon egy ilyen szimpózium megtartására sor került, önmagában bizonyítéka annak, hogy itt a téma kutatása világszínvonalon áll.

A szimpóziumon elhangzott 17 előadás közül a lengyel *S. Tyczka* a legtöbb meteorológiai vonatkozást bemutató, az USA-beli *A. P. Wehner* a levegőion-problémákat legátfogóbban tárgyaló előadását és a hazai előadók közül az egész szimpózium megszervezésében és sikeres lebonyolításában is oroszánrészt vállaló *Kérdő István* beszámolóját emelhetjük ki. A szimpózium fő konklúziója az a kíváncsi, hogy az öröndetesen kialakult nemzetközi együttműködési készség eredményessé tételéhez mielőbb meg kell teremteni az összehasonlítható mérési eredményeket adó ionmérőket és ionregisztrálókat, továbbá ki kell alakítani az adatközlésben is valamiféle nemzetközi meg egyezésen alapuló egységet, hasonlót a WMO által kidolgozott meteorológiai normákhoz.

Kéri M.

SZIMPOZIUM A CSAPADÉK HEGYVIDÉKI ELOSZLÁSÁRÓL

1972. július 31. és augusztus 5. között a WMO és IAHS (International Association of Hydrological Sciences) szimpóziumot rendezett a norvégiai Geiloban „A csapadék eloszlása hegyes területeken” c. témából. Az Országos Meteorológiai Szolgálat a szimpózium résztvevőiként *Szakács Györgyné* tud. főosztályvezetőt és *Bodolai Istvánné* tud. főmunkatársat delegálta.

A szimpózium öt napja alatt 61 előadás hangzott el a hidrometeorológia legújabb eredményeiről. A hidrometeorológiai előrejelzések alapvető feladata a folyók felső hegyvidéki szakaszain a várható csapadéktérfogatok megadása. Ehhez elengedhetetlen feltétel, hogy tanulmányozzák az orografikus körülményeknek a csapadék eloszlására gyakorolt sokoldalú hatását.

A szimpózium előadásainak első témakörében a csapadékmérés módszereinek, mérőműszereinek és a csapadékmérő hálózatok kialakításának problémáit tárgyalták, különös tekintettel a domborzat és a hidrológiai követelmények által támasztott feladatok együttesére.

A második témakörben a domborzat jelenléte által meghatározott csapadék meteorológiai tényezőinek vizsgálata során nyert eredményeket ismertették. E témakörben különösen kiemelkedő volt *A. Eliassen* professzor előadása. Beszámolt azokról a kutatásokról, amelyek a hegyek feletti áramlási mezők mezoléptékű sajátosságait tárgyalják, numerikus integráció segítségével. A cél az, hogy a hegyek által keltett emelő mozgásokat meghatározzák, amelyek felhő és csapadékképződéshez vezetnek. Ismeretes, hogy az orografikus emelő mozgások konvekciót is kiváltanak, mégis stabilisan rétegzett áramlást tételeznek fel, hogy a dinamika egyenletei megfelelő egyszerűsítésekkel alkalmazhatók legyenek. Bár a kutatások még kezdeti stádiumban vannak, feltételezik, hogy a nyert eredmények a prognosztikai egyenletekbe bevezethetők.

Harmadik témaként az orografikus csapadékmérők specifikus hidrológiai, hidrometeorológiai kutatásai kerültek tárgyalásra. Nagy érdeklődés kísérte az Egyesült Államok hidrometeorológusainak előadásait. Sikeres kutatásokról számoltak be a konvektív csapadékrendszerek vízhozamának a különböző méretű vízgyűjtőkre vonatkozó modellezése terén. *J. T. Riedel* és *E. M. Hansen* például hegyes területen a kis vízgyűjtő területekre (500 km²) a konvektív eredetű csapadékok lehetséges legnagyobb értékeinek eloszlását határozta meg.

A negyedik témakör a területi csapadék kiszámítási módszereinek kutatását foglalta össze. Számos szovjet, kanadai és svájci vizsgálat foglalkozott a hóban akkumulált vízmenyiségnek a magashegyi vízgyűjtőkön a külön-

böző tér-idő léptékű csapadéktérfogatok kialakításában játszott szerepével.

A szimpózium a fentiekben említett témákat nem tárgyalta külön szekciókban, ily módon a szimpózium résztvevői a tárgyalt témákról és problémákról széles körű áttekintést nyertek.

A szimpózium kiegészítéseként a szervezőség a résztvevők számára autóbussz kirándulás keretében lehetővé tette a Geilo-tól mintegy 70 km-re levő Voringssossen-i vízesés megtekintését.

Farkas A. — Jakus E.

*

ÚJABB TERVEK A GHOST PROGRAMBAN

Folyóiratunk olvasói legutóbb 1966-ban (Időjárás, 70. évf. 318—320. old.) tájékozódhattak a GARP (Global Atmospheric Research Program) keretében folyó léggörszondázási rendszer (GHOST — Global Horizontal Sounding Technique) előrehaladásáról.

Az azóta eltelt hat év alatt a rendszer még tovább tökéletesedett. A sztratoszférában a széllal együtt horizontálisan sodródó ballonok 3—5 hónapig üzemképesek, és földrajzi helyzetük rádió történő kisugárzásával közvetett módon értékes magaslégköri széladatokat szolgáltatnak elsősorban a déli féltekéről. Sokkal nehezebb a ballonok megtartása a troposzférában. A ballon felületére annyi jég rakódik, hogy néhány nap vagy hét után a léggömb lesüllyed. Korábban a ballongumi viasz-kezelésével próbálták ezt a nehézséget elkerülni, de sikertelenül, mert csak olyan mechanizmussal sikerülhetne a jéglerakódást megakadályozni, amely a repülésre veszélyes lenne.

A GHOST programnak új lendületet és a ballonok által szolgáltatott adatoknak még nagyobb értéket adott a műholdmeteorológia és a GHOST között létrejött kapcsolat. Mint ismeretes, 1969 óta olyan műholdakat is felbocsátanak, amelyek sugármérés útján képesek a légkör vertikális hőmérsékleti keresztmetszetét reprezentálni. Minden vertikális méréshez azonban szükség van egy tetszés szerinti szint (talaj, vagy a légkörben bárhol) légnyomására (ún. referencia érték). Minthogy a GHOST ballonok magassága mindig ismeretes, a szükséges referencia adatokat szolgáltatni tudják éppen olyan területeken, ahol sem rádiószondázás, sem talajközeli nyomásmérés nincs (Atlanti- és Csendes-óceán déli része).

Így a két rendszer összekapcsolásával elkezdhető a troposzférában történő ballonfelbocsátás, és az ezzel összefüggő sok technikai nehézség.

A globális méretű megfigyelő rendszerben azonban mindig akadnak fehér foltok. A trópusi övezetben a műholdas hőmérsékleti profilok nem használhatók kellő biztonsággal. Ugyanakkor a GARP szerint a trópusi övezetben leg-

alább négy troposzférikus szint adataira lenne szükség. Ezért a GHOST programot lebonyolító amerikai National Center for Atmospheric Research kutatói új koncepciókat vezetnek be a légköri szondázásnál. Hatalmas túlnyomásos GHOST típusú ballonokat engednek fel a 30 mb-os (24 km) szintek, melyek kisméretű, olcsó ejtőszondákat vizintek magukkal, s azokat külső utasításra egymás után kiejtik. A kis szondák súlya 35–40 dkg, esési idejük 40 perc. Ezalatt rádióadójukon nyomási, hőmérsékleti és nedvességi adatokat továbbítanak az anyaléggömbnek. Az összegyűjtött adatokat az erősebb rádióadóval rendelkező anyaléggömb műholdas átjátszással továbbítja a földi vevőállomásra. Ezek a trópusokon felbocsátott hatalmas ballonok az elképzelések szerint 3–6 hónapig fennmaradnak, s a zónális áramlással sodródnak. A szondákat csak olyan helyeken ejtik ki (szükség szerint naponta egyet-kettőt), ahol földi megfigyelés nincs. Minthogy az anya-ballonon elhelyezett elektronikus és mechanikus berendezések igen értékesek, az ejtőszondák elfogyásával lehetővé válik a ballon leereszkedése. Számítások szerint a tervezett trópusi szondázási rendszer sokkal olcsóbb lesz, mint a hajókról és repülőgépekről végzett megfigyelések.

Ambrózy P.

*

LEVEGŐKÉMIAI KUTATÁSOK AZ NSZK-BAN

A Frankfurt am Mainban levő J. W. Goethe Tudományegyetem Meteorológiai és Geofizikai Intézete meghívására *Mészáros Ernő* igazgatóhelyettes ez év júniusában részt vett az intézet kutatási programjában, melyet *H. W. Georgii* professzor vezetésével végeznek. A kutatási téma címe: Nyomanyagok aerológiája és reakciói a légkörben. A kén körforgalmának meghatározása magában foglalja a légköri szulfát-részecskék vertikális eloszlásának kutatását. Ez utóbbi eddig csak a szulfát-részecskék tömegkoncentrációjának mérését jelentette; *Mészáros Ernő* feladata volt a szulfát-részecskék koncentrációjának a részecskék nagysága szerinti meghatározására irányuló mérések megindítása.

A méréseket repülőgéppel végezték, és két módszert alkalmaztak: 1. Kétfokozatos kaszkád impaktorról (a nagy és óriási részecskék felfogására), és harmadik fokozatként az impaktor mögé helyezett Microsorban szűrővel (a 0,2 μ -nál kisebb sugarú részecskék felfogására), 2. a légáramlás útjába tett különböző szélességű akadályokkal és szűrőkkel vettek mintát. Ezután következett a minták kiértékelése kémiai analízissel, fotometrikus úton. A repülőgépen a szulfát-méréseken kívül mérték a légnomást, a hőmérsékletet, a légnedvességet, valamint automatikus műszerek-

kel a légköri összes aeroszol-részecskék koncentrációját és nagyság szerinti eloszlását is. A szulfát-részecskék vertikális profiljának mérése a részecske-nagyság figyelembevételével Dél-Bajorországban, az Alpok előterében — nem városi levegőben — történt, a repülőgépes méréseket talajközeli mintavételek során egészítették ki.

A közös munka, a tapasztalatcsere során megállapodás született az NSZK-beli és a hazai légköri aeroszol-mérések összehangolt folytatásáról.

Bónis K.

*

A JÉGESŐ ELLENI VÉDEKEZÉS HAZAI MEGSZERVEZÉSÉRŐL

A TESCO meghívására, az OMSZ szervezésében 1971 nyarán két szovjet szakértő — *J. A. Szerjogin*, a Hidrometeorológiai Szolgálat „Mesterséges beavatkozások osztályának” helyettes vezetője és *A. I. Karcivadze*, a Grúz Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének osztályvezetője (egyben az Alazán völgyében folyó jégesőelhárítási munkák irányítója) — közel két hetet töltöttek hazánkban. Ennek során Budapesten és Pécsen előadásokat tartottak a szovjet jégeső-kutatások módszereiről és az elhárítás eredményeiről, alkalmuk nyílt megismerkedni a KLFÍ-ben és a KEI-ben folyó hasonló vizsgálatok főbb irányjaival is. Sőt, baranyai látogatásuk alkalmából a helyszínen tárgyalhattak azokról a problémákról, amelyek a jégeső elleni védekezés szükségességét — legfőképpen a siklósi, mohácsi és pécsi járásokban — felvetették.

A meteorológiai és gazdasági felmérések eredményeinek megismerése után a szovjet szakemberek megállapították, hogy a Kaukázusban és Moldáviában alkalmazott jégesőelhárítási módszerek bármelyikének bevezetése hazánkban is lehetséges, és gazdaságilag kifizetődő lenne.

Munkájuk nyomán az OMSZ célszerűnek tartotta a Baranya megyei elhárítási rendszer előterveinek kidolgozását. A szovjet specialisták ennek érdekében további adatok beszerzését, ill. feldolgozását javasolták, amelyek birtokában és egy magyar szakember részvételével a feladat megoldható.

Így, a rendelkezésre álló információk kiegészítése után *Wirth Endre*, a KFLÍ tud. osztályvezetője 1972. április 24-én Moszkvába utazott, ahol május 6-ig tárgyalt *J. A. Szerjoginnal* és *I. I. Gajvoronszkijjal*, a moldáviai jégesőelhárító expedíció vezetőjével.

A megbeszélések legfontosabb eredménye annak a — nem hivatalos — ajánlatnak a beszerzése volt, amely nélkülözhetetlen a hazai beruházási keretek megtervezéséhez. Elemzéseket folytattak az első, kísérleti jelleggel fel-

állítandó rendszer területi elhelyezéséről, főképpen a központi, radarberendezéssel is ellátott irányító állomás kiválasztásáról. A szovjet szakemberek meghatározták a terület védelméhez szükséges rakétakilövő állomások számát, elhelyezési elveit és foglalkoztak a szükséges egyéb — technikai és személyi feltételek biztosításával kapcsolatos — kérdésekkel is.

Előzetes megállapodás született továbbá a szocialista országok között érvényben levő kutatási együttműködés felhőfizikai témájának hatékonyabb koordinálására, az egyes altémákban hasonló módszerekkel történő vizsgálatok elvégzésére, az összegyűjtött adatok közös elemzésére, évenként közös részjelentések elkészítésére és az eredmények közös publikációjára. Mindkét intézetnél tapasztalható ui. bizonyos elmaradás egyes, az utóbbi években mind fontosabbnak mutakozó kutatási területeken. Ilyen pl. nálunk a konvektív felhőzet radarral történő szisztematikus megfigyelése; a CAO-ban pedig a természetes jégképző magvak fizikai-kémiai természetének tanulmányozása és első sorban annak a kapcsolatnak a megvilágítása, amely e magvak koncentrációja és a talajra hulló jégeső intenzitása, ill. a jég szemek mérete között fennállhat.

Reméljük, hogy a javaslatok kidolgozásával és elfogadásával a szorosabb együttműködés hamarosan kézzelfogható konkrét eredményekben mutatkozik meg.

Wirth E.

*

SZINOPTIKAI TANULMÁNYÚT FRANCIAORSZÁGBAN

1972. március 1-től június 30-ig e sorok írója, a Kulturális Kapcsolatok Intézete közvetítésével, ACTIM ösztöndíjjal szinoptikai tanulmányúton vett részt Franciaországban. Tanulmányutammak két programja volt: 1. A meteorológiai mesterséges holdak által sugárzott felhőképek értékelése és prognosztikai felhasználása, 2. a genovai ciklon keletkezése, fejlődése, és prognosztizálásának lehetőségei.

A tanulmányút során a francia meteorológiai szolgálat (Météorologie National) három intézetében jártam, ezek egyike a lannioni felhőképvevő állomás (Centre d'Etudes Météorologiques Spatiales de Lannion) volt. Az intézetnél eltöltött idő alatt a felhőképek értelmezését tanulmányozhattam. A francia kollégák készségesen magyarázták el azokat a magaslégkörben végbemenő meteorológiai jelenségeket, amiket a meteorológus észrevehet, s amelyeknek időben való felismerése nagy segítséget nyújthat a szinoptikusnak az előrejelzés készítésénél.

A tanulmányút második állomása a párizsi Service Météorologique Métropolitain volt. Itt lehetőségem volt megismerni a franciaországi

előrejelző szolgálat sokrétű munkáját, a számítógépek, automatizálás nyújtotta lehetőségeket. A munkafolyamatokat automatizálják, és igyekeznek számítani az emberi kéz munkáját. Ez azonban még teljesen nem sikerült, mert a gépek műszaki hiba miatt többször abbahagyják a munkát, s ilyenkor még a hagyományos módszerekhez kell folyamodni. A numerikus előrejelzés készítésénél az amerikai Schumann modell átalakított formáját használják. A francia szinoptikusok véleménye azonban az, hogy az előrejelzések készítésénél egyelőre még nem nélkülözhető az emberi agy sokrétű képessége. A szinoptikus munkája személyes tapasztalata, ítélőképessége folytán még felette áll a gépi úton nyert eredményeknek.

Ősztöndíjas utam utolsó állomása a marignanei regionális központ volt, ahol elsősorban a Földközi-tenger térségében keletkező és mozgó ciklonok földrajzi környezetét tanulmányozhattam.

Kerényi N.

*

A MAGYAR BALNEOKLIMATOLÓGIAI EGYESÜLET

— a Magyar Orvostudományi Egyesületek Szövetségének taggyejesülete — 1972. február 14-én tartott közgyűlésén dr. Kérdő István kandidátus-főorvost, az Országos Gyógyfürdőügyi Igazgatóság tudományos vezetőhelyettesét választotta elnökévé. Kérdő István a Magyar Meteorológiai Társaság orvosmeteorológiai szakosztályának megalakulásától kezdve titkára.

Az MBE elnöki székében elődje dr. Frank Miklós az orvostudományok kandidátusa volt, aki 1971. április 5-én hunyt el. Frank Miklós egyik alapító tagja volt a második világháború előtt működő Magyar Balneológiai Társaságnak, s ő volt az, aki szívós és eredményes szervező munkával a balneológiát művelő, a balneológia és rokontudományai iránt érdeklődő orvosokat és más szakembereket a Magyar Balneoklimatológiai Egyesületben tudományos fórumhoz juttatta.

Frank Miklós a Magyar Meteorológiai Társaságnak is aktív tagja volt. Szakmai tevékenységével kapcsolódott az OMSZ keretein belül folyó sugárzási és biometeorológiai kutatásokhoz. A meteorológusoknak 1961-ben mutatta be találmányát, a fotokémiai elven alapuló ibolyántúli sugárzásmérő műszert. A műszer számos előnye ellenére — pedig külföldön is mutatkozott iránta érdeklődés — vállalkozó hiányában nem jutott el a sorozatgyártásig, s így arra sem kerülhetett sor, hogy hiányosságai a gyakorlati alkalmazás „csiszoló” hatására megszűnjének.

Kéri M.

A LÉGSZENNYEZŐDÉS ÉGHAJLATMÓDOSÍTÓ HATÁSA

című témakör tanulmányozása céljából *Rákócziné Wágner Magdolna* a Központi Légkörfizikai Intézet tudományos munkatársa 1972 júniusában 10 napot töltött a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának Leningrádi Főobszervatóriumában.

Megismerte azokat a szovjet kutatásokat, amelyek a növekvő légszennyeződés következtében mutaközo sugárzás- és energiaháztartás változásokkal s ennek következményeivel foglalkoznak.

Wágner M.

*

ÉPÜLETKLIMATOLÓGIAI KOLLOKVIUM STOCKHOLMBAN

A Nemzetközi Építéstudományi Bizottság (CIB) a Meteorológiai Világszervezet együttműködésével 1972. szeptember 4–8. között Stockholmban épületklimatológiai kollokviumot rendezett. A kollokviumon 24 ország képviselésében mintegy 130 meteorológus, higiénikus, városrendező és építész szakember vett részt. Magyar részről *Sebestyén György* (a CIB elnöke, ÉTI), *Szabó Gyula* (ÉTI) és *Bán Mihály* (KLF) volt jelen.

A kollokvium célja az volt, hogy felhívja az illetékes szakemberek figyelmét az épülettervező és városrendező gyakorlatban a meteorológiai adatok felhasználásának hasznos voltára és fontosságára, továbbá, hogy megvitassa ennek lehetőségeit. A kollokvium két nagy témaköre tehát a meteorológiai és a fizikai adatok analízise és alkalmazása címmel foglalható össze. E témák időszerűsége vitathatatlan napjainkban, amikor a világszerte végbemenő urbanizáció mindjebb előtérbe helyezi azokat a problémákat, amelyeket az ember által létrehozott városi mütáj a természetes környezetre és az éghajlatra gyakorolt, sokszor kedvezőtlen hatása jelent. Az építész és tervező célja, hogy olyan épületeket alkosson, amelyek nemcsak védelmet nyújtanak a káros környezeti hatások ellen, hanem a lehető legkényelmesebbek is. A korszerű építészeti tervezőmunka nem hagyhat figyelmen kívül a bonyult műszaki problémák mellett egy sereg más, szerteágazó kérdéskomplexumot sem, ha nem akar megfelelni célkitűzéséről. A léghőmérséklet és nedvesség, a sugárzás, a légáramlás és csapadék stb. valószínűségi értékeinek figyelembevétele a tervezéskor elengedhetetlen, hogy az épületek belsejének mikroklíma és egyéb viszonyai az ember mindennapi életére és ténykedésére kedvezően hassanak, és ne okozzanak káros fiziológiai és pszichológiai reakciókat. Ugyanakkor a meteorológiai adatok felhasználása segíti a

tervezést, hogy a gazdaságosság követelményeinek is eleget tehessen.

A kollokvium visszatérő témája volt az építész és meteorológus szakemberek építészeti klimatológiai képzése és együttműködésük szorosabbá tétele. E kérdést a kollokvium harmadik napján külön is megvitatták.

Az előadások rövidsége és lényegre törő jellege lehetővé tette, hogy a közöttük sorra kerülő vitákon hangot kaphassanak a különböző országok szakembereinek kérdései, problémái. Az előadások és viták hangulata mindvégig közvetlen, baráti volt. Ez elsősorban a mindenre kiterjedő figyelmű, mintaszerű szervezés érdeme, amelyért elismerés és köszönet illeti a rendezőket és a házigazdaként szereplő svéd Építéstudományi Intézetet.

Bán M.

*

MEZŐSI MIKLÓS WMO-SZAKÉRTŐI MEGBÍZATÁSA

1972 májusában lejárt. Két évet töltött Ugandában és részt vett a WMO program keretében folyó kutatásokban, az afrikai Viktória-, Kioga- és Albert-tó hidrometeorológiai felmérésében. Ez a nagyméretű kutatás 1967 augusztusában kezdődött és még az idén befejeződik. Az ENSZ fejlesztési programján dolgozó szakembereken kívül öt kelet-, illetve észak-afrikai ország vett részt benne. *Mezősi Miklós* feladata volt az automatikus meteorológiai állomások és csapadékirók telepítése a Viktória-tó szigetein, e műszerek karbantartása, valamint meteorológiai műszerjavító és kalibráló műhely felállítására.

Szakértői működésével nem kis mértékben hozzájárult a program sikeréhez. Ugyanakkor a tervezéshez és végrehajtáshoz rendelkezésre álló, nem lebeesülendő mértékű anyagi és technikai eszközök birtokában újabb szakmai tapasztalatokat nyert, amelyeket biztosan eredményesen fog hasznosítani a hazai automatizálási program megvalósítása során.

Ambrózy P.

*

ÓZONSZIMPOZIUM AROSÁBAN

A Nemzetközi Meteorológiai és Légkörfizikai Unió (IAMAP) és a Meteorológiai Világszervezet (WMO) ózonbizottsága rendezésében 1972. augusztus 21. és 26. között Arosában tartották meg a XI. ózonszimpoziumot. A találkozáson 22 ország 95 küldöttele képviseltette magát, a Magyar Meteorológiai Szolgálat részéről *Borbély Edit* tudományos csoportvezető vett részt.

A szimpoziium megnyitóján a vendéglátó szervezet részéről professzor *H. H. Mauri*, a zürichi Technikai Főiskola elnöke, a WMO képviselőjében *R. Bojkov*, a svájci meteorológiai szolgálat részéről pedig *R. Schneider* üdvözölte a delegátusokat. A konferencia elnöke *A. W. Brewer*, a torontói egyetem fizika tanszékének vezetője volt. Elnöki megnyitójában a Dobson spektrofotométerrel történő mérések további kiszélesítéséről, valamint a készülék tökéletesítéséről tartott előadást.

A szimpoziumon a következő témákból hangzottak el előadások:

1. A teljes ózontartalom mérésének módszerei a Dobson spektrofotométerrel, a készülék automatizálásával kapcsolatos kérdések.

2. A teljes ózontartalom adatainak feldolgozása.

3. A talajközeli és troposzférikus ózon mérése és az adatok elemzése.

4. A vertikális ózoneloszlás mérése ózonsondákkal, rakétákkal és mesterséges holdakkal.

5. Különböző nyomelemek mérése és eloszlása a magas légkörben.

6. A felső atmoszféra energetikája, valamint a nap és a mágneses effektusoknak a légköri ózon változásával való kapcsolata.

7. Az ózon globális eloszlása és az általános cirkuláció közötti összefüggések.

Először a Dobson spektrofotométernek felhős időben történő mérési módszereiről, majd a műszer automatizálásának kísérleteiről hallottunk beszámolót. Ez utóbbi főleg az ún. Umkehr méréseknél játszik jelentős szerepet, ahol hosszabb időn keresztül sűrű leolvadásokra van szükség. Igen érdekes probléma a teljes ózontartalomnak az átlagos menettől való eltérése, amely vagy mély trópusi ciklonok esetében vagy erős vulkanikus tevékenységgel kapcsolatban fordul elő.

Az ózon vertikális eloszlásának mérése miatt előtérbe került a talajközeli és troposzférikus ózon mérése is. Az elmúlt években a Német Szövetségi Köztársaság egy új automatikus mérőműszert fejlesztett ki a talajközeli ózon meghatározására, amelyet Norvégia és Dél-Afrika között egy meridián mentén 19 állomáson helyezett el. A talajközeli általában igen kicsiny az ózonkoncentráció, ui. a talajfelszínnek ózonzöldítő hatása van. Ezért a jövőbeni vizsgálatok a talajfelszín minőségének és a horizontális ózonzöldítő hatására vonatkoznak.

Érdekes előadások hangzottak el a troposzférikus és sztratoszférikus ózon repülőgépes,

ózonsondás és rakétás módszerrel történő méréséről. Igen hasznosak a teljes ózontartalom meghatározására a mesterséges holdak, amelyek az óceánok feletti hiányzó adatok pótlására szolgálnak.

Folyamatban van más nyomelemeknek, így pl. nitrogén-dioxid, metán és a vízgőz mennyiségének és hatásának meghatározása is. Kiterjedt vizsgálatok folynak világszerte a felső atmoszféra dinamikai és energetikai viszonyaira vonatkozóan, valamint az általános cirkulációs modellek alkalmazására a sztratoszférikus ózon tanulmányozása céljából. Számos előadás hangzott el egyrészt az ózontartalom, másrészt a sztratoszféra hőmérsékleti és áramlási mezeje, a kora tavasszal hirtelen fellépő sztratoszférikus felmelegedések, a jet-stream és a tropopauza magassága között fennálló összefüggésekről.

A szimpoziium kellemes légköréhez hozzájárult Arosa természeti szépségeiben bővelkedő vidéke, valamint a svájci kollégák kitűnő szervező munkája.

Borbély E.

*

AGROMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT A SZOVJETUNIÓBAN

1972. július 24-től augusztus 5-ig *Endrődi Gabriella* tud. főmunkatárs TESCO tanulmányúton vett részt a Szovjetunióban. A tanulmányút során a Geofizikai Főobszervatóriumban (Leningrád) és az Ukrán Hidrometeorológiai Intézet (Kijev) agrometeorológiai osztályának munkatársaival folytatott tapasztalatcserét az alábbi témákban: 1. A növényállományokon belül az egyes meteorológiai elemek és a széndioxid profiljának mérési és számítási módszerei. 2. Az állományokban a különböző tulajdonságok hő-, vízgőz-, momentumcseréjének vizsgálata. 3. A növényállományok fotoszintézisének vizsgálata. 4. A zöldtömeg és a szárazanyag meghatározásának módszerei. 5. A hő- és nedvesség-ellátottság hatása a fotoszintézis és a termés alakulására.

E témákon kívül részletesen tájékozódott a sugárzás egyenleg növényállományon belüli vizsgálatának és a fotoszintézis szempontjából aktív sugárzás meghatározásának módszereiről is.

Endrődi G.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest, VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361



72.3356 Athenaeum Nyomda, Budapest – Ives magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

**SZERKESZTŐSÉG: BUDAPEST, II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.
TELEFON: 353-500**

**ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 FT
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT
(BEFIZETÉS A 232-90 171-2494 TAGDIJBEFIZETÉSI SZÁMLÁN)**

**MEGRENDELHETŐ: AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
PÉNZÜGYI OSZTÁLYÁN
BUDAPEST, II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.**

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 FT