

Katalin Bónis:

## On the Kinetics of Condensation of Atmospheric Water Vapour on Soluble Nuclei

*A légköri vízgőz-kondenzáció kinetikája vízben oldódó magvak esetén. Az oldateseppekből keletkező kondenzációs csírák képződési sebességének meghatározására új formulát vezetünk le, melyben figyelembe vesszük a cseppek reális-oldat tulajdonságát. Az új kifejezés előnye Köhler [3] formulájával szemben, hogy egyszerűbb, számolásra alkalmasabb. A levezetett formula segítségével meghatározzuk a csíráképződési sebességet a légkörben ténylegesen előforduló oldódó és vegyes magvak esetén. Összehasonlítjuk a különböző típusú kondenzációs magvak aktivitását.*

\*

*Кинетика конденсации атмосферного водяного пара на воде-растворимых ядрах. Выводится новая формула для определения скорости образования зародышей конденсации из капель раствора, считая, что капли — реальные растворы. Новая формула имеет преимущество перед формулой Кэлера [3] что она является простейшей и более пригодной к расчетам. С помощью найденной формулы определяется скорость образования зародыша на растворимых и смешанных ядрах, встречающихся в атмосфере. Сопоставляется активность конденсационных ядер различных типов.*

\*

One of the main tasks of the research in cloud physics is the theoretical study of the condensation of atmospheric water vapour. Researches concerning this problem, as it is well known, can be divided into two groups. The *thermodynamics* deals with the conditions of equilibrium and energetics of drop formation, while the *kinetics* examines the rate process of drop formation.

The condensation nuclei of different kinds play an important role in the kinetics of condensation. The rate of drop formation on nuclei insoluble in water has been determined by *Krastanov* [1] and *Fletcher* [2]. The case of soluble nuclei was investigated by *Köhler* [3], who supposed that the drops constitute an ideal solution. However, the droplets, coming into being on soluble particles in the atmosphere, behave as real solutions. In addition, the formula worked out by *Köhler* for the nucleation rate, and also the computation with it, are very complicated. For this reason, a new expression of the rate of drop formation has been derived, which is more suitable for numerical calculations. The results of thermodynamics of the real solution drops were used in this derivation [4]. The formula obtained will be compared with *Köhler's* expression, then some computations will be made for typical atmospheric conditions.

The investigation includes also the case of mixed nuclei, since calculations on the effect of these kinds of nuclei have not yet been performed, in spite of the fact that they are the most important ones in continental circumstances.

*Determination of the nucleation rate.* It is known that solution drops have two possible equilibrium states at supersaturations lower than the critical. The drop, having a radius  $r_b$  and being in *stable equilibrium* with its environment can, by the so-called heterophase fluctuation, reach the *unstable equilibrium state*, characterized by the radius  $r_c$  [4] [5]. The embryos having formed in this way may grow rapidly by gaining water molecules and pass into cloud drops. The rate of drop formation is given by the number of embryos coming into being in the vapour of unit volume per unit time [6].

The nucleation rate will be studied in a system, containing supersaturated vapour and particles of water soluble material having the same mass,  $M$ . The volume and the temperature of the system are  $1 \text{ cm}^3$  and  $273^\circ \text{K}$ , respectively. Different sizes of solution drops form by fluctuation on these particles. The number of solution drops, consisting of  $n$  water molecules, is  $N_n$ . Let the drops of embryo sizes remove from the system and, simultaneously, supply into the system water vapour of equal mass with the water content of the embryos, and a corresponding number of particles. In this way the formation of embryos is a time-permanent process. The solution drops grow steadily in the vapour. The number of drops, which grow from droplets, consisting of  $n-1$  water molecules, into drops, having  $n$  molecules, in one second is

$$J = N_{n-1} A_n \beta - N_n A_n \alpha_n > 0 \quad (1)$$

where  $A_n$  is the surface of a drop of  $n$  water molecules,  $\alpha_n$  is the number of water molecules, evaporated from  $1 \text{ cm}^2$  of the drop surface having  $n$  molecules in one second and  $\beta$  is the number of vapour molecules, condensed on  $1 \text{ cm}^2$  of the liquid surface in one second. The aim is to express  $J$ , the nucleation rate, from eqn. (1) by means of known quantities, because, the values of  $N_{n-1}$ ,  $N_n$  and  $\alpha_n$  are unknown. ( $\beta$  can be determined from the kinetic theory of gases). Therefore the following relations will be used. If the drops are in dynamical equilibrium with their environment, the next equation is valid, instead of (1):

$$N_{n-1}^\circ A_{n-1} \beta - N_n^\circ A_n \alpha_n = 0 \quad (2)$$

where the index  $^\circ$  denotes the conditions of equilibrium. In this case, the size distribution of drops is

$$N_n^\circ = N_b^\circ e^{-\frac{\Delta F}{kT}} \quad (3)$$

where  $\Delta F$  is the change in the free energy of a drop during its growth from a stable state of radius  $r_B$  into a drop, consisting of  $n$  water molecules;  $k$  is the Boltzmann constant and  $T$  is the absolute temperature. Eqn. (1) can be transformed, using (2), because the ratio between  $\alpha_n$  and  $\beta$  is independent on the equilibrium conditions of the system [5]. Then

$$J = N_{n-1}^\circ A_{n-1} \beta \left[ \frac{N_{n-1}}{N_{n-1}^\circ} - \frac{N_n}{N_n^\circ} \right] \quad (4)$$

Supposing that  $n$  is a large enough number, the transition  $n-1 \rightarrow n$  can be considered continuous change. The differential equation obtained should be integrated between limits  $n = n_b$  and  $n = n_c$ :

$$\int_{n_b}^{n_c} \frac{Jdn}{N_n^0 A_n \beta} = - \int_{n_b}^{n_c} d \left( \frac{N_n}{N_n^0} \right) \quad (5)$$

Let  $N_b^0 = N_b$  and  $N_c = 0$  be the limit conditions. Thus, using eqn. (3), from eqn. (5) can be obtained

$$\int_{n_b}^{n_c} \frac{dn}{A_n e^{-\frac{\Delta F}{kT}}} = \frac{\beta}{J} N_b \quad (6)$$

Here our derivation deviates from that of Köhler, because we introduce a new variable,  $x = r/r_c$ , in the range of  $r_b \leq r \leq r_b$ . The relation between  $x$  and  $n$  for real solutions is

$$x^3 = \frac{(mn + M) \frac{1}{\rho_n}}{(mn_c + M) \frac{1}{\rho_c}}$$

where  $m$  is the mass of the water molecule,  $\rho_n$  is the density of a solution drop, consisting of  $n$  water molecules, while the index C refers to the embryo state. On the basis of this expression, taking into account that  $m \cdot n_c \gg M$  in every case, i. e.  $M$  can be neglected in the denominator, we obtain

$$dn = \frac{3x^2 n_c}{\rho_c \left( n + \frac{M}{m} \right) \frac{\partial \rho_n}{\partial n} + \frac{\rho_c}{\rho_n}} dx \quad (7)$$

The denominator of the fraction equals unit in the case of dilute solutions. The deviation from the unit for non-dilute solution drop of a radius near  $r_b$ , occurring in the atmosphere is always less than 3%. The larger the drops, the smaller the numerical values and the differentials of  $\rho_n$ , therefore, in a good approximation it is valid that

$$dn = 3x^2 n_c dx \quad (8)$$

Expressing the surface,  $A_n$  of a drop by the variable  $x$

$$A_n = 4\pi r_c^2 x^2 \quad (9)$$

Then, using (8) and (9), we obtain from eqn. (6)

$$\frac{\beta}{J} N_b = \frac{3n_c}{4\pi r_c^2} \int_{x_b}^1 \frac{dx}{e^{-\frac{\Delta F}{kT}}} \quad (10)$$

The value of the free energy,  $\Delta F$ , of the drop formation for real solutions has been determined by Mészáros [4]. Let us express  $\Delta F$  before integration with shortened Taylor-series

$$\Delta F = \Delta F^* + \left( \frac{\partial \Delta F}{\partial x} \right)_{x=1} (x-1) + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial^2 \Delta F}{\partial x^2} \right)_{x=1} (x-1)^2 + \dots \quad (11)$$

where  $\Delta F^*$  is the free energy of embryo formation. The second term of this equation is equal to zero and the third one has a negative value, because  $\Delta F$  reaches a maximum at  $x = 1$ . Introducing again a new variable,  $\xi = x - 1$ , then  $d\xi = dx$  and using (11), from eqn. (10) we obtain

$$\frac{\beta}{J} N_b = \frac{3n_c}{4\pi r_c^2} \exp\left[\frac{\Delta F^*}{kT}\right] \int_{\xi_b}^0 \exp\left[\frac{1}{2kT} \left(\frac{\partial^2 \Delta F}{\partial x^2}\right)_{x=1} \xi^2\right] d\xi \quad (12)$$

The integrand has a sharp maximum at  $\xi = 0$  because of the negative exponent then, with increasing  $\xi$ , it approaches to zero symmetrically to the axis of ordinates. The value of the integrand does not change essentially if the lower limit of integration is  $-\infty$ , instead of  $\xi_b$  Using that

$$\int_{-\infty}^0 e^{-y\xi^2} d\xi = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-y\xi^2} d\xi$$

from eqn. (12) we obtain

$$J = N_b \beta \frac{4\pi r_c^2}{3n_c} \sqrt{\frac{-2 \left(\frac{\partial^2 \Delta F}{\partial x^2}\right)_{x=1}}{\pi kT}} e^{-\frac{\Delta F^*}{kT}} \quad (13)$$

To eliminate the second derivative of the drop formation work let us use eqn. (11) in the case of  $n = n_B$ , when  $\Delta F = 0$ . Thus, finally, the nucleation rate equation of completely water soluble particles is

$$J = N_b \beta \frac{4\pi r_c^2}{3n_c} \sqrt{\frac{4\Delta F^* r_c^2}{\pi kT (r_c - r_b)^2}} e^{-\frac{\Delta F^*}{kT}} \quad (14)$$

where  $n_c$  is the number of water molecules in the embryo, i. e.

$$n_c = \left(\frac{4}{3} \pi r_c^3 \rho_c - M\right) \frac{n_w}{\rho_w}$$

and  $n_w$  is the number of molecules of 1 cm<sup>3</sup> water,  $\rho_w$  is the density of pure water and, according to [6],

$$\beta = \frac{p_\infty}{\sqrt{2m\pi kT}} \frac{p_v}{p_\infty}$$

where  $p_v$  is the actual vapour pressure and  $p_\infty$  is the equilibrium vapour pressure relative to the plain water surface.

The nucleation rate for mixed nuclei can be deduced from (14), if using the appropriate characteristics of them. Determination of the values of  $r_b$ ,  $r_c$  and  $\Delta F^*$  in some of their cases can be found in [4]. The solution drops formed on large and giant nuclei may already be treated as diluted enough for denoting  $n_c \approx 4/3 \pi r_c^3 n_w$ . Then the nucleation rate for mixed nuclei is

$$J = N_b \beta \frac{1}{n_w} \sqrt{\frac{4\Delta F^* r_c^2}{\pi kT (r_c - r_b)^2}} e^{-\frac{\Delta F^*}{kT}} \quad (15)$$

*Comparison of the new formula of nucleation rate with Köhler's expression.* The nucleation rate in the case of completely soluble particles obtained by Köhler is [3]

$$J = N_b \cdot \sqrt{\frac{kT}{2m\pi}} \cdot \sqrt[3]{4\pi (3m)^2 \cdot \Phi_c (n + Zs)^{\frac{2}{3}}} \cdot \sqrt{\frac{4\Delta F^*}{\pi kT (n_c - n_b)^2}} \cdot e^{-\frac{\Delta F^*}{kT}} \quad (16)$$

where, besides the designations used above,  $n$  is the number of water molecules in the solution drop at an average value of drop surfaces belonging to the positions  $b$  and  $c$ ,  $s$  is the number of salt molecules in one particle,  $Z$  is a factor, which depends on the quality of the salt,

$$\Phi_c = \Phi - N_b \left( \frac{n_c}{ab^2} - \frac{n_c}{2} - \frac{1}{2b^2} - \frac{a}{2} - \frac{1}{12} - 2a^2b^2 \right),$$

$\Phi$  is the total number of water molecules in the system,  $a = n_c - n_b$  and  $a^2b^2 = \Delta F^*/kT$ . Transforming Köhler's equation and supposing that

$$\sqrt{\frac{kT}{2m\pi}} \Phi_c = \beta$$

from eqn. (16) we get

$$J = N_b \beta \frac{4\pi (r_c^2 + r_b^2)}{2} \frac{1}{n_c - n_b} \sqrt{\frac{4\Delta F^*}{\pi kT}} e^{-\frac{\Delta F^*}{kT}} \quad (17)$$

Comparing eqn. (17) with (14), the difference is given by

$$\frac{J(14)}{J(17)} = \frac{2}{3} \frac{1 + x_b + x_b^2}{1 + x_b^2}$$

where  $x_b = r_b/r_c$ . The values of this difference, at  $x_b = 0,2$  and  $x_b = 0,5$ , are  $0,80$  and  $0,92$ , respectively. If  $x_b \rightarrow 1$ , the difference approaches the unit asymptotically.

*Computations with the new formula.* The value of the nucleation rate has been determined for two typical situations in the atmosphere: in the case of convective clouds and that of fogs. The results obtained by Mészáros [4] for the same cases were used in the computations.

TABLE I — I. TÁBLÁZAT

The radius of a stable solution drop,  $r_b$ , formed on a completely soluble particle of mass  $M$  at  $p_v/p_\infty = 1,006$ , and the logarithm of the nucleation rate.

A  $p_v/p_\infty = 1,006$  túltelítettségén az  $M$  tömegű teljesen oldódó részecskén létrejövő stabilis oldatcsepp sugara  $r_B$ , és a csíráképződési sebesség logaritmususa

M [g]	$r_b$ [cm]	log J
$1 \cdot 10^{-17}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$	$-1,11 \cdot 10^6$
$2 \cdot 10^{-17}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$-8,65 \cdot 10^5$
$5 \cdot 10^{-17}$	$6,3 \cdot 10^{-6}$	$-3,54 \cdot 10^5$
$8 \cdot 10^{-17}$	$9,1 \cdot 10^{-6}$	$-1,37 \cdot 10^5$
$9,98 \cdot 10^{-17}$	—	0,00
$1 \cdot 10^{-16}$	$1,25 \cdot 10^{-5}$	+9,85

1. *Convective clouds.* On the basis of considerations stated in [4] the next data were applied:  $p_v/p_\infty = 1,006$  and  $N_b = 10^3 \text{ cm}^{-3}$ . The nucleation rate, for the case of ammonium sulfate particles of masses between  $10^{-17}$  and  $10^{-16}$  g, was determined by eqn. (14) (Table I). It can be seen that the rate of drop formation varies many orders of magnitude while the quantity of soluble material amounts to a tenfold increase. If the value of  $\log J$  is a large negative number, the formation of embryos takes place with a practically immeasurable small velocity. Therefore, it is generally accepted that the embryo formation begins if  $J = 1 \text{ cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ . Thus, for a measurable nucleation rate it is necessary that such nuclei are to be present in the atmosphere, the mass of which equal to, or larger than, 99,8% of the critical mass of particles, at a given supersaturation.

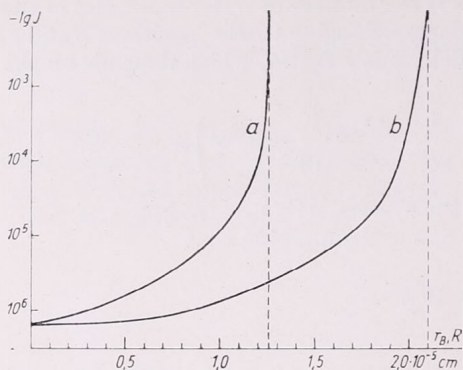


Fig. 1. Logarithm of the nucleation rate at  $p_v/p_\infty = 1,006$ , a) against the stable drop radius for soluble nuclei, b) against the particle radius,  $R$ , for insoluble, completely wettable nuclei.

1. ábra. A csíráképződési sebesség logaritmus  $p_v/p_\infty = 1,006$  túltelítettségén a) oldódó magvak esetén az  $r_b$  stabilis cseppszugár függvényében, b) oldhatatlan, teljesen nedvesedő magvak esetén az  $R$  részecske-sugár függvényében.

It is to be noted that the active cloud nuclei are the ammonium sulfate particles, having a mass of about  $10^{-16}$  g ( $r_b = 1,25 \cdot 10^{-5}$  cm, see Fig. 1.), at a supersaturation

TABLE II — II. TÁBLÁZAT

The radius of a stable solution drop,  $r_B$ , formed on a completely soluble particle of mass  $M$  at  $p_v/p_\infty = 1,0008$ , and the logarithm of the nucleation rate

A  $p_v/p_\infty = 1,0008$  túltelítettségén az  $M$  tömegű teljesen oldódó részecskén létrejövő stabilis oldatcsepp sugara  $r_b$  és a csíráképződési sebesség logaritmus

$M$ [g]	$r_b$ [cm]	$\log J$
$5 \cdot 10^{-16}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$-6,50 \cdot 10^{-7}$
$8 \cdot 10^{-16}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$-5,60 \cdot 10^{-7}$
$1 \cdot 10^{-15}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$-5,06 \cdot 10^{-7}$
$2 \cdot 10^{-15}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$	$-2,85 \cdot 10^{-7}$
$4,9990 \cdot 10^{-15}$	—	0,00
$5 \cdot 10^{-15}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	+7,85

mentioned above. For insoluble particles the corresponding value, according to Fig. 1. is  $R = 2,1 \cdot 10^{-5}$  cm, i. e.  $3,35 \cdot 10^{-15}$  g (if  $\rho = 1,0$  g cm $^{-3}$ ).

2. Fogs. According to [4], the following data were used:  $p_v/p_\infty = 1,0008$ ,  $N_b = 10$  cm $^{-3}$ , and the mass of pure ammonium sulfate particles was varied between  $5 \cdot 10^{-16}$  and  $5 \cdot 10^{-15}$  g. Table II. contains the nucleation rate depending on the mass of the particle and the stable equilibrium radius of the drop.

In fogs, however, the mixed nuclei, containing 1—2% of water soluble material,

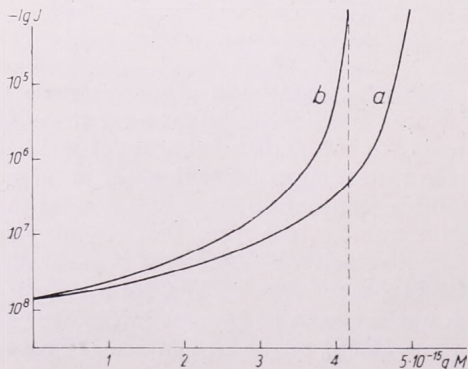


Fig. 2. Logarithm of the nucleation rate against the quantity of soluble material of the particle a) for completely soluble and b) for mixed nuclei, having 1% of salt, if  $p_v/p_\infty = 1,0008$ .

2. ábra. A csíráképződési sebesség logaritmus a részecske oldódó anyag-mennyiségének függvényében a) teljesen oldódó és b) 1%-os vegyes magvak esetén, ha  $p_v/p_\infty = 1,0008$ .

are much more important. Therefore we made computations for mixed nuclei of 1% of ammonium sulfate. The changes in the quantity of soluble material was between  $5 \cdot 10^{-16}$  and  $5 \cdot 10^{-15}$  g and the supersaturation and drop concentration were considered as constants. In *Fig. 2.* the nucleation rates of pure and mixed nuclei are compared, depending on the soluble material content,  $M$ , of the particle. It can be seen that the rate of embryo formation is larger on mixed nuclei than on pure, soluble ones, which contain the same amount of salt. This conclusion is illustrated by an example: The nucleation rate for ammonium sulfate particles of  $4,15 \cdot 10^{-15}$  g is  $J = 10^{-3 \cdot 10^5}$   $\text{cm}^{-3} \text{sec}^{-1}$ . If, on the other hand, there are mixed nuclei having masses, the 1% of which is the former amount of salt, the drop formation goes on spontaneously.

#### L I T E R A T U R E

- [1] *Krasztanov, L.*: Vrhú nykoi osnovnyi vproszi v mikrofizikata na oblacity. Trudove centr. meteor. inszt. Vol. 1. Sofia. 1941. pp. 9—40.
- [2] *Fletcher, N. H.*: Size effect in heterogeneous nucleation. *J. Chem. Phys.* 29. 1958. pp. 572—576.
- [3] *Köhler, H.*: On the problem of condensation in the atmosphere. *Nova Acta Reg.Soc.Sci. Upsaliensis, Ser. IV.* Vol. 14. 1950. No. 9.
- [4] *Mészáros, E.*: On the thermodynamics of condensation on water soluble and mixed nuclei. *Időjárás, 73.* 1969. pp. 1—11.
- [5] *Frenkel, Ja. I.*: Kineticeszkaja teorija zsidkosztyej. Moszkva. Izdat. Akad. Nauk SZSZSZR. 1945.
- [6] *Dufour, L — Defay, R.*: Thermodynamics of Clouds. Academic Press, New York, London. 1963.

### Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

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

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

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

TITKÁRSÁG

## Industriemeteorologische Untersuchungen zum Feuchtehaushalt eines Produktionsraumes

*Egy munkaterem vízháztartásának ipari meteorológiai vizsgálata.* Optimális nedvesség-állapot fenntartására szolgáló klímaberendezések tervezésekor figyelembe kell venni a munkateremben nedvességforrás- vagy nedvességnyelőként számbavehető tényezőket. A szerző egy szövőüzem klimatizált munkatérének vízmérlegét mutatja be. Mikroméretű pszichrométerekkel végzett mérések alapján számszerű értékeket közöl a nedvességforrásként felfogható gépegyeségek nedvességeleadására vonatkozóan.

\*

*Индустриально-метеорологическое исследование водного баланса рабочего зала.* При планировании климатических оборудований, предусмотренных для сохранения оптимального состояния влажности надо учесть факторы, функционирующие в качестве источником или поглощающим влаги. Автор анализирует водный баланс климатизированного рабочего зала текстильного завода. На основе измерений, исполненных микромасштабными психрометрами приводятся численные значения насчет влагоотдачи машинных единиц, рассматриваемых источником влаги.

\*

In fast allen Zweigen der Textilindustrie spielen die Produktionsraumklimata für die Qualität der Erzeugnisse eine sehr große Rolle [1, 2]. Mit Hilfe von Klimaanlage wird versucht, die technologisch günstigsten Luftzustände zu erzeugen und auch bei Schwankungen des Wärmeaufkommens konstant zu halten. Sehr häufig bereitet nach Inbetriebnahme der Klimaanlage die Aufrechterhaltung eines gewünschten Feuchtezustandes Schwierigkeiten, da bei der Projektierung die Feuchteströme vom hygroskopischen Verarbeitungsmaterial an die Raumluft und in der Gegenrichtung nicht genügend bekannt waren. Teilweise ändern sich die Feuchteströme durch Verarbeitung unterschiedlicher Materialien, da das Sorptionsverhalten und der Ausgangszustand sehr unterschiedlich sein kann. Der Klimaingenieur muß diese möglichen Feuchtequellen und Feuchtesenken im Produktionsraum kennen, damit er sie in der Dimensionierung der Klimaanlage berücksichtigen kann. Viele Beobachtungen in Industriebetrieben bestätigen bedauerlicherweise, daß diese Vorgänge des Feuchte-austausches zwischen Raumluftatmosphäre und Produkt wenig Berücksichtigung fanden und teilweise auch nicht genügend bekannt waren. Dies soll nachfolgend anhand industriemeteorologischer Untersuchungen in einem Spinnsaal der Chemiefaserproduktion näher erläutert werden.

In der Meteorologie werden häufig Bilanzuntersuchungen angestellt. So gehören Strahlungs- und Wärmebilanz der Erdoberfläche oder der Feuchtehaushalt des Erdbodens zu wichtigen Größen in der Meteorologie. Wesentlich bei diesen Untersuchungen ist der Energie- bzw. Stoffhaltungssatz. Während an Flächen keine Energie- bzw. Stoffspeicherung möglich ist und die Summe aller zur bzw. von der Fläche weg gerichteter Ströme Null ist, müssen bei Volumina das Speichervermögen und evtl. vorhandene Quellen oder Senken der Energie oder des Stoffes in dem Volumen berücksichtigt werden.

Um die Feuchtebilanz in einem klimatisierten Produktionsraum aufstellen zu können, müssen einige der Komponenten bekannt sein. Mit Hilfe dieser Größen lassen sich dann die Feuchtebilanzgleichungen aufstellen. Voraussetzung hierfür ist die Durchführung umfangreicher Messungen, um die einzelnen Glieder zu erfassen und möglichst auch zu lokalisieren.

In einem vollklimatisierten Produktionsraum sei die Zuluftmenge  $V_Z$  (s. Abb. 1),

die Abluftmenge  $V_A$  und die entsprechenden Feuchteinhalte  $W_{VZ}$  bzw.  $W_{VA}$ . In der Zeiteinheit  $t$  wird die Menge  $M$  des hygroskopischen Gutes mit dem Anfangswassergehalt  $W_a$  und dem Endwassergehalt  $W_e$  verarbeitet, während durch Befeuchtungsvorgänge an der Bearbeitungsmaschine die Wassermenge  $W_B$  verbraucht wird, wovon die Menge  $W_B$ , direkt auf den Faden gegeben und der Rest  $W_S$  auf dem Fadenlaufweg versprüht werden, der Faden auf dem Wickelkörper während einer evtl. Zwischenlagerung aus der Raumluft zusätzlich die Wassermenge  $W_{SO}$  absorbiert und durch

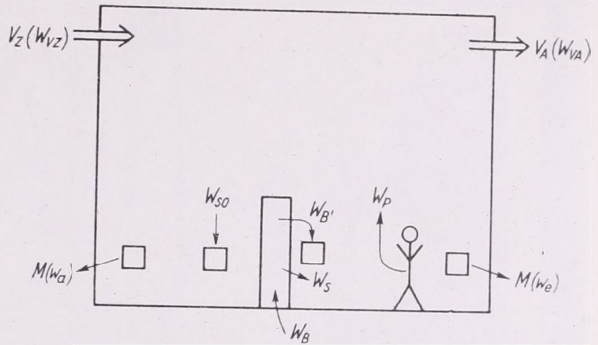


Abb. 1: Anteile der Feuchtebilanz  
1. ábra: A nedvességmérleg össze-  
tevédi

das Bedienungspersonal die Feuchtemenge  $W_P$  an die Luft abgegeben wird, so ergibt sich die Bilanzgleichung für den klimatisierten Raum:

$$(W_{VZ} - W_{VA}) + (W_a - W_e) + W_p + W_B = 0 \quad (1)$$

Hierbei muß der Klimaingenieur besonders die Differenz der Wassergehalte zwischen der Abluft und der Zuluft kennen, damit er bei großem Umlaufanteil entsprechende Ent- bzw. Befeuchtungsanlagen vorsehen kann.

Für den Wickelkörper oder allgemein die Menge der hygroskopischen Substanz gilt

$$W_{SO} + W_B' + W_a - W_e = 0 \quad (2)$$

Die an den Bearbeitungsmaschinen verbrauchte Wassermenge setzt sich wie folgt zusammen

$$W_B = W_S + W_B' \quad (3)$$

Gilt es, diese Wasserbilanz (1) in einem klimatisierten Produktionsraum zu erfassen, so lassen sich der Wassergehalt der Zuluft  $W_{VZ}$  und Wassergehalt der Abluft  $W_{VA}$  relativ einfach aus psychrometrischen Messungen z. B. Psychrometer für kontinuierliche Messungen [4] bestimmen. Angaben über die Glieder  $W_a$  und  $W_e$  können durch technologische Prüfungen gewonnen werden, doch sind diese mit einer verhältnismäßig hohen Unsicherheit behaftet. Angaben über das Glied  $W_p$  lassen sich relativ genau aus Angaben in der Literatur [3] abschätzen. Schwierigkeiten bereitet meist die Erfassung der durch zusätzliche Befeuchtungseinrichtungen eingebrachten Wassermenge, wobei speziell der Anteil, der durch Sprüheffekte an den Raum abgegeben wird ( $W_S$ ) sehr unsicher ist. Soll dieser Anteil aufgrund von Messungen abgeschätzt werden, so ist die Bestimmung der Luftfeuchtgradienten in unmittelbarer Nähe der Befeuchtungsstellen und an den rotierenden Maschinenteilen, wo durch Sprüheffekte Wasser an die Umgebungsluft abgegeben wird, erforderlich.

Als Meßgeräte für die Bestimmung des Feuchtgradienten können kleine Psy-

chrometer in Anwendung gebracht werden, die am Geophysikalischen Institut der Karl-Marx-Universität entwickelt wurden [5]. Diese Geräte kommen mit einem Verbrauch von 50 cm<sup>3</sup> Luft für eine psychrometrische Feuchtemessung aus und stören deshalb die bestehenden Raumlufzustände nur unerheblich. Die Meßergebnisse lassen sich durch die geringe Ausdehnung der Meßfühler (s. Abb. 2) im Grenzschichtbereich der Maschinen und des hygroskopischen Gutes definierten Meßpunkten zuord-

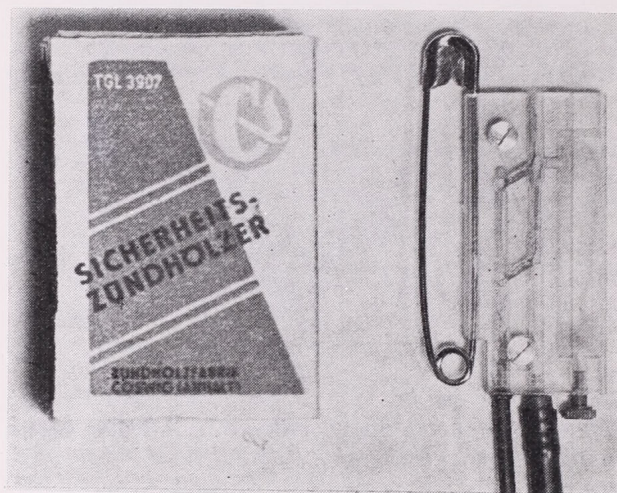


Abb. 2: Psychrometer für Feuchtemessungen in kleinen Räumen (1 dm<sup>3</sup>)

2. ábra: Pszichrométer kis térség (1 dm<sup>3</sup>) nedvességmérésére.

nen. Die Trocken- und Feuchttemperaturen können bei Verwendung mehrerer Meßfühler an verschiedenen Meßpunkten erfaßt und mit einem Registriergerät aufgezeichnet werden. Die Meßdauer pro Meßstelle beträgt etwa 10 sec.

Mit Hilfe dieser Meßeinrichtung wurden Feuchteprofile entlang von 5 Meßpunkten senkrecht zu den Maschinenfronten bestimmt (Abb. 3). Dabei ergab sich, daß der Dampfdruck in der Nähe der Maschine, wo durch Umlenkgaletten und Aufwickleinrichtungen für den Faden Wassertröpfchen versprüht werden, um mehr als 1 Torr über den Werten der Raumatmosphäre liegt. Aus den unterschiedlichen Ausdehnungen der Feuchtezonen an den Maschinenfronten kann auf den Anteil der einzelnen Maschinen an der Gesamtfeuchtebelastung geschlossen werden. Dabei wird jedoch vorausgesetzt, daß die Raumlufzirkulation alle Teile des Raumes gleichmäßig erfaßt und somit bei einer doppelt mächtigen Feuchtezone senkrecht vor der Maschinenfront der Anteil an der Feuchtebelastung doppelt so groß ist.

Für das Ausmaß des Feuchteaufkommens und die Verteilung der Feuchtequellen und Senken im Produktionsraum können folgende ermittelte Zahlen als Beispiel genannt werden:

$V_Z$	= 128 000 m <sup>3</sup> /h	$V_A$	= 131 000 m <sup>3</sup> /h
$T_Z$	= 14.8°C	$T_A$	= 21.4°C
$e_Z$	= 7.8 Torr	$e_A$	= 8.3 Torr
$W_{VZ}$	= 1004 kg/h	$W_{VA}$	= 1066 kg/h

Das Gesamtfeuchteaufkommen im Produktionsraum beträgt demnach 62 kg/h.

Das Feuchteaufkommen kann an den einzelnen Maschinen recht unterschiedlich sein, wie aus den in Abb. 3 dargestellten Dampfdruckgradienten ersichtlich ist.

An der einen Maschine wird die Sorte A und an der anderen die Sorte B des Produktes bearbeitet. Man erkennt, daß während der Herstellung der Sorte A eine etwa

doppelt so mächtige Feuchtezone nachweisbar ist als bei der Sorte *B*. Diese größere Feuchtezone wurde sowohl in der Ebene I als auch in der Ebene II, die sich in verschiedenen Entfernungen vom Fußboden befanden, festgestellt.

Sind im Produktionsraum 4 Maschinen für die Sorte *A* und 6 Maschinen für die

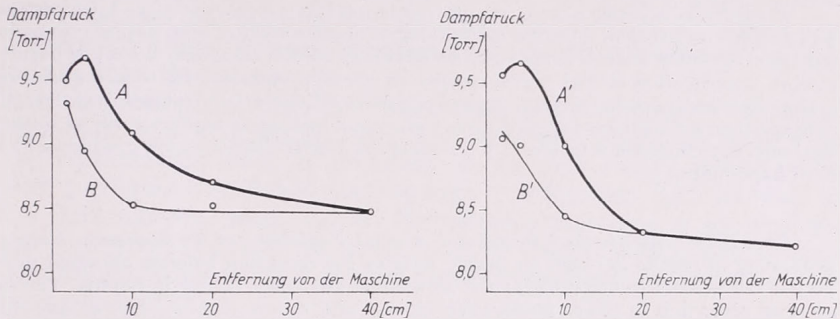


Abb. 3: Dampfdruckgradienten in der Ebene I (links) und II (rechts) vor einer Aufspulmaschine  
 3. ábra: Gőznyomásgradiens a csévéológép előtti I-es (balra) és II-es (jobbra) síkban.

Sorte *B* in-Betrieb, kann das Feuchteaufkommen der einzelnen Maschinen wie folgt abgeschätzt werden:

$$4 \cdot 2X + 6 \cdot X = 62 \text{ kg/h}$$

$$X = 4.43 \text{ kg/h}$$

Je Maschine für die Bearbeitung der Sorte *A* entfallen demnach 8.86 kg/h, je Maschine der Sorte *B* 4.43 kg/h.

Damit können dem Technologen und Klimaingenieur Werte in die Hand gegeben werden, mit deren Hilfe die Dimensionierung der Klimaanlage und die Technologie des Produktionsprozesses entscheidend beeinflusst werden kann. Durch Anwendung der in der Mikrometeorologie bekannten Meßgeräte lassen sich die Feuchtequellen verhältnismäßig genau lokalisieren und die Anteile verschiedener Aggregate an der Gesamtfeuchtebelastung eines klimatisierten Produktionsraumes angeben.

#### LITERATUR

- [1] Koch, H.: Neue Erkenntnisse bei der meteorologischen Optimierung von Produktionsprozessen in der Textilindustrie. Deutsche Textiltechnik 18, S. 35—39, H. 1/2 1968.
- [2] Kufferath, A.: Klimaanlage für Industrie und Gewerbe und besonderer Berücksichtigung der Textilindustrie. Berlin, 1956.
- [3] Raiss, W.: Rietschels Lehrbuch der Heiz- und Lüftungstechnik. 14. Aufl. Berlin/Göttingen/Heidelberg, 1963.
- [4] Schienbein, S. — Bohmann, W. — Kornel, H.: Vorrichtung zur gleichbleibenden Versorgung eines Psychrometers mit Wasser. DWP 34 025 vom 5. 12. 1964.
- [5] Schienbein, S.: Industriemeteorologische Messgeräte. Sammelband „Probleme der Industriemeteorologie“, Karl-Marx-Universität, Leipzig, im Druck, ersch. 1969.

## Некоторые закономерности дневного и годового хода радиационного баланса

*A sugárzási egyenleg napi és évi menetének néhány törvényszerűsége.* A feldolgozás alapján az 1960—1964-ben, a szófiai meteorológiai obszervatóriumban, nappal, óránként mért sugárzási egyenleg adatok szolgáltak. Az adatokat derült, átlagosan borult és borult napok szerint csoportosítva elemzi, mivel nappal az egyenleg menetét döntően a globálsugárzás, a globálsugárzást, pedig a Nap-magasság mellett főként a felhőzet befolyásolja. A szerző dolgozatában számos összefüggésre mutat rá, ezek közül egyik legfontosabb az aktív felszín sugárzási egyenlegének a felszín és a 2 m-es szint közötti hőmérsékleti gradienssel kimutatható kapcsolata.

\*

*Some Regularities in the Diurnal and Annual Variations of the Radiation Balance.* This processing of results is based on hourly data of the radiation balance obtained during the period 1960—1964 in day-time at the Meteorological Observatory in Sophia. The data are grouped according to clear, moderately cloudy and overcast days, for, in day-time, the radiation balance is mainly influenced by global radiation and the global radion, in turn, is influenced mainly by the solar elevation angle and by nebulosity. Several regularities are pointed out, one of them consisting in that the radiation balance of the active surface is found to be dependent on the temperature gradient existing between the surface and the 2-m-level.

\*

Непосредственные значения величин радиационного баланса связаны с такими важными вопросами как термическим режимом земной поверхности и приземным слоем воздуха. Это оправдывает и значительный интерес, который проявился к нему в последнее время. Интерес к исследованию закономерностей изменения значений радиационного баланса значительно увеличивается и в виду того, что существующие данные наблюдений являются все еще скудными.

Поэтому, используя ежечасные актинометрические наблюдения, проводимые в сроки по местному времени за период с 1960 по 1964 г. в Метеорологической обсерватории — Софии ( $\varphi = 42^{\circ}42'$ ,  $\lambda = 23^{\circ}20'$ ,  $H = 588$  м), мы рассмотрели особенности дневного и годового хода радиационного баланса. Закономерности изменений значений радиационного баланса рассмотрены как при безоблачном небе (облачность  $\leq 2$  и открытый солнечный диск), когда они выражены лучше всего, так и при наличии облачности. Во втором случае исследование проведено, с одной стороны, в средних условиях облачности, и с другой стороны — при более значительном покрытии неба облаками, пасмурном небе, т. е., когда облачность равна или более 8 десятых и солнечный диск покрыт облаками. Чтобы показать значение состояния солнечного диска для исследования радиационных процессов, мы рассмотрели и случаи пасмурного неба с открытым солнечным диском.

Радиационный баланс, т. е. разность между приходом и расходом поглащенной и излученной земной поверхностью энергией, выражается уравнением:

$$B = (S' + D)(1 - A) + \delta E_a - E_3$$

где:  $S'$  и  $D$  — соответственно интенсивность прямой и рассеянной радиации, поступающей на поверхность земли;  $A$  — альbedo поверхности земли;  $E_a$  — противоизлучение атмосферы;  $E_3$  — собственное излучение подстилающей поверхности.

В работе значения радиационного баланса получены, исключив из показаний балансомера значения прямой солнечной радиации, полученные при измерении актинометром, т. е.  $B = (B-S') + S'$ .

Рассматривались только особенности изменения значений радиационного баланса в светлую часть суток. Так как днем основной составной частью радиационного баланса является суммарная радиация, а главными факторами, влияющими на его изменение, — высота солнца, альbedo и облачность.

Так например, моментные значения радиационного баланса от минимальных при небольших высотах солнца утром, когда они могут быть и отрицательными, в полдень достигают своих максимальных значений которые при безоблачном небе составляют 0,23 кал/см<sup>2</sup> мин., зимой и 0,92 кал/см<sup>2</sup> мин. летом. Это можно заметить и на *таблице 1*, где для представленных месяцев сезона даны моментные значения радиационного баланса при ясном, пасмурном небе и в действительных условиях облачности.

Чтобы установить зависимость радиационного баланса от высоты солнца, были использованы данные, при которых отражательные способности подстилающей поверхности немного изменяются. Для зависимости средних моментных значений радиационного баланса от высоты солнца при безоблачном небе мы получили среднее регрессионное уравнение:  $B = 0,0134 - 0,026$

при коэффициенте корреляции 0,92 и ошибке  $\pm 0,02$ .

ТАБЛИЦА I — I. TÁBLÁZAT

Радиационный баланс в кал/см<sup>2</sup> мин.

Sugárzássegyleg [cal/cm<sup>2</sup> min.]

	5 <sup>30</sup>	6 <sup>30</sup>	7 <sup>30</sup>	8 <sup>30</sup>	9 <sup>30</sup>	10 <sup>30</sup>	11 <sup>30</sup>	12 <sup>30</sup>	13 <sup>30</sup>	14 <sup>30</sup>	15 <sup>30</sup>	16 <sup>30</sup>	17 <sup>30</sup>	18 <sup>30</sup>
<i>Средние условия облачности — Átlagos felhőzeti viszonyok</i>														
I	.	.	-0,02	0,01	0,05	0,10	0,13	0,11	0,12	0,07	0,02	-0,05	.	.
IV	.	0,05	0,17	0,32	0,45	0,48	0,50	0,49	0,44	0,38	0,26	0,12	0,02	0,04
VII	0,02	0,12	0,28	0,43	0,56	0,63	0,68	0,64	0,53	0,52	0,38	0,25	0,12	0,05
X	.	-0,04	0,05	0,15	0,23	0,31	0,34	0,32	0,29	0,20	0,09	-0,01	-0,07	.
<i>Пасмурно — Borult</i>														
I	.	.	-0,01	0,01	0,05	0,08	0,11	0,10	0,18	0,04	0,02	-0,03	.	.
IV	.	0,03	0,05	0,18	0,21	0,23	0,26	0,24	0,21	0,18	0,14	0,07	0,02	-0,02
VII	0,02	0,07	0,11	0,22	0,27	0,28	0,31	0,33	0,23	0,21	0,16	0,10	0,05	0,00
X	.	-0,01	0,03	0,08	0,11	0,16	0,15	0,15	0,12	0,10	0,04	-0,01	-0,04	.
<i>Ясно — Derült</i>														
I	.	.	-0,09	0,00	0,05	0,09	0,13	0,17	0,19	0,11	0,03	.	.	.
IV	.	0,06	0,23	0,40	0,56	0,63	0,71	0,76	0,70	0,53	0,38	0,20	0,02	0,01
VII	0,04	0,15	0,33	0,50	0,67	0,75	0,86	0,90	0,83	0,73	0,56	0,38	0,18	0,03
X	.	-0,10	0,07	0,23	0,34	0,46	0,50	0,50	0,44	0,28	0,14	-0,01	.	.

Почти в два раза ниже значения радиационного баланса в действительных условиях облачности и при пасмурном небе, что есте-

ственно, так как основная приходная часть — суммарная радиация уменьшается.

На рис. 1 можно заметить, что максимальные значения радиационного баланса не только при безоблачном небе, но и в действительных условиях облачности и при пасмурном небе изменяются с изменением высоты солнца. На этом же рисунке наглядно можно заметить также влияние облачности на значения радиационного баланса. Днем при пасмурном небе радиационный баланс имеет самые незначительные

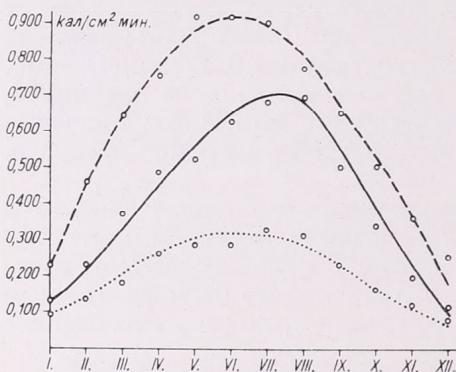


Рис. 1. Годовой ход максимальных стоимостей радиационного баланса. — средние условия облачности, — — — ясно, . . . . пасмурно.

1. ábra: A sugárzási egyenleg maximális értékének évi menete. — átlagos felhőzet esetén, — — — derült, . . . . borult időben.

величины, а в утренние часы, благодаря тому, что значения эффективного излучения, являющиеся существенным фактором для определения значений радиационного баланса, уменьшаются, они могут иметь наибольшие значения.

С одной стороны облачность уменьшает основную приходную часть радиационного баланса — суммарную радиацию, с другой стороны — одновременно уменьшается и расходная часть — эффективное излучение. При этом существенное влияние на значения величин радиационного баланса оказывают не столько количество облачности, сколько состояние солнечного диска, т. е. он открыт, или покрыт облаками. Это наглядно представлено на таблице 2, где рассмотрена интенсивность радиационного баланса в июне при пасмурном небе с открытым и покрытым облаками солнечным диском.

Можно заметить, что интенсивность радиационного баланса при пасмурном небе с открытым солнечным диском значительно превос-

## ТАБЛИЦА II — II. TÁBLÁZAT

Радиационный баланс в кал/см² мин. при пасмурном небе с покрытым солнечным диском ( $B_1$ ) и пасмурном небе с открытым солнечным диском ( $B_2$ ) июнь (1960—1964 гг.)

Sugárzásegyenleg [cal/cm² min.], felhős égbolt és eltakart Napkorong ( $B_1$ ), illetve felhős égbolt és fedetlen Napkorong ( $B_2$ ) esetén. Junius (1960—64)

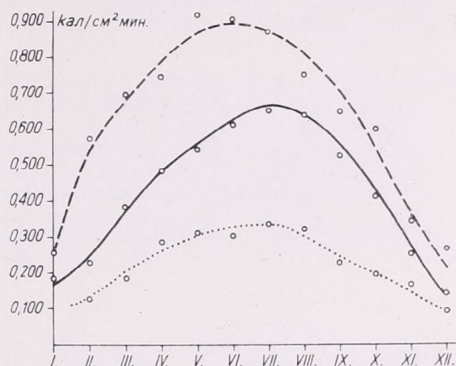
	5 <sup>30</sup>	6 <sup>30</sup>	7 <sup>30</sup>	8 <sup>30</sup>	9 <sup>30</sup>	10 <sup>30</sup>	11 <sup>30</sup>	12 <sup>30</sup>	13 <sup>30</sup>	14 <sup>30</sup>	15 <sup>30</sup>	16 <sup>30</sup>	17 <sup>30</sup>	18 <sup>30</sup>
$B_1$	0,01	0,08	0,16	0,23	0,24	0,29	0,27	0,34	0,24	0,15	0,17	0,11	0,11	0,00
$B_2$	0,08	0,19	0,27	0,43	0,46	0,62	0,57	0,45	0,68	0,56	0,41	0,29	0,15	0,04

ходит интенсивность радиационного баланса в этих же условиях облачности, но при закрытом солнечном диске. Часто их значения бывают выше значений радиационного баланса в средних условиях облачности.

Наглядным показателем дневного хода интенсивности радиационного баланса является его дневная амплитуда, которая имеет ясно выраженный годовой ход — нарастает с зимы к лету, после чего снова уменьшается. Влияние покрытости неба облаками, что приводит к

Рис. 2. Годовой ход дневной амплитуды радиационного баланса. ———— средние условия облачности, ———— ясно, . . . . пасмурно.

2. ábra: A sugárzási egyenleg napi amplitúdójának évi menete. ———— átlagos felhőzet esetén, ———— derült, . . . . borult időben.



заглаживанию колебаний в интенсивности радиационного баланса, наглядно представлено на рис. 2, где дан и годовой ход дневной амплитуды радиационного баланса при ясном, пасмурном небе и в средних условиях облачности. Значения дневной амплитуды радиационного баланса снова подтверждают важность учета состояния солнечного диска при исследовании радиационных процессов. Так например, дневной ход радиационного баланса при пасмурном небе с открытым солнечным диском подвергается почти в два раза большим колебаниям, чем при пасмурном небе с закрытым солнечным диском. В отдельных случаях дневная амплитуда при пасмурном небе с открытым солнечным диском бывает даже выше этой в средних условиях облачности.

Наблюдаемая асимметрия в дневном ходе радиационного баланса объясняется особенностями эффективного излучения и суммарной радиации. В полдень из-за увеличенной в то время облачности значения величин эффективного излучения уменьшаются. По этой же при-

### ТАБЛИЦА III — III. TÁBLÁZAT

Интенсивность суммарной радиации ( $Q$ ), эффективного излучения ( $\epsilon$ ) и радиационного баланса ( $B$ ) в кал/см<sup>2</sup> мин. в средних условиях облачности (1960—1964)

Globálsugárzás intenzitás ( $Q$ ), effektív kisugárzás ( $\epsilon$ ) és sugárzásegyenleg ( $B$ ) [cal/cm<sup>2</sup> min] átlagos felhőzeti viszonyok esetén (1960—64)

	6 <sup>30</sup>	7 <sup>30</sup>	8 <sup>30</sup>	9 <sup>30</sup>	10 <sup>30</sup>	11 <sup>30</sup>	12 <sup>30</sup>	13 <sup>30</sup>	14 <sup>30</sup>	15 <sup>30</sup>	16 <sup>30</sup>	17 <sup>30</sup>	18 <sup>30</sup>
$Q$	0,29	0,47	0,71	0,87	0,97	0,01	0,97	0,90	0,80	0,64	0,44	0,28	0,10
$B$	0,12	0,28	0,43	0,56	0,63	0,68	0,64	0,58	0,52	0,38	0,25	0,12	0,05
$\epsilon$	0,08	0,08	0,12	0,14	0,16	0,17	0,17	0,14	0,11	0,14	0,11	0,10	0,03

чине, как и из-за увеличившейся мутности атмосферы в это время, значения суммарной радиации уменьшаются. Это наглядно подтверждается таблицей 3, где за месяц июль даны значения величин суммарной радиации ( $Q$ ), эффективного излучения ( $\epsilon$ ) и радиационного баланса ( $B$ ) в кал/см<sup>2</sup> мин. в средних условиях облачности. Асимметрия дневного хода радиационного баланса наблюдается не только в сред-

ТАБЛИЦА IV — IV. TÁBLÁZAT

Радиационный баланс в кал/см<sup>2</sup> мин. ( $B$ ) и разность между температурой почвы и температурой воздуха на высоте 2-х метров ( $t_n - t_B$ ) в градусах октябрь (1960—1964 гг.)

Sugárzássegyenleg cal/cm<sup>2</sup> min. ( $B$ ), valamint a talajhőmérséklet és a 2 m-es szint léghőmérséklete közötti különbség ( $t_n - t_B$ ) fokokban. Október (1960—64. év)

	6 <sup>30</sup>	7 <sup>30</sup>	8 <sup>30</sup>	9 <sup>30</sup>	10 <sup>30</sup>	11 <sup>30</sup>	12 <sup>30</sup>	13 <sup>30</sup>	14 <sup>30</sup>	15 <sup>30</sup>	16 <sup>30</sup>	17 <sup>30</sup>
<i>B</i> в средних условиях облачности — Átlagos felhőzeti viszonyok												
<i>B</i>	-0,04	0,05	0,15	0,23	0,31	0,34	0,22	0,29	0,20	0,09	-0,01	-0,07
$t_n - t_B$	-1,3	-0,1	2,3	5,0	6,1	4,6	5,7	6,1	4,5	0,8	-0,4	-4,8
<i>Ясно — Derült</i>												
<i>B</i>	-0,10	0,01	0,23	0,34	0,46	0,50	0,50	0,44	0,28	0,14	-0,01	.
$t_n - t_B$	-2,3	-0,6	3,5	6,9	8,6	9,3	10,3	8,4	6,2	1,6	-1,3	.
<i>Пасмурно — Borult</i>												
<i>B</i>	-0,01	0,03	0,08	0,11	0,16	0,15	0,15	0,12	0,10	0,04	-0,01	.
$n - t_B$	-0,6	0,2	1,1	2,4	3,5	3,1	2,8	1,6	2,5	-0,3	0,1	.

них условиях облачности, но и при ясном и пасмурном небе. Исследуя значения радиационного баланса, можно заметить, что он показывает параллелизм в разности между температурой поверхности почвы и температурой на высоте 2-х метров. О тесной корреляционной связи говорит и полученный высокий коэффициент корреляции — 0,95.

Это наглядно подтверждается данными таблицы 4, где представлен радиационный баланс и разность между температурой почвы и воздуха при ясном, пасмурном небе и в средних условиях облачности.

Кроме того производит впечатление, что существует инертность относительно процесса теплообмена между подстилающей поверхностью и воздухом. Так например, при небольшой высоте солнца отрицательным разностям в температуре соответствуют положительные значения радиационного баланса, и наоборот — отрицательным значениям радиационного баланса соответствуют положительные значения температурной разницы  $t_n - t_B$ . Это объясняется тем, что начавшееся в то время охлаждение или согревание подстилающей поверхности все еще не успевает распространиться в прилегающем слое воздуха.

#### ЛИТЕРАТУРА

- [1] Кондратьев К. Я.: Актинометрия, Ленинград, Гидрометиздат, 1965 г.
- [2] Пивоварова З. И.: Радиационный баланс деятельной поверхности и методика его обработки. Труды ГГО, вып. 61, 1956 г.
- [3] Goody, K. M.: Atmospheric radiation. Theoretical basis. Oxford at the Clarendon Press, 1967.

## A számított sugárzási egyenleg területi eloszlása Magyarországon

*Areal Distribution of Calculated Values of the Radiation Balance in Hungary.* Having carried out previously a representation of the areal distributions of global radiation and of albedo, we are now in the position of undertaking an indirect determination of the radiation balance. The Authors are concerned with the indirect calculation of the long-wave radiation balance, and following this discussion charts of the monthly and annual distribution of the radiation balance in Hungary are produced. Finally, the results are compared to those obtained in surrounding countries by using similar methods.

\*

*Территориальное распределение исчисленного радиационного баланса в Венгрии.* После установления территориального распределения глобальной радиации и альbedo открылась возможность для косвенного определения радиационного баланса. Авторами излагается вычисление длинновольнового баланса, а потом, на основе полученных результатов, представляются месячные и годовые карты распределения радиационного баланса в Венгрии. Эти карты сопоставляются с результатами, полученными аналогичными методами, примененными в окружающих странах.

\*

A légkör földközeli rétegének energetikai állapotát a földfelszín és a légkör között végbemenő energiaacsere határozza meg, s az elsősorban a sugárzási egyenlegtől függ.

A felszíni sugárzási egyenleg hosszabb időszakra vonatkozó átlagértékeinek előállításához sok állomáson közvetlenül mért adatok nem állnak rendelkezésre, és erre a jövőben sem számíthatunk. Ezért a sugárzási egyenleg klimatológiai értékeinek meghatározásában közvetett utat kell követnünk. Indirekt módszer többféle van. Valamennyi olyan meteorológiai elemekből indul ki, amelyeknek hosszú megfigyelési sora van.

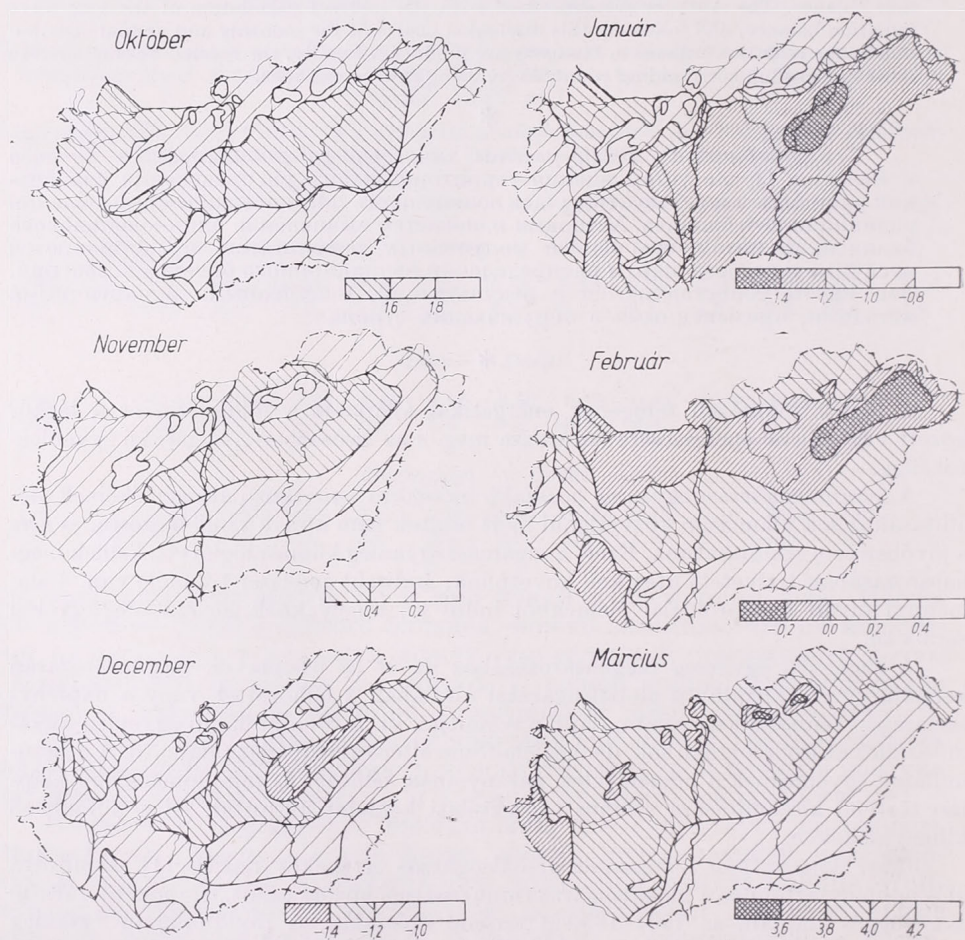
A sugárzási egyenleg meghatározásához az út az összetevők meghatározásán keresztül vezet. Közülük a globálsugárzást általában a felhőzettel, vagy a napfénytartammal fennálló kapcsolata alapján számítják ki. A rövidhullámú egyenleg kiszámításához az irodalomban sok, de meglehetősen eltérő albedóadat található. A hosszúhullámú egyenlegnek a hőmérséklet, párányomás, felhőzet és talajhőmérséklet alapján történő kiszámítására számos tapasztalati képletet állítottak fel a különböző klímavidékeken.

Jelen dolgozatban felhasznált globálsugárzás értékeket Takács [1] számította ki a napfénytartam és a globálsugárzás napi összegei között talált, havonként változó összefüggés alapján, az 1901–1950-ig terjedő időszakra. A rövidhullámú egyenleg kiszámítása során Weingartner [2] albedótérképeire támaszkodtunk, amelyek a különböző felszínek és a különböző fejlettségi fokú növényzet albedójának hazai mérésein alapulnak.

A sugárzási egyenleg meghatározása során a következő feladat a hosszúhullámú egyenleg, ill. a kisugárzás és visszasugárzás mérőszámának az előállítása. A kisugárzás kiszámításához ismernünk kell a talajfelszín hőmérsékletét. Ismeretének hiánya csak bonyolult számításokkal, vagy korrekciókkal hidalható át. Sok évre terjedő talajhőmérséklet-adataink nincsenek, ellenben néhány év óta regisztráltatjuk a sugárzás-egyenleget. A regisztrálás egyben az összetevők mérését is jelenti. Az írómszer szolgáltatja adatok felhasználásával összefüggést kerestünk a kisugárzás napi összegei, és olyan elem között, amelynek hosszú megfigyelési sora van. A hőmérőházikó-

ban, három terminusban mért hőmérsékletből számított napi középérték erre a célra alkalmasnak bizonyult, ennél fogva a kisugárzás kiszámítására az év minden szakából véletlenszerűen kiválasztott, kb. 400 értékpár alapján kapott regressziós görbét használtuk fel.

A visszasugárzást Angström képletével állítottuk elő, Boltz és Falckenberg [3] konstansainak helyettesítésével. A felhőzetnek az effektív kisugárzásra gyakorolt hatását *Asklöf* képlete szerint vettük figyelembe. Az így kiszámított sugárzási egyen-



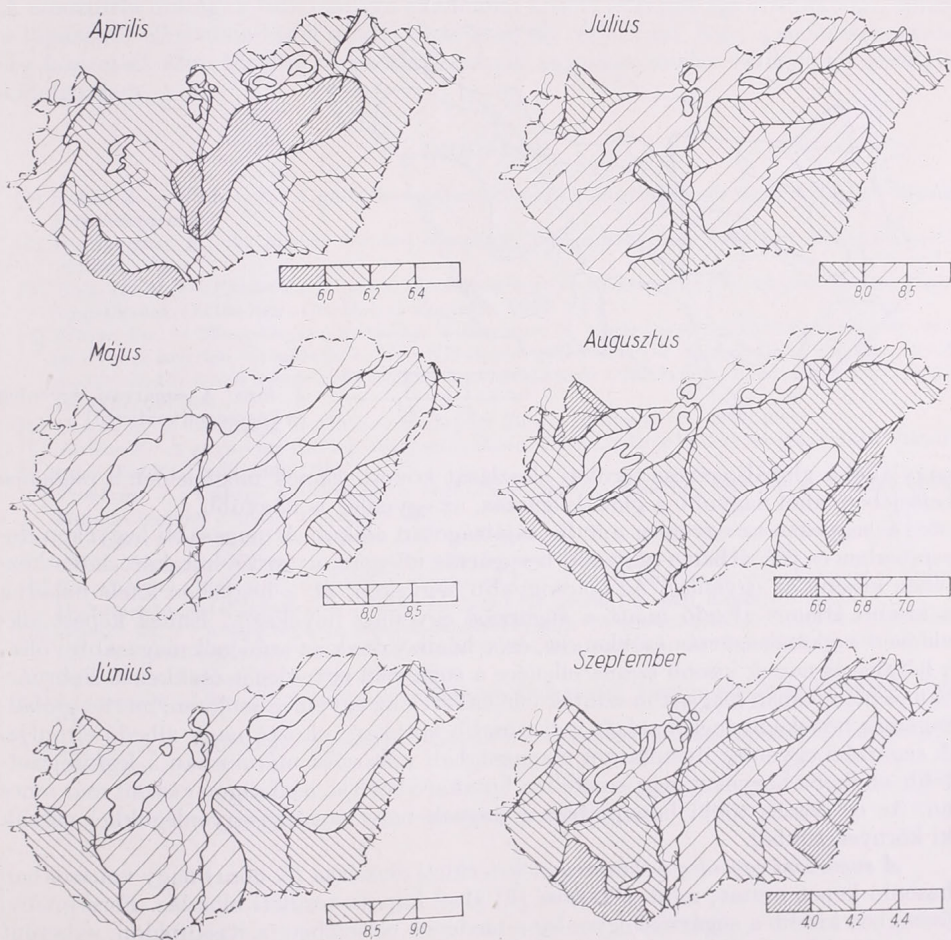
1. ábra: A sugárzási egyenleg havi összege [kcal/cm<sup>2</sup>] a téli félév hónapjaiban

legét mért adatokkal összevetve [4] igen jó egyezést találtunk.

Mivel a különböző szintű felhőzet mennyiségének észlelésére vonatkozóan nincs megfelelően sok állomásról elegendő hosszú sorozat, ezért a rendelkezésre álló összfelhőzet-értékeket aszerint az arány szerint osztottuk szintekre, amelyet *Dobosi* [5] talált budapesti adatok vizsgálatakor, feltételezve, hogy az egyes hónapokban az alacsony, közepes és magassintű felhőzet aránya az összfelhőzethez az ország különböző tájain azonos. Feltevésünket ellenőrzendő, megvizsgáltuk 5 állomás 5 évi megfigyelései alapján az alacsony és összfelhőzetnek a szinoptikus táviratokból megállá-

pítható viszonyát arra az időpontra, amikor közöttük feltehetően a legnagyobb az eltérés, azaz júniusra, 14 órára. Ha az eredményül kapott legkisebb és legnagyobb viszonzszámmal számolunk, akkor az egyenleg június havi összege 1, ill. 4%-kal tér el attól, amit feltevésünk szerint számítottunk. A hiba azonban nyilvánvalóan ennél sokkal kisebb.

E megfontolásokkal előállítottuk 36 állomásról a sugárzásegyenleg havi összegeit, meteorológiai elemek 1901–50 időszakra kiszámított havi átlagértékeiből. Hasonló

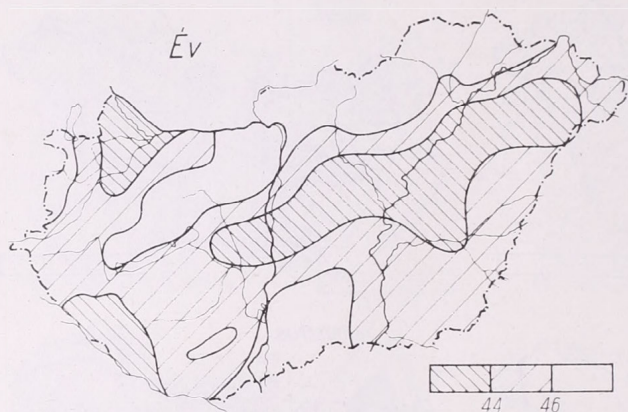


2. ábra: A sugárzási egyenleg havi összege [kcal/cm<sup>2</sup>] a nyári félév hónapjaiban

feldolgozást *Dobosi* [6] készített, de csak az egyenleg évi összegeinek területi eloszlását közölte. Számításaink eredményét a sugárzási egyenleg havonkénti területi eloszlását ábrázoló térképeken mutatjuk be.

A sugárzási egyenleg a téli hónapokban (1. ábra) általában az ország nyugati részében, az egyes hónapokban pedig délen nagyobb, a Kárpát-medence belsejében viszont kisebb. A nyári hónapokban (2. ábra) fordított a helyzet; a medence belsejében általában nagyobb egyenleg-értékekkel találkozunk, míg a nyugati határszélen és gyakran az ország keleti területein kicsiny a sugárzás-egyenleg. Október azzal a tulajdonságával, hogy a nyugati részeken kisebb a sugárzási egyenleg értéke, még a

nyári hónapokhoz hasonlít, április pedig — amikor a medence belsejében az egyenleg alacsony, a nyugati határszélen pedig magas — még a téli félév jellegzetességeit viseli magán. A téli, ill. a nyári területi eloszlás képét a sugárzási egyenleg más-más összetevője határozza meg. Télen az egyenleg alakulását döntő módon a felhőzet visszasugárzása, tehát a sugárzási egyenleg hosszúhullámú része szabályozza, ezért a borultabb területeken nagyobb az egyenleg, és az aránylag mérsékeltbben felhős Alföld kisebb egyenleg-értékekkel tűnik ki. Nyáron az egyenleg területi eloszlása



3. ábra: A sugárzási egyenleg évi összege [kcal/cm<sup>2</sup>]

nagyjából a globálsugárzás területi eloszlását követi. Ennek megfelelően a medence belsejében, ahol nagyobb a globálsugárzás, az egyenleg is nagyobb.

A hegyeken az egyenleg mindig sajátosságosan alakul. A magasabb hegyeken decemberben és januárban a nagyobb besugárzás ellenére, a tartós hótakaró következtében kicsiny az egyenleg. Az alacsonyabb hegyeken, ill. a hegyeken lefelé haladva a kisebb átlagos albedó miatt a sugárzási egyenleg növekszik. Ehhez képest síkvidéken a globálsugárzás csökkenése, és a hóalbedónak az erdőnél magasabb volta, a hótakarós napok kisebb száma ellenére a sugárzási egyenleget csökkenti. Februárban és márciusban magasabb szintek felé haladva az egyenleg csökken, mert a globálsugárzás növekedésének hatását a tartósabb hótakaró okozta nagy albedó elrontja. A sugárzási egyenleg ilyenirányú magasságbeli változása márciusban a legkifejezettebb, amikor a hegyeket még ismételtlen hótakaró borítja, a síkságon viszont már nincs hó. Az év összes többi hónapjában a hegyek nagy sugárzásegyenlegükkel válnak ki környezetükből.

A sugárzási egyenleg évi összegének területi eloszlása (3. ábra) nagy vonásokban hasonló képet mutat, mint a Dobosi [6] által kapott területi eloszlás. Eszerint évi összegben kisebb a sugárzási egyenleg a medence belsejében, a Kisalföldön, valamint az ország délnyugati részén, legnagyobb a hegyvidékeken és a Duna-Tisza közének déli részén, valamint a nyugati határszélen. Ez a kép azonban lényegesen különbözik a globálsugárzás évi összegének területi eloszlását ábrázoló képtől [12] ami a hosszúhullámú sugárzásnak a sugárzási egyenlegre gyakorolt döntő hatását bizonyítja.

A környező országokban is többnyire elkészült a sugárzási egyenlegnek hasonló, de más hálózatra alapított térképe, azonban más-más módszerrel. A különböző módszerekkel kiszámított eredmények összehasonlításakor u. i. kitűnik, hogy az országhatároknál az izovonalak nem folytatódnak ésszerűen. Ebben az alkalmazott módszerek különböző voltán kívül a számításba vont elemek különeműsége is, az alapul vett periódusok különbözősége is szerepet játszik.

Eredményeink a cseh [7] és ukrán [8] adatokkal — legalábbis az évi összeg

tekintetében — jól egyeznek. Csehszlovákia és Lengyelország [9] határán azonban a sugárzási egyenleg évi összegeinek izovonalai éles törést mutatnak. A csehszlovákiai sugárzásegyenleg évi összegei ugyan megerősítik Budiko [10] által számított  $40 \text{ kcal/cm}^2$  év izovonalát, eredményeink szerint azonban az  $50 \text{ kcal-ás}$  vonal nem kanyarodik be a Kárpátmedencébe, — hanem, ellentétben Budikoval — ettől valószínűleg jóval délebbre húzódik. A Bulgáriára [11] számított adatok, amelyek Budikoéval azonos módszerrel készültek, összhangban vannak a Budiko-féle világatlaszban közöltekkel. A szocialista országok tudományos akadémiai között létrejött együttműködés, éppen a tapasztalt ellentmondások miatt, tűzte ki egyik céljául azt, hogy a sugárzási egyenleg közvetett úton történő meghatározásának egységes módszere mielőbb kerüljön kidolgozásra.

#### IRODALOM

- [1] Dobosi Z. — Takács L.: A globális sugárzás 50 évi számított átlagértékei. (1967-ben elhangzott referátum).
- [2] Weingartner F.: Az albedó területi eloszlása Magyarországon. (1968-ban elhangzott referátum)
- [3] Bolz. H. M. — Falckenberg. G.: Neubestimmung der Konstanten der Angströmschen Strahlungsformel. (Zeitschrift für Meteorologie 3., 1969. 97.)
- [4] Major Gy. — Zemplényiné Tárkányi Zsuzsanna: A sugárzás-egyenleg meghatározás eredményei és kritikai vizsgálata a NNyNÉ-ben végzett mérések tapasztalatai alapján. Beszámoló az 1967-ben végzett tudományos kutatásokról OMSZ Hiv. Kiadv. XXXIV. kötet, Budapest, 1968.
- [5] Dobosi Z.: A borultság szerkezete Budapest fölött. Időjárás, 63. 1959. 293.
- [6] Dobosi Z.: A sugárzási mérleg Magyarországon. (A Kárpátok hatása az időjárásra.) Akadémiai Kiadó, Budapest, 1963.
- [7] Tomlain, J.: Casove a priestorove rozlozenie zloziek radiacnej bilancie na Uzemi CSSR. Meteorologické Zprávy 17., 1964. 169.
- [8] Konsztantinov, A. R. — Szakali, L. I. — Gojsza, N. I. — Olejnik, R. N.: Teplovoj i vodnij rezsim Ukrajni. Hidrometeorologicseskoe Izdatyelsztvo, Leningrád, 1966.
- [9] Paszynski J.: Materialy do bilensu cieplnego Polski Atlas bilansu promieniowania w Polsce. Dokumentacja Geograficzna 1966/4. Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk.
- [10] Budiko M. I.: Atlas teplovo balansza zemnovo sara. Mezduvedomsztvennij Geofiziceszkij Komitet pri Prezidiume Akademii Nauk SZSZSZR. Glavnaja Geofiziceszkaja Observatorija im. A. I. Voejkova. Moszkva, 1963.
- [11] Lingova, St.: Über die Strahlungsverhältnisse Bulgariens. Angewandte Meteorologie 5., 1965. 73.
- [12] Dobosi, Z. — Takács L.: A globális sugárzás területi eloszlása Magyarországon. Időjárás 63., 1959. 82.

## A konvektív aktivitás hatása a meteorológiai elemekre a Balaton térségében

*Influence of Convective Activity on Meteorological Elements in Vicinity of the Lake Balaton.* In the present paper, the influences due to convective processes are analyzed from the view-point of synoptical climatology. Data are obtained on the frequency and intensity of changes of the statical parameters of state (namely surface temperature, humidity and pressure) as well as those of the surface wind field (increase of the wind-speeds and veering of the wind) accompanied by the passage of showers and thunderstorms. For these investigations, the observations taken during five summer half-years (April to September, 1960—1964), on two synoptical stations (Siófok and Keszthely) located at the shore of Lake Balaton have been used. The most abrupt changes in meteorological elements are caused by convective systems arrayed in lines within the warm sectors of cyclones (instability lines).

\*

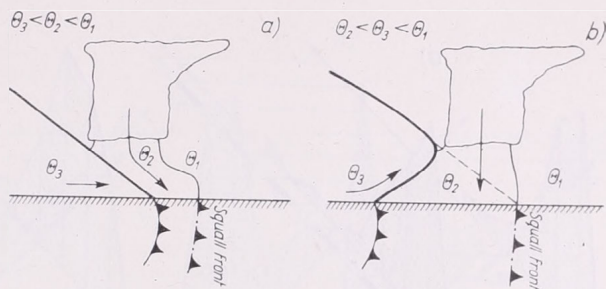
*Влияние конвективной активности на метеорологические элементы в районе озера Балатон.* В работе с синоптико-климатологической точки зрения анализируются изменения, вызванные конвективными процессами. Автор исчисляет повторяемость и интенсивность изменений статистических характеристик состояния (температура, влажность и давление воздуха), а также поля ветра (изменение ветра, усиление ветра). Для исследований употреблены данные, зарегистрированные в течение летних полугодий (апрель—сентябрь) 5 лет (1960—1964) на двух синоптических станциях у озера Балатон, в городах Шиофок и Кестхей. Самые резкие изменения в метеорологических элементах вызываются конвективными системами, проходящими в линейной форме внутри теплого сектора циклонов (линии неустойчивости).

\*

*Bevezetés.* A konvektív felhőkben lezajló fizikai folyamatok gyakran sajátos változásokat okoznak a meteorológiai elemek talajon megfigyelt járásában. Ezek a változások — különösen abban az esetben, amikor a felhőalapot csapadékelemek hagyják el — sokszor éles ugrások formájában jelentkeznek. A hulló csapadékelemek környezetükben lefelé irányuló gyorsuló légmozgást indítanak meg; párolgásuk hűtőhatása révén a felhő-levegő a talajközeli szintekbe a zavartalan környezetnél karakterisztikusan alacsonyabb hőmérséklettel és a telítettséghez közel álló vízgőztartalommal érkezik le. Ezért a regisztrátumokon egy-egy zápor vagy zivatar átvonulását jellegzetes hőmérséklet- és nedvesség-ugrás kíséri. A lezúduló hideg felhő-levegő a talajfelszínnek ütközés vízszintes irányban szétterül, s mint a konvekciós rendszer ún. *squall frontja*, szélfordulás és gyakran igen heves szellőkésések kíséretében foglalja el a zivatart tápláló potenciálisan meleg levegő helyét. A konvektív felhő kifejtett szakaszában a felhőalag alatt vízceppekkel telt, hideg levegő kupola épül fel. Ennek a kupolának a többlet-tömegéből származó hidrosztatikai nyomás-többlet, valamint az ütközésnél fellépő pozitív hidrodinamikai nyomás-indukció a barogramokon a jól ismert zivatar-orr (nyomás-kupola) formájában mutatkozik meg. A felsorolt, illetve a fent nem említett kísérőjelenségek (pl. az elektromos tér megváltozása, a csapadék intenzitása és mennyisége, a turbulencia stb. egymással szoros fizikai kapcsolatban állnak, mintegy láncreakcióként követik egymást, s nagyságrendjüknel fogva a konvektív aktivitás előrejelzésének kérdését állandóan az érdeklődés előterében tartják.

Jelen tanulmány célja a konvekciós folyamatok által előidézett változások szinoptikus-klimatológiai elemzése a Balaton térségében. Választ keresünk arra, hogy a záporoknak, illetve zivataroknak e körzeten történő átvonulása során a sztatikai állapotjelzők (a nyomás, a hőmérséklet és a légnedvesség) megváltozása, továbbá a szélfor-

dulás és a szél erősödés milyen gyakorisággal és milyen intenzitással következik be. Ennek megfelelően a feldolgozás metodikáját úgy választottuk meg, hogy a meteorológiai elemeknek a konvektív cirkulációval összefüggő megváltozásai elkülönüljenek a szinoptikus légtömegcserével összefüggő változásoktól, még abban az esetben is, ha a konvektív aktivitást éppen a légtömegcserére folyamata (például hideg front átvonulása) váltotta ki. Minthogy az előbbieket egyértelműen a felhő-levegőnek a talajon való megjelenésével függnek össze, a frontfelületen kialakuló konvektív cirkuláció Petterssen-féle modelljére hivatkozva a következő feltételezéssel élünk:



1. ábra. A felhő-levegő megjelenése a talajon a frontális cirkulációval összefüggő zivatarok alkalmával

Amennyiben a leáramló felhő-levegő potenciálisan melegebb az érkező légtömegnél (1a. ábra), az a frontális felület mentén mozogva a meleg szektorban (azaz a front előtt) éri el a talajt (a prefrontális instabilitási vonalak kialakulásának egyik tipikus esete). Ha viszont a felhő-levegő potenciálisan hidegebb a frontfelület alatti légtömegnél (1b. ábra), akkor abba függélyes irányban behatolva érik a talajra, s ott az eredeti frontvonalat a squall front vonala váltja fel. Következésképpen a talajon megfigyelhető változásokat — ha azokat a cumulonimbus karakterisztikus méretéhez igazodó időtartamon belül vizsgáljuk — még frontális zivatarok esetében is a felhő-levegő megjelenésével hozhatjuk kapcsolatba. Erre a föltételezésre alapozva a légtömegen belül és a választófelületeken kialakuló konvektív aktivitás megkülönböztetése jelen esetben nem elsődleges követelmény.

Vizsgálatunk alapjául a Balaton partján működő két szinoptikus állomáson, Siófokon és Keszthelyen az 1960 és 1964 közötti öt év nyári félévében (április—szeptember) feljegyzett adatokat választottuk. Feldolgozásunk során elsősorban a balatoni viharjelző szolgálat igényeit tartottuk szem előtt, az eredmények azonban, úgy véljük, ezen túlmenően a Dunántúl e jellegzetes tájegységének komplex klimatológiája szempontjából is figyelemreméltó.

#### A sztatikai állapotjelzők változásai

**Záporok.** A bevezetőben röviden vázolt fizikai összefüggésekből következik, hogy a konvektív aktivitást a talajon közvetlen kísérő állapotváltozások létrejöttében az elsődleges (okási) szerep a hulló csapadékelemeké. Föltételezhető tehát, hogy az elemek változásának mértéke függ a csapadékhullás intenzitásától, illetve tartamától. Megfelelő regisztrátumok hiányában meg kellett elégednünk a záporok időtartam szerinti csoportosításával, az eredmények azonban így is meggyőzőek.

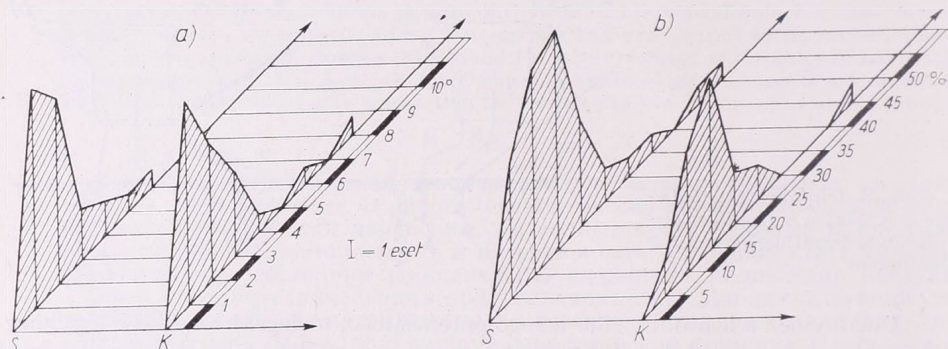
Az 5 percnél rövidebb időtartamú záporok nagy része során legfőljebb a nedveség változik, és azokon a helyeken, ahol a tó hűtőhatása érvényesül, a hőmérséklet változatlan marad. A kimutatható változások gyakorisága csak a 10 percnél tovább tartó záporok alkalmával válik szignifikánssá: a hőmérséklet- és nedvességugrás az esetek 45—55%-ában, nyomásugrás pedig az esetek 20%-ában következik be.

A hőmérséklet csökkenése az esetek 50%-ában nem haladja meg az 1,5 fokalé

ket, és az esetek 75%-ában is 2—2,5 C°-on belül marad. Az ugrások leggyakoribb értéke Siófokon 1 C°, Keszthelyen 2 C°. Kivételesen intenzív esetben azonban a hőmérséklet esése meghaladja az 5 C°/10 perces értéket is.

A relatív nedvesség emelkedése az esetek 50%-ában 11—12%-ot, az esetek háromnegyed részében 18—19%-ot tesz ki. Kivételes esetekben az 50%/10 perc emelkedés is előfordulhat.

A vizsgált elemek értékének változásán kívül a változás jellege is jellemző az előidéző folyamatok intenzitására. A hőmérséklet- és nedvességugrások jellemző idő-



2. ábra. Záporok alkalmával a 10 percen belül megfigyelt különböző mértékű hőmérséklet- (a) és nedvességugrások (b) abszolút gyakorisága Siófokon (S) és Keszthelyen (K), 1960—1964 nyári félévében

tartama vizsgálataink szerint 10 percnél rövidebb. Siófokon a hőmérsékletugrások élesebbek, mint Keszthelyen: 67%-uk 10 perces időtartamon belül észlelhető, míg Keszthelyen az esetek 57%-ában fordulnak elő. A 10 percen belüli nedvességugrások szintén gyakoribbak Siófokon (85%), mint Keszthelyen (57%).

A változások nem feltétlenül ugrásszerűen következnek be, hanem sokszor több tíz perere elhúzódva mutatkoznak a regisztrátumokon. Ez azonban csupán az esetek 20%-ánál figyelhető meg. Ilyen esetekben egyre nagyobb annak a valószínűsége, hogy a változások a makroszintoptikus légtömegesere hatását is tükrözik. Ha a hideg kupola karakterisztikus horizontális méretét 20 km-nek, a konvekciós rendszer haladási sebességét pedig 50 km/óra értékűnek választjuk, akkor a felhő-levegő a mérési pont fölött  $20/50 = 0,4$  óra ( $\sim 25$  perc) hosszát tartózkodik. Ezért a 20 percnél húzamosabb változások már nem írhatók egyértelműen az instabilitási cirkulációk rovására.

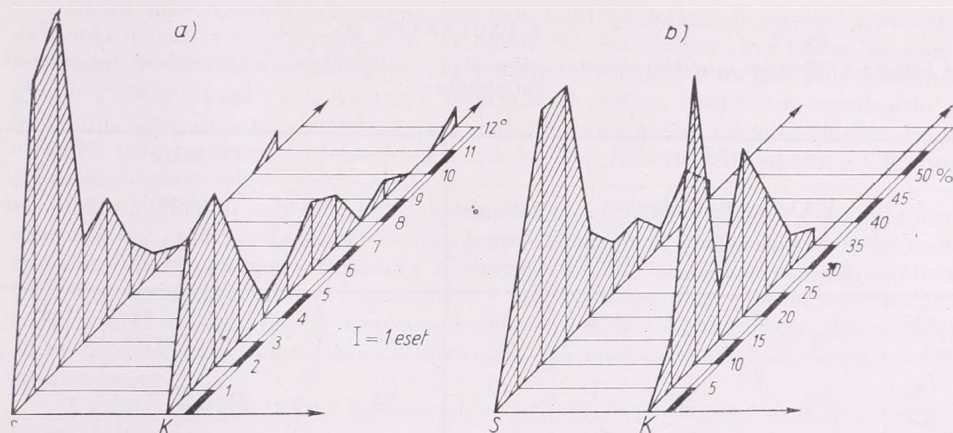
A két állomáson a 10 percen belül bekövetkező hőmérséklet- és nedvességugrások abszolút gyakoriságát a 2. ábra szemlélteti.

A hálózatban alkalmazott barográfok a nyomásugrás időegységre történő átszámítását nem teszik lehetővé. Azt azonban megállapíthatjuk, hogy a nyomás rövid időn belüli emelkedése csak ritkán haladja meg az 1,5 mm-t, erős záporoknál azonban 3 mm-es nyomásugrás is bekövetkezhet.

**Zivatarok.** Mivel a nagyméretű elektromos kisülések létrejöttének feltétele, hogy rövid idő alatt nagymennyiségű víz kerüljön fel nagy ( $-20$  C°-nál alacsonyabb hőmérsékletű) magasságokba, a zivatar kitörése a heves konvekciós folyamatok egyik természetes ismérve. Ilyen esetekben a felhő-levegő leáramlása is fokozott intenzitású, s nagy sebességgel a talajnak ütközve és szétterülve, a zivatarfelhőtől távolabb eső olyan helyeken is módosíthatja a meteorológiai elemeket, ahol csapadék nem hullik. Változások ilyenkor főleg a hőmérséklet menetében mutatkoznak, mivel a hideg

levegő-kupola a zivatarfelhő centrumától távolodva rohamosan veszít a magasságából, és relatív nedvessége is gyorsan esik. A Balaton térségét távolról érintő, ott csapadékot nem adó zivatarok vonulását 35–45%-ban kíséri hőmérséklet-esés, míg a nyomásban és a nedvességben csak az esetek 10–15%-ában következnek be változások. A megfigyelőhelyen csapadékot adó zivatarok alkalmával viszont hőmérséklet- és nedvességugrás már az esetek 70–75%-ában, nyomásemelkedés pedig az esetek 50–55%-ában észlelhető.

A hőmérséklet csökkenése az esetek 50%-ában Siófokon alig haladja meg az 1,5°-ot,



3. ábra. Zivatarok alkalmával a 10 percen belül megfigyelt különböző mértékű hőmérséklet- (a) és nedvességugrások (b) abszolút gyakorisága Siófokon (S) és Keszthelyen (K), 1960–1964 nyári félévében

és az esetek 75%-ában is 3°-on belül marad, míg Keszthelyen az esetek 50%-ában meghaladja a 3°-ot és az esetek 75%-os kumulatív gyakorisági értékénél eléri az 5°-ot. Az ugrások leggyakoribb értéke mindkét állomáson 2°. Heves zivatarok (például az 1961. július 13-i instabilitási vonal) esetében azonban a lehűlés mértéke 12°/10 perc is lehet.

Az ugrások élessége zivatarok alkalmával még szembetűnőbb a két állomás között. Siófokon a hőmérsékletcsökkenések 70%-a 10 percen belül következik be, míg Keszthelyen csak 44%-os valószínűséggel várható ilyen hirtelen lehűlés.

Zivatarok alkalmával gyakran megfigyelhető, hogy a talajközeli levegő relatív nedvessége még az erős esőzés folyamán sem éri el a 100%-os értéket. Itt utalunk arra, hogy speciális programok (első ízben az amerikai Thunderstorm Project) mérései során néhány esetben az az érdekes eset is előfordult, hogy intenzív csapadékhullás közepette a relatív nedvesség a talajon 100% közeléből hirtelen 60–70%-ra esett vissza, majd néhány perc múlva ismét elérte kezdeti értékét. Ezek a körülmények arra engednek következtetni, hogy a zivataros leáramlás levegője a talaj felé irányuló mozgása során még a cseppfolyós víz magas koncentrációjának jelenlétében is telítetlenné válik. A jelenséget általában azzal magyarázzák, hogy a nagysebességű leáramlásban jelenlevő vízcseppek párolgásának intenzitása túl lassú folyamat ahhoz, hogy az egyre növekvő telítési keverési arány mellett a levegőben a telítettség állapotát biztosítsa. Erős esőzés során 90–95%-os relatív nedvességű levegő a vizsgált időszakban többször is előfordult, de a leáramlási csatorna középpontjában olykor föllépő hirtelen kiszáradás csak érzékeny és gyorsjárású regisztráló műszerekkel mutatható ki.

Az általunk vizsgált esetek kumulatív gyakoriságának 50%-os értékéhez 12—

13%, 75%-os értékéhez pedig 20—22%-os *relatív nedvességnövekedés* tartozik. Leggyakrabban — 30%-os valószínűséggel — 10, ill. 15%-os növekedések várhatók, de 45%/10 perces nedvességugrás is előfordul. A hirtelen nedvességemelkedések zivatarok alkalmával is nagyobb valószínűséggel várhatók Siófokon, mint Keszthelyen. A hőmérséklet- és nedvességugrások karakterisztikus időtartama nem haladja meg a 10 perces időtartamot, s csupán az esetek 10—15%-ában tart 20 percnél tovább. A 10 percnél nem hosszabb zivatarok alkalmával észlelt különböző mértékű hőmérséklet- és nedvességugrások abszolút gyakoriságát a 3. ábrán mutatjuk be.

#### I. TÁBLÁZAT

*A különböző fejlettségű konvektív aktivitás szélmezőben jelentkező hatása az egyes fokozatok eseteinek százalékában*

SIÓFOK					KESZTHELY					
	Változást okozott			Változást nem okozott		Változást okozott			Változást nem okozott	
	hirtelen	fokozatos				Irány	hirtelen	fokozatos		Irány
Cb	22	34	12	36	30	33	37	4	39	24
(R)	50	79	29	11	10	28	59	31	27	14
☉	36	60	24	18	22	28	42	14	30	28
R	58	85	27	11	4	50	79	29	15	6
Σ	44	68	24	16	16	38	57	19	25	18

A nyomásnövekedések 90%-a nem haladja meg a 2 Hg mm-t. Leggyakrabban 1 mm-es emelkedések figyelhetők meg a barográfokon. Az 1963. augusztus 18-i instabilitási vonal átvonulása alkalmával azonban Siófokon 3,7 mm-es nyomásugrást észleltek.

#### *A szélmező megváltozása*

A talajmenti szélmezőnek a konvekciós rendszerek átvonulását kísérő megváltozását két tényező határozza meg: *a)* a felhő-levegő lefelé irányuló függélyes mozgásának az alsó szintekben elért végsebessége, és *b)* annak a horizontális impulzusnak a nagysága, amelyet a felhő-levegő a magasból magával hoz. Ha a szabad leáramlás szintje magasan helyezkedik el és a leáramlásban a párolgással a környezetnél alacsonyabb hőmérsékletet biztosító vízecsapások végig jelen vannak, továbbá a szabad leáramlás szintje környezetében a felhő-levegőnek már számottevő a horizontális mozgás-összetevője, a kifutó szél komoly sebességet érhet el. Ilyenkor a talajmenti áramlási mező perturbációja gyakran a konvektív felhő középpontjától mért 80—100 km-es távolságban is kimutatható, amikor az állomás a konvektív aktivitást csak távoli zivatarfelhő formájában észleli.

A talajmenti szélmezőben bekövetkezett változásokat a következő két kategóriába sorolhatjuk:

1. Sebesség és irány együttes megváltozása, ill. sebességnövekedés irányváltozás nélkül; 2. csak szélfordulás.

A sebességnövekedéseket a változás bekövetkezésének módja szerint *a*) hirtelen és *b*) fokozatos csoportokba választottuk szét (I. táblázat.)

A látóhatáron belül megjelenő *cumulonimbus capillatus* felhők alkalmával mind Siófokon, mind Keszthelyen az esetek kétharmad részében változás következett be a szélmezőben. A változások fele-fele arányban oszlanak meg az 1. és 2. kategória között. A megváltozás módját illetően a hirtelen bekövetkezett sebességnövekedések a gyakoribbak.

Az állomáson *távoli* (ott csapadékot nem adó) *zivatarként* bejegyzett konvektív aktivitás magán a megfigyelőhelyen az esetek 86—90%-ában okoz változást a szélmezőben. A sebességnövekedés, azaz az erőteljesebb változás itt már lényegesen nagyobb gyakorisággal várható, mint zivatarfelhő esetén. Különösen szembeötlő ez Siófokon, ahol 79%-os valószínűséggel számíthatunk a szél megerősödésére. Ez az erősödés túlnyomórészt hirtelen következik be, míg Keszthelyen inkább a fokozatos sebességnövekedések a gyakoribbak.

*Záporok* idején ugyanolyan valószínűséggel várható változás a szélmezőben, mint amikor csak zivatarfelhőt észlelnek az állomáson. A változások mértéke azonban már lényegesen számottevőbb: Keszthelyen közel 60, Siófokon pedig majdnem 70%-a sebességnövekedéssel kapcsolatos. S míg *cumulonimbus capillatus* alkalmával a feldolgozás időszakában egyszer sem észleltek 15 m/sec-ot meghaladó viharos szelket, addig záporok esetén kivételes esetekben a 20—25 m/sec-ot is meghaladhatja a kifutó szél sebessége.

A sztatikai állapotjelzők ugrásainak vizsgálatakor azt tapasztaltuk, hogy szignifikáns változások csupán a 10 percnél tovább tartó záporok során észlelhetők. Felmerült a kérdés, vajjon ha most is csak a 10 percet meghaladó időtartamú záporokat vesszük figyelembe, miként módosulnak a szélmezőben tapasztalt változások? Keszthelyen hasonló eredményt kaptunk, Siófokon azonban 5%-kal nagyobb valószínűséggel számíthatunk valamiféle szélváltozásra, és ennek megfelelően tovább emelkedik a sebességnövekedéssel jellemezhető változások aránya.

*Zivatarok*, amelyek az észlelőhelyen csapadékkal is járnak, átlagosan 95%-os gyakorisággal okoznak szélváltozásokat. A változások jelentős többsége, mintegy 85%-a, sebességnövekedéssel kapcsolatos, s ezek kétharmada hirtelen következik be. A maximális széllelkések 35—38%-a viharos erejű. A vizsgált időszakban a maximális széllelkés sebességének legnagyobb értéke Keszthelyen 35,8 m/sec (1961. július 13.) Siófokon 36,8 m/sec (1961. augusztus 19.) volt, mindkettőt squall-line típusú zivatar eredményezte.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a *konvektív aktivitás* általában 82—84%-os valószínűséggel okoz változást a szélmezőben. A változások 70-80%-a sebességnövekedést eredményez, és többségük hirtelen következik be. A szélirány átlagosan az esetek 63%-ában a 270°-tól 360°-ig terjedő negyedbe esik, a maximális széllelkéseknek pedig a 66%-a ilyen irányú. Ennek a szektornak a kitüntetett volta két okra vezethető vissza: 1. a vonuló konvektív jelenségek általában ebből az irányból érkeznek a Balaton térségébe, 2. a függőlegesen lefelé irányuló horizontális impulzus-átvitel eredményeként (a magassági szelek uralkodó irányának megfelelően) a felhő-levegő szétterülésének kitüntetett iránya délkeleti. Ha jelentősebb magassági szelek nincsenek, a kifutó szél mért irányát csak a zivatarfelhőnek az állomáshoz viszonyított helyzete határozza meg, s miután ez tetszőleges lehet, az említett szektorból fújó szelek gyakorisága sem olyan magas, mintha azt csupán a fent említett két tényező határozná meg.

Általánosan jellemző megállapításunk, hogy a meteorológiai elemek megváltozásában a legélesebb ugrásokat azok a konvekciós rendszerek okozzák, amelyek vonal alakzatban rendeződve, a ciklonok meleg szektorán belül vonulnak (instabilitási

vonalak). Intenzitás szempontjából ezeket a frontális eredetű konvektív aktivitásköveti. Viszonylag a legcsekélyebb változásokat a légtömegben belül elszórtan kialakuló konvekció okozza. Ezek a megállapítások természetesen csak az átlagokat tekintve érvényesek. Bár a légtömegben belüli konvektív tevékenység 80%-a pl. nem okoz szélvihart, 1%-uk azonban 20 m/sec-ot meghaladó széllekedésekkel jár.

A konvektív aktivitás különböző szinoptikus típusainak részletes jellemzésével a *Sturmwarnung am Balatonsee* című munkában foglalkoztunk.

---

Simon Antal:

## A légköri nagy- és óriás-részecskék horizontális eloszlása Magyarországon

*Distribution of Large and Giant Atmospheric Aerosol Particles over Hungary.* This is an investigation of the question, whether the validity of the data obtained in the vicinity of Budapest concerning the vertical distribution of large and giant atmospheric particles may be extended to the whole territory of the Carpathian Basin. For this purpose, horizontal particle concentration measurements have been executed at heights of 400 and 1200 m. From these measurements it has been found, that the horizontal gradient for the range of particles under investigation is a negligible one. By using the measurements executed at these two levels, the areal distribution of turbulent diffusion in the upper part of the friction layer has been computed. Finally an example is cited concerning the fact that horizontal aerosol measurements may be used for the purposes of analysing air-masses.

\*

*Распределение крупных и гигантских атмосферных аэрозольных частиц в Венгрии.* В работе рассматривается возможность обобщения данных о вертикальном распределении крупных и гигантских атмосферных частиц, полученных в районе Будапешта, на территорию всего Карпатского бассейна. Для этой цели автором были проведены измерения горизонтальной концентрации частиц на высотах 400 и 1200 м. Результаты измерений показывают, что в рассматриваемом диапазоне частиц горизонтальным градиентом можно пренебречь. По данным измерений, проведенных на двух уровнях, вычисляется территориальное распределение турбулентной диффузии в верхней части слоя трения. В заключение приводится пример применения измерений горизонтального распределения аэрозолей для целей анализа воздушных масс.

\*

A légköri aeroszol-rendszer tulajdonságait már hosszabb ideje vizsgáljuk. E rendszeren belül főleg a diszperz részecskék, a cseppfolyós és szilárd aeroszol-részecskék mennyiségi és minőségi tulajdonságainak, valamint keletkezésének és kihullásának megismerésére történtek vizsgálatok. A talajszinten végrehajtott vizsgálatokon kívül az aeroszol-részecskék vertikális eloszlásának tanulmányozása is szükségessé vált, főleg a légköri kondenzációban való szerepük tisztázása tekintetében. Legutóbb *Mészárosné* [1] végzett részletes, ilyen irányú elemzést repülőgéppel végrehajtott vertikális mérések segítségével, a nagy és óriás-részecske tartományban. Megfigyeléseit egy pont, Budaörs repülőtér, illetve az ettől csupán néhány kilométerre levő Aerológiai Obszervatórium (Pestlőrinc) felett végezte, 3000 méter magasságig.

Jelen munkánk célja annak eldöntése volt, hogy ezen egyetlen ponton végrehajtott vertikális mérések eredménye mennyiben terjeszthető ki Magyarország egész területére; illetve van-e horizontális gradiens a vizsgált aeroszol-részecskék koncentrációjában?

Az Aitken-tartományba eső légköri részecskék vertikális és horizontális eloszlását a Szovjetunió európai területe fölött *Szelezneva* [2] vizsgálta. Mérései során megállapította, hogy az alacsonyabb szinteken (500—1000 m) a kontinens belsejében mindig nagyobb a változékonyság, mint a tengerpartokhoz közelebbi területek fölött. Ukrajna középső vidékén a relatíve nagyobb koncentrációkat ipari eredettel magyarázza, de megemlíti a nagy földrajzi szélesség különbségek miatti évszakos változás hatását is. Az Aitken-tartományba eső részecskék koncentrációja a tengerpart és a kontinens belseje között átlagosan egy nagyságrenddel tér el egymástól. A kontinens belsejében a csapadéokban oldott állapotban levő kémiai elemek összegzett ion-tartalmában is maximum jelentkezett. A csapadék nyomelem koncentrációjában azonban az eltérés a tengerpart és a szárazföld belseje között kisebb volt egy nagyságrendnél.

Méréseinket a nagy- és óriás-részecske tartományban ( $r \geq 0,5 \mu$ ) végeztük, szemben *Szelezneva* méréseivel, amelyek az  $r \leq 0,1 \mu$  tartományba estek. Nincs tudomásunk arról, hogy az általunk mért nagyságtartományban végeztek-e valahol hasonló jellegű méréseket.

*Szelezneva* eredményeiből előzetesen azt a következtetést vonhatjuk le, hogy Magyarországnak — a Szovjetunió európai részéhez viszonyított — kis területén belül lényeges változásokat nem várhatunk. Tekintve azonban a medence jelleget — szemben az ukrán síksággal — mégis szükségesnek tartottuk a horizontális eloszlás vizsgálatát.

A méréseinkhez használt aeroszol-részecske koncentráció meghatározásának módszerét *Mészárosné* [1] előző tanulmányaiban már részletesen és minden vonatkozásban ismertette. Itt csupán megemlítjük, hogy horizontális koncentráció eloszlás vizsgálatainkhoz is ezt a módszert alkalmaztuk.

*A mintavétel és az adatok feldolgozásának módszere.* A mintavételi, illetve repülési útvonalaink minden esetben Budaörs repülőtérrel indultak ki. Az adott terület vizsgálatára, kiinduló pontunkból sugárszerűen hét útvonalat jelöltünk ki, az útvonalakon általában 50 km-enként vettünk mintát. A mérőutak során a repülési, azaz mintavételi magasságot 400 m repülőtér feletti magassági szintben választottuk meg az oda-, és 1200 m magasságban a visszaút alkalmával. Ezzel a mintavételi módszerrel, tehát két szintben ellenőrizhettük a nagy- és óriás-részecskék koncentrációjának térbeli eloszlását. Egy mérési napon, tekintve a távolságokat és a használt Szuper Aero repülőgépek átlagos utazósebességét, csak egy útvonalon hajthattunk végre méréseket. A különböző napokon végzett mérések időpontját — tekintettel a kicserélődés napi menetére — úgy választottuk meg, hogy lehetőleg azonosak legyenek. Az összes mintavétel ezért 11 és 14 óra között végeztük, tehát a kicserélődés várható maximumának ideje alatt. Az adatok homogenitása érdekében arra is figyeltünk, hogy a mintavételek lehetőleg azonos időjárási viszonyok között történjenek. Ilyen módon  $2 \times \times 33$  pont felett, összesen  $2 \times 53$  mintát vettünk.

A mérési eredmények értékelésekor természetesen problémát jelentett, hogy az adatok nem egy időpillanatra vonatkoztak. Értékelés előtt, az összehasonlíthatóság érdekében tehát, valamilyen módszerrel közös alapra kellett vonatkoztatni az adatokat. Alapnak értelemszerűen a Budaörs repülőtér felett mért értékeket tekintettük, és minden mérést ehhez a kiinduló értékhez vonatkoztattunk. Pontosabban, minden útvonal, illetve méréssorozat esetén az egyes mérési pontok adatainak és a budaörsi adatoknak a hányadosait képeztük, tehát relatív eltéréseket határoztunk meg. A bu-

daörsi átlagos koncentráció értéket pedig a vizsgált magasság vonatkoztatási alapjában választottuk. Megvizsgáltuk továbbá a budaörsi átlag változékonyságát, valamint egy útvonal adatainak változékonyságát többszöri mérésrel. Az ismertetett vizsgálati és feldolgozási módszerrel a Budaörs—Biharkeresztes útvonalon (kontroll útvonal) négyyszeri ismétléssel szerzett adatok, a többi hat útvonalon pedig 1—1 mérési sorozat birtokába jutottunk.

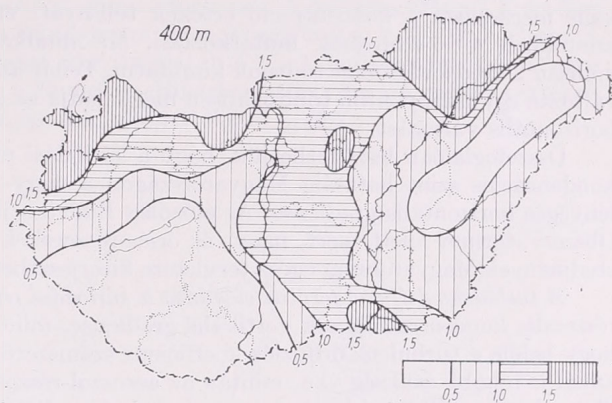
### I. TÁBLÁZAT

*A légműködési nagy- és óriás-részecskék számszerű koncentrációja 400 méter ( $N_1 \text{ cm}^{-3}$ ) és 1200 méter ( $N_2 \text{ cm}^{-3}$ ) magasságban, valamint a két szint közötti turbulens diffúziós koefficiens ( $K \text{ } 10^5 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  értékei Magyarországon. (A Budaörs—Szombathely útvonalon az adatok nem egyidejűek, így a diffúziós koefficiens értékei csak tájékoztató jellegűek.)*

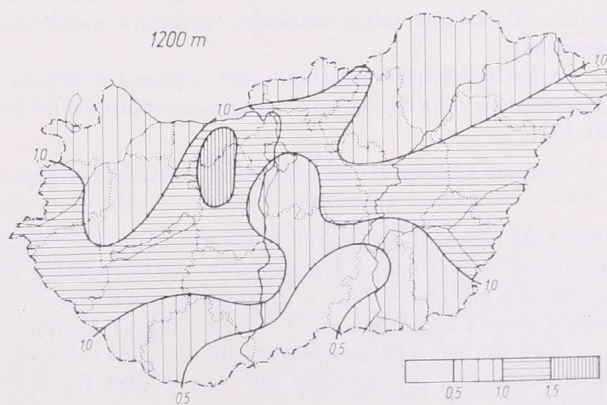
Mérési hely	$N_1$	$N_2$	K		$N_1$	$N_2$	K
1965. X. 6.				1965. XI. 24.			
Budaörs	0,36	0,25	0,25	Budaörs	0,19	0,09	0,13
Monor	0,38	0,23	0,19	Nagykátá	0,33	0,09	0,09
Nagykőrös	0,40	0,34	0,53	Egerfarms	0,11	0,05	0,14
Péteri-tó	0,31	0,09	0,09	Polgár	0,30	0,07	0,08
Szeged	0,71	0,17	0,08	Nyíregyháza	0,07	0,09	0,06
				Vásárosnamény	0,09	—	—
1965. X. 22.				1965. XI. 25.			
Budaörs	0,77	0,19	0,07	Budaörs	0,25	0,13	0,15
Székesfehérvár	0,43	0,30	0,25	Adony	0,28	0,12	0,12
Siófok	0,37	0,26	0,25	Dunaföldvár	0,33	0,14	0,12
Fonyód	0,36	0,20	0,17	Fajsz	0,08	0,13	0,19
Kiskomárom	0,35	0,20	0,17	Mohács	0,09	0,04	0,11
Nagykanizsa	0,31	0,21	0,24				
1965. XI.16—IX. 27.				1968. IV. 23.			
Budaörs	0,25	0,35	(0,26)	Budaörs	1,01	1,22	0,47
Tatabánya	0,45	0,58	(0,21)	Bercel	1,39	1,24	0,08
Nagyigmánd	0,30	0,29	(2,77)	Mátranovák	1,30	1,32	0,74
Mórichida	0,30	0,26	(0,62)	Nekézseny	1,87	0,98	0,15
Répeelak	0,43	0,33	(0,34)	Encs	1,66	0,65	0,11
Szombathely	0,48	0,46	(2,07)	Sátoraljaújhely	1,74	0,70	0,11
	1965. XI. 29.		1966. X. 24.		1967. VIII. 10.		1968. IV. 25.
	$N_1$ $N_2$ K		$N_1$ $N_2$ K		$N_1$ $N_2$ K		$N_1$ $N_2$ K
Budaörs	0,19 0,10 0,15		0,23 0,13 0,11		2,85 0,79 0,09		3,16 0,44 0,07
Tápiószéle	0,18 0,15 0,47		0,30 0,22 0,28		0,69 0,63 0,90		0,82 0,32 0,11
Nagykőrös	0,14 0,20 0,25		0,25 0,23 1,02		0,61 0,78 0,21		1,15 0,25 0,08
Füzesgyarmat	1,15 0,18 0,47		0,19 0,18 1,65		0,75 0,45 0,20		1,10 0,45 0,12
Biharkeresztes	0,32 0,22 0,24		0,21 0,19 0,81		0,70 0,43 0,19		1,19 0,41 0,10

*Mérési eredmények.* A horizontális koncentráció eloszlás vizsgálatát 1965. szeptember 27. és 1968. április 25. közötti időszakban végeztük, olyan megoszlásban, hogy az útvonalak zömén, már 1965-ben elvégeztük a méréseket. A Budaörs—Biharkeresztes vonalon a módszer ellenőrzésére, különböző évszakban, a vizsgálat minden évben végeztünk egy-egy méréssorozatot. A nagy- és óriás-részecskék tartományára vonatkozó adatokat a 400 és 1200 m-es szintre az I. táblázatban állítottuk össze. A táblázat utolsó rovatában a két vizsgált magassági szint közötti turbulens diffúziós koefficiens értékei szerepelnek.

Az 1. ábrán megadtuk 400 m-es magasságban a táblázat adatai alapján kiszámított relatív koncentráció adatok térbeli eloszlását. Az ábra szerint a budaörsi átlagtól maximálisan 2-szeres eltéréseket kaptunk. A magasabb relatív értékek elhelyezkedése összeköthető ipari eredettel. Így sorrendben megemlíthetjük Szombathely, Dorog, Tata, Kazincbarcika, Ózd, Hatvan, Szeged nagyobb ipari városok szennyező hatását. A Dunántúl és Tiszántúl mezőgazdasági területei fölött alacsonyabb értéke-



1. ábra: A légköri nagy- és óriás-részecskék, Budaörs-höz viszonyított relatív számszerű koncentrációi 400 méter magasságban



2. ábra: A légköri nagy- és óriás-részecskék, Budaörs-höz viszonyított relatív számszerű koncentrációi 1200 méter magasságban

ket kaptunk. A Budaörsön átvezető relatív egységgörbéhez tartozó átlagos koncentráció érték  $0,75 \text{ cm}^{-3}$ . A térképen feltüntetett összes adat középértéke  $0,63 \text{ cm}^{-3}$ , tehát csupán 11%-os a budaörsi középérték eltérése az összes adat középértékétől. A mérések 2/3-ában Budaörsön nyugatias szelek fújtak és csupán 1/3-ában keleties szelek. Így a budapesti szennyezettebb levegő sem tudhatta lényegesen megemelni a mérések idején az alapul választott adatok átlagértékét. A budaörsi átlagérték  $\pm 20\%$  között változott, a kontrol útvonalon pedig az értékek közepes eltérése az egyes mérési pontok középértékétől  $\pm 48\%$ . A 400 méteres szintben tehát megállapíthatjuk, hogy a nagy- és óriás-részecskék tartományában Magyarországon belül a koncentráció változása nem jelentős. A magasabb koncentrációjú területek ipari eredettel kapcsolhatók össze.

A 2. ábrán az előzőkkel azonos módon feldolgozott, az 1200 méteres magasságra kapott mérési eredmények területi eloszlását adtuk meg. E magasságban ismét csak

2-szeres eltérést kaptunk. Itt a magasabb értékű eltérések területe lényegesen kisebb, azaz a területi különbözőség általában kisebb. Az egyetlen kis maximum terület talán összeköthető a Tatabánya vidéki ipari centrum szennyező hatásával. A vizsgált területnek több mint a fele fölött már a vonatkoztatási állomáshoz közelálló koncentráció értékeket kaptunk. Az 1200 méteres szintben a budaörsi közepes koncentráció érték, valamint az összes adat középértéke egyenlően  $0,37 \text{ cm}^{-3}$ . Ez is arra utal, hogy ebben a magasságban a koncentráció változása már nem jelentős. Mészárosné vertikális méréseiben a koncentráció értékek téli-nyári változása az általunk vizsgált szintekben 4–6-szorosnak mutatkoztak. Mi mindkét szintben területileg maximummal 2-szeres változást tudunk kimutatni. Tehát az adott szintekben az évszakos változás egy mérőponton többszörösen meghaladja az egész Kárpátmedencében levő horizontális változást.

Összefoglalóan leszögezhetjük, hogy a sűrűlási réteg felső részében az átlagos kondenzációs szint határáig Magyarországon a nagy- és óriás-részecskéknek nincs lényeges horizontális gradiense. Az előzőleg Budaörs, illetve a pestlőrinci Aerológiai Observatórium felett mért, nagy- és óriás-részecskék vertikális eloszlására kapott eredmények Magyarország egész területére kiterjeszthetők.

A turbulens diffúzió területi eloszlása a sűrűlási réteg felső részében. Az aeroszol-részecske koncentrációjának vertikális gradiense, mint ismeretes [1], alkalmas arra, hogy belőle a turbulens diffúziós koefficiens számszerű értékét meghatározzuk. Erre annál is inkább szükség van, miután az aeroszol-részecske eddig tárgyalt vertikális, illetve horizontális eloszlásokat éppen a turbulens diffúzió alakítja ki. Most csak röviden a turbulens diffúziós koefficiens meghatározásának elvét ismertetjük a rendelkezésünkre álló adatok felhasználására, valamint a számított koefficiens értékek területi eloszlását.

A két különböző szintben mért aeroszol-részecske koncentráció gradiense adatok felhasználásával a következő összefüggés alapján lehet leírni a koncentráció változását [3]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = K \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} - v \frac{\partial N}{\partial z} - bN^2 - aN$$

ahol  $N$  az aeroszol-részecskék koncentrációja  $\text{cm}^{-3}$ -ben,  $K$  a turbulens diffúziós koefficiens  $\text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ -ben,  $v$  a részecskék esési sebessége  $\text{cm}^1 \cdot \text{sec}^{-1}$ -ben,  $b$  a koagulációs koefficiens  $\text{cm}^3 \cdot \text{sec}^{-1}$ -ben,  $a$  a kimosási koefficiens  $= 1/\tau$ , ha  $\tau$  a részecskék tartózkodási ideje a légkörben  $\text{sec}^{-1}$ -ben,  $z$  a talaj felszínétől mért távolság  $\text{cm}$ -ben.

Esetünkben a Stokes-féle szedimentációs sebesség ( $v$ ) és a koaguláció ( $b$ ) hatása elhanyagolható, így egyenletünk, egyensúlyt feltételezve, az alábbiak szerint egyszerűsödik:

$$K \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} - aN = 0$$

Az egyenletet  $N$ -re megoldva:

$$N(z) = N(0) \cdot \exp\left(-\sqrt{\frac{a}{K}} \cdot z\right)$$

majd logaritmizálva és  $K$ -t kifejezve kapjuk:

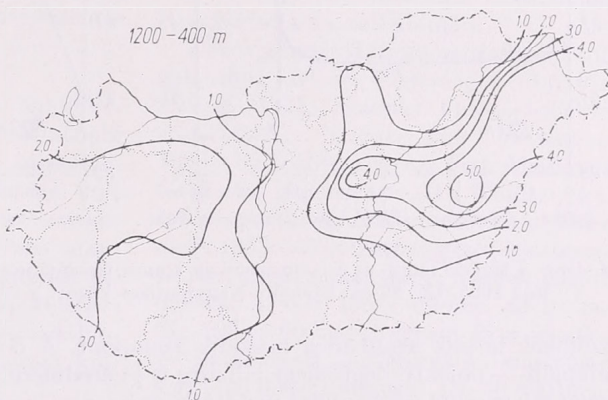
$$K = -\frac{a \cdot z^2}{(2,3 \log N/N_0)^2} [\text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}]$$

A konkrét számértékeket beírva:

$a = 6 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  [4]-szerint, és  $z = 8 \cdot 10^4 \text{ cm}$ , kapjuk:

$$K = 7,26 \cdot 10^3 \frac{1}{\log^2 N_2 / N_1} [\text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}],$$

ahol  $N_1$  a 400 méteres és  $N_2$  az 1200 méteres szint koncentrációját jelenti. Ez utóbbi formulát használtuk a turbulens diffúziós koefficiens kiszámítására. A különböző idejű mérések összehasonlíthatóvá tételére az előbbieken használt, budaörsi adatokra történő vonatkoztatás módszerét alkalmaztuk. Az ilyen módon kapott relatív  $K$  értékeket térképes feldolgozásban a 3. ábrán adtuk meg. A budaörsi átlagos  $K$  értékre  $0,21 \cdot 10^5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ -t kaptunk, és az összes adat középértéke  $0,37 \cdot 10^5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ . A budaörsi átlag eltérése az összes adat átlagától 57%. A budaörsi értékek átlagos eltérése a középértéktől  $\pm 30\%$ , a Budaörs—Biharkeresztes vonalon pedig az értékek közepes eltérése az egyes mérési pontok középértékétől  $\pm 40\%$ .

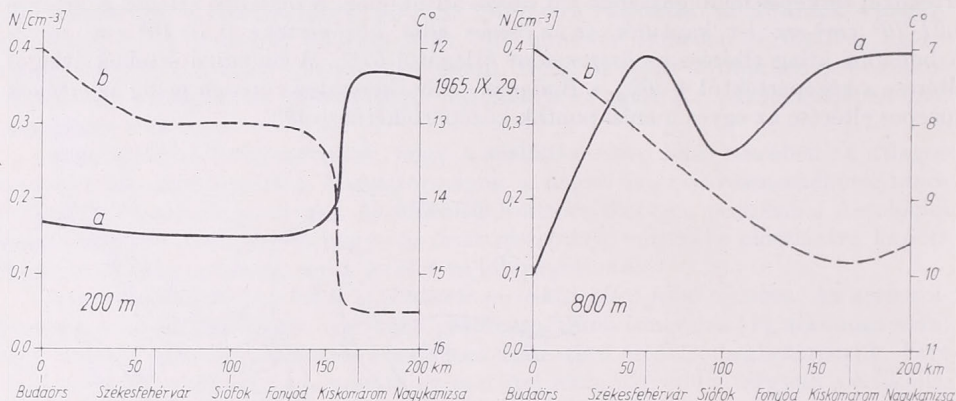


3. ábra: A turbulens diffúziós koefficiens, Budaörs-höz viszonyított relatív értékei a 400—1200 méter közötti rétegben

A turbulens diffúziós koefficiens számításánál az előzőekben megadott meteorológiai feltételeken kívül még az alábbi körülményeket is figyelembe vettük az adatok értékelésénél: a mérések végrehajtására minden esetben frontmentes időszakban, felhőmentes (vagy nem zárt felhőzetű) időjárási helyzetekben került sor. A mérési szintek alatt, vagy között inverziós réteg nem volt. Tehát általában derült, besugárzási típusú időjárási helyzetben került sor az adatok felvételére. Ilyen feltételek mellett Magyarország területén belül az 1200—400 méter közötti szintben a  $K$  értékre 1—1,5 nagyságrendnyi különbségeket kaptunk. A Tiszántúlon jelentkező maximum oka termikus eredetű lehet. A vizsgálat szerint a sűrűdési réteg felső részében a turbulens diffúzióban besugárzási típusú időjárási helyzetek idején jelentős különbségek jöhetnek létre. Eredményünket *Mészárosné* [1] ugyanezen szintre vonatkozó adataival összevetve láthatjuk, hogy egy ponton (Budaörs) évszakosan ugyanakkora változások lépnek fel, mint a leírt meteorológiai viszonyok között az ország viszonylag kis területén belül, a Tiszántúl és Budaörs közötti távolságon. Magyarország területe fölött, tehát jelentős turbulencia különbségek jöhetnek létre, mint említettük, valószínűleg termikus okok miatt.

Befejezésül egy példát szeretnénk bemutatni arra, milyen változást jelent, ha időjárási front vonul át a vizsgált útvonalon. A 4. ábrán két szintben, 200 és 800 méter magasságban történt vízszintes mérés során vizsgáltuk a nagy- és óriás-részekék koncentrációját és a hőmérséklet menetét a Budaörs—Nagykanizsa vonalon. A 200 méteres magasságban Fonyód—Kiskomárom közötti szakaszon az aeroszol-részecskék száma kétszeresére nőtt, ugyanakkor a hőmérséklet  $2,5^\circ \text{C}$ -t emelkedett, tehát melegfronton repültünk keresztül, viszonylag melegebb légtömegbe jutva. A 800 mé-

teres szintben a hőmérsékletben nem találtunk éles változást, ugyanakkor a részecskék száma a Székesfehérvár—Budaörs szakaszon az 1/3-ára csökkent. Anélkül, hogy a bemutatott példát részletesen elemeznénk, két szempontot emelhetünk ki. Egyrészt jól látható, mind az aeroszol-részecskék horizontális eloszlásának vizsgálatánál, mind pedig a turbulencia számításnál, hogy hibás következtetéseket vonhatnánk le az eredményekből, ha a front hatását elhanyagolnánk. Gyakorlatilag sokkal gyümölcs-



4. ábra: A légköri nagy- és óriás-részecskék koncentrációjának (a) és a hőmérsékletnek (b) alakulása 1965. IX. 29-én, Budaörs-Nagykanizsa között a 200 és 800 méteres szintekben.

zőbbnek látszik azonban a második szempont. A horizontális mérések — a példa alapján — objektív légtömeganalízisre is jó eredménnyel használhatók. A magasabb szintekben, ahol a különböző meteorológiai paraméterek mezői már elmosódottabban jelzik a változásokat, az aeroszol-részecskék koncentrációjában még mindig éles változás mérhető front jelenléte esetén.

Végezetül kifejezzük köszönetünket az OVH pilótáinak, *Sipos Lajos*nak és *Katona Sándornak*, akik munkájukkal nagyban hozzájárultak a mérések eredményességéhez.

#### IRODALOM

- [1] *Mészárosné, Nagy Ágnes*: A légköri nagy- és óriás-részecskék vertikális eloszlása. *Időjárás*, 73., 1969. 12.
- [2] *Szelezneva, E. SZ.*: Atmoszférnue aerologii. Gidromet. Izd. Leningrád, 1966.
- [3] *Junge, Ch. E.*: Air chemistry and radioactivity. Academic Press, New York and London, 1963.
- [4] *Mészáros, E. — Simon, A.*: A mesterséges eredetű radioaktív részecskék száraz és nedves kihullása a troposzférából. *Időjárás*, 71, 1967. 86.

## Jégesőképződési elméletek és megelőzési módszerek a Szovjetunióban

*Theories of hail-formation and methods of hail-suppression in the Soviet-Union. (Summary).* The writer surveys the theoretical and methodical bases of anti-hail experiments going on over an area of about two millions hectares in the Soviet-Union. Beside critical remarks the fact is emphasized that the areal ratio of hail-falls and, accordingly, the damages caused by them, have significantly decreased. These results were given by various kinds of methods of evaluation indicating that the prevention is successful.

\*

A felhő, és csapadékfizika fejlődésének legjelentősebb eseménye az utóbbi évtizedekben kétségtelenül a mesterséges jégképző magvak felfedezése volt [1, 2]. E felfedezés nyomán a Szovjetunióban a klasszikus elképzelések alapján [3,4] fontos gyakorlati feladatot oldottak meg. E feladat: a jégeső keletkezésének és kihullásának megakadályozása nagy területek mezőgazdasági kultúrájának védelme érdekében.

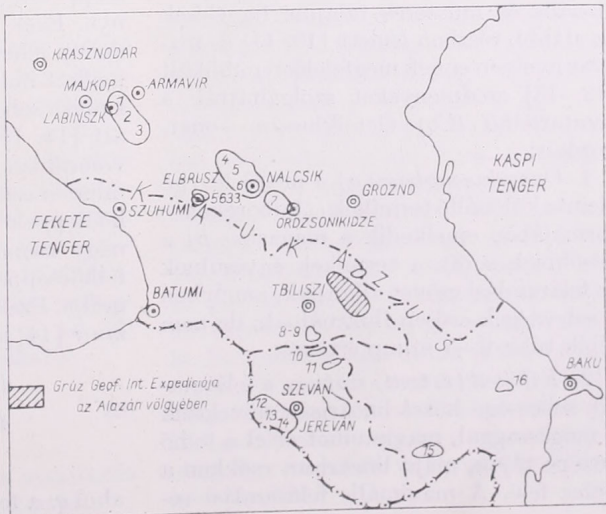
### A jégeső-megelőzés feltételei:

1. *Elméleti modell* létrehozása, záporos csapadék és jégeső kialakulásának és kihullásának folyamatáról. A modellel

szemben támasztott követelmények: a) a megfigyelt tények (nagy csapadék-intenzitás, a jégszemek mérete és struktúrája, a jégeső időtartama és területi eloszlása) kielégítően magyarázhatók — b) az eredmények gyakorlatilag kezelhetőek legyenek.

2. *A megelőzés gyakorlati módszerének kialakítása* a modell alapján.

A Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatához tartozó *Magashegyi Geofizikai Intézet* (VGI, Nalcsik) kutató-kollektívája G. K. Szulakvelidze vezetésével 1956—60 között, a Gruz. Tud. Akadémia *Geofizikai Intézetének* (IG, Tbiliszi) kutatócsoportja A. I. Karcivadze irányítása alatt 1953—57 között végzett szisztematikus vizsgálatokat az 1. feladat megoldására. A VGI 1961—62-ben, az IG pedig 1958—60-ban dolgozta ki a jelenleg is alkalmazott módszereket, amelyeket sorra 30 000 (1962-ben) ill. 50 000 hektáron (1961-ben) ellenőrizték. A védekezés eredményességét — egyben a modellek legalábbis közelítő helyességét — az 1964-ben megszervezett Kaukázusi Komplex Jégeső-megelőző Expedíció mun-



1. ábra. A jégeső-elhárítás főbb területei a Szovjetunióban 1968-ban

kája bizonyítja, amely a módszerek nagyobb területre történő kiterjesztését és különböző földrajzi körülmények közötti kipróbálását végezte. A védett terület méretét hét év alatt (1962—68 között) negyvenszeresére növelték. Az *I. ábra* az 1968. évi helyzetet rögzíti. (A számozott területek közel méretarányosan, a védett részeket jelölik az egyes autonóm köztársaságokban.) A beavatkozások eredményeként a jégeső sújtotta területek részaránya a Szovjetunióban 70—90%-kal csökkent. *E. K. Fjodorov* szerint [5] ennek következtében a védekezést 1970-re, a jelenlegi (1968) kétmillióról öt-hat millió hektárra terjesztik ki.

### *A VGI jégeső-képződési modellje*

A záporos csapadék és jégeső képződésének magyarázatához a felhő kinematikai és dinamikai viszonyai — elsősorban a függélyes áramlások — ismerete szükséges. A feláramlási sebességek mérése ún. passzív radar-célpontok segítségével történt, amelyeket kiegyensúlyozott pilot-ballonokkal juttattak a kívánt felhőtér fogatba. A célpontok térbeli helyzete és annak időbeli változása a radarernyőn követhető, — ebből a függélyes sebességek meghatározhatók. Az e mérésekkel párhuzamosan végrehajtott vizuális és műszeres talajmegfigyelések az alábbi, részben ismert [10, 11] és magyar nyelven ennek megfelelően publikált [12, 13] eredményeket szolgáltatták a zivatarfelhő (Cb) életciklusára vonatkozóan:

1. *Cumulus-szakasz:* a) a meleg levegő eleinte különálló termikek („buborékok”) formájában emelkedik a magasba; b) a későbbiek során a termikek egyesülnek és feláramlási csövet alkotnak, amelyben a sebességek erősen fluktuálnak, de nem lépik túl a 6—7 m/mp értéket.

2. *Kifejlett (v. érett) szakasz:* a feláramlás sebessége közel lineárisan növekszik a magassággal, maximumot ér el a felhő közepe táján, majd lineárisan csökken a csúcs felé. A maximális feláramlási se-

besség elérheti a 25—30 m/mp-et is. Csapadék még nem hullik a felhőből, de a maximális sebességek szintjéből intenzív radar-visszhangot kapunk, ami nagy vízcseppek jelenlétére mutat. A feláramlási sebesség az idővel csak jelentéktelenül változik.

3. *Feloszlási szakasz:* A csapadék kihullásával kapcsolatban megjelennek a leáramlások, amelyek a felhő széteséséhez vezetnek. Frontális helyzetekben gyakran előfordul a zivatarcella regenerálódása, ami a szakasz élettartamát jelentősen megnövelheti. Ugyanilyen következményekkel járhat az orografikus kényszerkonvekció, vagy a szélmező okozta dinamikus konvergencia.

A következőkben vázoljuk, hogy a feláramlási profil ismeretében, a 2. fejlődési szakaszban, hogyan határozható meg a zivatarfelhőben felhalmozódó *maximális vízmennyiség* és az egyes csapadékelemek legnagyobb átmérője.

Ismeretes, hogy a záporos csapadékok az egyes 0,1 mm-nél kisebb felhőelemek nagy (> 0,5—1,0 mm) csapadékelemekbe történő növekedésével és kihullásával kapcsolatosak. E mérettartományban a növekedés alapvető oka az ún. *gravitációs koaguláció* (a nagyság, — így sebességkülönbségek okozta ütközések és összeolvadások folyamata). Adott méretű csepp növekedése több tényező függvénye. Ezek kifejezője a *gyűjtési határfok*, amely lehetővé teszi az ismert feltételek mellett hulló csepp (vagy jég szem) növekedési sebességének közelítő kiszámítását [14, 15]. A koagulációs növekedésre vonatkozó számítások kiindulópontja minden esetben az a feltevés, hogy a felhőcseppek között előforduló néhány nagy csepp, melyek tömege az átlagos felhőcseppek tömegét lényegesen felülmúlja. Ezek növekedési sebessége *I. Langmuir* [14] után:

$$\frac{dR}{dz} = \frac{qE}{4Q_R} \frac{1}{\left(\frac{W(z)}{V(R)} - 1\right)} \quad (1)$$

ahol  $q$ : a felhő víztartalma,  $E$ : a gyűjtési

hatásfok,  $Q_R$ : az  $R$  sugarú részecske sűrűsége,  $W(z)$ : a magasságtól függő feláramlási sebesség,  $V(R)$ : a részecske esési sebessége a sugár függvényében.

Az egyenlet alkalmazása során felteszszük, hogy a  $q$  nem függ a magasságtól (adott felhőtartományban), az  $E$  pedig bizonyos cseppméreten belül gyakorlatilag állandónak tekinthető. Ekkor az egyenlet megoldásához a  $W(z)$  és  $V(R)$  függvények analitikus formáját kell előállítanunk. A felhő fejlődésének kifejelett szakaszára jellemző feláramlási profil szerint és a koordináta-rendszer megfelelő megválasztásával az első függvény kiszámítható, ha ismerjük a feláramlási sebességet a felhőlapnál és a felhő vastagságát a maximális sebesség szintjéig, ill. onnan a csúcsig.

A részecskék esési sebességére viszont jó közelítéssel érvényesek az alábbi összefüggések:

$$V(R) = \beta R, \quad \text{ha } 45 \leq R < 1000 \mu \quad (2)$$

$$V(R) = \gamma \sqrt{R}, \quad \text{ha } R \leq 1000 \mu \quad (3)$$

ahol  $\beta$  és  $\gamma$  állandók.

Tekintetbe véve továbbá azt a tényt, hogy a részecskék trajektóriájának felső határánál a részecske esési sebessége egyenlő a feláramlási sebességgel [ $W(z) = V(R)$ ], levezethető a

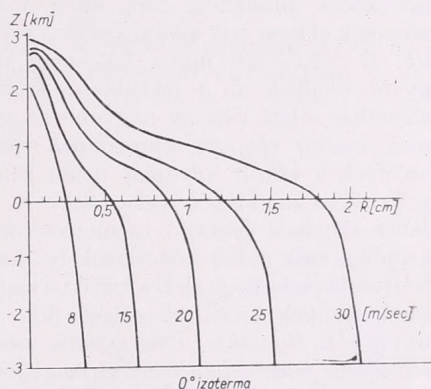
$$Z_j = Z_v \left[ 1 - \frac{\beta R_j}{W_m} \right] \quad (4)$$

kifejezés, ahol  $Z_j$ : a légpálya felső határa  $Z_v$ : a felhő vastagsága a maximális sebesség szintje felett,  $R_j$ : a részecske sugara  $Z_j$ -nél,  $W_m$ : maximális feláramlási sebesség. E szinten a csapadékelem magassággal való növekedése abbamarad. Lényegesen megnövekszik azonban a légpálya felső határától a maximális sebesség szintjéig történő esése folyamán. Az előzőekben alkalmazott feltevések és a (3) összefüggés segítségével az (1) egyenlet  $R$ -re nézve is megoldható:

$$R_m = \frac{W_m^2}{\gamma^2} + \frac{qE}{4Q_R} \quad (5)$$

ahol  $R_m$ : a részecske sugara a maximális sebesség szintjén,  $\gamma$ : a fenti állandó.

Eszerint a növekvő csapadékelem mérete elsősorban a feláramlási sebesség értékétől, továbbá a felhő vastagságától és víztartalmától függ. Az egyenlet alapján kiszámított koagulációs növekedést adott paraméterekkel rendelkező felhőre (vastagság = 6 km, a nagy cseppek kezdeti sugara  $R_0 = 50 \mu$ , sűrűségük  $Q_R = 0,8 \text{ g/cm}^3$ , gyűjtési hatásfokuk  $E = 0,6$ , végül: a feláramlási sebesség maximuma a felhő közepén található), különböző víztartalmakra és feláramlási sebességekre a 2. ábrán mutatjuk be.



2. ábra. A jégeső-szemek magassággal való koagulációs növekedése konvektív felhőben

A fenti egyenletek lehetőséget adnak az adott méretig történő koagulációs növekedéshez szükséges idő meghatározására is. Eszerint a nagy felhőelemek megjelenésétől a csapadék talajon történő regisztrálásáig az esetek többségében néhányszor tíz perc telik el. A számítások  $q = 1 \text{ g/m}^3$  víztartalomra vonatkoznak. Rádiólokációs megfigyelések azonban bizonyítják, hogy ez az időtartam általában nem haladja meg a 10–15 percet, vagyis a koagulációs cseppnövekedés lényegesen gyorsabban zajlik le. Ez azonban csak akkor lehetséges, ha a  $q \geq 10 \text{ g/m}^3$ . Ilyen magas víztartalom csupán az ún. *akkumulációs zónában* található. Fentiek alapján e zóna, továbbá a záporos csapadék- és jégeső képződése a következő:

Az átlagosnál nagyobb felhőcseppek trajektóriájuk felső határáig emelkedve, kis cseppekkel koagulálva lassan növekednek. A felhőcsúcs felé a feláramlás sebessége csökken. Azon a szinten, ahol ez ( $W$ ) egyenlővé válik a nagy cseppek ( $V$ ) esési sebességével, a részecskék lebegni kezdenek. A hozzájuk képest emelkedő kisebb cseppekkel történő ütközések további tömeg — így esési sebesség — növekedést okoznak. Lejjebb ereszkedve a cseppek erősebb feláramlásokkal találkoznak, esésük lelassul, de a koaguláció folytatódik. A süllyedés és növekedés mindaddig tart, amíg a részecskék el nem érik az ún. *kritikus méretet* ( $R \approx 2,5-3,0$  mm). Az ennél nagyobb cseppek ui. a sűrűlódás és közegellenállás miatt néhány nagyobb és számos kisebb cseppepre aprózódnak szét, amelyek a vázolt folyamat útján ismét a kritikus méretig növekszenek. Ez a láncreakcióhoz hasonló eseménysorozat azonban csak akkor következhet be, ha a feláramlás sebessége eléri a kritikus nagyságú cseppek esési sebességét (kb. 10 m/mp-et). *Ily módon a maximális sebesség szintje felett a folyékony vízmennyiség felhalmozódik.* A kritikus méretű cseppek megjelenése után a folyamat néhány perc alatt lezajlik.

Jégeső felhő esetében az akkumulációs zóna térfogatának nagyrésze (általában) a 0 fokos izoterma felett helyezkedik el. A vízcseppek azonban méretüktől és a fagyási magvak hatékonyságától függően [17] —15, —20 °C-ig is túlhűlt állapotban maradhatnak. Amikor azonban az akkumulációs zóna felső határa eléri ezt a hőmérsékleti szintet, a nagyobb cseppek megfagynak. Ezek alkotják a jégeső csíráit, amelyek a nagyobb cseppeknél is gyorsabb növekedésnek indulnak a felhalmozott vízkészlet rovására.

A feláramlási sebesség magasság-eloszlásából (figyelembe véve az egységnyi felhőtérfogatban levő víz súlyát), meghatározható az akkumulációs zónában kialakuló maximális vízmennyiség. Lényeges feltevés, hogy a felhő középső részében a sebesség-profil az időben nem

változik, valamint, hogy a maximális sebesség szintje felett a víztartalom a magasság függvénye. Ebben az esetben, adott légállapot mellett, a *közepes víztartalom:*

$$q(z) = \bar{q} \frac{W_m^2 - V_{krit}^2}{2g(Z_v - Z_{krit})} \quad (6)$$

ahol a felülvonások közepes értékeket jeleznek,  $Z_{krit}$ : az a szint, ahol  $W = V_{krit}$  (kritikus méretű cseppek esési sebessége),  $g$ : nehézségi gyorsulás. Eszerint a nedvességkészlet felhalmozódása csak akkor következhet be, ha a feláramlási sebesség meghaladja az  $R \approx 2,5$  mm nagyságú cseppek esési sebességét.

A (6) egyenlethől megkapható a felületegységre hulló csapadékmennyiség — a felhő alsó részében lejátszódó koaguláció és a felhőalatti párolgás figyelembe vétele nélkül:

$$Q = \bar{q} \frac{W_m^2 - V_{krit}^2}{2g} < \bar{q} W_m^2 \quad (7)$$

A fenti egyenletekkel kiszámított magas víztartalom-értékeket amerikai megfigyelések is alátámasztják [18]. A jégesőképződés feltételei tehát a következők:

1. A feláramlási sebesség maximuma meghaladja a kritikus méretű cseppek esési sebességét, ill. nagyobb mint az elolvadni képes jégszemek esési sebessége.

2. A maximális sebességek szintje (a 0 fokos izoterma felett) olyan hőmérsékleti intervallumban helyezkedjen el, ahol a túlhűlt víz magas koncentrációja a jégszemek „nedves” növekedését [19] biztosítani képes.

3. A maximális sebesség szintjének hőmérséklete a „természetes kristályosodás” (—15, —20 °C) hőmérsékleténél magasabb, ellenkező esetben az akkumulációs zónában kialakuló összes csepp megfagy, és nem teljesül a 2. feltétel.

4. A felhő csúcsa eléri a természetes kristályosodás szintjét, ami biztosítja a kellő számú jégszira kialakulását és behullását az akkumulációs zónába.

Az akkumulációs zóna rádiólokációs megfigyelése szerint az abban kialakuló jégeső góc térfogata átlagosan 10—15

$\text{km}^3$ ; a víztartalom a 30–40  $\text{g}/\text{m}^3$ -t is elérheti.

A zóna egységnyi térfogatában felgyülemlett és talajra kieső víz, vagy jégmennyiség ugyanakkor az alábbi módon is kifejezhető:

$$Q = \frac{4}{3} \pi h \sum N_i R_i^3 \rho_{v,j} = \frac{4}{3} \pi N \bar{R}_3^3 h \quad (8)$$

ahol  $h$ : az akkumulációs zóna magassága a max. sebesség szintje felett,  $N_i$ : az  $R_i$  sugarú cseppek száma egységnyi térfogatban,  $\bar{R}_3^3$ : a cseppek közepes köbös sugara,  $\rho_{v,j}$ : víz vagy jég részecskék sűrűsége.

A (7) egyenletnek megfelelően, adott felhőben felhalmozódott vízmennyiség csak a feláramlási sebességtől függ. Mivel ez az érték a felhő érett stádiumában közelítőleg állandó, és az egyenlet többi tagja is konstans, a (7) és (8) egyenletekből következik, hogy

$$N \bar{R}_3^3 = \text{konstans} \quad (9)$$

vagyis a térfogategységben levő cseppek száma és közepes köbös sugarának szorzata állandó érték. E végeredmény elemzésére a későbbiekben visszatérünk.

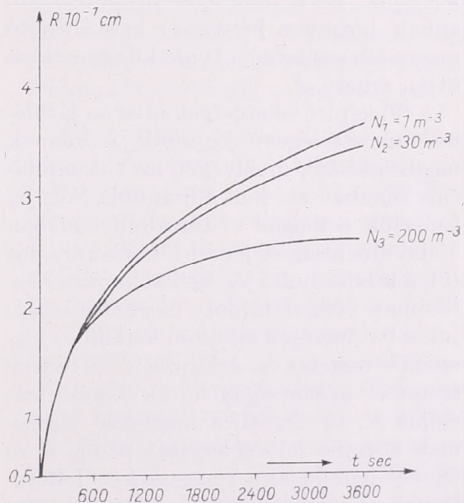
*A Grúz Geofizikai Intézet modellje.*  
E modell kiindulópontja szintén a feláramlási sebességek profilja. A későbbiekben mérésekkel is alátámasztott számítások szerint [20] azonban több sebességmaximum is kialakulhat. Ennek eredményeképpen — az ismertetett folyamat segítségével — néhány, térben is időben elkülönült, nagy víztartalmú zóna fejlődhet ki. A jég szemek növekedésére vonatkozó számítások  $10 \text{ g}/\text{m}^3$ -es víztartalomtól indulnak ki. A felhőcseppek spektrumát két csoportra osztják: a legnagyobb cseppekre, amelyek fagyása a jégeső csírát szolgáltatja, és fennmaradó többi cseppe, amelyek az előbbieket növekedésének forrásául szolgálnak. A jég szemek együttesének koagulációs növekedésére levezetett egyenletrendszer leírja a térbelileg homogén felhő folyékony és szilárd elemei spektrumának fejlődését. Alapfeltevés, hogy a folyékony cseppfrakció alkotta víztartalom csak a jég-

szemekkel történő koagulációval és nem kondenzációs folyamatok útján változik. A közepes méretű felhőelemek növekedési sebessége ekkor csökken, ebben azonban lényeges szerepet játszik a jég szemek kezdeti koncentrációja.

A [20] és [21]-ben vázolt elméletet alkalmazva, a  $R$  közepes jégeső-szem sugarára levezethető az alábbi kifejezés:

$$R = \left\{ \frac{3}{4\pi N_2 \rho_j} \left[ q_2 + q_1 (1 - \exp \left[ - \sigma_{ik} N_1 t \right] \right] \right\}^{1/3} \quad (10)$$

ahol  $\rho_j$ : a jég szem sűrűsége,  $q_1$  és  $q_2$ : folyékony és szilárd víztartalom,  $N_1$  és



3. ábra. A jég szemek közepes sugarának időbeli változása, különböző kezdeti jégeső-koncentrációknál

$N_2$ : a cseppek és jég szemek koncentrációja a kezdeti időpillanatban,  $t$ : idő, végül  $\sigma_{ik}$ : a jég szemek és felhőcseppek ütközési valószínűségének függvénye.

Az egyenlet segítségével szerkesztett grafikon (3. ábra), három különböző kezdeti koncentrációra adja meg ( $q = 10 \text{ g}/\text{m}^3$  mellett) a cseppsugár függését az időtől. Könnyen belátható, hogy a közepes sugár lényeges csökkenése csak

akkor várható, ha a kezdeti jégkoncentráció legalább két nagyságrenddel megnövekszik.

*A modellek alapján kidolgozott különböző elgondolások a beavatkozásra. A VGI koncepció és módszer.* A fentiekben vázolt elmélet szerint a jégcső csirái az ún. nagy, fagyott cseppek, amelyek száma a felhőcseppek számánál kb. 7—9 nagyságrenddel kisebb, s amelyek az utóbbiakkal ütközve növekszenek meg a negatív hőmérsékletű akkumulációs zónában („nedves növekedés”). Kézenfekvő tehát olyan eljárást keresni, amelynek segítségével a növekedést biztosító folyékony víztartalmat (vagy annak bizonyos részét) elvonjuk a jégcsirától, vagy a növekedésre képes jég szemek számát megnöveljük. Ez a túlhűlt cseppekfrakció (ill. annak bizonyos hányada) kristályosító reagens segítségével való kifagyasztása útján érhető el.

A (9) képlet lehetőséget ad azon járulékos (mesterséges) jégcsirák számának megbeeslésére, amelyeket az akkumulációs zónában elő kell állítanunk. Sőt, ha ismerjük e magas víztartalmú zónában kialakuló átlagos jégcsíra-koncentrációt (pl. a talajra hulló jég fizikai, karakterisztikáinak vizsgálatából), meghatározhatjuk a mesterséges csírákon kialakuló jég szemek méretét is. Jelöljük  $u_i$  a természetes és mesterséges csírák koncentrációját  $N$ , ill.  $N_m$ -el, a megfelelő jég szemek közepes köbös sugarát pedig  $\bar{R}$  és  $\bar{R}_m$ -nel (gömbalakú részecskéket feltételezve), akkor felírható, hogy :

$$\bar{R}_m = \bar{R}^3 \sqrt[3]{\frac{N}{N_m}} \quad (12)$$

E képlet szerint a természetes jégcsíra-koncentráció százszorosára növelése a közepes (köbös) sugarú kerekben egyötödére való csökkenését vonja maga után. Ez teljesen elegendő ahhoz, hogy — az esetek többségében — a felhőből kihulló jég a pozitív hőmérsékletű légrétegekben elolvadjon.

A jégképző anyag részecskéinek felhőbe juttatására a VGI 108 mm-es légvédelmi ágyúkat alkalmaz, megfelelően

preparált lövedékekkel. A légvédelmi ágyúk irányítását és a megfelelő időpont kiválasztását rádiólokátorokkal látják el.

### *Az IG koncepció és módszer*

A természetes jégképződés folyamatait, valamint a mesterséges hatásokat nem lehetséges közvetlenül megfigyelni. Ezért a legmegfelelőbb módszert és a várható eredményeket a folyamatok modellezése útján becsülik meg.

Észerint a reagens részecskéinek hatására a túlhűlt cseppek kikristályosodnak. Azonban a fagyott cseppek alig századrésze az a kristályfrakció (az ún. dendritek), amely gyors növekedésre képes. Természetes körülmények között csak ezek az átlagosnál nagyobbba növekvő, így súlyosabb kristályok képesek elég hosszú ideig a felhőben maradni ahhoz, hogy eljásszák a természetes csírákkal konkurálni képes magvak szerepét. A többi, igen nagyszámú mesterséges kristályt a feláramlások eltávolítják a felhőből, így azok nem tudnak részt vállalni a jégcsírákat tápláló víztartalom eltávolításában. Közvetett számítások szerint [22] legalább száz csapadékelemet kell létrehozni  $1 \text{ m}^3$  felhős levegőben ahhoz, hogy e víztartalmat jelentősen megváltoztathassuk. A feláramlásokkal szállított nedvesség utánpótlást figyelembe véve, ezt az értéket is 3—4-gyel meg kell szoroznunk. A hatóanyag ismert hozama mellett (mesterséges jégkristályok száma per reagens mennyisége grammokban) az akkumulációs zóna minden köblikométerére 20—30 g ezüst-, vagy ólomjodid szükséges. Ezt a mennyiséget csupán nagyteljesítményű rakéták segítségével lehetséges bejuttatni a felhőbe.

A nagyteljesítményű, időzithető rakéta közel félperces kiégési ideje alatt a felhő jelentős térfogatában magas jégkristály-koncentrációt hoz létre, majd ejtőernyővel ereszkedik a földfelszínre. Az irányítás ebben az esetben is radarral történik.

*Megjegyzés a képződési elméletekkel és beavatkozási módszerekkel kapcsolatban.*

Az ismertett modellek kielégítően leírják a zivatarcella életciklusát és a beavatkozás érdekében sikeresen kombinálják a megfigyelt, (vagy számított) mozgási viszonyokat a mikrofizikai lehetőségekkel. Összhangban vannak eddigi ismereteinkkel, ugyanakkor lényegesen újat nyújtanak a feláramlási profil leírásának és az akkumulációs zóna koncepciójának bevezetésével. Helyességük közvetett bizonyítékai a modellekre épített beavatkozási módszerek, amelyek nagy területek felett jelentős kárcsökkenést produkálnak. Az eredmények némileg mesterkéltté teszik az alábbi kritikai megjegyzéseket, amelyek az elmélet és módszer fogyatékoságait jellemzik, mégis szükségesnek látszanak a további fejlődés érdekében.

A VGI-féle feláramlási profil viszonylag csekély számú mérés eredménye. Tekintettel azokra a nehézségekre, amelyek azzal kapcsolatosak, hogy a Cb kritikus feláramlással rendelkező zónáit néhány, talajon elhelyezett pilótállomás segítségével kell felkutatni, ez érthető, de nem változtat a kísérleti alap statisztikailag nem kielégítő voltán. Valószínűleg közelebb áll a tényleges, átlagos viszonyokhoz az IG több (relatív) maximummal rendelkező modellje. Az ilyen sebesség-eloszlás elősegíti az egymáshoz közel elhelyezkedő nagyceppű zónák kialakulását. E zónák a radarernyőn — bizonyos távolságon túl — nem különböztethetők meg egymástól. Több ilyen zóna létezésével azonban jobban magyarázható az intenzív radarvisszhangot szolgáltató felhőtartomány nagy vertikális kiterjedése (rádiólokációs megfigyelések szerint az általában 6—10 km távolságú), mint egy akkumulációs zóna kialakulásával. E szerint a VGI-modell a valóságos zivatarfelhő „ideális” változatát, az instabilitás következtében létrejött Cb viszonyait írja le. Az akkumulációs zóna vertikális kiterjedését és a kritikus cseppek kialakulásának folyamatát dinamikai szempontból elfogadhatóbban vázolja a Hamann-féle modell [23]. Ennek alap gondolata, hogy a koaguláló csep-

pek a feláramlási cső felső részén kialakuló divergencia-zóna miatt kiesnek a feláramlásból, amelybe egyrésztük a konvergencia tartományban (az alsó szintekben) ismét beszívódik. A részecskeképek cirkuláló mozgás során növekszenek meg, ahelyett, hogy — mint a VGI-modellben — a maximális sebesség szintje felett lebegve fejlődnének tovább. Hangsúlyoznunk kell, hogy mindkét modell egy, a felhő közepétáján kialakuló sebességmaximummal számol, és nem veszi figyelembe azokat az eseteket, amelyeknél a feláramlási viszonyok a felső troposzférában uralkodó szélviszonyok (pl. jet-zóna szívó-effektusa) hatására jönnek létre [24, 25], vagy amikor a vertikális sebességet csak a sztratoszféra stabilis rétegződése képes nullára csökkenteni [26], így a felhő teljes, a folyamatok szempontjából számbajövő tartományában a feláramlás növekszik a magassággal.

Mikrofizikai szempontból kérdéses, hogy a Findeisen-féle „természetes kristályosodás szintje” a  $-15$ ,  $-20$  °C-os hőmérsékleti intervallumra, ahol a kb. 5 mm nagyságú cseppek „spontán” (?) módon megfagynak, a jégesőképződés magyarázatára alkalmazható-e? Különböző típusú felhőkben végzett műszeres megfigyelések [27, 28] ui. kimutatták jóval kisebb cseppek fagyásából származó jégkristályok jelenlétét — jelentős koncentrációban is — már viszonylag magas ( $-5$ ,  $-10$  °C) hőmérsékleten. Fontos tény továbbá, hogy a kritikus méretű cseppek fagyási hőmérséklete a különböző szerzőknél [29, 30 stb.] jelentős ingadozásokat mutat. Emiatt a jégesőképződés 4. feltétele a VGI-modellben („a felhő csúcsa el kell érje a természetes kristályosodás szintjét”) nem precíz, hiszen az üllő gyors eljégesedése, megfigyelések szerint, többnyire a  $-30$ ,  $-40$  °C közelében (hazánkban nyáron 8—10 km magasságban [31] játszódik le.) Egyébként rádiólokációs megfigyelések alapján maga a szerző is rámutat arra [9], hogy a nagyceppű zóna felhőcsúcsához közel eső felső határának hőmérséklete jégesőfelhő esetében lényege-

sen alacsonyabb ( $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), mint a záporosónél ( $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). A felhő belseje és a környezet közötti hőmérsékletkülönbség (többlet) miatt, — ami a kifejlett állapotban néhány fokot is elérhet [10], a feltételben szereplő „spontán” fagyás nem indulhatna meg az említett környezet-hőmérsékletek elérésekor.

A következő probléma a módszerek alkalmazásának az az alapfeltevése, hogy a természetes úton keletkező jég szemek koncentrációja kb.  $1/\text{m}^3$ , s hogy e koncentráció két-három nagyságrenddel való megnövelése elegendő a víztartalom kívánt szétosztására. A Cb. belsejére vonatkozó mérések közismerten igen hiányosak, így e feltevéseket radar-vizsgálatokkal, ill. a már Magyarországon is tervbe vett talajmérésekkel lehet alátámasztani, amelyek a jég szemek méreteloszlását és koncentrációját adják meg. *A mesterséges jégcsíra-koncentráció* adott felhőtér fogatban való létrehozása szintén nem kísérletekkel ellenőrzött tény, habár a VGI munkatársai 1968-ban e vonalon is megkezdtek a méréseket [32]. Itt olyan kérdések okoznak bonyodalmat, mint *a)* a részecskehozam természetes felhőkben (amelyek víztartalma és cseppspektruma — különösen az akkumulációs zónában — jelentősen eltérhet a hidegkamrában megállapított viszonyoktól); *b)* a kristályosodás szétterjedése, amely bonyolult turbulens-diffúziós folyamat, és különösen nehezen értékelhető a rakétás módszernél, ahol az elnyúlt pálya mentén történő reagens-diszpergálás különböző vertikális áramlásokkal rendelkező zónákat érinthet. Ugyancsak e helyütt kell megemlíteni a levegő-be sodródás (entrainment) mértékének fontos szerepét [33], amely a hő-, és vízgőz-utánpótlás révén talán legdőntőbb befolyásolja a kívánt mesterséges kristálykoncentráció létrehozásának időpontját és fenntartásának időtartamát. Ez a probléma viszont a legszorosabban kapcsolódik a várható eredményhez, másrészt a beavatkozások gazdasági hatékonyságának kérdéséhez.

Végül ki kell térnünk az eredmények

értékelésére. Mindkét módszer kivitelezői hármas értékelési eljárást alkalmaznak: 1. Radar indikáció alapján döntik el, van-e jégese a felhőben (és, figyelembe véve az olvadást, az elérheti-e a talajt), 2. Kontroll területeket alkalmaznak, amelyek jégkárait a beavatkozás előtti és utáni években a védett területek káraihoz viszonyítanak (terület és gazdasági veszteség szerint); 3. Vizuális kontrollt alkalmaznak a beavatkozások után.

Annak ellenére, hogy ez az ellenőrzés bizonyos időtartam (pl. néhány év) elteltével klimatológiailag megbízható eredményeket nyújt, statisztikai szempontból nem szigorú. Ehelyett kívánatosabb lenne a „Véletlen beavatkozások” ismert módszerét alkalmazni. Ennek azonban a következő objektív akadályai vannak: 1. a jégese szeszélyes tér- és időbeli eloszlása miatt a kísérletsorozat végrehajtásához igen hosszú időtartam (vagy költséges mérőhálózat, megfigyelő apparátus stb.) lenne szükséges; 2. az elhárítást anyagilag fenntartó intézmény általában magát a védekezést, nem pedig a tudományos céllal végrehajtott kísérleteket támogatja, így szakmai szempontok háttérbe szorulnak a praktikus célok miatt. A védekezés bevezetése során hasonló probléma hazai viszonylatban is fennáll, s a megoldás esélye is csekély.

A jégese-megelőzés általános feladatával kapcsolatban hangsúlyoznunk kell annak rendkívüli komplex jellegét. Ez a már létrehozott és működő szervezet szolgáltszerű tevékenysége ellenére is fennáll és az alábbi mozzanatokban fejlődik ki:

1. Meteorológiai rutin-, (rádiószondázás, jégese, ill. zivatarprognózis, stb.) és nem rutinnunkák (radarvizsgálatok stb.) végrehajtása;

2. A meteorológiai és egyéb tevékenység (rádiókapcsolat fenntartása, reagens-feljuttató berendezések és radarállomás kezelése és karbantartása stb.) összehangolása;

3. Alapkutatások és gyakorlati célokra irányuló vizsgálatok a beavatkozás eredményeinek javítása érdekében;

4. A mezőgazdasági struktúrájának leginkább megfelelő becslési módszerek kidolgozása a munka értékelése érdekében.

Bármelyik szovjet módszer hazai bevezetése során e tényezők részletes elemzése szükséges.

A fenti ellenvetésekkel kapcsolatban rá kell mutatnunk egy rendkívül fontos körülményre. Nevezetesen arra, hogy a védekezés eredményeinek legkülönbözőbb mutatói (jégvert terület százalékos aránya, károszsegek, az ún. „feltételezett gazdasági hatékonyság” stb.) a jelentős területeken folyó beavatkozások hetedik éve után mindkét módszerrel 70–90%-os sikert jeleznek. Ez arra mutat, hogy az ellenvetések a folyamatok lényegét illetően nem döntöek, tehát a jégzsemek egy, vagy több akkumulációs zónában történő növekedésére, azok koncentrációjának nagyságrendjére vonatkozó hipotézisek, végül a hatóanyag felhőbe juttatásának időpontja és módszerei, alapjában véve helyesek.

#### IRODALOM

- [1] *Vonnegut, B.*: The nucleation of ice formation by silver iodide. *J. Appl. Phys.* 18. 593. 1947.
- [2] *Schaefer, V. J.*: The production of ice crystals in cloud of supercooled water droplets. *Science*, 104.457. 1946.
- [3] *Bergeron, T.*: Fizika oblakok i oszadkov. L. „Fizika obrazovanyija oszadkov”, izd. Inoszttranoj Lityeraturi, Moszkva, 15 old. 1951.
- [4] *Findeisen, W.*: Kolloidno-meteorologicieszkie javljenija pri obrazovanyij oszadkov. *Uo.* 33. old.
- [5] *Fjodorov, E. K.*: Nyekatorije itogi vüpolnyenija plani naucsno-issledovatjelszkih rabot za 1966 i perszpektivi naucsnuh issledovanyij v novoj pjatiletke. *Met. i Gidr.* 6. 1967.
- [6] *Szulakvelidze, G. K., Bibilasvili, N. S., Lapceva, V. F.*: Obrazovanyije oszadkov i vozgejsztvije na gradovüje processzi. *Gidrometizdat, Leningrad, 1965.*
- [7] *Szulakvelidze, G. K. (szerk.)*: Mehanizm obrazovanyija i vüpagyenije grada. *Trudu VGI, Vüp.* 3(5), *Gidrometizdat, Leningrad, 1966.*
- [8] *Szulakvelidze, G. K.*: Rezultatü rabot Kavkazszkoj Protivogradovoj Ekszpedicii 1965. g. *Trudu VGI Vüp.* 7. *Gidrometizdat, Leningrad, 1966.*
- [9] *Szulakvelidze, G. K.*: *Livnyevüe oszadki i grad.* *Gidrometizdat, Leningrad, 411. 1967.*
- [10] *Byers, H. R.*: *Thunderstorms. Compendium of Meteorology*, 681. Boston, 1951.
- [11] *Scorer, R. S., Ludlam, F. H.*: The bubble theory of penetrative convection. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 79. 94. 1953.
- [12] *Bodolainé, Jakus E., Götz G.*: Az instabilitási vonalak szerkezete és analize. *OMI kisebb kiadványai.* 33. Budapest, 1963.
- [13] *Götz, G.*: Zivatar-folyamatok mechanizmusa. — A jégeső elhárítás kérdései Magyarországon. *MMT kiadv.* Budapest, 1967.
- [14] *Langmuir, I., Blodgett, K. B.*: A mathematical investigation of water droplets trajectories, *US Army Air Forces Techn. Rep.* 5418, 1946.
- [15] *Ranz, W. E., Wong, J. B.*: Impaction of dust and smoke particles on surface and body collectors. *Industr. Eng. Chem.* 44. 1952.
- [16] *Bibilasvili, N. S.*: O koagulacionnom roszte gradin. *Trudu Vseszsz. Szovcescsanyija po aktivnüm vozgejsztvjim na gradovöje processzü.* *Insztitut Naucsnotehnyieszskoj Informacii.* Tbiliszi 1964.
- [17] *Fletcher, N. H.*: *The physics of rainclouds*, University Press, Cambridge, 197 o. 1962.
- [18] *Shoumacher, P. W.*: The free water on the big height. *J. Aircraft*, 1.1. 1964.
- [19] *List, R.*: On the growth of hailstones, *Nubila*, IV. 1. 1961.
- [20] *Ordzsonikidze, A. A.*: K voproszú ocenki termieseszkoj nyeusztojesivosztyi atmoszferü. *Trudu Vseszsz. Szov., Insztitut Naucsnotehnyieszskoj Inf.* Tbiliszi, 1964.
- [21] *Buhnyikasvili, A. V., stb.*: Metodika aktivnüh vozgejsztvjim na gradovüje processzü. *Uo.* 281. o.
- [22] *Ludlam, F. H.*: The production of showers by the coalescence of cloud droplets, *Quarts. J. Roy. Met. Soc.* 76. 52. 1951.
- [23] *Haman, K.*: On the accumulation of liquid water in a bouyant jet and its relation to hail phenomena. *Acta Geophysica Polonica*, XV. 1. Warsó, 1967.
- [24] *Dessens, H.*: Severe hailstorms are associated with very strong vinds between 6,000 and 12,000 meters. *Physics of Precipitation*, *Geophysical Mon.* 5. 333. 1960.
- [25] *Götz, G.*: Hydrodynamical interaction between large convective systems and the tropospheric jetzone. *Időjárás*, 72. 3. 157. 1968.
- [26] *Ludlam, F. H.*: Severe local storms: a review. *Meteorological Mon.* 5. 27. Boston, 1963.
- [27] *Braham, R. R.*: What is the role of ice in the summer rain-showers? *J. Atm. Sci.* 26.1 1964.
- [28] *Mossop, S. C.*: Comparisons between concentration of ice crystals in cloud and the

concentration of ice nuclei. J. Rech, *Atm* vol III. 1—2. 1968.

- [29] *Bigg, E. K.*: The supercooling of water. *Proc. Phys. Soc. B.* 66. 1963.  
[30] *Mossop, S. C.*: The freezing of supercooled water. *Proc. Phys. Soc. B.* 68. 1955.  
[31] *Bell, B.*: A troposzféra éghajlata Magyar-

ország fölött. OMI kis kiadv. 28. Budapest, 1954.

- [32] *Horquani, V.*: Szóbeli információ, 1968 aug.  
[33] *Weickmann, H. K.*: The program on Weather modification of the ESSA, Part II: Hail suppression. *Időjárás*, 72. 3. 1968.

Hirling György:

## A meteorológiai rakéták mérő módszerei

*Measurement Methods Used on Meteorological Rockets* (Summary). After a description of the physical characteristics of the homosphere an outline is given of the instruments and methods used in the aerological measurements of space—meteorology research, on the so-called rocket-sondes. The application modalities of the methods for measuring temperature, pressure (density), flow direction and speed in the upper atmosphere are discussed. The purpose of the Author consisted in presenting to the reader a comprehensive picture of the sophistication of the instruments; the multiplicity of the methods used, the difficulties encountered in upper-atmospheric measurements and the possibilities and results obtained in overcoming these difficulties.

\*

A légkör 80—100 km-nél magasabban fekvő részeinek fizikájával az aeronómia foglalkozik. Az aeronómiai mérőműszereket a különböző méretű rakéták emelik a magasba. A Föld légkörének külső határától a tengerszint fölötti 150—200 km-es magasságig a légkör fizikai paramétereit mesterséges holdak segítségével határozzák meg. 150—200 km-től 30 km magasságig a különleges műszerekkel felszerelt légkörkutató rakéták, az ún. rakétaszondák gyűjtik össze a légkör fizikai állapotát jellemző információkat.

A következőkben a magaslégkör jellemzőinek főbb sajátosságait és a méréseikre szolgáló módszereket ismertetjük.

A légkör egyik alaptulajdonsága a levegő összetétele. A troposzféra levegőjének alkotói: molekuláris nitrogén ( $N_2$ , 78 térfogat %), molekuláris oxigén ( $O_2$ , 21 térfogat %), argon, nemesgázok, széndioxid stb. (Ar,  $CO_2$  stb., 1 térfogat %). A levegő molekulásúlya a Föld közelében kb. 29 értéki.

90—100 km magasságig a nagyjából 4 : 1 arányú nitrogén-oxigén keverékből

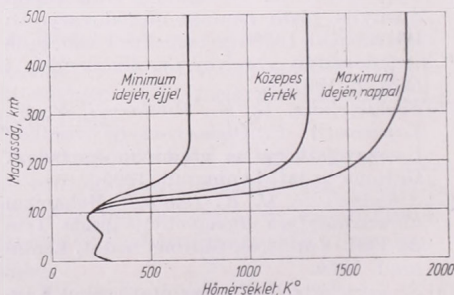
álló légkör nem változik, az alkotó gázok aránya nem módosul. 90 km-től a kétatomos, molekuláris oxigén disszociál, azaz a kétatomos molekulák két oxigénatomra bomlanak. Az oxigénatomok %-os aránya nő a magassággal, és kb. 400 km magasságban a molekuláris oxigén eltűnik a légkörből. A molekuláris nitrogén csökkenő %-os arányban nagy magasságig molekuláris marad [1], [2].

Mivel kb. 100 km magasságig a légkör összetétele azonos, ebben a rétegben a levegő molekulásúlya is változatlan marad. Ezt a légréteget ezért a tulajdonságáért „homoszféra”-nak is nevezik.

A magasabban fekvő rétegek, ahol a levegő összetétele és vele együtt a molekulásúlya is változik, az összefoglaló „heteroszféra” nevet kapták.

A légkör alsó 100 km-es rétege és a magasabban fekvő rétegek fizikai tulajdonságának különbözősége szemléletessé lesz, ha a léghőmérséklet magasság szerinti eloszlásának görbéjét vizsgáljuk.

Az 1. ábrán a légkör hőmérsékletének magasság szerinti eloszlását mutatjuk be a naptevékenység ciklusának minimuma idején éjszaka és maximuma idején nappal, valamint középtételekben. 120 km magasság



1. ábra. A levegő hőmérsékletének változása a magassággal. ([3] nyomán)

felett a két szélső esetben a hőmérséklet eloszlását két, értékben erősen különböző görbe jellemzi. A naptevékenység maximuma idején a légkör sokkal melegebb (1800 K°), mint napfoltminimum idején (700 K°). Nagy magasságokban jelentős szezonális hőmérsékleti különbségek fordulnak elő. 100 km-nél alacsonyabb magasságokban a naptevékenység ciklusától függő hőmérsékleti változásokat nem fedeztek fel. [3].

Nagy magasságokban a levegő igen nagymértékű ritkulása következtében mind a levegő hőmérsékletének mérése, mind az értelmezése nehézségekbe ütközik. A molekulák szabad úthosszának növekedése, valamint a molekulák ütközésének gyakorisága magassággal való csökkenése miatt egyre nehezebb kielégíteni azt a feltételt, hogy a mérőműszer jellemző méretei, vagy a vizsgált közeg lineáris méretei nagyobbak legyenek a molekulák szabad úthosszánál. Nagy magasságban ugyan csak nehéz biztosítani, hogy a vizsgált folyamat időtartama nagyobb legyen, mint a molekulák egymást követő ütközése közötti, közepes időköz. 200—250 km magasságban a molekulák szabad úthossza kb. 1000 méter. Ahhoz, hogy a vizsgált közeg és a mérőműszer között hőmérsékleti egyensúly jöjjön létre, a vizsgált közeg és a mérőműszer méreteit 1000 méternél nagyobbakra kellene növelnünk. [4].

A megszokott hőmérsékletmérő módszerek ilyen körülmények között nem alkalmazhatók. Nagy magasságban a hőmérsékletet, a sűrűséget a mesterséges holdak fékeződésére vonatkozó észlelésekből határozzák meg.

A homoszféra paramétereinek mérésére azonban többé-kevésbé felhasználhatók a hagyományos módszerek és műszerek, megfelelő finomítás, a tehetetlenségi hiba csökkentése, és néhány műszertechnikai újdonság felhasználása után.

A továbbiakban áttekintjük néhány meteorológiai elem rakétaszondákban használatos mérőmódszerét és műszerét.

**Rakétaszondás hőmérsékletmérések.** A rakétaszondákban a hőmérsékletmérések közvetett, vagy közvetlen módszerrel történhetnek. A közvetett mérőmódszerek egyik fajtáját akusztikus módszernek is nevezik, ugyanis a mérési elv a hang levegőben való terjedési sebességének hőmérsékleti függőségén alapszik.

Az 1950-ben kidolgozott mérési módszer szerint egy rakéta 5 db 1,64 kg-os robbanó töltettel ellátott lövedéket szállított csaknem függőlegesen a magasba. Meghatározott szinttől kezdődően (kb. 30 km) 4—5 másodpercenként egy cső kilötte a lövedékeket, amelyek a rakétától 60 méterre felrobbantak.

A robbanások pontos idejét többszörö-

sen biztosított fotoelektromos berendezések regisztrálták. A villanások pontos térbeli helyzetét kezdetben optikai és rádiólokációs berendezések, később különleges, ún. „ballisztikus kamerák” rögzítették. A robbanások hanghullámainak érzékesi szögét a földön csaknem a robbanások alatt elhelyezett, tűzérési hangmérő berendezés határozta meg.

A hang terjedési sebességét ( $a$ ) a levegőben a következő képlet fejezi ki:

$$a = \sqrt{\frac{R \cdot T}{M} \frac{c_p}{c_v}} \quad (1)$$

ahol  $R$  az univerzális gázállandó,  $T$  az abszolút hőmérséklet,  $M$  a levegő molekulasúlya,  $c_p$  és  $c_v$  az állandó nyomáson és térfogaton vett fajhő.

Pontosan a mérőhely feletti függőleges egyenes mentén történő robbanások esetében, ha a két robbanás közötti rétegben szélsendő van, a robbanások idejének és helyének (magasságának) ismeretében, 90°-os magassági szöggel érkező hanghullámok mellett, a képletből egyszerűen adódik a réteg közepes magasságában a hőmérséklet.

Aránylag egyszerű módosításokat kell bevezetnünk a számolásokba akkor, ha a robbanások nem a mérőpont felett, hanem attól bizonyos szögben eltérve olyan légterben zajlanak le, amelyben légmozgás is van.

Ez a mérési módszer lehetőséget nyújt arra, hogy meghatározott pontokban megközelítő képet kapjunk a légkör hőmérsékleti és szélviszonyairól. Célszerű, ha a rakétás méréseket az alsó 30 km-es rétegben rádiószondás mérés egészíti ki.

A hőmérséklet közvetett mérésének másik módszere szerint egy rakéta fedlétén nyomásmérő műszert helyeznek el. A mért nyomásérték, vagy a rakétából kidobott, süllyedő léggömb segítségével meghatározott sűrűség alapján kiszámolják a légkör adott, rádiólokációs berendezés segítségével megállapított magasságában a levegő hőmérsékletét.

A számolások alapja a hidrosztatika alapegyenlete:

$$dp = -\rho \cdot g \cdot dh, \quad \text{és} \quad (2)$$

a száraz levegő állapotegyenlete:

$$p = \rho \frac{R \cdot T}{M}, \quad (3)$$

ahol  $p$  a nyomás,  $\rho$  a sűrűség,  $g$  a nehézségi gyorsulás,  $h$  a magasság,  $R$  az univerzális gázállandó,  $T$  az abszolút hőmérséklet,  $M$  a molekulasúly.

A megfelelő matematikai műveletek elvégzése után a

$$T = - \frac{pMg}{R} \frac{dp}{dh} \quad (4)$$

képletet kapjuk, amelynek segítségével a nyomás magasság szerinti függőségének,  $p = f(h)$  ismeretében kiszámolhatjuk a levegő hőmérsékletét. A számolás alapvető feltétele, hogy a levegő molekulatömege ne változzék a magassággal. Mint fentebb említettük, ez a feltétel a homoszféraiban teljesül.

A sűrűség magasság szerinti függőségének,  $\rho = f(h)$  ismeretében az alábbi képlet áll rendelkezésünkre a hőmérséklet kiszámolására:

$$T_2 = \frac{\rho_1 T_1}{\rho_2} - \frac{Mg \left( \frac{\rho_1}{\rho_2} - 1 \right) \Delta h}{R \ln \frac{\rho_1}{\rho_2}}, \quad (5)$$

ahol  $\Delta h = h_2 - h_1$ , valamint a  $T_2$  és  $T_1$  a  $h_2$  és  $h_1$  magasságokban, a  $\rho_2$  és  $\rho_1$  sűrűség-értékek mellett szereplő hőmérsékletek.

A szuperszonikus mozgás törvényszerűségeinek ismerete lehetőséget nyújtott néhány közvetett, hőmérséklet mérő módszer kidolgozásához.

Az egyik módszer a rakéta kúpos fejének csúcsánál és a fejrész felületén egy másik pontban mért nyomások viszonyát használja fel. A számításokhoz ismerni kell a rakéta hosszanti tengelye és a környezeti tér-koordináta-rendszer tengelye közötti, egyidejű szögértéket, valamint ugyanabban a koordináta-rendszerben a rakéta sebességvektorát.

A nyomásmérés alfatronnal történhet, a tengelyek szögeltérését giroszkóp méri. A rakéta sebességét földi rádiólokációs berendezés határozza meg.

A két nyomásadatból megkapható a lamináris áramlás Mach-száma, amelyet tudva a

$$T = \frac{V^2}{M^2 \gamma R} \quad (6)$$

képlet segítségével számolhatjuk ki a levegő hőmérsékletét.  $V$  a rakéta sebessége,  $M_1$  a Mach-szám,  $\gamma$  a hőkapacitások viszonyosszáma,  $R$  az univ. gázállandó.

A másik módszer az ún. Mach-szög mérésének módszerén alapszik. Szuperszonikus sebességgel repülő rakétákat követő lökeshullámok sajátosságainak analízise azt mutatta, hogy a Mach-szám növekedésének mértéke szerint a lökeshullámok Mach-szöge csökken.

A lökeshullám a gyakorlatban, mint nyomásugrás jelentkezik, amelynek jelenlétéről a kutatók egy hőmanométer mutatóállása alapján következtetnek, miközben a manométer a rakéta fejének közelében

előre-hátra mozog. Ismerve a manométer áthelyeződésének irányát, a mutatóállásból meg lehet állapítani a nyomásugrás vonalának helyzetét a rakétához viszonyítva, amelyből meghatározható a lökeshullám szöge.

A rakéta repülése közben meghatározott lökeshullám-szög és a rakéta sebességének ismeretében kiszámolható a hang lokális terjedési sebessége ( $a$ ). A fentebb bemutatott (1) képlet segítségével megkaphatjuk a levegő hőmérsékletét [4].

A hőmérsékletmérés közvetlen módszere, ellenálláshőmérő juttatása a felső légterbe. A mérőelemnek fel kell vennie a vizsgált közeg hőmérsékletét. Az alsóbb légrétegekben használatos, egyszerű mérőmódszer a nagyobb magasságokban a vizsgált gáz ritkulása következtében igen nehézkesé válik. A mérés mégis lehetséges, ha figyelembe vesszük a zavaró fizikai jelenségek sorozatát, amelyek mind hatnak a hőmérő ritkult gázban történő mozgása során, valamint kizárjuk a műszert zavaró, nem kívánatos jelenségek hatását.

A vizsgált közeg hőmérsékletének kiszámítására az ellenálláshőmérő (termisztor) hőegyensúlyának ismerete alapján igen bonyolult képlet áll rendelkezésre. Az egyenlet tagjait vagy a rakéta repülése közben mérik, vagy előzetes laboratóriumi kísérletek alapján határozzák meg. A közeg hőmérsékletének ( $T_\infty$ ) egyenlete a következő:

$$T_\infty = T_H - r \frac{\gamma - 1}{2\gamma R} M \cdot V^2 + \frac{\rho_H c_H W d T_H}{h \cdot S} \frac{dT_H}{dt} - \frac{1}{h} \left[ \frac{\varepsilon_1 (1 + a_1)}{\pi} I_N + \frac{\varepsilon_2 (1 + a_2)}{2} I_F - \varepsilon_3 \delta T_H^4 + 0,15 \varepsilon_3 \delta_0 T_{cs}^4 \right] \frac{Q}{h \cdot S} + \xi (T_H - T_{cs})$$

ahol  $T_H$  a termométer hőmérséklete,  $r$  termikus koefficiens,  $V$  a rakéta sebessége,  $T_{cs}$  a rakéta csúcsának hőmérséklete, amelyen az ellenálláshőmérő rögzítve van,  $\rho_H$  és  $c_H$  a hőmérő anyagának sűrűsége és hőkapacitása,  $W$  és  $S$  a hőmérő térfogata és felülete,  $\gamma$  a hőkapacitások viszonyosszáma,  $R$  a gázállandó,  $h$  a hőkieserődési együttható,  $t$  az idő,  $\varepsilon_1$  és  $\varepsilon_2$  a hőmérő elnyelési együtthatója a rövid és hosszúhullámú sugárzási tartományban,  $\varepsilon_3$  a hosszúhullámú kisugárzási együttható,  $a_1$  és  $a_2$  a rakétacsúcs visszaverődési együtthatója rövid és hosszúhullámú sugárzási tartományban,  $I_N$  és  $I_F$  a napsugárzás, valamint a föld és a légkör hosszúhullámú sugárzásának árama,  $Q$  az a hőmennyiség, amelyet a hőmérőben a mérőhíd árama vált ki,  $\xi$  a hőmérő tartó rendszerén keresztül elvezetett hőmennyiség együtthatója.

Az egyenlet jobb oldalának második tagja az áramlás fékeződésének hatását fejezi ki, vagyis arra utal, hogy a rakéta hőmérfője nemcsak a levegő molekuláinak hőenergiáját, hanem azok rendezett mozgásának kinetikus energiáját is átveszi.

A harmadik tag a hőmérő tehetetlenségét veszi figyelembe. A negyedik (zárójeles) tag számításhba veszi azt a hatást, amit a nap sugárzás, valamint a föld és a légkör hosszúhullámú sugárzása okoz akkor, amikor közvetlenül éri a hőmérőt, valamint számításhba veszi a rakétacsúcsról történő visszaverődést, ugyancsak figyelembe veszi a hőmérő és a rakétacsúcs saját kisugárzásának hatását.

Az ötödik tag a mérőhíd árama által okozott melegedés hatását, a hatodik a hőmérőt tartó rendszeren keresztül elvezetett hő hatását veszi figyelembe.

Az egyenlet jobb oldalának tagjai, az első és második kivételével, 50 km magasságig elhanyagolhatóan kicsiny értéket adnak, 50—70 km között nem nagy értékek, 70 km felett értékeik jelentősen megnövekednek. Ugyanebben az értelemben nő a hőmérsékletmérés hibája is. 90 km felett ez a módszer nem alkalmazható [5, 6].

*A levegő nyomásának mérése rakétaszondákban.* A rakétaszondákban alkalmazott nyomásmérő módszereket a hőmérsékletmérő módszerekhez hasonlóan szintén közvetlen és közvetett mérőmódszerek csoportjába sorolhatjuk. Először a közvetlen mérőmódszerek csoportját tekintjük át.

A mérő műszerek fajtája és mérési elve nagy mértékben a mérési tartomány határaitól függ.

750 Hgmm-től 5 Hgmm-ig terjedő mérési tartományban a hagyományosnak tekinthető, membrános nyomásmérőket alkalmaznak rakétás felszállásoknál is. A nyomásváltozás hatására elmozduló membrán egy reosztáttal van kapcsolatban. A nyomásváltozás ellenállásváltozássá alakul, amit az adóberendezés közvetíteni tud a Földre. A 750 Hgmm—5 Hgmm közötti méréstartományt a mérőfeje érzékenységtől függően általában két vagy több résztartományra is felosztják.

A nyomás mérése membrános manométerrel azért is egyszerűbb, mert a rakétás felszállásnak leszálló ágában alkalmazzák, amikor a rakéta műszerekkel felszerelt fejrése ejtőernyő segítségével aránylag kis sebességgel ereszkedik [6].

5 Hgmm-től  $5 \cdot 10^{-3}$  Hgmm-ig terjedő nyomástartományban a nyomás mérése az ún. Piráni típusú, hőmanométereket használják fel. A műszer lényege egy fűtött izzószál, amely a nyomás értékétől függően különböző mértékben hűl le. A Piráni-manométerek méréstartománya is több

résztartományra osztható az izzószál vastagsától, külső formájától függően.

A Piráni-manométerek általában a felszálló ágban, tehát szuperszónikus sebesség mellett mérik a nyomást, éppen ezért fontos kérdést jelent a műszer elhelyezése a rakétán. Ajánlatos elkerülni a rakéta testéről leváló gázrészecskék zavaró hatását. Ezért a hőmanométer optimális elhelyezésére a rakéta csúcsa a legalkalmasabb.

A hőmanométer belsejében uralkodó légnyomás és a szabad légkör légnyomása között a következő összefüggés áll fenn:

$$p_{\infty} = p_0 \left[ \frac{T_{\infty}(1 + 0,2rM^2_{\infty})}{T_0} \right]^h \quad (8)$$

$$1 + 0,702 \bar{p} M^2_{\infty}$$

ahol  $p_{\infty}$  a szabad légkör nyomása,  $p_0$  a manométer belsejében mért légnyomás,  $T_{\infty}$  és  $T_0$  a szabad légkör és a manométer falának hőmérséklete,  $M_{\infty}$  a szabad áramlás Mach-száma,  $\bar{p}$  a manométer nyomásegyütthatója,  $r$  a manométer fejének hőegytáthatója, és

$$h = \frac{1,8741 \left(\frac{l}{a}\right)^2}{1 + 3,49 \left(\frac{l}{a}\right) + 3,75 \left(\frac{l}{a}\right)^2} \quad (9)$$

ahol  $l$  a molekulák közepes szabad úthossza a manométer csővében, és „ $a$ ” a manométer csővének sugara.

Az egyenletekben szereplő paramétereket és együtthatókat vagy a rakéta repülése során mérik, vagy a fellövés előtt kísérleti úton határozzák meg.

A mérési eredmények végső értékelésénél a hőmanométerek tehetetlenségi hibáját is figyelembe veszik egy tehetetlenségi együttható alkalmazásával [5, 6].

Az  $5 \cdot 10^{-3}$  Hgmm-nél alacsonyabb nyomások mérése a nyomásmérő módszerek és eszközök új változatát kellett kidolgozni.  $10^{-3}$ — $10^{-8}$  Hgmm nyomásértékek tartományában az ún. ionizációs manométerek mérik a nyomást. A műszer mérőfeje egy olyan trióda, amelynek belső tere közvetlen kapcsolatban van a vizsgált közeggel. A trióda vákuumját az erősen ritkult levegő alkotja. A trióda anódján nagy pozitív, a rácson kis negatív feszültség van a katódhoz képest. Az izzó katódról leváló elektronok a levegőmolekulákkal való ütközés következtében pozitív ionokat hoznak létre. A pozitív ionok a rácstra jutva ionáramot indítanak el, amelynek erőssége arányos a nyomással.

$10^{-8}$  Hgmm-nél alacsonyabb nyomásértékek mérése szolgáló alfatronokban a rádióaktív izotópok ionizáló hatását, illetve ennek nyomástól való függőségét használják fel a nyomás meghatározására. Ilyen

műszerekkel jóval alacsonyabb nyomásértékek mérhetők, mint amilyenek 100 km magasságig, érdeklődési területünk határáig előfordulnak [1, 4].

Azon a nyomásértéken kívül, amelyet közvetlenül manométerek segítségével kaphatunk, meghatározhatjuk a légkör nyomását közvetett módszerrel is, a hőmérséklet magasság szerinti eloszlásának ismeretében, aminek birtokába a korábban ismertetett hőmérsékletmérő módszerek egyikével jutottunk.

A nyomást a következő képlet segítségével számíthatjuk ki:

$$\frac{\log p_2 - \log p_1}{H_2 - H_1} = \frac{g \cdot M}{R} \frac{\log T_2 - \log T_1}{T_2 - T_1}, \quad (10)$$

ahol  $p_2$  és  $p_1$ ,  $T_2$  és  $T_1$  a  $H_2$  és  $H_1$  magasságok nyomásai és hőmérsékleti értékei,  $g$ ,  $M$ ,  $R$  ismert állandók [4].

A légmozgás mérése nagy magasságokban. A nyomásgradiens vízszintes összetevője vízszintes légmozgást hoz létre a nyomáskülönbség kiegyenlítésére. A mozgó levegőre hat még a sűrűlási, a földforgásból származó eltérítő, és a centrifugális erő is. A szabad légkörben a sűrűlási erő elhanyagolható.

Égészen 100 km magasságig, sőt kicsit feljebb is, a nyomás eloszlása és a szélmező szoros kapcsolatban vannak egymással, és az összefüggést jó megközelítésben a gradiens szél egyenletei fejezik ki mind egyenesvonalú, mind görbült pályán történő mozgás mellett.

A légmozgás sebességének és irányának mérésére különféle módszereket dolgoztak ki. A szélmérő módszerek azonban egy vonatkozásban egységesek. Igen pontos és bonyolult, földi, rádiólokációs berendezéseket követelnek.

A modern magassági szélmérés egyik módszere szerint a rakéta nagy mennyiségben néhány cm nagyságrendű, ún. dipol-tűket emel a magasba. A rakéta pályájának csúcsmagasságában robbanó szerkezetet a dipol-tűket kilövi a légterbe, ahol a dipol-tűk passzív visszaverő „dipol-felhőt” alkotnak, amely a lokátor képernyőjén láthatóvá, követhetővé válik. A dipol-felhő esése közben mintegy szétszóródik, ritkább és nagyobb kiterjedésű lesz. A követés a megnagyobbodott felhő középpontjának bemérése útján folytatható a felhősűrűség meghatározott értékéig, amely után le kell mondanunk a követésről.

A magassági szélmérés másik útja, amikor a rakéta passzív visszaverő felületet és kb. 5 méter átmérőjű ejtőernyőt szállít

a magasba. Ez a mérő rendszer általában már egyéb meteorológiai elem mérésére szolgáló mérőfejjel és telemetrikus adóberendezéssel is fel van szerelve. Maga a szonda a rakétapálya csúcspontjáról ejtőernyőn ereszkedve méri a meteorológiai elemeket. Előfordul, hogy a külön visszaverő felület alkalmazásának elkerülésére magát az ejtőernyőt vonják be fémcső réteggel.

A következő mérőmódszer sok esetben bizonyult igen hatásosnak. A rakéta egy üres léggömböt emel a magasba, amelyet a csúcsmagasságban kidob magából. A kidobás pillanatában a ballon a beleépített szerkezet segítségével felfújódik. A léggömb belsejében fémcső felülettel bevont reflektor (passzív visszaverő) helyezkedik el. Ez a mérőmódszer nemcsak a szél paramétereinek mérésére, hanem a levegő sűrűségének meghatározására is alkalmas [7].

Az ismertetett szélmérő módszerek kb. 60–80 km magasságig teszik lehetővé a levegő mozgási irányának és sebességének megbízható mérését.

## I R O D A L O M

- [1] Nagy, E.: Tíz év úrkutatás. Kossuth Könyvkiadó. Budapest, 1967. 126–130. old., 183–193. old.
- [2] Nikolet, M.: Aeronomija. Pervod sz anglijszkogo. Izdatyelsztvo „MIR”, Moszkva, 1964. 3–27. old.
- [3] Dzsoszson, F. Sz.: Okolozemnoe kozsmicszkoe prosztransztvo. Pervod sz anglijszkogo. Izdatyelsztvo „MIR”. Moszkva, 1966. 10–27. old.
- [4] Hvosztyikov, A. I.: Fizika ozonoszférü i ionoszférü. Izdatyelsztvo Akademii Nauk SZSZSZR. Moszkva, 1963. 433–492. old.
- [5] Alekszejev, P. P., Beszkadovszkij, E. A., Golüsev, G. I., Izakov, M. N., Kaszatkín, A. M., Kokin, G. A., Ljvsic, N. Sz., Maszanova, N. D., Svidlovskij, E. G.: Raketnüe iszszledovanyija atmoszférü. Meteorologija i Hidrologija, N°8, 1957, Moszkva. 3–13. old.
- [6] Gaigerov, Sz. Sz.: Aerologija poljarnüh rajonov. Gidrometeoizdat. Moszkva, 1964. 59–63. old.
- [7] Jenkins, K. R.: Empirical comparisons of meteorological rocket wind sensors. J. Appl. Meteor. Vol. 1. 1962, N° 2. 196–202. old.
- [8] Hromov, Sz. P.: A szinoptikus meteorológia alapjai. Akadémiai Könyvkiadó. Budapest, 1952. 168–175. old.

## Időjárési radar Budapest

*Weather Radar Observations at Budapest (Summary)* This is a description of the recently installed first meteorological radar equipment in this country, which is operating at the airport Budapest-Ferihegy. It is destined to the detection of heavy showers and thunderstorms, that is, the kinds of precipitation possessing the highest practical interest. It is suitable for the determination of the horizontal and vertical extensions of precipitation zones as well as of their relative intensities, and thus it is permitting a study of the structure of precipitation zones. In addition, by continuously executed observations, the direction and speed of translation of these zones are determined. The range of operation of the instrument, respectively the variations of this range are discussed. Finally the possibilities concerning the transmission of the data obtained are considered and the fields of application of information gained by radar are reviewed.

\*

A korszerű meteorológiai szolgálatok egyik fontos segítőeszköze az időjárési radar. Magyarországon 1968 szeptemberében kezdte meg — egyelőre még nem rendszeres — működését az első időjárési radar. Az NDK-ban gyártott BWR—X12 jelű berendezést a Ferihegyi repülőtéren állították fel. Fontosabb karakterisztikái a következők:

frekvencia (hullámhossz)	9375 ± 30 MHz (3,2 cm)
impulzus teljesítmény	~ 40 kW
impulzushossz	2 μ sec
impulzus ismétlődési frekvencia	210 Hz
polarizáció	lineáris, kör- körös
zajtényező	≤ 13 db
középfrekvencia	≤ 5 MHz
sáv szélesség	1 MHz
középfrekvenciás erősítés	0... 40 db
lineáris erősítés	
dinamikus diapazon	20 db
kézi és automatikus frek- vencia szabályozás	
paraboloid antenna mé- rete	4,5 × 1,5 m
sugárszélesség a függőle- ges síkban	1,7°

sugárszélesség a vízszin- tes síkban	0,65°
magassági szög változtat- ható	—2°, +20°
antenna fordulatszám	6 ford/min
PPI ernyő átmérő	300 mm

Ez, a viszonylag kis potenciálú időjárési radar a csapadékszónák, elsősorban a legnagyobb érdeklődésre igényt tartó intenzív záporok, zivatarok felderítésére alkalmas. A csapadékszónák PPI ernyőn láthatók, melyen az echók e zónák közelítőleg vízszintes síkra való vetületeiként jelennek meg.

A kisugárzott sugárnyalábnak a vízszintes síkra vetített szélessége és az impulzushossz a csapadékechók horizontális méreteinek pontos meghatározását teszik lehetővé. Az antenna magassági szögének a változtatásával felvilágosítást nyerhetünk a csapadékszónák magasságáról. Ez azt jelenti, hogy néhány, egymást követő mérésből a csapadékszónák térbeli elhelyezkedése is meghatározható a radar effektív hatósugarán belül. Mint-hogy az antenna függőleges karakterisztikája meglehetősen nagy, az utóbbi információt számszerűleg csak 100 km-es körzeten belül vehetjük figyelembe (abszolút hiba ≤ 1500 m), de sokkal nagyobb (300—400 km) távolságból érkező visszaverődések esetén is hasznos becsléseket tehetünk az echó tető-magasságára.

A meteorológiai célpontokról visszaérkezett elektromágneses hullámok energiájából meghatározhatjuk a csapadékszónák mm/ó-ban kifejezett intenzitását. Sajnos, a BWR-X12 időjárési radar csak relatív intenzitás meghatározást tesz lehetővé; az adó-vevő működésének állandó ellenőrzése és az erősítő kalibrálása nincs biztosítva. Az echók intenzitás szerinti szétválasztása több lépésben történik, a középfrekvenciás erősítés változtatásával. Az erősítés-szabályozás módot ad arra, hogy egy nagyobb kiterjedésű csapadékszóna szerkezetét részle-

tesen megvizsgáljuk a különböző erősítési fokozatokhoz tartozó küszöbértékek izovonalainak rögzítése révén. Sajnos, az intenzitásgradienseknek ezzel a módszerrel való megállapítása roppant fáradságos és nem végezhető el minden alkalommal egy rutin szolgálat keretein belül. Ennek a nehézségnek a leküzdésére szolgál az izochó berendezés, amely egyszerre két küszöbszint izovonalát jeleníti meg, s a csapadékszónakon belüli intenzívebb góccok meg nem világított fekete foltokként válnak láthatóvá. Ez a praktikus segédeszköz komoly segítség az operatív munkában a csapadékszónák legintenzívebb gócainak felderítésénél.

A BWR-X12 karakterisztikáinak nominál értékeiből számított legkisebb, az ernyőn indikálható jelintenzitás —96 dbm. Ez azt jelenti, hogy például 0,5 mm/ó intenzitású csapadékot már 200 km távolságból észlelhetünk, feltételezve a meteorológiai célt alkotó részecskék monodiszperz eloszlását, valamint azt, hogy a cél az impulzustérfogatot maradéktalanul kitölti, és az energia terjedését más, közbenső cél nem befolyásolja. A valóságban ennél, az ideális feltételek mellett kapott értéknél jóval kisebb távolságértékek jöhetnek csak szóba. Hogy konkrétan milyen értékek, annak a megállapítása későbbi feladat, melyre a tényleges megfigyelések feldolgozásából számított effektív hatósugár megállapítása után kerülhet sor. Valószínű, hogy a legintenzívebb és függőlegesen legfejlettebb csapadék-objektumok (záporok-zivatarok) megfigyelése lehetséges a legnagyobb távolságig, a réteges felhőzetből hulló esőtől szűkebb, a szitálást és havazást pedig még szűkebb térségben észleli a radar. Ez utóbbinál a felfedezhetőség határát nemcsak a havazást adó csapadékszóna viszonylag kicsiny függőleges kiterjedése, hanem a hókristályoknak a vízecseppekénél ötször kisebb visszaverődést előidéző elektromos sajátossága is csökkenti. Mivel a felhő-csapadék rendszerek intenzitása, függőleges felépítése a földrajzi-fizikai feltételek függvénye, ezért egyugyanazon időjárási radar effektív hatósugara éghajlati területenként

más és más lesz, azaz minden időjárási radarállomásra külön-külön kell megállapítani.

A folyamatosan végzett megfigyelések alapján a csapadékszónák áthelyeződése szinte kilométerről-kilométerre nyomon követhető az effektív hatósugáron belül. Az egymásutáni megfigyelések összehasonlításából megállapíthatjuk a zónák áthelyeződésének irányát, sebességét és intenzitásbeli változásukat, fejlődésüket, valamint a csapadékechók eloszlásából és formáiból a csapadékkeltő folyamatok jellegét.

Az echók területi eloszlását, relatív intenzitását, a csapadékszónák gócait, az echók magasságát, áthelyeződési irányát, sebességét és fejlődését kézi úton, gyűjtőtérképre vihetjük, melyek facsimilén továbbíthatók a felhasználókhöz. Facsimile adó-vevő hiányában kódzott formában továbbíthatók az adatok. Ez az utóbbi eljárás további munkát igényel, ugyanakkor a részletek bizonyos elvesztésével jár.

A BWR-X12 időjárási radarral végzett rendszeres megfigyelésektől komoly segítséget várhat a Repülésmeteorológiai Szolgálat, a Központi Előrejelző Osztály és a Balatoni Viharjelző Szolgálat.

A repülésmeteorológiai szolgálatban néhány alkalommal már eddig is meggyőződhattünk előnyeiről a repülőtéri előrejelzések, különösképpen a leszállási előrejelzések készítésénél. A várható csapadékhullás kezdete és megszűnése időpontjának, a csapadékintenzitástól függő látásromlás és felhőalap változás előrejelzésének minden bizonnyal hasznos, s a tapasztalatok szaporodtával nélkülözhetetlen eszközévé válik az időjárási radar. A záporos, zivataros időjárás helyzetekben a pilóták eligazításánál sem nélkülözhetjük a radartérképeket, melyek a tájékoztatást az eddigiekhez képest sokkal konkrétabbá teszik. Ez jellemzi majd a figyelmeztető veszélytáviratok (SIGMET) tartalmát is, s a radar adatok birtokában jelentős kooperáció alakulhat ki a repülésmeteorológiai szolgálat és a légiforgalmi irányító szolgálat között.

Az időjárási radar működése megkönnyíti és precízebbé teszi a Központi Előrejelző Osztály tájékoztatásait a csapadékhullásra, s az azt kísérő jelenségekre vonatkozólag, melyeket sokszor órák pontossággal igényelnek (pl. a szabadtéri színpadok, a vendéglátóipar, a közlekedés stb.). Elég csak arra utalnunk, hogy eddig az erre vonatkozó tájékoztatáshoz szükséges legközelebbi adatok — ha DNy, Ny felől várhattuk a változást — csak Siófokról és Győrből állottak rendelkezésünkre, márpedig a várt folyamat a közbeeső 100 km távolságon gyors és lényeges változáson mehet keresztül. Erről eddig nem értesülhettünk idejében, ami a lokális prognózisokat bizonytalanná tette. A jövőben a radar alkalmazásával talán olyan finomításokra is lehetőség nyílik, mint például annak eldöntése, hogy a következő órákban a főváros mely részeiben várható csapadék.

A Balatoni Viharjelző Szolgálat némileg esölkent mértékben részesülhet a Fehéregyhegyen elhelyezett berendezés nyújtotta előnyökből, mivel prognózis-területei a radar effektív hatósugarának közepe táján terül el. Reménykeltő azonban az az egy-két eset, amikor 300—360 km távolságból is észleltünk zivatarokat. Szerencsére a budai hegyek árnyékoló

hatása, mely egy nagyon keskeny szektorban (280—290°) érvényesül, a balatoni viharjelzés szempontjából kitüntetett DNy-i irányban a detektálást nem zavarja. Bizonyos, hogy a radar-információk jelentősen kiegészítik az URH telefonokkal felszerelt szinoptikus állomáshálózat és a viharjelentő hálózat információit.

Téves az az elképzelés, hogy az időjárási radar feleslegessé teszi a szinoptikus és viharjelentő hálózat létét. Már csak azért sem, mert az időjárási radar csak az időjárási jelenségek egy részének, a felhő-csapadék rendszerek megfigyelését teszi lehetővé. A radar-információknak sajátos, nélkülözhetetlen, de az egyéb időjárási megfigyelésekkel szorosan összefüggő szerepük van az időjárási folyamatok megítélésében.

Bár eddig csak az időjárási radar-megfigyelések operatív értékéről szólnunk, nem szabad megfeledkeznünk arról sem, hogy a mezo-léptékű és lokális folyamatok vizsgálatában, a felhő- és csapadékfizikában is fontos szerepe van a radar meteorológiának. Ezért az említett szakterületek hazai művelői is nyilvánvalóan hasznosítani fogják kutatásaikban a radarmérések eredményeit.

**Beszámoló a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1966. évi munkájáról.** Szerkesztette: *Zrínyi József*, 454 (B/5) oldal, 10 melléklet, számos fénykép, térkép, ábra és táblázat. Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest, 1968.

A kötet első fejezetében a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (VITUKI) igazgatója, *Stelzer Károly* tekinti át a vizgazdálkodási tudományos kutatás 15 esztendejét. Beszámolójából jól áttekinthetjük a VITUKI szervezési felépítését, valamint az 1955—1966. között végbe ment szervezeti változásokat ösztönző főbb eseményeket. Az Intézet szervezetének változása mellett áttekinti a kutatás módszereinek és hatékonyságának 15 évi változását is. Részletekbe menően foglalkozik a VITUKI nemzetközi szerepével, helyzetével, hazai és külföldi információs tevékenységével.

A 15 évről adott áttekintés tartalmazza a kutatók életkorának megoszlását, sőt a tudományos rendezvényeken, külföldi tanulmányutakon való részvételről, valamint az egy kutatóra jutó segédsemményzet arányáról is tájékozódhatunk. A számszerű adatok, grafikonok jó alapot szolgáltatnak a hidrológia és a meteorológia helyzetének összehasonlítására.

A második fejezetben került sor a VITUKI 1966. évi munkatervének vázlatos ismertetésére, illetve a záródó és a tovább folytatódó kutatások rövid összefoglalására. A lezárt témáknál majdnem minden esetben megtalálhatjuk a megjelenés módjára és helyére való utalást, s így a meteorológus is hozzáférhet az őt érdeklő kutatási eredményekhez.

A harmadik fejezet tartalmazza a tanulmányokat — számszerint 14 db-ot —, amelyek a hidrológiai adatgyűjtés, a hidrológiai előrejelzés és a hordalékszállítás kérdéseivel, a vízgazdálkodás problémáival, továbbá a hidraulikai és vízellátási kismintavizsgálatok eredményeivel foglalkoznak. E fejezet gazdag kutatási anyagának egy része a meteorológiai témákkal foglalkozók érdeklődésére is számot tarthat, ezért közülük négyet részletesebben is ismertetünk.

*Szilágyi József: A hidrológiai adatgyűjtés átfogó fejlesztési terve.* A dolgozat részletesen ismerteti azt a 70 szövegoldalas és min tgy 200 melléklet-oldalas (ábrák és táblázatok) tervtanulmányt, amit a felszíni vizek főosztályán készítettek. A tervtanulmány tartalmazza az országos és regionális hidrológiai adatgyűjtést érintő elvi kérdéseket, továbbá a fejlesztés kereteinek és megvalósítási feltételeinek körvonalait. A szerző válaszolja a hidrológiai adatgyűjtés jelenlegi helyzetét, fejlesztési elveit és a fejlesztés tervét. A bemutatott általános irányelvek helyesen tükrözik a vízgazdálkodás és a hidrológiai adatgyűjtés kapcsolatát, körültekintően foglalkozik a jelenlegi helyzetből és a várható fejlődésből adódó feladatokkal. A kidolgozott irányelvek viszont jó alapot szolgáltatnak a tényleges tervek elkészítéséhez és a vízügyi szolgáltatón kívüli szervek tárgybeli tevékenységének összehangolásához — állapította meg a tervtanulmány alapján a VITUKI Tudományos Tanácsa.

*Puskás Tamás — Karsai Henrik: A „Hydra” vízgazdálkodási és hidrológiai távmérő rendszer.* A dolgozatban bemutatott távmérő rendszer a területi vízgazdálkodási üzemirányítás és a területi hidrológiai kutatás információs feladatainak megoldását kívánja előmozdítani. E feladatok között említik a szerzők a kisebb vízfolyásokkal kapcsolatos árvédelmet, a belvízgazdálkodást, a duzzasztóművek és a tározók, a regionális ivó- és ipari vízművek, a csatornaművek és öntözőművek üzemirányítását, továbbá a hidrológiai tájjellemző és kísérleti területek adatgyűjtését. A távmérő berendezés kísérleti példányát a Rakaca-völgyben üzemeltetik, egyelőre a csapadék és a vízállás adatok továbbítására. A meteorológiai műszerekkel foglalkozó szakemberek nagy érdeklődéssel tanulmányozhatják a dolgozatot, annál is inkább, mert hasonló feladatok ellátására a Meteorológiai Intézetben is készült távmérő digitális műszer a hőmérséklet és a sugárzás mérésére.

*Kéni Zsolt és Kárpáti Radó Denise: Belvízi helyzetjelentések és előrejelzések módszere.* A dolgozat ismerteti az 1965-ig kialakult belvízi helyzetjelentés és előrejelzési rendszert, majd válaszolja a szerzők által kidolgozott tervezetet, külön a dekádonkénti és külön a havi jelentések új rendszerére. Végül foglalkozik az új rendszer elindításának kérdéseivel, valamint a tervezett továbbfejlesztéssel. A tanulmányban számos hidrometeorológiai problémával találkozunk (főleg a csapadék és az olvadás előrejelzése terén, továbbá a talaj nedvességekészletének kiszámítása vonalán), amelyek jövőbeli megoldása — nézetünk szerint — a hidrológusok és meteorológusok együttes erőfeszítése révén képzelhető el a leghatékonyabb formában, ezért e tanulmányra külön is felhívjuk a meteorológusok figyelmét.

A fent ismertetett, meteorológiai szempontból leginkább érdeklődésre számotartó tanulmányokon kívül még további tíz dolgozatot közöl a „Beszámoló” kötet, amelyek ismertetésétől — a meteorológiától távolabb eső témájuk miatt —, úgy érezzük, eltekinthetünk e helyen.

A sokrétű kutatási eredményeket és fejlesztési tervek tartalmazó „Beszámoló” áttekinthetősége a kötet szerkesztőjének, szép külső kivitele és kitűnő nyomdai kiállításáé pedig a Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda sokszorosító üzemének gondos munkájára utal.

Antal Emánuel

**Agrobotanika.** Az Országos Agrobotanikai Intézet közleményei VIII—IX. kötet. Orsz. Agrobotanikai Intézet, Tápiószele, 1968. VIII. kötet, 143 B/5 oldal. 35 ábra, 19 táblázat. IX. kötet, 185 B/5 oldal. 54 ábra, 36 táblázat.

Az *Agrobotanika* VIII. kötete az Országos Agrobotanikai Intézet kutatóinak az 1966-ban, a IX. kötet az 1967. évben elkészült tanulmányait tartalmazza.

Mindkét kötetben *Jánossy Andor* igazgató ad áttekintést a tudományos osztályok legfontosabb feladatairól a 1966. és 1967. években. A kutatótevékenység középpontjában a nemesített növény-alapanyag fenntartása, annak vizsgálata, a saját nemesítésű fajták javítása s végül elit vetőmag előállításáé állt.

E feladatokat részletezve említi fel a fajtagyűjtemény fenntartó munkát, a növénykörtani, élettani és biokémiai kutatások eredményeit s végül a botanikai osztály növényrendszertani és ökológiai vizsgálatait. Megemlíti, hogy agrometeorológus kutatók érdeklődését ez utóbbi említett ökológiai vizsgálatok eredményei keltik fel, miután az ökológiai tényezők sorában a meteorológiai tényezők első helyen állanak.

A beszámolók sorát mindkét kötetben Tápiószele időjárásának leírása vezeti be az 1965/66 illetve az 1966/77 gazdasági évekre vonatkozóan. Az időjárás áttekintésekben *Lun László* rövid szöveges összefoglalóban és az azt kiegészítő táblázatokban tájékoztat a kutatás évének meteorológiai viszonyairól. Az 1965/66-os gazdasági évről a főbb meteorológia elemek középértékeit, illetve összegeit, valamint azok eltéréseit közli Tápiószele 50 évi átlagaitól. A következő gazdasági évre vonatkozóan (1966/67) az adatközlés már csökken, miután az eltérések a sokévi átlagoktól már nem szerepelnek. Ismerve a korábbi kötetek időjárás áttekintéseit is megállapítható, hogy a kísérleti időszak időjárását tartalmazó közlemények egyre rövidebbek lesznek és azok szerkezete sem egységes. Meg kellene határozni azt az optimális terjedelmű, szerkezetű és tartalmi szöveges értékelést, illetve számszerű adatközlést, amely tartalmazza a szükséges információkat, továbbá lehetővé teszi egy hosszabb időszakra vonatkozóan a meteorológiai elemek egybevetését és az időjárás általános alakulásának összehasonlítását.

„Kültúrnövényfajták klimatikus jellegének és igényeinek ökológiai felvétele” e tanulmányában *Mándy György* bemutatja az általa kidolgozott ökológiai felvételi módszert. Ez tulajdonképpen egy összetett felvételezési rendszer, amely fenoökológiai, fitometriai, valamint alaktani és termésmérem részekből áll. A növényállomány egyes fenológiai fázisainak egyedi időbeli szórása — az „individuális amplitúdó”, — a hetenként végzett növénymagasság mérések, valamint a vegetatív és generatív növényi részek mérete, súlya, s végül a termés beltartalmára vonatkozó adatok együttesen, lehetőséget nyújtanak a vizsgált növényfajták ökológiai jellegének meghatározására. További lehetőség az ökológiai tényezőknek az állomány genetikai összetételére gyakorolt hatásának felmérése. Ami a növényfejlődés ütemének, a termés mennyiségének és minőségének az egyes időjárás elemekkel fennálló kapcsolatát illeti, e felvételi módszer a minőségi összefüggéseket részesei előnyben.

További két tanulmányban *Mándy* az 1962 és 1963-ban hazai és külföldi őszi rozsfajták valamint 1962—65 években hazai és külföldi nemesítési őszi árpafajták vizsgálatának eredményeiről számol be a fenoökológiai felvételi adatok értékelése alapján.

*Mesch József* a 60-nál több országból származó búzafajtagyűjtemény összetételét ismerteti, majd részletesen taglalja azokat a vizsgálati eredményeket, amelyeket a fajták azonosítása és azok biológiai tulajdonságainak meghatározása során ért el. Válogatott búzafajták vizsgálata különböző klímavidékeken is folyt — Magyarország területén, továbbá Csehszlovákiában és a Német Demokratikus Köztársaságban — a termés mennyiségek és azok jellemzőinek meghatározása céljából.

„Magyar kukorica tájfajták beltenyésztett vonalainak értékelése” e dolgozatában *Székács Gabriella* kukorica tájfajták gazdasági tulajdonságaira (szárzilárdság, tenyészidő, termőképesség) vonatkozó vizsgálatainak eredményeit mutatja be. *Bányai László* két eltérő időjárás évben — 1966 és 1967-ben — cukor- és szemes cirok fajták alaktani és fenológiai tulajdonságait figyelte meg. Ezek alapján részletesen leírja a cirok egyes fenológiai fázisait és megállapítja, hogy a cirok buga-hányásához meghatározott hőmérsékleti összeg szükséges, amelynek értéke a fajtára jellemző.

*Papp Erzsébet* két évben (1966, 1967) 20 lencsefajta alaktani viszonyait tanulmányozta és ennek alapján rendszertani szempontból három fajtát különböztet meg, részletesen jellemezve azokat. Következő dolgozatában lencsefajták csírázási vizsgálatainak eredményeit foglalja össze, amelyben megadja a csírázás hőmérsékletének kardinális pontjait. Ezen az alapon különböző alakcsoportokat és azok jellemző eltéréseit sikerült kimutatnia.

Az Országos Agrobotikai Intézet kutatási tervében jelentős helyet foglalnak el pillangós, takarmánynövényeink, a lucerna és a vöröshere fajtagyűjteményeinek vizsgálata. Ennek keretében *Sulyok István* 1967-ben végzett lucerna vetésidő kísérleteiről tájékoztat. Behatóan elemzi a lucerna kelésének kapcsolatát a középhőmérséklettel és a 2 cm-es szint talajhőmérsékletével. Megállapítja, hogy a lucerna kelésének optimális hőmérséklete 12 C°, továbbá kimutatja, hogy a 2 cm-es szint talajhőmérséklete alapján meghatározható a kelés gyorsasága is. Lucernafajták tavaszi kihajtását 6 éven keresztül vizsgálva kimutatja, hogy korai kihajtás akkor várható, ha a téli félévben legalább 110 a 0 C°-nál magasabb középhőmérsékletű napok száma. 40 fagypon alatti nap a kihajtásra nem hátrányos, ha kevés a szélsőségesen hideg nap. A kihajtás koraisága és az állomány kora között összefüggést nem talált.

*Sulyok István* és *Szabó László* lucerna, vöröshere és alexandriai here csírázás élettani vizsgálataik során különböző sóoldatok — azok koncentrációja, tartama — valamint a hőmérséklet hatását vizsgálták a csírázási viszonyokra. Az optimális csírázási hőmérsékletet 25 C°-ban állapították meg. E témakörbe tartozik *Holly László* dolgozata is, amelyben a szerző a vöröshere mozaikbetegségét okozó vírusok meghatározását tűzi ki célul.

Három tanulmány foglalkozik a paradicsom fajtagyűjtemény vizsgálati eredményeinek elemzésével. *Koch Béla* 1965-ig, 5 éven át gyűjtött fenológiai, alaktani és fitometriai megfigyelési adatokat dolgozott fel 207 paradicsomfajtára vonatkozóan. Az egyes fajtatulajdonságokat osztályba sorolta és azokat kódszámokkal jelölte meg. A szerző jelzi, hogy ez a munka tovább folyik és a tervek szerint 600 paradicsomfajta kódolt leírása készül majd el. *Lun László* előzetes közleményében beszámol arról, hogy 1964-ben a 600 fajtát magában foglaló paradicsom fajtagyűjteményben 0,5—1%-ban hímsteril egyedeket talált. Az ezekről vágott dugványokat üvegházban nevelve, az új növények virágzataiban ismét hímnős virágokat találtak, amelyek saját virágpruuktól megporzódba bogycákat is érleltek. A hímsteril töveket eddig keresztezésekre használták fel és e jelenség okainak feltárására további vizsgálatokat vettek tervbe. *Paál Huba* néhány paradicsomfajta borszővetének mikroszkópos vizsgálatát végezte el azzal az előzetes feltételezéssel, hogy az érett bogycóvetének borszővetének sejt nagysága, annak vastagsága és a sejtfallal vastagodottsága az egyes fajták jellemző bélyege lehet.

*Paál Huba* és *Szabó László* közös tanulmányukban a klór-kolinklorid (CCC) hatását elemzik a búza szárának szöveti szerkezetére. Megállapítják, hogy a szalmazsilrádságot fokozó CCC hatékonyságát döntő mértékben befolyásolja az időjárás. Az időjárási elemek közül a tenyészidőszak hőmérsékletét (középhőmérséklet, hőmérsékleti összeg) és a csapadékot (összeg) említik meg. A CCC hatás és az említett időjárási elemek összefüggése azonban nem meggyőző, ha csak az idézett tanulmány nem mondja többet a szerzők itt közölt eredményeinél. A lucerna nemesisítésnek fontos módszere az anyatövek vegetatív szaporítása. *Sulyok István*, *Paál Huba* és *Szabó László* szerzők azt vizsgálták, hogy a lucerna vegetatív szaporításakor milyen mértékben serkenthető a gyökérszaporítás fitohormonokkal.

Az emberi táplálékul és az állatok takarmányozására felhasznált növények egyike sem tartalmazza az összes szükséges aminosavakat, s ez a hiány az élő szervezet fehérjeállításában zavart okoz. *Koch Béla*, *Kota Marian* és *M. Horváth Ilona* 18 növényfaj leveleinek eszenciális aminosav termelését vizsgálták, majd ezeket összehasonlították 11 — elsősorban abraktakarmányok — aminosav-tartalmával. Vizsgálatuk eredményeképpen megállapították, hogy a legnagyobb eszenciális aminosav-termelés a cirok zöldtermésében érhető el. Az állattenyésztés fejlesztését meghatározó fehérjebázis megteremtése érdekében a szerzők szükségesnek tartották néhány újabb, takarmányozásra eddig még nem használt növény bekapcsolását e kutatások körébe. Ezt meg is tették és következő tanulmányukban már 11 termesztett és néhány természetesben nem levő takarmányértékű növény fehérje- és aminosav tartalmára vonatkozó vizsgálataik eredményeiről számolnak be.

*Mándy György* paradicsombogyók szervessav tartalmát vizsgálva kimutatja, hogy az nem csak az érési időszak időjárásától függ, hanem a szervessav tartalom az egész tenyészidőszak időjárásának függvénye. Meleg, szárazabb jellegű évjárásban (1966) jóval nagyobb volt a citromsav tartalom (még almasav is kimutatható volt) mint a megelőző hűvös-nedves évjárásban.

*Koch Béla*, *Pintácsi Margit* és *Gy. Szabó Anna* dolgozatukban néhány csucsor-faj glukokalkoloid tartalmára vonatkozó vizsgálatuk eredményeiről számolnak be. E növényfajok hatóanyag-tartalma a hazai gyógyszergyártás (vitamin- és hormonkészítmények) fontos alapanyaga. Ezért különleges érdeket fűződik a hazai termesztésre alkalmas, magas hatóanyag-tartalmú fajták kinemesítéséhez. A szerzők bemutatott kutatási eredményei e törekvéshez nyújtanak értékes segítséget.

Befejezésül említjük meg *Szabó László* dolgozatát, amelyben a szerző a farmosi szikések jellegzetes alföldi (sziki-, homoki- illetve moesári) vegetációját elemzi, külön kiemelve a Tarló here egy alfaját (*Trifolium arvense* ssp. *gracile* Thuill), amelynek eddig biztos hazai előfordulási adata nem volt.

Az *Agrobotanika* két kötetében közölt dolgozatoknak a szöveg közötti ábrák és táblázatok fontos kiegészítői, és azok nagymértékben hozzájárulnak a bemutatott kutatási eredmények meg-

ismertetéséhez. Az ábrák és táblázatok magyarázó szövegeinek, valamint a tanulmányok összefoglalóinak orosz és angol nyelvű közlése — s nem kevésbé a kötetek színvonalas kiállítása — biztosítja azt, hogy az *Agrobotanika* a nemzetközi szakfolyóiratok sorában is elfoglalja méltó helyét.

A tanulmányok tartalmi részére térve megállapítható, hogy növénynevelés, botanikus és növényélettanos szakembereken kívül agrometeorológusok is használnak tanulmányozzák az *Agrobotanika* két ismertettét kötetében közölt dolgozatokat, különös tekintettel a növényfejlődés-időjárás összefüggéseket elemző kutatási eredményekre. A növényfejlődés bizonyos fázisainak optimális hőmérsékleti küszöbértékeire vonatkozó vizsgálati eredmények az agroklimatológiai kutatások számára fontos támpontokat jelentenek.

A bemutatott dolgozatok áttanulmányozása alapján megállapítható, hogy a különböző növények fajtagyűjteményeinek vizsgálata során igen sok minőségi és mennyiségi tulajdonság kerül felvételezésre, több éven keresztül. A biológiai megfigyelésekkel párhuzamosan meteorológiai megfigyelések is folynak, s ennek következtében az időjárás és a termés mennyiségének és minőségének kapcsolatára, az időjárás-hatóanyag-tartalom összefüggésére vagy egyes vegyszerek élettani hatásának időjárási függésére vonatkozóan is születnek kutatási eredmények. Az említett összefüggések realitásának, azok szorosságának megítélésére matematikai-statisztikai módszerek nyújtanak lehetőséget, ezért azok nagyobb mértékű alkalmazása kívánatos a fajtagyűjtemények felvételi adatainak elemzése során is.

Stakály József

SNEYERS, R.: *Les Propriétés statistiques de L'enneigement du sol en Belgique* (A hó-takaró statisztikai jellemzői Belgiumban.). Institut Royal Météorologique de Belgique. Publications, Série A, N° 63. 34 oldal, 3 ábrával és 21 táblázattal. Bruxelles, 1967.

Belgium hóviszonyait a szerző hat statisztikai jellemző — az első és az utolsó hótakarós nap, a hótakarós időszak tartama, a hótakarós napok száma, az a leghosszabb időtartam, amelyen át megszakítás nélkül volt hótakaró, s végül a hótakaró maximális vastagsága — alapján tárgyalja.

Az első, bevezető fejezet összefoglalja a szerző korábbi, az adott témát érintő tanulmányait, s megjelöli a mű célját. E szerint a hótakaró maximális vastagságával foglalkozó dolgozatát kiegészítve, regionális állomások és centrális állomás közötti korrelációs kapcsolatokat alapján, statisztikai összefüggéseket állapít meg a többi hó-jellemzőmre is.

A második fejezet a hótakarós napok számának és a megszakítás nélküli hótakarós időszak maximális tartamának eloszlásfüggvényeivel foglalkozik, Uccle-i megfigyelések alapján. E két elem eloszlásfüggvényei transzformációval tehetők normál-eloszláshoz hasonlóvá. A szerző kimutatja, hogy egy alkalmasan megválasztott  $k$  konstans segítségével ( $k = 10$ ) a logaritmikusan transzformáció az adott célra felhasználható, valamint azt is, hogy bár az  $N = 0$  esetben (hótakaró hiánya) a transzformált valószínűség észrevehetően eltér a ténylegestől, ez az eltérés nem szignifikáns a nagy szórás miatt. Így a továbbiakban az ebben a fejezetben meghatározott transzformált eloszlási függvényeket (logaritmikusan normál eloszlást) használja fel a két statisztikai elem jellemzésére.

A belgiumi hóviszonyok karakterisztikáit a harmadik fejezetben tárgyalja részletesen. E jellemzők: az első és az utolsó hótakarós nap dátuma, a hótakarós időszak tartama, a hótakarós napok száma és a hótakaró maximális megmaradása (azon napok maximális száma, amelyen át megszakítás nélkül jegyeztek fel hótakarót). A vizsgálat alapanyagát, 14 belgiumi állomás, (13 repülőter) és Uccle hóadatait a függelék 1—4. táblázata tartalmazza, az állomások elhelyezkedését pedig térképen mutatja be a szerző. A továbbiakban megadja az Uccle-i alapállomás és a regionális állomások közötti korrelációs együttható varianciájának összefüggését az Uccle-i állomástól mért távolság függvényében.

A felhasznált állomások közül a legközelebbi 17., a legtávolabbi 129 km-re fekszik Uccle-től. 13 állomás adatai alapján lineáris kapcsolat állapítható meg a korrelációs együttható változására az alapállomástól mért távolság függvényében. A becslés hibája a 0,05-ös szignifikancia szinten  $X^2$  próba alkalmazásával csak az egyik elem esetében volt szignifikánsan jelentékeny, így a linearitás hipotézise fenntartható. Az 50%-os korrelációs együtthatót kritikusnak véve az egyes elemekre kritikus távolságok állapíthatók meg, ezek értéke 110, 116, 417 és 336 km-nek adódott. Különösen jó lineáris kapcsolatot talált a szerző a korrelációs együttható változására a tengerszint feletti magasság függvényében. Ez lehetőséget nyújtott arra, hogy megadja a hőjellemzők kvantiliseinek a magasság szerinti változását, amely egész Belgium területére érvényesnek tekinthető. Ezeket az adatokat tartalmazza a függelék 5—16. táblázata, 0—700 m tengerszint feletti magasságra, 50 m-es szintenként.

A dolgozat nem törekszik az adott témában teljességre, hanem kiegészíti és elmélyíti mindazokat az ismereteket, amelyeket e témában a szerző korábbi tanulmányaiban már közölt.

Koflanovits Erika

Mint általában a meteorológiában, így a légköri folyamatok és az éghajlat tanulmányozásában is, a vizsgálati módszerek és a nyert eredmények tekintetében egyaránt, olyan mértékű a fejlődés az utóbbi 10—15 évben, hogy napjainkban az oktatási módszerek és a régebben megírt tankönyvek újraértékelése, illetve bővítése vált szükségessé. A szakemberek túljutottak azon a hagyományos nézeten, hogy a klimatológia egyszerű „könyvelés”, s egyre inkább az éghajlati különbségeket létrehozó alapvető mechanizmusok vizsgálatára térnek ki. Ennek ellenére a szinoptikus és a dinamikus klimatológia területéről átfogó, oktatási célra is alkalmas tankönyv még nem látott napvilágot.

Szerzők célja ennek a hiánynak a pótlása, s könyvük nem csupán a meteorológia, hanem az agrár, a hidrológia, az ekológia, a geográfia diszciplínák hallgatói számára is értékes anyagként szolgál. Egyáltalán mindazok, akik a légkör illetve a légköri folyamatok tanulmányozásában érdekeltek, alapvető tájékoztatást nyernek a korszerű elméletekről ebben a könyvben. Tekintettel arra, hogy némez kérdés tárgyalásában szerzők az egyetemi oktatási szintet meghaladják, művük képzett szakemberek érdeklődésére is számot tart. Regionális éghajlatosztályozásra világméretben nem történt kísérlet, de az időjárási és éghajlati rendszerek vizsgálatával az északi félteke közepes szélességein és a trópusokon, megadják azt a sémát, amelynek alapján az elméletek és elképzelések önálló alkalmazására más körzetekben is lehetőség van.

Az első három fejezet a légkör természetével foglalkozik, annak energiaháztartásával, vízmérlegével és mozgásával, a következő címek alatt: I. Légköri energia, II. Légnedvesség, III. Légáramlás. A IV. fejezet, „Légtömegek, frontok és depressziók”, a címben foglaltakon kívül röviden az előrejelzésre is kitér, nevezetesen a hagyományos, a numerikus és a hosszútávú előrejelzést tárgyalja.

Az északi félteke mérsékelt szélességeinek és a trópusoknak az időjárásával és éghajlati rendszerével foglalkozik az V. és a VI. fejezet. A könyv a város és erdő éghajlatmódosító hatásával (VII. fejezet), valamint az éghajlat lényeges időbeli változékonyságának vizsgálatával fejeződik be.

Az I. függelékben az olvasó megtalálja a fontosabb éghajlat-osztályozási rendszereket, tájékoztató célból.

Szerzők megjegyzik, hogy a megkülönböztetés időjárás és éghajlat között önkényes. Általában beszélünk egy terület éghajlatáról valamely adott időintervallum adatainak alapján, de lényegében minden egyes meteorológiai elem folytonosan változik időben és térben. A könyv filozófiáját a következő megállapítás fejezi ki a legjobban: az éghajlat igazán csak a légköri mechanizmusok ismeretében érthető meg.

*Tóth Erzsébet*

V. A. BARBŪSEV—G. N. KRŪLOV: *Контроль ориентации метеорологических спутников (A meteorológiai mesterséges holdak irányításának szabályozása)*. Leningrád, 1968. Hidrometeorológiai eszközök Izdatelsztvo, 210 old., 56 ábra, 15×22 cm, kötve.

Ismeretes, hogy a régebbi rendszerű meteorológiai mesterséges holdak gyakorlati felhasználását nagymértékben megnehezítette az, hogy a mesterséges holdak televíziós felvevő kamrái és sugárzási műszerei csak a hold keringésének bizonyos időszaka alatt néztek a Föld felé, ezért a keringési idő nagy része a végzendő észlelések szempontjából kárba ment. Az újabb meteorológiai rendeltetésű mesterséges holdakon azonban már olyan irányításszabályozó berendezések működnek, amelyek biztosítják, hogy az észlelés megszakítás nélkül folyhasson a mesterséges hold minden egyes keringésének egész tartama alatt. Az előttünk fekvő munka gazdag képanyaggal és igen nagyszabású matematikai apparátus alkalmazása mellett ismerteti ezeket a berendezéseket.

A munka három nagy fejezetre oszlik. Az első fejezet azokat a szabályozó erőtereket írja le, amelyeken a mesterséges holdak irányítása alapszik. A 2. fejezet az irány szabályozó adóberendezéseket és a szabályozási rendszereket ismerteti. A 3. fejezet a szabályozó rendszerből kapott információk feldolgozásának módszereit tárgyalja.

A munkát igen értékes irodalmi jegyzék zárja le, amely 95 szovjet és külföldi közleményt foglal magában.

*Aujesky László*

## A MŰHOLDAK FÖLDI BERENDEZÉSEIVEL FOGLALKOZÓ MUNKACSOPORT ÜLÉSE

A meteorológiai mesterséges holdak földi vevőberendezéseinek fejlesztésével foglalkozó munkacsoport 1969. I. 27—30 között Potsdamban tartotta második ülését. Az érdeklődésre jellemző, hogy a konferencián a vendéglátókkal együtt 8 szocialista ország képviselői vettek részt.

Az értekezlet feladata az volt, hogy — a tavaly Moszkvában tartott hasonló témájú ülés ajánlásainak megfelelően — előkészítse a meteorológiai mesterséges holdak földi vevőberendezéseinek gyártását. A Szovjetunió 1970-ben tervezi *APT rendszerű* (= automatikus képtovábbítással ellátott) meteorológiai műholdak fellövését. (Mint ismeretes, a KOZMOSZ sorozat tagjai eddig csak földi parancsra sugározta felhőképeiket s így azok vétele csak szovjet területen lehetséges.) Az új típusú műhold fejlesztésével egyidőben megindult a földi berendezések szerkesztése is, méghozzá nemzetközi kooperációban, ezzel is biztosítva az egyszerű, viszonylag olcsó, könnyen szállítható és felszerelhető vevőállomás kialakítását. Az új típusú szovjet műholdak — amelyek képfelbontása jobbnak ígérkezik, mint a jelenleg keringő ESSA holdaké — nemcsak regionális és nemzeti központok, hanem kisebb előrejelző egységek, repülőterek, főiskolák és hajók számára is jóminőségű felhőképeket biztosítanak majd.

A delegátusok részletesen megvitaták az egyes országokban gyártott (vagy házilag készített) berendezések technikai jellemzőit — antenna, előerősítő, vevő, képrajzoló, magnetofon stb. — majd kiválasztották ezek közül a legmegfelelőbbet.

Magyarország az antennaerősítő tranzisztoros változatának elkészítését vállalta, tekintettel az e téren végzett eredményes kísérletekre és híradástechnikai iparunk fejlettségére.

A konferencia résztvevői működés közben megtekintették a potsdami műholdvevő állomást és érdeklődéssel tanulmányozták a lyukszalagos programmal vezérelt antennát.

*Mezősi M.*

## ÉVI BESZÁMOLÓ ÉS KLUBDÉLUTÁN AZ MMT-BEN

A Magyar Meteorológiai Társaság jól sikerült klubdélután keretén belül, 1969. január 30-án tartotta meg évi beszámolóját a Technika Házában.

*Dési Frigyes* elnöki megnyitója után *Szakály József* főtitkár ismertette a Társaság 1968. évi tevékenységét. Jelentésében utalt arra, hogy az elmúlt évben a fő cél a hazai és a külföldi meteorológiai kutatások eredményeinek széles körben történő ismertetése volt. Ennek megvalósítása érdekében előadói üléseket, vitauléseket, ankétokat rendezett a Társaság, amelyen meteorológusok és a rokon-tudományok szakembere ismertették kutatási eredményeiket, illetve vitattak meg olyan kérdéseket, amelyek csak közös erőfeszítéssel voltak eredményesen megoldhatók.

„Az új gazdasági mechanizmus” e. anketon kerültek megvitatásra az új gazdaságirányítási rendszer szakterületünkön történő bevezetésével kapcsolatos problémák. Hangsúlyozta, hogy itt már az első tájékozódások arra utaltak, hogy elsősorban az ipar és a mezőgazdaság igényel olyan új szolgáltatásokat a meteorológusoktól, amelyeket csak külön feldolgozó munkával, esetleg kutatómunkával, vagy speciális mérések meghatározott ideig történő végzésével lehet biztosítani.

A Társaság nagyobb rendezvényei közül első helyen Magyaróváron lezajlott Vándorgyűlést kell megemlíteni. A tudományos előadások, amelyek központjában a Kis-Alföld öntözési és agrometeorológiai kérdései állottak, a szakemberek körében élénk érdeklődést keltenek és több vitás kérdésre adtak választ. A Vándorgyűlés keretében L. I. Szakali, a Mat. Fiz. Tud. kandidátusa, az Ukrán Hidrometeorológiai Szolgálat Agrometeorológiai Osztályának vezetője előadásban számolt be az intézetünkben folyó agrometeorológiai kutatásokról. A csehszlovák és szlovák előadók távolmaradása miatt a tervezettnél kevesebb előadás hangzott el, de megállapítható, hogy a Vándorgyűlés így is sikeres volt. Ebben igen nagy része volt a vendéglátó Agrártudományi Fő-

iskola vezetőségének is, s közöttük is *BacsKay Sándor* docensnek.

A Magyar Meteorológiai Társaság az Országos Meteorológiai Intézzel közösen rendezte meg a „Statisztikai mezők szerkezete” c. szimpóziumot, amelyen a hazai előadók mellett eschszlovák, jugoszláv, román és szovjet szakemberek is résztvettek. A szakülések iránti nagy érdeklődés a siker bizonyítéka volt. *Gandin* szovjet professor elismerő szavai azt igazolták, hogy kutatóink a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének vizsgálata terén jelentős, és nemzetközi szinten is értékelhető eredményeket értek el.

A Meteorológiai Világnapról ünnepi ülés keretében emlékezett meg a Társaság.

Mint meghívott külföldi vendég, *Koncek* prof. a cseh-szlovák és szlovák Meteorológiai Társaság elnöke „A hőmérséklet szekuláris ingadozásai Közép-Európában” címen, valamint *Black* prof. az edinburghi egyetem tanára „A sugárzási klimatológia néhány kérdése” címen tartott igen értékes előadást.

A társasági előadások sorából kiemelkedett „Az időjárás-kutatás időszerű kérdései” c. sorozat, amelynek első előadását *Bodolai István* és *Bodolainé Jakus Emma* tartotta meg.

A Társaság szakosztályai közül elsősorban az Agrometeorológiai Szakosztály tevékenysége volt igen eredményes. Előadássorozatuk első része iránt elsősorban a mezőgazdasági kutatók részéről nyilvánult meg érdeklődés.

Az Orvosmeteorológiai Szakosztály a Balneoklimatológiai Egyesülettel közös rendezésben tartott előadást, amelynek napirendjén az ipari balesetek előrejelzésének meteorológiai vonatkozásai szerepeltek.

A Repülésmeteorológiai Szakosztály rendezésében egy radarmeteorológiai tanulmányútról hangzott el beszámoló. A Szegeci Szakosztály két alkalommal meteorológiai tárgyú szakdolgozat házi vitáját rendezte meg.

A Társaság vezető szervei az év folyamán rendszeresen tartottak üléseket és tevékenységükkel biztosították a Társaság folyamatos munkáját.

A főtítkár beszámolójában ismertette mindazokat a kapcsolatokat, amelyek lehetővé tették, hogy a tudomány szélesebb területeit érintő témák megvitatásánál a meteorológusokon kívül az érintett szakterületek kutatói is aktívan részt vegyenek.

Nemzetközi kapcsolataink elsősorban a szocialista országokban működő meteorológiai társaságokkal erősödtek. Külföldi kiküldetés keretében a Szovjetunióban tartott légszennyeződési tanácskozáson *Popovičné Gubola Mária* vett részt.

A továbbiakban a taglétszám alakulásáról számolt be a főtítkár. Kegyelettel emlékezett meg a Társaság elmúlt évben elhunyt lelkes tagjairól: *Kéz Andor* professzorról, *Goll Györgyről* és *Sauer Jenő*ről. A Társaság teljes taglétszáma 449 fő. Az év folyamán 9 új tagot vettek

fel. A rendezvények, ankétok látogatottsága átlagosan 48 fő volt, míg a szakosztályi ülések általában 20—25 fő vett részt.

Befejezésül a főtítkár köszönetet mondott azon tagtársaknak, akik az év folyamán tudományos és társadalmi munkájukkal elősegítették a MMT terveinek megvalósítását. A jelenlevők a beszámolót egyhangúlag elfogadták.

A Társaság — a választmány előterjesztésének megfelelően — éghajlatkutató állomáson társadalmi, valamint főhivatású meteorológiai megfigyelőként 15 évet meghaladó, a csapadékmérő állomáson pedig 25 évet meghaladó időn át kifejtett észlelői tevékenységükért összesen 23-an kapták meg a Steiner Lajos emléklapot.

A következőkben került sor a szakirodalmi pályázat elbírálására felkért bizottság jelentésére. A pályázatra két dolgozat érkezett be, „A tropopauza magasságának változásai” és „Szentendre város és körzetének időjárás viszonyai” címmel. A pályamunkákat a bíráló bizottság tartalmilag nem találta kielégítőnek, így a szakirodalmi pályadíjat, a bíráló bizottság javaslata alapján, ez évben nem adták ki.

Az 1968-ban meghirdetett fotópályázatra 6 pályázó 26 fényképet küldött be. A pályázati felhívás az elmúlt évekhez viszonyítva gyengébb eredményt hozott, így a bíráló bizottság a 800 Ft-os első díjat nem adta ki. Az 500 Ft-os második díjat *Végh Elek* „Tuskó” jelégre beküldött képei kapták. A 200 Ft-os harmadik díjat az „Áprilisi hó” c. képeért *Hille Alfréd* nek ítélte oda a bizottság. *Schustek Jenő* né „Napfogyatkozás” és „Éjjeli vihar” című sorozatai a pályázat feltételeinek nem tettek eleget, de a nagy gondnal elkészített képeket a Társaság jutalomban részesítette.

Befejezésül *Dési Frigyes* elnök bejelentette, hogy a MMT Elnöksége az 1968. évben végzett kiemelkedő társasági munka elismeréseként *BacsKay Sándor* egyetemi docent a Mosonmagyaróvári Vándorgyűlés szervezése és lebonyolítása terén kifejtett munkájáért, *Koppány Györgyöt* eredményes társasági munkájáért, *Varga H. Zoltán* szakosztályi titkár az agrometeorológiai szakosztályban végzett munkájáért, *Kiss Lajosné* gazdasági ügyintézőt aktív tevékenységéért és *Mátray Árpádot* a Vándorgyűlés során kifejtett szervező munkájáért jutalomban részesíti.

A Társaság ülése után *Czelnai Rudolf* igazgató h. tartotta meg élménybeszámolóját egy éves afrikai úttjáról. „A Viktória, Kyoga és Albert tó vízgyűjtő területeinek hidrológiai felmérése” elnevezésű tanulmányterű, kb. 5 évig tartó programban vett részt mint WMO szakértő. Ennek a vizsgálatnak a célja a Felső-Nílus vízmérlegének tanulmányozása volt a Nílus szabályozásának érdekében.

Feladatai közé tartozott a meglévő klimatológiai és meteorológiai észlelőhálózat felülvizsgálata, fejlesztése és további állomások felállítására a tavak vízmérlegének tanulmányozása céljából, a szakbizottság kiképzése,

munkamódszerek kidolgozása az adatok analízisére és kiértékelésére stb.

Fáradságos és sok tekintetben veszélyes munkája során bejárta a fent említett vízgyűjtő területet, megismerve annak természeti szépségeit, állat, növény és madárvilágát. A jelenlevők az előadó színes beszámolója, valamint a szebbnél szebb vetített képek alapján kis ízelítőt kaptak a számukra oly egzotikus és ismeretlen világgrészről.

Ismerve *Czelnai Rudolf* szakismeretét, szervezőképességét, kutatási adottságait, biztosak lehetünk benne, hogy lelkes munkája nagy mértékben hozzájárult a Magyar Meteorológiai Szolgálat külföldi jó hírnevének öregbítéséhez.

Lépp I.

\*

## ANKÉT A FÖLD ANYAG- ÉS ENERGIA-ÁRAMLÁSÁIRÓL

A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya „A Föld anyag- és energia áramlásai és ezek szerepe a Pannon medencében” címmel 1969. február 20—22 között ankétot rendezett. Az ankét célja az volt, hogy az osztály keretében tartozó társtudományok művelői kölcsönösen tájékozottakk egymás szakterületük jelenlegi helyzetéről, problémáiról és a legújabb eredményeiről. Továbbá, az ankét létrehozásában a rendezőket olyan gondolat is vezérelte, hogy felszínre hozzák azokat a közös problémákat, amelyek megoldására kívánatos volna az együttműködés kialakítása.

Az ankét programját olyan módon állították össze, hogy az előadások kövessék a Naptól kiinduló energiaáram útját a légkörön keresztül a földfelszínig, majd a Föld belsejében végbemenő áramlásokat vegyék sorra. Mindkét témacsoporton belül külön súlyt helyeztek a Pannon medencében lejátszódó folyamatokra.

Meteorológiai szempontból főleg az első nap előadásai voltak érdekesek. Ismeretes, hogy a naptevékenység mennyire tükröződik a légköri folyamatokban. A naptevékenységben jelentkező szabályossággal, a különböző ciklusokkal foglalkozott *Dezső Lóránd* előadása. A hatások mindenekelőtt a magnetoszférában, a felső légkörben és a Föld mágneses mezejében mutathatók ki egyértelműen. *Szemerédy Pál* a magnetoszféráról, míg *Flórián Endre* és *Bencze Pál* a magas, illetve alacsony ionoszféra rétegekről tartott előadást.

A napsugárzás által a mezo- és sztratoszférában előidézett folyamatok már az időjárásra is hatással vannak. A hatás elsősorban az ózon elnyelése következtében fellépő melegedés révén realizálódik. Erre vezethető vissza a sztratoszféra áramlásának nyugatiból keletibe és fordított irányú átváltódása tavasszal és ősszel. Ezekről a kérdésekről számolt be elő-

adásában *Béll Béla*. *Berkes Zoltán* a 11 éves napfolteklus időjárási hatásairól beszélt, de kitért a Hold-hatással kapcsolatos vizsgálatokra, amelynek terén maga is úttörő munkásságot fejtett ki. Emellett érintette a makroszínoptikus helyzet távprognosztikai kiértékelésének a kérdését is. *Bacsó Nándor* a légkör legalsó rétegében lejátszódó időjárási jelenségeket tárgyalta Magyarországon légtéren anyag- és energiataralmának, valamint forgalmának eddig ismert adatai alapján.

Napirendre került a mesterséges holdak alkalmazása a légkörkutatásban. *Tánczer Tibor* a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegére vonatkozó műholdas mérések eredményeit ismertette. Hangsúlyozta, hogy a mesterséges holdak új fejezetet nyitottak meg az időjárás megfigyelésében is. A műhold-felvételeken jól azonosíthatók az időjárási képződmények (ciklonok, frontok, jetek, stb.) felhőrendszere. *Ill Márton* rámutatott a mesterséges holdak a felsőlégkör sűrűségviszonyainak a meghatározásában történő alkalmazására. Taglalta a mérésekből a légsűrűség alakulására nyert eredményeket, és az erre magyarázattal szolgáló elméleteket. Megismerhetjük a hallgatóság a magyar csillagászok figyelemreméltó munkásságát e téren.

Több előadásban hallhattunk a régmúlt idők éghajlati feltételeiről, amelyekre a paleoklimatológia módszerei derítettek fényt. Előadás foglalkozott a légkörnek a felszínmondorbat alakulására gyakorolt hatásával. Említést érdemel továbbá még meteorológiai szempontból *Balázs Bélának* a bolygók légkörével és *Barta Györgynek* a földmágnességgel foglalkozó előadása.

Az ankét az exogén és endogén anyag- és energia áramlások kapcsolatáról rendezett vitauléssel ért véget. A szakemberekben igen jó benyomást keltett a maga nemében első ízben rendezett ilyen találkozó. Kifejezték azt a közös óhajukat, hogy célszerű lenne az újabb eredményekről kölcsönös tájékoztatás végett egy év múlva hasonló ankétot rendezni.

Tánczer T.

\*

## CZELNAI RUDOLF SZAKÉRTŐI ÚTJÁRÓL

A Viktória, Kioga és Albert tavak vízgyűjtő területének hidrometeorológiai felmérésében egy éven át vett részt *Czelnai Rudolf*, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese. A Meteorológiai Világszervezet szakértőjeként 1967 novemberében utazott Entebbébe, hogy a Fehér-Nílus forrásvidékének mintegy 380 ezer km<sup>2</sup> kiterjedésű medencéjében a meteorológiai megfigyelő hálózat kiegészítése céljából 21 elsőosztályú hidrometeorológiai állomás, valamint 156 csapadékmérő állomás helyének kiválasztásában és a telepítési munkálatok irányításában

részt vegyen. Mint elmondotta, az a nemzetközi expedíció, amelynek ő is tagja volt, a Meteorológiai Világszervezet eddigi egyik legnagyobb vállalkozását hajtja végre, és a hidrológiai valamint meteorológiai feltételek vizsgálatán túlmenően a terület fotogrammetrikus felmérését is végzi. Az expedíció központi épületeit Uganda közigazgatási székhelyén, Entebbében építették fel a Viktória-tó partján, az Egyenlítő vonalától alig 5 km-nyire. Regionális és szubregionális központokat az ugandai Masindiben és Masakában, a kenyai Kisumuban és Kisüiben, valamint a tanzániai Bukóbában, és Mwanzában létesítettek. Az expedíció 28 terepjáró gépkocsival, saját kutatóhajóval, valamint motoresónakkal rendelkezik, és a szakértőket é járműveken utazzák be munkaterületeiket. Egyes esetekben a feladatok végrehajtásához kisméretű különrepülőgépeket bérelnek, különösen a Katonga folyó papirusz mocsarainak, valamint a Viktória-tó szigeteinek szemrevételezése alkalmával.

A Fehér Nílus felső folyásának vidékén első sorban a Viktória-tóba ömlő bővízű Kagera-folyó egyes szakaszain, valamint a Viktória-Nílus Jinja és Paraa közötti szakaszán rendkívül kedvező lehetőségek vannak vízierőművek létesítésére. A hatalmas medence más vidékein öntözési tervek állnak előtérben. Mindezeknek a terveknek a megalapozásához és végrehajtásához elengedhetetlenül szükséges a víz-méreg komponenseinek ismerete. A munka a megfigyelőállomások felállításával nemrég indult meg, és előreláthatóan éveken át tartó szorgalmas adatgyűjtésre lesz szükség ahhoz, hogy az eredmények kiértékelését is megkezdhessek.

Ambrózy P.

\*

## WMO-ÖSZTÖNDÍJASOK HAZAÉRKEZÉSE

Ez év elején érkezett vissza egyéves külföldi tanulmányútjáról Endrődi Gabriella tud. osztályvezető és Ambrózy Pál tud. főmunkatárs. Mindketten jól felhasználták a körülmények adta kedvező lehetőséget tudásuk gyarapítására. Ezt bizonyítja a Meteorológiai Világszervezetben keresztül a vendéglátó országokból megküldött elismerő értékelés is. Ösztöndíjasaink egy év alatt több intézményt meglátogattak és az ott folyó munkákat nemcsak tanulmányozták, hanem be is kapcsolódtak a kutatásba.

Endrődi Gabriella Angliában 9, Hollandiában pedig 4 hónapot töltött a növényzettel borított felszín párolgás-meghatározási módszereinek tanulmányozására.

Az Egyesült Királyságban 6 hónapon keresztül Harpenden-ben (Rothamsted Experimental Station) dolgozott, ahol több éve kísérletek folynak a növények párolgásának, a növényfejlődés és környezet kapcsolatának meghatározására. Két hónapig Sutton Bonington-ban tar-

tózkodott, ahol a Nottingham-i egyetem Environmental Physics tanszékének munkáját tanulmányozta. Látogatást tett Brecknellben az Agrometeorológiai részleg munkájának megismerésére.

Hollandiában ugyancsak lehetősége nyílt a De Biltben működő Királyi Meteorológiai Intézet Éghajlati és Mezőgazdasági Meteorológiai osztálya munkájának megismerésére. Három hónapot töltött Wageningenben (Institute for Land and Water Management Research), ahol munkája magában foglalta azon módszerek megismerését és felhasználását, amelyek alkalmasak növények potenciális és tényleges párolgásának meghatározására.

Ambrózy Pál feladata az Időjárás Világhálózat (WWW) világcentrumaiban alkalmazott fejlett, numerikus előrejelzési módszerek tanulmányozása volt. Az időszak első felében a washingtoni Világcentrumban az amerikai prognosztikai módszereket, majd ezek operatív felhasználását egy regionális centrumban (Hurrikán Előrejelző Központ, Miami) tanulmányozta. Ezen kívül néhány hetet töltött a Boulder-i (Colorado állam) Nemzeti Légtérkutató Központban (NCAR), ahol az ott folyó kutatások megismerése mellett önálló kutató munkát folytatott, amelyről a „Téli inverziós felület stabilitásának vizsgálata a Kárpát-medence fölött” címmel népes hallgatóság előtt referátumon is beszámolt.

Tanulmányútjának második felét a Szovjetunióban töltötte. A moszkvai Világcentrumban, a Kibel professzor vezette hidrodinamikai kutató osztályon a legújabb előrejelzési és analízis módszerek tanulmányozása után a heggyé áramlásmódosító hatásának vizsgálatával foglalkozott. Ennek során egy szovjet kutató által kidolgozott modell segítségével számításokat végzett a Kárpátok környezetében kialakuló lee-hullámok meghatározására. Néhány hetes látogatást tett a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumban (GGO) is, az ott folyó kutatások tanulmányozására.

Mohácsi M.

\*

## MIKROMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT ANGLIÁBAN

címmel tartott szakmai- és élménybeszámolóit öt hónapos angliai tanulmányútjáról Kissné Tóth Erzsébet a Magyar Meteorológiai Társaság 1969. február 13-i ülésén. Az előadás első részében jó áttekintést kaptunk a cambridgei meteorológiai kutatóállomás agro- és mikrometeorológiai feladatairól. Az előadó vázolta a cambridgei kutatócsoport központi témáját, amely jelenleg elsősorban a különböző növényállományok és a légkör közötti kicserélődés folyamatának vizsgálatát, ezen belül pedig a természetes párolgás (evapotranspiráció) közvetlen mérési és közvetett számítási módszereinek

továbbfejlesztését, illetve új módszerek kidolgozását foglalja magában.

A mezőgazdasági növénykultúrák evapotranspirációjának mérésére, valamint a növényállományok sugárzás- és hőháztartási összetevőinek meghatározására alkalmazott mérőműszereikről igen jól sikerült fényképeket mutatott be az előadó. Az előadás szakmai részének befejezéseként további ismertetést hallhattunk a tanulmányút során meglátogatott néhány meteorológiai kutatóállomáson szerzett tapasztalatokról.

A szakmai program ismertetését hangulatos élménybeszámoló követte, amelynek során az előadó maga készítette szép színes diaprojektív képeken mutatta be Cambridget, a híres egyetemi várost. Kitűnő minőségű felvételeket láttunk még Oxfordról, Londonról és Stratford-upon-Avon-ról, Shakespeare szülőhelyéről. Az előadóiülés *Béll Béla* igazgatóhelyettes köszönetnyilvánító szavaival zárult.

Antal E.

\*

## ÖTVEN ÉVE HALT MEG HEGYFOKY KABOS

1883-ban a Természettudományi Közöny hasábjain figyelemreméltó tanulmány látott napvilágot a budapesti hőmérséklet napközi változékonyságáról. A dolgozat hangvétele merőben eltért a korabeli klimatográfiai munkák sztatikus szemléletétől, írója a szakkörökben akkor még ismeretlen *Hegyfoky Kabos* kunszentmártoni segédlelkész alapos statisztikai feldolgozásával a *változások* törvényszerűségeit boncolgatta s vont le számos, ma is helytálló következtetést.

Az említett dolgozat rendkívül termékeny és sokoldalú szakirodalmi munkásság kezdetét jelölte. *Hegyfokynak* 1919. február 7-én bekövetkezett haláláig közel 300 értekezése jelent meg. Működése zömmel a klimatológia területére esett, ugyanakkor azonban a hazai oknyomozó növény- és madárfaenológiai kutatás megalapítójának is tekinthetjük.

*Hegyfoky* tudományos tevékenységét méltatva s beágyazva azt korának keretei közé, elsősorban *komplex oknyomozó szemléletmódját* kell kiemelnünk. Vizsgálódásai során mindig alaposan előkészített klimatológiai bázisra épített, ám jóformán sohasem állott meg a statisztikai törvényszerűségek levezetésénél, hanem az éghajlati jelenségek mélyebb okait fűrkészte. A korabeli szinoptikus meteorológia ismereteinek tökéletes birtokában szinte kötelezőnek tartotta az éghajlati-statisztikai adatok *cirkulációs hátterének* megvilágítását. Ezen felfogás következetes véghezvitele vezette el már 1886-ban a májusi fagyok keletkezésének ma is teljesen helytálló megokolásához, midőn kimutatta, hogy a kősótvaszi lehülések „a mozgó depressziók hideg utórészéhez kapcsolódnak”, továbbá „a hasonló időjárás helyze-

tek okozta hőcsökkenések nem korlátozódnak csupán májusra, még kevésbé május egyes napjaira, hanem azok bármikor bekövetkezhetnek, legfeljebb gazdasági kihatásaik miatt fordítjuk figyelmünket fokozottabb mértékben a májusi esetekre”. Az időjárás jelenségek kölcsönös kapcsolatának sokoldalú vizsgálataival megelőzte korát, s kutatásai alapján már a nyolcvanas évek derekán kidolgozott olyan paraméteres módszert, amellyel a nedves hőmérséklet, a felhőzet és a légnedvesség segítségével jó közelítéssel meghatározható a talajmenti rétegek hőmérsékleti minimuma. Egy másik, ugyancsak ebből az időszakból származó dolgozatában az időjárás megmaradásai hajlamának fogalmát tisztázza, s kitér annak prognosztikai értékelésére.

Igen jelentősek azok a vizsgálatai, amelyeket a magasabb légrétegek áramlási viszonyainak tisztázása érdekében folytatott. *Hegyfoky* kutatásait nemcsak íróasztala mellett végezte, hanem mint a Meteorológiai Intézet külső munkatársa, 1882-től kezdve észlelt, s Turkevén 27 éven át megszakítás nélkül gyűjtötte az adatokat. Az előírt észlelési feladatok mellé számos speciális megfigyelési programot is beiktatott, így két éven át naponta tízszer feljegyezte a különböző szintek felhőinek vonulási irányát. Ennek, a maga korában páratlan részletességű adatgyűjtésnek a feldolgozása vezette el őt olyan tények megállapításához (déli szeleknél a felhőhuzam jobbrafordulása túlnyomó, míg északias szeleknél a felhők leggyakrabban a szélről balra térnek el, a balrafordulás gyakoribb), amelyek kellő igazolását csak a jóval későbbi advekeiovizsgálatok adhatták meg.

A századforduló idejére az 1871 után szervesen megindult hazai éghajlati adatgyűjtés már olyan adatsorokat produkált, amelyek lehetővé tették az egyes éghajlati elemek monografikus feldolgozását. Érdekes tény, hogy a regionális monográfiák sorát a „nem céhbéli” *Hegyfokynak* a szél irányáról írott munkája nyitotta meg 1894-ben, s *Róna* 1897-ben megjelent légnyomás- és *Héjas* 1898-ban napvilágot látott zivatarmonográfiája után 1899-ben ismét *Hegyfoky* teszi le a hazai klimatológiai irodalom astatálára a felhőzet eloszlásáról készített összefoglaló művét.

*Hegyfoky* e terjedelmes monográfiák elkészítésével jelentős munkát vállalt magára és sietette az ország éghajlatának megismerését, szinte a „keze alá dolgozott” *Róna Zsigmondnak*, aki 1909-ben megjelent „Magyarország éghajlata” c. szintetizáló művében fejezeteket építhetett föl *Hegyfoky* eredményeiből. Említést érdemel *Hegyfokynak* a hegy-völgyi szelekkel kapcsolatos kutatása. A korábbi helytelen, a jelenségnek túlzott szerepet tulajdonító nézetekkel szemben az őt megillető helyére teszi e cirkulációt, amelynek létét Ungváry Arad szélészleléseiből mutatta ki. Szakirodalmi munkásságának utolsó évtizedében zömmel

a csapadékoszlással összefüggő kérdések foglalkoztatták, kellő kritikai ellenőrzés után közreadta összes hosszúsorosozatú állomásunk havi csapadékösszegeit, melyek ilyformán az utókor számára könnyen hozzáférhetővé váltak.

*Hegyfok*y szakirodalmi tevékenységének méltatásához szervesen hozzátartozik az a kép is, amit a kiváló fenológusról kell megrajzolnunk. A növényfenológia gyökerei Magyarországon a XIX. század közepéig visszanyúlnak *Wierzbický* és *Staub* munkássága révén. A hetvenes évek elején már kitűnő fitofenológiai észlelőhálózatunk működött, amely azonban a nyolcvanas évek végére a Meteorológiai Intézet *Schenzl* távozása utáni akkori vezetőségének megnémetése miatt csakhamar megszűnt. *Hegyfok*y Túrkevére költözése után 1892-től kezdve speciális megfigyelőprogramjába beiktatta a növényfenológiai észleléseket is, s az évek során gyűlő anyag szakszerű feldolgozásával hazánkban elsőként tisztázta a fenofázisok ingadozásának meteorológiai vonatkozásait. Munkássága elismeréseként a Földrajzi Társaság Alföldi Bizottsága felkérte az alföldi fenológiai adatgyűjtés és feldolgozás megszervezésére, s *Hegyfok*y személyében biztosítva is volt az a szakember, aki a hazai növényfenológiai hálózat újjáállítását eredményesen megoldotta. Jelentős és úttörő munkásságot végzett az avifauna területén, e kutatásai közül különösképp a füstli fecske tavaszi megérkezésének eredeti ötletekben gazdag, a meteorológiai viszonyok tükrében történt komplex tanulmányozása keltett nagy visszhangot.

*Hegyfok*y munkásságát áttekintve nem hagyhatjuk említés nélkül azt a törekvést, amely meteorológiai hálózatunk színvonalának emelésére irányult. Ő volt az első hazánkban, aki felismerve a magashegyi megfigyelések fontosságát, már 1895-ben szorgalmazta egy a Magas-Tátra valamelyik csúcsán létesítendő meteorológiai obszervatórium felállítását. Kora társadalmának megnevezésén múltott, hogy az általa részleteiben kidolgozott terv mégsem valósulhatott meg.

*Hegyfok*y kora klimatológiai tudományának kimagasló művelőjeként a hazai éghajlatkutatás és fenológia egyik úttörő megalapozója volt, munkássága méltó az utókor megbecsülésére.

Péczely Gy.

\*

## ÚJ METEOROLÓGIAI MŰHOLD-SOROZAT (ITOS)

Az Egyesült Államok műholdközpontja új meteorológiai műhold-család felbocsátását tervezi ITOS (Improved TIROS Operational Satellite) néven. Ennek a műhold-sorozatnak a tagjai az eddigi meteorológiai mesterséges holdak (TIROS, *Nimbus*, ESSA) továbbfejlesztés

tését jelentik és magukban egyesítik azok szinte valamennyi lényeges funkcióját. A jelenleg építés alatt álló első új mesterséges hold a TIROS M jelzést viseli, fellövését a NASA 1969 közepére tervezi.

A TIROS M felépítése teljesen eltér az eddigi meteorológiai mesterséges holdakétól: dobozalakú,  $101,5 \times 124,5$  cm<sup>2</sup> alapterülettel és 101,5 cm magassággal, súlya 306 kg. Energia-szükségletét három, egymással 90 fokos szöveget bezáró, 165 cm hosszú és 91,4 cm széles kiterjedésű, a Nap felé forduló napelem-sorozat biztosítja. A napelemek maximálisan 400 W teljesítmény leadására képesek, a műhold berendezései azonban teljes operáció esetén is legfeljebb 60 W energiát fogyasztanak. A műhold aktív élettartama minimum 6 hónap, a mérnöki tervek egy éves működési időt írnak elő.

Az ITOS-rendszer tagjait a californiai Western Test Range kilövő állásáról kétlépcsős *Delta* hordozórakétával bocsátják fel 790 tmf (kb. 1470 km) magasságra, napszinkron körpályára. A műhold térbeli stabilizálását többféle módon érik el. Percenként 150 fordulatot végző lendítőkerék alkalmazásával a műhold a Föld egyszeri megkerülése alatt egy teljes körülfordulást végez és így biztosítható, hogy a mérőelemek, ill. kamerák állandóan a kívánt irányba (többségüknél a földfelszín felé) irányuljanak. A függőleges tengely körüli elfordulás és az oldalirányú kilengés megakadályozására mágneses tekercset használnak. Ennek és a Föld mágneses terének kölcsönhatása ui. a műhold helyzeti stabilizálódásához vezet. Az említett technikai megoldások meggátolják, hogy a műhold tervezett helyzetéből bármely irányban 1 foknál nagyobb szögben kimozduljon.

A TIROS M a tervek szerint a következő megfigyeléseket hajtja végre:

1. A felhőzet egész Földre kiterjedő megfigyelését a *Nimbus*-holdaknál és a ITOS-rendszer tagjainál bevált, de némiképpen módosított televíziós kamerák (AVCS) végzik. Látószögük oldalirányban (a pálya mentén, valamint arra merőlegesen) 90°. Ily módon a tervezett pályamagasság elérésénél mintegy  $3300 \times 3300$  km<sup>2</sup> területelemekről készül felvétel, 833 soros letapogatással. Ennek a földfelszínen 3,7–7,5 km-es felbontás felel meg. A felvételeken a szürke szín 10 fokozata különböztethető meg. A képek a Föld napsütötte oldalán a pálya mentén 260 sec-onként követik egymást, ami az egymásutáni képek között közel 50%-os fedést eredményez. A felvételek mágneszalagon tárolódnak, s a földi irányító állomások rádióparancsára kerülnek kisugárzásra.

2. A műholdat *automatikus képtovábbító rendszerrel* is ellátják, amely az összes földi vevőállomás számára lehetővé teszi a műholdképek közvetlen vételét. Erre a célra az eddig bevált APT-kamerarendszert használják, amelynek optikai tulajdonságai megegyeznek

a fent említett AVCS adataival. Megváltoztatják viszont a képek függőleges (pályamenti) méretét, amelyet 800-ról 600 sorosra redukálnak. Ez azonban nem vezet az egymást követő képek fedésének csökkenéséhez, mivel ennek megfelelően arányosan sűrítik az exponálásokat: a képek az eddigi 352 sec helyett az AVCS-berendezéshez hasonlóan itt is 260 sec-onként készülnek, és így a pályamenti képfedés az előzőekhez képest változatlan (kb. 30%-os) marad. Így az átlagos képmínőség javul majd, minthogy a rosszabb minőségű első és utolsó 100 sor elmarad. A kisebb képméret nyomán az egyes képek továbbításához szükséges idő 50 sec-mal rövidebb lesz, azaz 150 sec-ra csökken. A képadást bevezető 3 sec-os start-hang és 5 sec-os fázisjel megmarad, tehát a teljes képadási idő 158 sec-ra redukálódik. Az egyes képek adása között vagy 102 sec-os szünet lesz, vagy 94 sec-on keresztül *sugárzási adatokat* továbbítanak, ami szintén új megoldás, amelyről az alábbiakban szólunk.

3. A műholdra új konstrukcióként két „letapogató” sugármérőt (ún. SR-rendszert) építenek. A letapogatót végző forgótűkör percenként 48 fordulatot tesz. A műholdpályára merőleges irányú mérések két intervallumban történnek: *a*) az infravörös *vízgőzablakban*, 10,5—12,5  $\mu$  között, és *b*) a *látható tartományban*, 0,52—0,73  $\mu$  között.

Az infravörös detektor felbontó képessége a nadir-pontban 7,5 km. E mérések alapján az aktív felszín (a földfelszín vagy a felhőtűk) hőmérséklete számítható, 300 K° hőmérsékletnél 2 fokos pontossággal, 185 K° hőmérsékletnél pedig 4 fokos pontossággal. Az éjszakai felhőtakaró megállapítása ezzel a módszerrel, az infravörös sugármérések alapján lehetséges, alkalmazhatóságát a korábbi mesterséges holdakkal nyert tapasztalatok bizonyítják.

A látható tartományban folytatott sugármérés a televíziós kamerákat elérő felbontással (a nadir-pontban 3,7 km) történik. Minthogy a tűkör mintegy 7,5 km-es lépésközrel pásztázza le a földfelszín, a nadir-pont térségében a mérési pontok elkülönülnek egymástól. Várható, hogy ez a sugármérés a televíziós képeknél jobb minőségű felvételeket szolgáltat majd. Ezért az AVCS-rendszer vagy az APT-kamerák meghibásodása esetén a sugárzási adatokból állítható elő operatív célokra a felbontás eloszlása.

Az infravörös mérőrendszert oly módon alakítják ki, hogy a Föld éjszakai oldalán a megfigyelési eredmények az APT-állomások számára is kisugárzásra kerülnek. A Föld nap-sütötte részén a programozástól függően vagy az infravörös méréseket, vagy a látható színképtartományban végzett méréseket sugározza a műhold az APT-állomások felé. Normál operációs módozat esetén (tehát amikor az APT-kamerák hibátlanul működnek), az APT-állomások számára a képadások közötti 102 sec-os szünetekben 94 sec-on keresztül az

infravörös detektor által szolgáltatott adatok kerülnek kisugárzásra. Ilyenformán az egyes APT-képeket kb. 75 sornyi infravörös adat egészíti ki a következő APT-kép középpontja közelébe eső területről. Ugyanakkor mindkét sugármérés adatai mágnesszalagra is rögzítődnek, ahonnan a földi irányító állomások birtokába jutnak. Így a TIROS M a televíziós képeken felül egyben a sugárzásról is gyűjt az egész Földre vonatkozó megfigyeléseket, amelyeket azután az irányító állomások a washingtoni meteorológiai világközpontba továbbítanak.

Az eddig említett berendezéseken kívül az ITOS-rendszer tagjainak fedézetére síklemezes sugármérőt (FPR) és szoláris proton monitort is felszerelnek. Egy-egy holdra a kettő közül csak az egyik kerül, szerepüket másodlagosnak tekintik, s bár az adatok operatív is felhasználhatók, e berendezések esetleges hibáját nem számítják a holdak missziós hibájának. Befejezésül ennek a két berendezésnek a funkciójáról szólunk néhány szót.

4. Az FPR *hemiszférikus méretű sugármérést* végez két színek tartományban. Fekete felfogó elemek a Föld által kisugárzott hosszuhullámú és a visszavert rövidhullámú sugárzást mérik a 0,3—30  $\mu$  közötti spektrumban, fehér szenzorok pedig a Föld kisugárzásáról szolgáltatnak adatokat a 7—30  $\mu$  közötti tartományban. A kétfajta mérés eredményei a Föld hőegyenlegének számításában, tehát elsősorban klimatológiai jellegű célokra hasznosíthatók.

5. A szoláris proton monitor a Napból a szenzorra érkező *energia részecskék fluxusának mérésére* szolgál. E méréseket több tartományban végzik majd: *a*) proton-fluxus a 10, 30 és 60 MeV tartományban, és *b*) elektron-fluxus a 100—750 KeV tartományban. A mérések a tér két irányában történnek: *1.* a pálya mentén horizontálisan, a Nappal ellentétes irányban, és *2.* a pályára merőlegesen, a Földről a világtér felé néző irányban. A mérési adatok mind az FPR esetében, mind pedig a szoláris proton monitorról digitális formában mágnesszalagra rögzítődnek, és földi parancsra történő levételük után az ESSA kutató intézeteihez kerülnek.

Tánczer T.

\*

## AZ ŰRKUTATÁS HÍREI

Folyóiratunk előző számában megírtuk, hogy az amerikai ATS-III távközlési mesterséges holdat 1968. december 6-án a geostacionér pályánál magasabb pályára vezérelték, és ezért a műhold az Egyenlítő síkja mentén nyugat felé irányuló látszólagos mozgásba kezdett. A műhold új pozícióját ugyanis a NASA 73°-os nyugati hosszúsági kör fölött jelölte ki. Erre a pozícióra a műhold a Föld-szinkron pályának megfelelő magasságban 1969.

január 20-án 1200 GMT órakor állt rá. Új helyzetben az ATS-III Kolumbia déli része fölött van; adásainak vételi körzete innen már nem éri el Magyarországot.

Az ITOS-rendszer új, a washingtoni meteorológiai világgözpont számára hemiszférikus adatgyűjtést végző operatív mesterséges holdját, az ESSA-9 jelzésű műholdat, 1969. február 26-án juttatták Delta-rakétával Föld körüli 1450 km magas körpályára. A kilövés a floridai Cape Kennedy támaszponttól történt, ahonnan meteorológiai mesterséges holdat utoljára három évvel azelőtt, 1966. február 28-án (ESSA-2) indítottak. A floridai start a Californiában uralkodó rendkívül rossz időjárás következtében vált szükségessé, annak ellenére, hogy Cape Kennedyn azokban a napokban teljes erővel folyt az Apollo-9 útjának előkészítése, a február 24-én fellőtt *Mariner-6* Mars felé irányuló pályájának ellenőrzése és a *Mariner-7* márciusi indításának programozása.

Itt említjük meg, hogy a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), az Egyesült Államok űrhajózási hivatala, 1968. október 1-én ünnepelte alapításának tizedik évfordulóját. A szervezetet akkor a *National Advisory Committee for Aeronautics* (NACA), továbbá a hadsereg és a haditengerészet űrkutatási szerveinek összevonásából hozták létre, s egyik fő feladatuként a telekommunikációs és meteorológiai műholdak tervezését és alkalmazását jelölték ki. Ezt a feladatot a TIROS, ESSA, *Nimbus* és ATS-holdak a meteorológia tudományának felmérhetetlen hasznára oldották és oldják meg, de számottevő az az információs anyag is, amelyet a NASA elsősorban nem-meteorológiai műholdjai (az *Explorer*- és OGO-holdak), valamint az űrhajók asztronautáinak megfigyelései szolgáltatnak.

Gözt G.

\*

## AZ IDŐJÁRÁSKUTATÁS IDŐSZERŰ KÉRDÉSEI

A Magyar Meteorológiai Társaság e témakörből szervezett előadásorozatának második előadása hangzott el 1969. február 27-én a Technika Házában, „Az időjárás hosszabbtartamú előrejelzésének jelenlegi állása és fejlődésének lehetőségei” címmel Koppány György tudományos csoportvezető előadásában.

Amikor azt vizsgáljuk, hogy az utóbbi évtizedekben óriási módon megnövekedett anyagi-technikai ráfordítás hogyan térül meg az előrejelzések minőségének fejlődésében, két szempontot kell figyelembe vennünk:

1. javult-e az előrejelzés beválása,
2. bővült-e az előrejelzések információ-tartalma.

Első követelményünk teljesülése kiértékelések hiányában egzakt módon nem állapítható meg. Az előrejelzések információ-tartalma azonban, amint azt az előadó példákkal illusztrálta, az elmúlt évtizedek alatt megsokszorozódott. E két követelmény egymással fordítottan arányos, minél több részletre térünk ki az előrejelzésben, annál rohamosabban csökken a beválás valószínűsége. Az ellentmondást csak az előrejelzési módszerek tökéletesítésével oldhatjuk fel.

A távelőrejelzésben alkalmazható módszerek közül legelterjedtebbek a statisztikai-tapasztalati összefüggéseken alapuló módszerek. Ezek nem adják pontos fizikai magyarázatát az összefüggéseknek és problematikus az ú. n. prediktorok alkalmas kiválasztása, mégis szükségmégoldásként világszerte alkalmazzák.

Az összefüggések egzakt módon a hidrodinamikai, azaz a numerikus módszerekkel írhatók le a távelőrejelzésben is. Ebben a közelítésben a légköri mozgásokat planetáris méretekben kell vizsgálni, azaz az általános légkörzés kialakulását matematikailag kell leírni. Az általános légkörzés kialakításában állandó és változó hatású tényezők vesznek részt és első lépésként az igen összetett problémát le kell egyszerűsíteni. Ilyen egyszerűsített általános cirkuláció kísérleti modelljeit ismertette, illetve filmen is bemutatta az előadó. Ezek a modellek nem előrejelzés céljaira készültek, ehhez idealizált légkör helyett valóságos adatokat kell beépíteni. Ez ma még kísérleti szinten sem valósítható meg, a távelőrejelzés gyakorlatában még nem alkalmazható a numerikus módszer. A számítógép-technika további fejlődése azonban minden bizonnyal lehetővé teszi a jövőben a numerikus módszerek távprognosztikai alkalmazását.

Az előadást követő vitában Béll Béla, Berkes Zoltán, Götz Gusztáv, Bódi Károly és Kozma Béla fűztek elvi és metodikai megjegyzéseket a távelőrejelzés problematikájához.

Róth R.

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

Felélős kiadó: Sala Sándor igazgató

69 0005 Athenaeum Nyomda Budapest — Íves magasnyomás

Felélős vezető: Soproni Béla igazgató

KÖNYVTÁR  
TUDOMÁNYOS KÖNYVTÁR  
MAGYAR

**A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG  
VÁNDORGYŰLÉSEINEK ANYAGÁT**

tartalmazó kötetek korlátozott példányszámban még  
kaphatók:

	<b>ÁRA</b>	
Az ipari meteorológia kérdései	<b>31</b>	Ft
Hévízfürdő természeti viszonyai és gyógyászatának néhány részlete	<b>18</b>	Ft
Alkalmazott éghajlattani kutatások Délkelet-Dunántúlon	<b>26</b>	Ft
A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken	<b>26</b>	Ft
A Balaton meteorológiájának és hidrológiájának néhány kérdése	<b>26</b>	Ft
Az erdészeti meteorológia néhány kérdése	<b>26</b>	Ft
Az öntözéses gazdálkodás agrometeorológiai kérdései a Tiszántúlon	<b>26</b>	Ft

A kiadványok megvásárolhatók a Magyar Meteorológiai Társaság titkárságán (Budapest, V., Szabadság tér 17.), vagy megrendelhetők postai úton az összeg egyidejű befizetésével a „Magyar Meteorológiai Társaság, Budapest; bevételi számla” 171.249-70 sz. csekkszámlára.

**SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYEK:**

BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1. TELEFON: 353-500

**ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 Ft**

(BEFIZETÉS A 100.080-70 ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN),

A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 Ft

(BEFIZETÉS A 61.764 METEOR. TÁRS. TAGDÍJBEF. SZÁMLÁJÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

## CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Bónis, K.</i> : On the Kinetics of Condensation of Atmospheric Water Vapour on Suble Nuclei (English Text) .....	65
<i>Schienenbein, S.—Nitzschke, P.</i> : Industriemeteorologische Untersuchungen zum Feuchtehaushalt Eines Produktionsraumes (Deutscher Text) .....	72
<i>Lingova, St.</i> : Some Regularities in the Diurnal and Annual Variations of the Radiation Balance (Russian Text) .....	76
<i>Major, Gy.—Tárkányi, Zs.</i> : Areal Distribution of Calculated of the Radiation Balance in Hungary .....	81
<i>Szalay, G.</i> : Influence of Convective Activity on Meteorological Elements in Vicinity of the Lake Balaton .....	86
<i>Simon, A.</i> : Distribution of Large and Giant Atmospheric Aerosol Particles over Hungary .....	92
<i>Wirth, E.</i> : Theories of Hail-Formation and Methods Hailsupression in the Soviet-Union .....	99
<i>Hirtling, Gy.</i> : Measurement Methods Used on Meteorological Rockets	108
<i>Kapovits, A.</i> : Weather Radar Observations at Budapest .....	113
<b>Literature</b>	
Reports on Scientific Researches of the Research Institute for Water Resources carried out in 1966. ( <i>Antal E.</i> ) .....	116
Agrobotanik ( <i>Szakály J.</i> ) .....	117
<i>Sneyers, R.</i> : Les Propriétés statistiques de L'enneigement du sol en Belgique ( <i>Koflanovits E.</i> ) .....	119
<i>Barry, R. G.—Chorley, R. J.</i> : Atmosphere, Weather and Climate ( <i>Tóth, E.</i> ) .....	120
<i>Барбышев, В. А.—Крылов, Г. Н.</i> : Контроль ориентации метеорологических спутников ( <i>Aujeszky L.</i> ) .....	120
<b>Chronicle</b> .....	121

# IDŐJÁRÁS

---

## SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖKE:

**DÉSI F. (BUDAPEST)**

SZERKESZTŐ:

**LŐRINCZ A. (BUDAPEST)**

73. ÉVFOLYAM

**3**

1969. MÁJUS—JÚNIUS

---

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

# IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

## TARTALOM

Tánczer Tibor: Felhők kiterjedésének meghatározása műhold képeken (angol nyelven) .....	129
Götz Gusztáv: Nagy konvekciós rendszerek üllő-részének kétdimenziós kinematikai modellje 141	
Péczely György: A felszíni vízbevitel részeseződése hóolvadásból a Duna vízgyűjtőjén (német nyelven) .....	155
Radnai Katalin: Havas és hómentes parcellák talajhőmérséklete .....	160
Hirling György: A tropopauza magasságának változásai .....	166
Ventura Eduárd: A villámok gyakorisága és kapcsolatuk a zivatarok labilitási energiájával .....	175

## Irodalom

Lawrynowicz, R.: A gyümölcsvirágzás kezdetének időjárásfüggésére vonatkozó vizsgálatok (Szakály József) .....	180
Tverszkaj, B. A.: A Föld sugárzási öveinek dinamikája (Aujeszky László) .....	181
Frank, D. A.—Kamenszkij: A plazma — az anyag negyedik halmazállapota (Aujeszky László) ...	182
Scserbin, M. I.: Mikroklimatológia (Aujeszky László) .....	182

## Krónika

Berde Áron születésének 150. évfordulója (Péczely Gy.) — Réthly Antal 90 éves (Berkes Z.) — Kozmikus meteorológiai munkaértekezlet Szófiában (Koppány Gy.) — Kozmikus meteorológiai munkaértekezlet Budapesten (Hirling Gy.) — A szocialista országok kozmikus meteorológiai állandó munkacsoportjának II. ülészaka Budapesten (Tánczer T.) — Meteorológusok kormánykitüntetése (Ambrózy P.) — A IX. meteorológiai világnap (Gubola M.) — A planetáris geofizikai kutatások (Ambrózy P.) — Változás az Időjárás szerkesztő bizottságában (az Időjárás Szerkesztő bizottsága) — Ionoszféra munkaértekezlet (Saikó J.) — Az európai régió távközlési munkacsoportjának VIII. ülése (Lépp I.) — A Dunabizottság 27. ülése (Péczely Gy.) — Passzát-szél mérések az Atlanti óceánon (Götz G.) — Az időjárás numerikus előrejelzése (Koppány Gy.) — Az angliai ózonszintmérések (Mohácsi M.) — Ózonszimpózium Monacóban (Borbély E.) — Az időjárás-kutatás időszerű kérdései (Ambrózy P.) — Az űrkutatás hírei (Götz G.) .....

183

## E SZÁM SZERZŐI:

Tánczer Tibor dr., a Központi Meteorológiai Intézet tud. csoportvezetője, Götz Gusztáv, az Előrejelző Központ tud. főmunkatársa, Péczely György dr., kandidátus, a Központi Meteorológiai Intézet tud. fősztályvezetője, Radnai Katalin, a Központi Meteorológiai Intézet tud. munkatársa, Hirling György, az Aerológiai Főobszervatórium tud. munkatársa, Ventura Eduárd, az Aerológiai Főobszervatórium tud. csoportvezetője.